



UNIVERSITÄT LEIPZIG  
FAKULTÄT FÜR PHYSIK UND GEOWISSENSCHAFTEN  
LEIPZIGER INSTITUT FÜR METEOROLOGIE

BACHELORARBEIT

---

# Der Einfluss von Pollen auf die Vereisung von Wolken

---

ANNA MARTIN

Erstgutachter: Prof. Dr. Johannes Quaas  
Zweitgutachter: Dr. Frank Stratmann  
Matrikel: 3751787  
Datum der Abgabe: 1. Februar 2019

---

# Inhaltsverzeichnis

|          |  |           |
|----------|--|-----------|
| <b>1</b> | <b>Motivation</b>                            | <b>3</b>  |
| <b>2</b> | <b>Grundlagen</b>                            | <b>4</b>  |
| 2.1      | Pollen . . . . .                             | 4         |
| 2.2      | Eisnukleation . . . . .                      | 6         |
| 2.2.1    | Homogene Nukleation . . . . .                | 6         |
| 2.2.2    | Heterogene Nukleation . . . . .              | 6         |
| 2.3      | Wegener–Bergeron–Findeisen Prozess . . . . . | 7         |
| <b>3</b> | <b>Daten</b>                                 | <b>7</b>  |
| 3.1      | Pollendaten . . . . .                        | 7         |
| 3.1.1    | Funktionsweise Burkard Pollenfalle . . . . . | 8         |
| 3.2      | Satellitendaten . . . . .                    | 8         |
| 3.2.1    | DARDAR . . . . .                             | 8         |
| 3.3      | Niederschlagsdaten . . . . .                 | 10        |
| <b>4</b> | <b>Methodik</b>                              | <b>11</b> |
| 4.1      | Datenanpassung . . . . .                     | 11        |
| 4.2      | Berechnung . . . . .                         | 11        |
| <b>5</b> | <b>Ergebnisse</b>                            | <b>12</b> |
| <b>6</b> | <b>Auswertung</b>                            | <b>14</b> |
| <b>7</b> | <b>Zusammenfassung</b>                       | <b>16</b> |
|          | Literaturverzeichnis                         | 17        |
|          | Abbildungsverzeichnis                        | 20        |
|          | Tabellenverzeichnis                          | 20        |
| <b>8</b> | <b>Anhang</b>                                | <b>21</b> |

# 1 Motivation

Das Klima der Erde befindet sich in ständigem Wandel. Deshalb ist es besonders wichtig, die Antworten der Natur auf den anthropogen verursachten Klimawandel zu analysieren. Es gilt, die Erde als interagierendes System zu untersuchen, da sich die Prozesse in der Atmosphäre auf Flora und Fauna auswirken und umgekehrt. Zum Beispiel verringern Luftverschmutzungen die Energieerträge, das marine Pflanzenleben hängt vom Eisengehalt des Staubs aus den trocken Regionen ab, der über Winde zum Ozean getragen und dort abgelagert wird und Bäume und andere Vegetation nehmen durch chemische Prozesse am Niederschlagszyklus teil. Vor allem der Einfluss von Vegetation auf Wolken soll im Folgenden im Fokus stehen.

Wolken verändern den Wasserkreislauf und den Strahlungshaushalt der Erde. Verschiedene Eigenschaften von Wolken, wie unter anderem die optische Dicke, die Albedo oder der Flüssigwassergehalt, beeinflussen den solaren oder terrestrischen Anteil der Strahlungsbilanz. Deshalb ist es von großer Bedeutung zu verstehen, welche Mechanismen die Veränderungen der Wolkeneigenschaften begünstigen und inwiefern die Vegetation auf der Erde dazu beiträgt. In dieser Arbeit wird untersucht, welchen Einfluss Pollen auf die Vereisung von Wolken haben. Dass Pollen theoretisch als Eiskeime fungieren können, wurde bereits in verschiedenen Laborstudien gezeigt [Diehl et al.(2002)]. Eine gängige Annahme ist allerdings, dass Pollen aufgrund ihrer Größe eine zu kurze Verweildauer in der Atmosphäre besitzen und sich deshalb durch keinen signifikanten Einfluss auf die Bewölkung kennzeichnen. Außerdem findet der Pollenflug nur zu bestimmten Jahreszeiten statt, was den Einflusszeitraum deutlich minimiert.

Im Folgenden werden die Pollenfluginformationsdaten über Deutschland mit Satellitendaten des A-Trains im Zeitraum von 2007 bis 2012 verglichen, um einen möglichen Zusammenhang zwischen dem Eisanteil der Wolken und dem Pollenflug herzustellen. Zusätzlich werden die Niederschlagsereignisse des Globalen Niederschlags Klimatologie Zentrums im gleichen Zeitraum betrachtet, um auch hier eine mögliche Beziehung zu erkennen.

## 2 Grundlagen

### 2.1 Pollen

Pollen sind biologische Aerosolpartikel, die dem Transport männlicher Pflanzenkeimzellen zum weiblichen Pistillum dienen, um die Bestäubung und Fortpflanzung von pflanzlicher Vegetation zu gewährleisten. Der Durchmesser der Pollen kann bei verschiedenen Spezies zwischen  $4\ \mu\text{m}$  (z.B. Vergissmeinnicht) und  $200\ \mu\text{m}$  (z.B. Kürbis) variieren [F.D. Pope (2010)]. Relevant für die folgende Arbeit sind Birkenpollen mit einem Durchmesser zwischen  $16\ \mu\text{m}$  und  $31\ \mu\text{m}$ . Die Birke blüht als eine der ersten Arten im Jahr, im Schnitt von Februar bis April [Pummer et al. (2012)]. Die Verbreitung der Pollen findet hauptsächlich durch die Luft statt, wobei sich die Pollenkörner einzeln oder in Gruppen ausbreiten und Distanzen von bis zu  $1000\ \text{km}$  zurücklegen können. Birkenpollen werden in Mengen von  $1.5\ \text{L}^{-1}$  Luft in die Atmosphäre emittiert und mit der Höhe nimmt ihre Konzentration ab. Nach [H. Rempe (1937)] liegt die Konzentration in  $1000\ \text{m}$  Höhe bei  $1.2\ \text{L}^{-1}$  und in  $2000\ \text{m}$  Höhe noch bei  $0.45\ \text{L}^{-1}$ . Trotzdem ist bei Inversionswetterlagen eine geringere Pollenkonzentration in Bodennähe möglich, als in größerer Höhe. Aerobiologische Studien haben gezeigt, dass Pollen nicht nur in der unteren Grenzschicht vorhanden sind, sondern auch die freie Troposphäre erreichen können [Steiner et al. (2015)]. Allerdings finden sich in zahlreichen Publikationen unterschiedliche Angaben über den Durchmesser luftgetragener Pollen. Während Pummer et al. davon ausgehen, dass der Durchmesser maximal  $200\ \mu\text{m}$  betragen kann, damit die Partikel in die Troposphäre gelangen können, gehen Diehl et al. von maximal  $100\ \mu\text{m}$  aus. Während des Transports wird die Keimzelle von der Extine geschützt, einer äußeren Schicht bestehend aus robusten und inaktiven Biopolymeren, sogenannten Sporopollenin. Wie in Abb. 1 zu erkennen, weist die Extine, je nach Pollenart, verschiedene räumliche Strukturen auf. Teilweise sind Aperturen (Öffnungen) vorhanden, die zum Keim führen und das Eindringen von Wasser ermöglichen.

K. Diehl et al. (2001) zeigten, dass Pollen ohne signifikante Veränderung des Durchmessers eine große Menge an Wasser durch kapillare Effekte aufnehmen können. F.D. Pope stellte die Vermutung auf, dass diese kapillaren Effekte den Wasserdampfdruck an den Poren verringern und anschließend kapillare Kondensation auftritt. In Abb.2 ist die Wasseraufnahme bei relativen Feuchten von  $68\%$  bis  $96\%$  und einer Temperatur zwischen  $1,2\ ^\circ\text{C}$  und  $6,0\ ^\circ\text{C}$  mikroskopisch abgebildet. Die Abbildungen dokumentieren die Wasseraufnahme von Pollen ohne Anwachsen des Durchmessers.

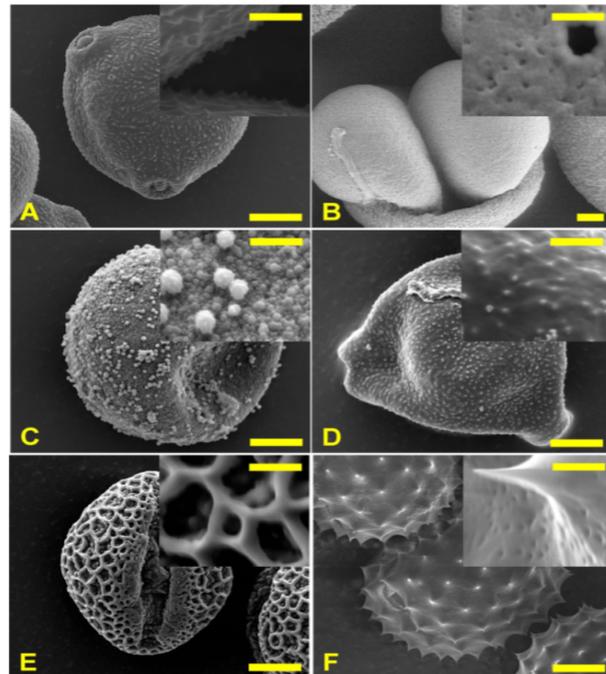


Abbildung 1: Birke (A), Kiefer (B), Wacholder (C), Haselnuss (D), Weide (E) und Ambrosie (F). Die Referenzlänge beträgt in den großen Bildern  $5\ \mu\text{m}$  und in den kleinen  $1\ \mu\text{m}$  [Pummer et al. (2012)].

Es ist bekannt, dass die besten Eiskerne von Bäumen stammen, die in den mittleren und höheren geographischen Breiten vorkommen, wie Birken-, Kiefer- und Wacholderpollen [Pummer et al. (2012)]. Da Pollen relativ groß im Vergleich zu anderen Eiskernen sind, stellt sich die Frage, wie sich aus Pollen Eiskerne bilden. Hierzu gibt es verschiedene Theorien. Taylor et al. nehmen an, dass Pollen bei hoher Feuchtigkeit reißen und sich so kleinere Pollenpartikel bilden. Augustin et al. geht von einem Lösen der Pollen in Wasser aus, wohingegen Pummer et al. vermuten, dass Pollen suspendierbare Nanostrukturen besitzen, die sich leicht von den Pollen lösen können, allerdings zu klein sind, um vom Elektronenmikroskop erfasst zu werden. Diese Vermutung wurde von Pummer et al. durch ein Experiment gestützt, in dem die Medianwerte der Gefriertemperatur von Pollen und einer Suspension aus Wasser und Pollen (aus dem die Pollenkerne zuvor ausgefiltert wurden), verglichen wurden. Da sich die Mediantemperaturen im gleichen Bereich ansiedeln (von  $-19^{\circ}\text{C}$  bis  $-33^{\circ}\text{C}$ ), wird von der Bildung von sogenanntem Pollenwaschwasser ausgegangen [Murray et al. (2012)]. Ähnliches wurde in einem anderen Versuch mit Hilfe von Elektronenmikroskopie beobachtet, der das Platzen von Pollen nach der Wasseraufnahme bei Regen beschreibt, was Material wie Allergene und Zucker freisetzt [Swoboda et al. (2004), Schäppi et al. (1999)]. Diese Phänomene führen dazu, dass ein Pollenkern zur Eiskernnukleation von mehreren Wassertropfen beitragen kann [Murray et al. (2012)].

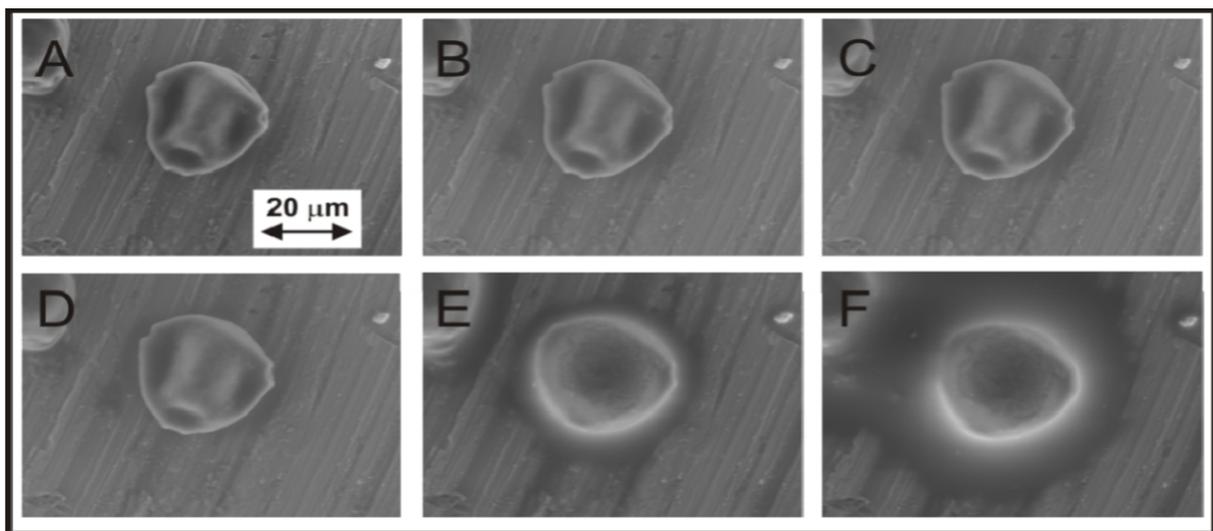


Abbildung 2: Birkenpollen bei 68% (A), 84% (B), 91% (C), 93% (D), 96% (E) und 96% (F) relativer Feuchte. Die Temperatur schwankt zwischen  $1,2^{\circ}\text{C}$  und  $6^{\circ}\text{C}$  [F.D. Pope (2010)].

## 2.2 Eisnukleation

Der Nukleationsprozess beschreibt den Zeitraum, den ein Stoff benötigt, um in einen thermodynamisch stabilen Zustand niedriger freier Gibbs Energie zu wechseln. Man unterscheidet hierbei in homogene und heterogene Nukleation.

### 2.2.1 Homogene Nukleation

Obwohl der feste Zustand der energetisch günstigere Aggregatzustand von unterkühlten Wassertropfen ist, gefrieren Tropfen nicht zwangsläufig bei Temperaturen unter 0 °C. Dies liegt daran, dass die Energie, die zum Gefrieren aufgebracht werden muss größer ist, als die Energie die benötigt wird, um in dem bestehenden Zustand zu bleiben. Erst bei Temperaturen von unter -38 °C wird angenommen, dass alle vorhandenen Wassertropfen gefrieren [Duft und Leisner (2004)]. Dieser Prozess wird als homogene Eisnukleation bezeichnet. Die Arrhenius Gleichung für homogene Eisnukleation kann wie folgt geschrieben werden:

$$J = A \exp\left(\frac{\Delta G}{kT}\right)$$

wobei  $J$  den Nukleationsevents pro Einheitsvolumen pro Einheitszeit,  $\Delta G$  der Gibbs Energie einer Formation von kritischen Clustern (also Molekülen im Übergangsbereich vom flüssigen in den festen Zustand),  $k$  der Boltzmannkonstante,  $T$  der Temperatur und  $A$  dem Frequenzfaktor entspricht [Murray et al. (2012)].

### 2.2.2 Heterogene Nukleation

Das Gefrieren im Temperaturbereich zwischen -38 °C und 0 °C wird als heterogene Nukleation bezeichnet, da in diesem Fall der Kontakt einer geeigneten Oberfläche mit dem unterkühlten Wasser zu einer Reduktion der Energiebarriere und zum Katalysieren in die Eisphase führt [Murray et al. (2012)]. Die Arrhenius Gleichung für heterogene Eisnukleation setzt sich aus dem Frequenzfaktor für heterogene Nukleation  $A_{het}$  und dem Faktor  $\varphi$  zusammen, der die Reduktion der Energiebarriere relativ zur homogenen Eisnukleation durch eine feste Oberfläche verringert. Dieser Faktor hängt vom Kontaktwinkel  $\theta$  zwischen einem sphärischen Eisnukleus mit einer flachen Oberfläche ab [Murray et al. (2012)].

$$\varphi = \frac{(2 + \cos(\theta))(1 - \cos(\theta))}{4}$$

$$J_{het} = A_{het} \exp\left(\frac{\Delta G \varphi}{kT}\right)$$

Aerosolpartikel wie Pollen dienen als Eiskeime, da deren Oberflächen natürlich bedingte Unregelmäßigkeiten aufweisen, an denen sich **Wasserdampf** sammeln kann. Die Anlagerung von Wasserdampf lässt den Eiskern zu einem Eiskristall heranwachsen. Diese Form von Eisnukleation wird Depositionsgefrieren genannt. Beim Kondensationsgefrieren findet die Anlagerung von Wasser am Partikel aufgrund von übersättigter Luft statt. Durch Kondensation am Partikel wird Energie frei, welche den Übergang vom flüssigen in den energetisch günstigeren festen Zustand ermöglicht. Findet der Gefrierprozess von einem unterkühlten Wassertropfen durch Kollision mit einem Eiskern statt, handelt es sich um Kontaktgefrieren. Beim Immersionsgefrieren enthält das unterkühlte Wasser bereits einen

Eiskern, der dann zum Gefrieren des Tropfens führt. Gerade der Prozess des Immersionsgefrieren ist für die Verreisung der Wolken durch Pollen interessant, da Pollenwaschwasser die notwendigen Eiskeime bereits enthält.

## 2.3 Wegener–Bergeron–Findeisen Prozess

Der Wegener–Bergeron–Findeisen Prozess beschreibt das Eiskristallwachstum in Mischphasenwolken. Mischphasenwolken enthalten im Temperaturbereich zwischen  $-38\text{ °C}$  und  $0\text{ °C}$  unterkühlte Wassertropfen sowie Eispartikel, die durch Eiskernung (Abschnitt 3.2) entstehen. Bei gleicher Temperatur ist der Sättigungsdampfdruck über Eis geringer, als über Wasser. Ist die Luft um den Eiskristall übersättigt, kondensiert Wasserdampf am Eispartikel und der Eispartikel wächst. Der Wasserdampfdruck der unterkühlten Wassertropfen sinkt hierbei, sodass mehr Wasser verdunsten kann, das sich wiederum am Eispartikel ansammelt. Das Ergebnis ist ein Eiskristallwachstum auf Kosten der unterkühlten Wassertropfen zu einem Graupelkorn. Innerhalb der Wolke finden Auf- und Abwindbewegungen statt, denen die Eispartikel und Wassertropfen folgen. Ist die Masse des Graupelkorns zu stark angewachsen, kann es von den Aufwinden nicht mehr getragen werden und fällt aus. Es entsteht Niederschlag in Form von Hagel oder Regen, abhängig von der Geschwindigkeit, der Größe des Eiskristalls und der Temperatur der unter den Wolken liegenden Luftschichten.

## 3 Daten

### 3.1 Pollendaten

Die verwendeten Pollfluginformationen stammen von der Stiftung des Deutschen Pollenfluginformationsdienstes. Im Anhang sind die Standorte der Pollenmessungen in Abb. 7 dargestellt. Pro Station und Tag werden das Tagesmittel der Pollenanzahl pro  $\text{m}^3$  Luft bestimmt und daraus die Dekadenmittel abgeleitet. Die Konzentration der Pollen wird in schwach, mäßig und stark unterteilt [DWD]. Die bereitgestellten Daten zeigen die gemittelten Pollenkonzentrationen in dem in 8 Bereiche unterteilten Deutschland, siehe Abb.3. Bereich 1 beinhaltet Schleswig-Holstein und Hamburg, Bereich 2 Mecklenburg-Vorpommern, Bereich 3 Niedersachsen und Bremen, Bereich 4 Brandenburg, Berlin, Sachsen, Sachsen-Anhalt und Thüringen, Bereich 5 Nordrhein-Westfalen, Bereich 6 das Saarland, Rheinland-Pfalz und Hessen, Bereich 7 Baden-Württemberg und Bereich 8 Bayern. Für die folgende Auswertung wurden ausschließlich Daten der Birkenpollenmessung verwendet.

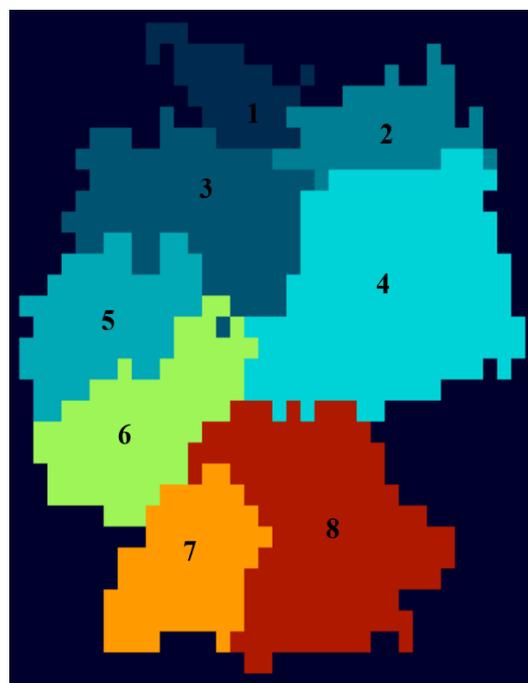


Abbildung 3: Pollendatenabdeckung in Deutschland [Polleninformationsdienst]

### 3.1.1 Funktionsweise Burkard Pollenfalle

Gemessen wurde die Pollenbelastung mit der Burkard Pollenfalle. Diese volumetrische Pollenfalle saugt ein definiertes Luftvolumen von  $10.0 \text{ L min}^{-1}$  durch einen vor Niederschlag geschützten Spalt ( $2 \text{ mm} \times 14 \text{ mm}$ ). An der Pollenfalle ist eine Windfahne angebracht, die eine Anströmung aus der jeweiligen Windrichtung garantiert. Die Luft wird an einer sich langsam drehenden Trommel vorbeigeführt und die Pollen setzen sich dabei an einem Trägerfilm auf der Trommeloberseite ab. Die Trommel dreht sich mit  $2 \text{ mm h}^{-1}$ , somit ergibt sich die Länge des Trägerfilms nach 24 h (von 0 bis 24 Uhr) zu 48 mm. Nach 7-tägiger kontinuierlicher Probennahme muss der Trägerfilm ersetzt werden. Die Auswertung der Messung wird mikroskopisch durchgeführt und die ausgezählte Anzahl an Pollen pro 48 mm Trägerabschnitt entsprechen dem 24-std- Mittelwert an Pollen pro  $\text{m}^3$  Luft. Die Pollenart kann anhand von charakteristischen Strukturen der Polle bestimmt werden [Polleninformationsdienst].

## 3.2 Satellitendaten

### 3.2.1 DARDAR

Für die vorliegende Arbeit wurden die Ergebnisse des DARDAR-Algorithmus (raDAR/liDAR) verwendet. Der DARDAR-Algorithmus nutzt die Kombination von CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder), CLOUDSAT (Cloud profiling radar) und MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) sowie Informationen des ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) und dem IIR (Infrared Imaging Radiometer) [Delanoë und Hogan (2010)].

Der DARDAR-Algorithmus bietet die Möglichkeit genauere Informationen über die vertikalen Profile der thermodynamischen Wolkenphase (DARDAR-MASK) oder die Eigenschaften von Eis und Wolken (DARDAR-Cloud) zu erhalten, als mit einem einzelnen, der oben aufgeführten Instrumente. Vor allem die Unterscheidung von unterkühlten Wassertropfen und Eispartikeln in einer Wolke, soll durch die Kombination des Lidars und des Radars verbessert werden. Das Lidar kann bei Flüssigwassertropfen aufgrund der hohen Anzahlkonzentration bessere Ergebnisse erzielen, als das Radar, das bei den größeren Durchmessern der Eispartikel eine genauere Detektion verspricht. Der DARDAR-Mask Algorithmus bezieht die Daten von den Level 1B Calipso Lidar Rückstreuoeffizientprofilen bei  $532 \text{ nm}$  Wellenlänge, von den Infrarotkanälen des MODIS ( $8,55 \mu\text{m}$ ,  $11,00 \mu\text{m}$  und  $12,0 \mu\text{m}$ ) und von den thermodynamischen Variablen wie Temperatur, Druck und Luftfeuchtigkeit des ECMWF. Um eine kontinuierliche Bestimmung der Wolkenhydrometeorphase zu gewährleisten, werden die Daten in gleicher Auflösung auf einem Gitter mit einer vertikalen Auflösung von  $60 \text{ m}$  und einer horizontalen Auflösung von  $1,7 \text{ km}$  zusammengeführt. Die Unterteilung der Hydrometeorphase ist in Tabelle 1 aufgelistet. Es ergeben sich Punkte mit ausschließlich klarem Himmel (Klasse 0), Eiswolken (Klasse 1), Eis mit niedriger Depolarisationsrate (Klasse 2), Wolken mit ausschließlich unterkühlten Wassertropfen (Klasse 3), unterkühlte Wassertropfen und Eis (Klasse 4), kalter Regen - Eiswolke (Klasse 5), Aerosole (Klasse 6), warmer Regen (Klasse 7), stratosphärische Eigenschaften (Klasse 8), hohe Eiskonzentration (Klasse 9), Wolken mit konvektivem Kern (Klasse 10), warme Wolken mit Flüssigwasseranteil (Klasse 11), warmer Regen (Klasse 12), kalter Regen - Flüssigwasserwolke (Klasse 13) und Wolken mit Flüssigwasseranteil und warmem Regen

(Klasse 14). Hierbei werden alle Wolkenereignisse unter  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$  als Eiswolken eingestuft. In Abb.4 werden schematisch die wichtigsten Prozesse zur Unterscheidung zwischen den thermodynamischen Phasen der Wolke dargestellt. Es zeigt sich, dass nur Wolkenereignisse deren Temperatur zwischen  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$  und  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  liegen, das Lidarrückstreusignal größer ist als  $21,5\text{ }\mu\text{m}$ , die Abschwächung des Lidarsignals in den nächsten 480 m mindestens um den Faktor Zehn kleiner wird und deren Schichtdicke kleiner als 300 m gemessen wird, als Schichten mit ausschließlich unterkühltem Wasser klassifiziert werden, sofern das Radar Signal keine Wolke detektiert. Eine vollständige Beschreibung des DARDAR-Algorithmus wird in Delanoë und Hogans »Combinied CloudSat-CALIPSO-MODIS retrievals of the properties of ice clouds (2010)« gegeben. Limitierungen des DARDAR-Algorithmus zeigen sich vor allem in Gebieten, in denen die Signale des Radars und Lidars gedämpft sind oder komplett ausbleiben [Huang et al. (2012)].

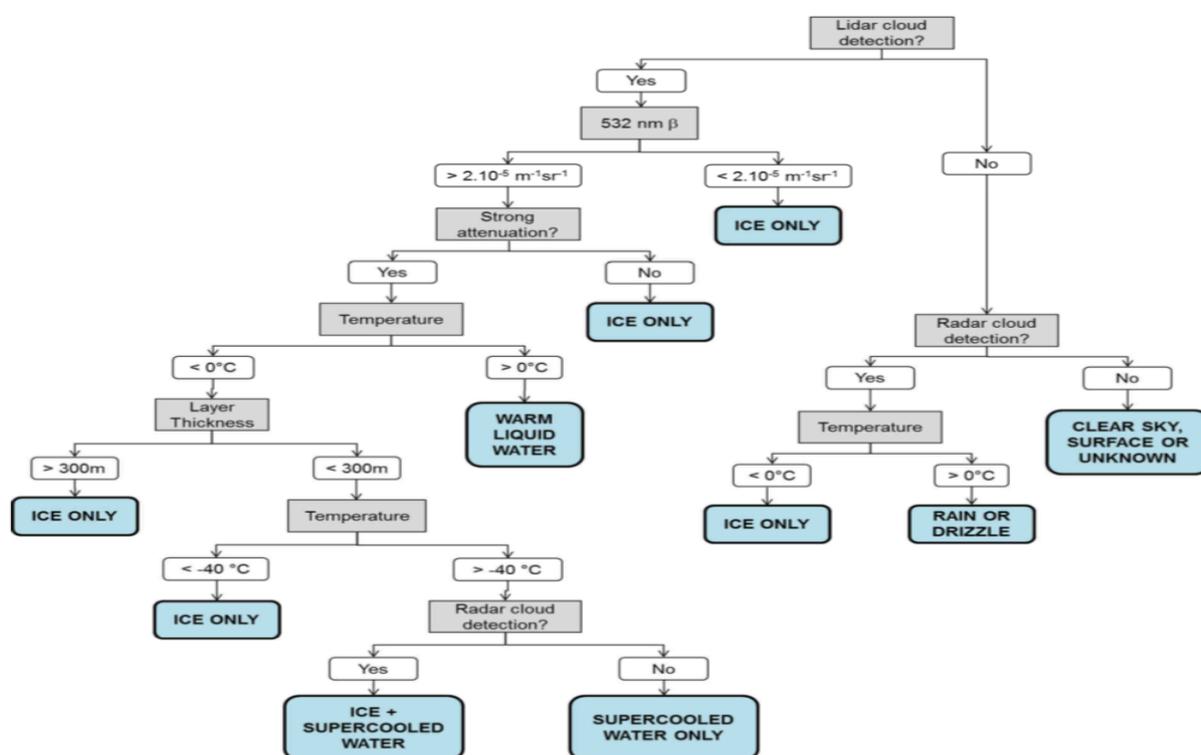


Abbildung 4: Beispiel der Schritte des DARDAR-Algorithmus zur Bestimmung der thermodynamischen Phase der Wolke [Mioche et al. (2015)]

| Klasse | Definition                                      |
|--------|---|
| 0      | Klarer Himmel                                   |
| 1      | Eis   |
| 2      | Eis (niedrige Depolarisation)                   |
| 3      | Unterkühlt                                      |
| 4      | Unterkühlt und Eis                              |
| 5      | Kalter Regen - Eiswolken                        |
| 6      | Aerosol   |
| 7      | Warmer Regen                                    |
| 8      | Stratospherische Merkmale                       |
| 9      | Hohe Eiskonzentration                           |
| 10     | Wolken mit konvektivem Kern                     |
| 11     | Warme Wolken mit Flüssigwasser                  |
| 12     | Warmer Regen                                    |
| 13     | Kalter Regen - Flüssigwasserwolken              |
| 14     | Wolken mit Flüssigwasseranteil und warmem Regen |

Tabelle 1: Klassendefinition des DARDAR-Algorithmus

### 3.3 Niederschlagsdaten

Die Information über den täglichen Niederschlag stammen vom Globalen Niederschlags Klimatologie Zentrum (Global Precipitation Climatology Centre, GPCC) des deutschen Wetterdienstes. Die Daten basieren auf den täglichen Niederschlagsmengen, bereitgestellt von nationalen Wetter- und Hydrologiediensten und der WMO-GTS Daten (World Meteorological Organization Global Telecommunication System). Im Datensatz sind die Informationen über die tägliche Niederschlagsmenge in  $\text{mm d}^{-1}$ , deren Standardabweichung in  $\text{mm d}^{-1}$ , der Fehler in % und die Anzahl der Messgeräte pro Gitterpunkt enthalten. Die räumliche Auflösung der Rohdaten beträgt  $1,0 \times 1,0$  Grad und die Daten werden in einem regelmäßigen Breiten und Längenraster von  $-90^\circ$  bis  $90^\circ$  und von  $-180^\circ$  bis  $180^\circ$  bereitgestellt.

## 4 Methodik

### 4.1 Datenanpassung

Für die Analyse wird das Gitter der täglichen Datensätze des DARDAR-Algorithmus auf Deutschland, also Breitengrade von  $47,125^\circ$  bis  $55,875^\circ$  und Längengrade von  $5,125^\circ$  bis  $16,875^\circ$  beschränkt. Die Schrittweite in Breiten und Längen beträgt jeweils  $0,25^\circ$ . Diese Beschränkung wurde festgelegt, da die Pollenfluginformationen ausschließlich über Deutschland vorhanden sind. Da die Pollendaten als Dekadenmittel der täglichen Pollenkonzentration bereitgestellt werden, müssen die Daten an die täglichen Datensätze des DARDAR-Algorithmus angepasst werden. Die Pollenfluginformationen, sowie die Niederschlagsdaten wurden anschließend auf das gleiche Gitter wie der DARDAR-Datensatz gebracht, und eine Unterteilung zwischen Tagen mit starkem, mäßigem und schwachem Niederschlag vorgenommen. Hierzu wurden die Schwellwerte des DWD verwendet. Die Untergrenze für starken Regen wurde bei  $12.0 \text{ mm d}^{-1}$ , für mäßigen Regen bei  $0.24 \text{ mm d}^{-1}$  und für schwachen Regen  $0.0 \text{ mm d}^{-1}$  festgesetzt. Betrachtet werden die Daten von Januar 2007 bis Dezember 2012.

### 4.2 Berechnung

Für die weitere Auswertung wird der Eisanteil in Abhängigkeit der Wolkentemperatur  $ctt$ , der Pollenbelastung  $p$  und der Niederschlagsmenge  $r$  wie folgt bestimmt:

$$f_{ice}(r, p, ctt) = \frac{x_{ice}(r, p, ctt)}{x_{cloud}(r, p, ctt)}$$

Mit dem Eisanteil  $f_{ice}$ , der Anzahl an Eiswolkenereignissen  $x_{ice}$  und der gesamten Anzahl an Wolkenereignissen  $x_{cloud}$  in Abhängigkeit der Niederschlagsmenge  $r$ , Pollenbelastung  $p$  und der Wolkentemperatur  $ctt$ . Zu den Eiswolkenereignissen  $x_{cloud}$  zählen Wolken, die ausschließlich als Eiswolken identifiziert wurden, was im DARDAR-Datensatz der Klassifizierung 1 (Eiswolke) entspricht. Die gesamte Anzahl der Wolkenereignisse  $x_{cloud}$  setzt sich aus den Klassen 3, 11, 13 und 14 laut Tabelle 1 zusammen.

Seifert et al. nutzen eine ähnliche Methode um den Eisanteil in Abhängigkeit der Wolkentemperatur zu bestimmen. Sie verglichen die Satellitendaten mit flugzeuggetragenen Messungen vor Ort und kamen zu dem Schluss, dass die Ergebnisse beider Messmethoden gut übereinstimmen [Seifert et al. (2010)].

Das gewichtete Mittel für den Eisanteil  $f_{ice}(p, ctt)$ , unabhängig vom Niederschlag wird mit der Anzahl an Ereignissen  $n_{ice}(r, p, ctt)$  wie folgt berechnet:

$$f_{ice}(p, ctt) = \frac{\sum_{i=1}^4 f_{ice}(r_i, p, ctt) * n_{ice}(r_i, p, ctt)}{\sum_{i=1}^4 n_{ice}(r_i, p, ctt)}$$

## 5 Ergebnisse

Es resultieren die in Abb.5 gezeigten Diagramme. Auf der  $x$ -Achse ist der Temperaturbereich von  $-45\text{ }^{\circ}\text{C}$  bis  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$  und auf der  $y$ -Achse der Eisanteil  $f_{ice}$  von 0% bis 100% aufgetragen. Die Plots zeigen  $f_{ice}$  und dessen Standardabweichung an Tagen ohne Pollenbelastung (schwarze Kurve), bei schwacher Pollenbelastung (blaue Kurve), bei mäßiger Pollenbelastung (grüne Kurve) und bei starker Pollenbelastung (rote Kurve), im Zeitraum von 2007 bis 2013.

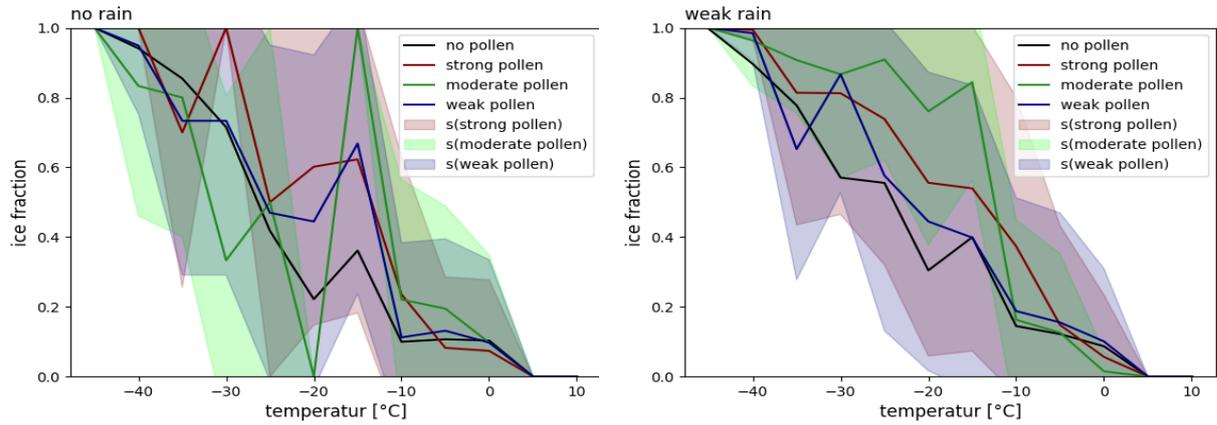
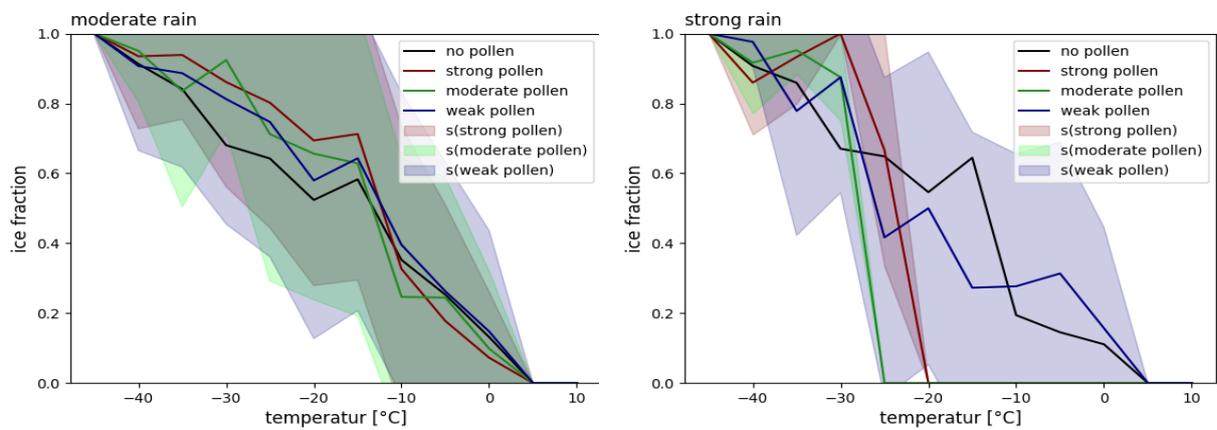
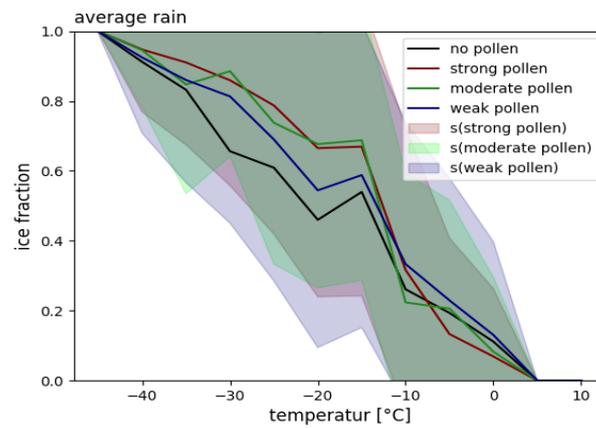
In Abb. 5a wurden ausschließlich Tage ohne Niederschlag betrachtet, in Abb. 5b Tage mit schwachem Niederschlag, in Abb. 5c Tage mit mäßigem Niederschlag, in Abb. 5c Tage mit starkem Niederschlag. In Abb. 5d ist das gewichtete Mittel aller Tage berechnet und somit der Eisanteil bei unterschiedlicher Pollenbelastung unabhängig von Niederschlagsmengen gezeigt. Des Weiteren geben die schattierten Flächen die Standardabweichung der resultierenden Werte für  $f_{ice}$  an, wobei die schattierte Farbe der jeweiligen Farbe der Graphen entspricht.

Betrachtet wird zunächst Abb. 5e. Im Temperaturbereich von  $5\text{ }^{\circ}\text{C}$  bis  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  ist keine positive Tendenz zwischen Pollenbelastung und Eisanteil erkennbar. Erst im Bereich von  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  bis  $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$  fällt auf, dass  $f_{ice}$  bei abnehmender Temperatur und zunehmender Pollenbelastung unabhängig von den Niederschlagsereignissen stärker ansteigt. Insgesamt ist unter Pollenbelastung bei Temperaturen unter  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  der Eisanteil  $f_{ice}$  größer, als ohne Pollenbelastung, bis sich die Graphen ab ca.  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$  infolge der homogenen Eisnukleation angleichen. Die Standardabweichung ist im Vergleich zur Differenz der Kurven in allen Fällen hoch, worauf in der Auswertung näher eingegangen wird.

Betrachtet man die Resultate in Abhängigkeit des Niederschlags, zeigt Abb. 5a, dass an Tagen ohne Niederschlag kein eindeutiger Zusammenhang zwischen der Pollenbelastung und dem Eisanteil zu erwarten ist. Während der Eisanteil bei starker und schwacher Pollenbelastung bei Temperaturen zwischen  $5\text{ }^{\circ}\text{C}$  und  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$  tendenziell höher ist, zeigt der Eisanteil bei mäßiger Pollenbelastung ein Minimum bei  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Hierzu ist es sinnvoll die relative Häufigkeit der gemessenen Ereignisse zu betrachten. Diese ist in Abb. 8a dargestellt. Offensichtlich gibt es im Temperaturbereich von  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$  bis  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$  wenige bis keine Messwerte, was die Aussagekraft von Abb. 5a reduziert.

Mit zunehmendem Niederschlag steigt der Eisanteil aller vier Kurven mit abnehmender Temperatur schneller an. Das erste Maximum ohne Pollenbelastung liegt bei ca.  $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ , an Tagen ohne Niederschlag bei ca. 35% und erreicht bei starkem Niederschlag ca. 65%. Vor allem im Temperaturbereich von  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  bis  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$  wird der Anstieg von  $f_{ice}$  mit zunehmendem Regen stärker.

Abb. 5d zeigt  $f_{ice}$  bei starkem Regen. Hier gibt es im Temperaturbereich von  $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$  bis  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$  wenige bis keine Messwerte mit mäßiger und starker Pollenbelastung (Abb. 8d). Dieser Verlauf legt die Vermutung nahe, dass größere Partikel wie Pollen bei starkem Regen aus der Atmosphäre ausgewaschen werden. Erst ab  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$  gibt es wieder Messwerte, wobei der Eisanteil ab dieser Temperatur unter Pollenbelastung deutlich höher ist, als ohne Pollen. Auch hier gleichen sich die Kurven ab  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$  an.

(a) Eisanteil  $f_{ice}$  an niederschlagsfreien Tagen(b) Eisanteil  $f_{ice}$  bei schwachem Niederschlag(c) Eisanteil  $f_{ice}$  bei mäßigem Niederschlag(d) Eisanteil  $f_{ice}$  bei starkem Niederschlag(e) Eisanteil  $f_{ice}$  unabhängig vom NiederschlagAbbildung 5: Eisanteil  $f_{ice}$  in Abhängigkeit der Temperatur  $ctt$  bei verschiedenen Pollenbelastungen und Niederschlagsereignissen von 2007 bis 2012

## 6 Auswertung

Die vorgestellten Resultate lassen, wie durch die Standardabweichung des Eisanteils bestätigt, auf ein nicht signifikantes Ergebnis schließen. Dies ist auf die lückenhafte Datengrundlage der Berechnung zurückzuführen. Wie in Abb. 3 gezeigt, ist die Abdeckung der Pollenfluginformationen sehr grob, da Deutschland lediglich in 8 Bereiche unterteilt wurde. Auch durch die Mittelung der Pollenkonzentration über die Dekaden, gehen wichtige Informationen über die tatsächliche Pollenbelastung pro Tag verloren. Daneben fallen die Limitierungen des DARDAR-Algorithmus weniger ins Gewicht. Trotz der vergleichsweise hohen Standardabweichung, werden die Resultate im Folgenden ausgewertet, um ein besseres Verständnis der Rolle der Pollen im Vereisungsprozess der Wolken zu erhalten.

Im Allgemeinen gilt, dass die Genauigkeit der Ergebnisse von der Anzahl an Messungen abhängt. Trotzdem wird im Anhang die relative Häufigkeit aller Messergebnisse in Abb. 8 gezeigt, um die Auswertung zu vereinfachen. Die Histogramme zeigen deutlich, dass sich das Maximum der relativen Häufigkeit der gemessenen Temperatur mit zunehmendem Niederschlag in kältere Temperaturbereiche verschiebt. Dies ist darauf zurückzuführen, dass größere Partikel in der Atmosphäre durch den fallenden Regen ausgewaschen werden könnten. Hieraus folgt ein Sinken der Pollenbelastung bei Niederschlag.

In der Regel befinden sich kalte Wolken in größerer Höhe als warme Wolken. Fällt Niederschlag, so ist in Abb. 8d zu erkennen, dass es wesentlich mehr Messungen von kalten Wolken in Kombination mit starker und mäßiger Pollenbelastung gibt (Temperaturbereich von  $-30\text{ °C}$  bis  $-45\text{ °C}$ ), ca. 15 % im Fall von starker Pollenbelastung und ca. 30 % im Fall von mäßiger Pollenbelastung. Zum Vergleich liegen die relativen Häufigkeiten im Temperaturbereich um die  $-10\text{ °C}$  und starker bis mäßiger Pollenbelastung bei ca. 10 %. Das Histogramm lässt vermuten, dass sich mehr Pollen in größerer Höhe finden, da die relative Häufigkeit der Messergebnisse im Bereich der hohen kalten Wolken um 20 % ansteigt. Finden keine Niederschlagsereignisse statt, befindet sich das Maximum der relativen Häufigkeit der Messergebnisse im Temperaturbereich zwischen  $0\text{ °C}$  und  $-5\text{ °C}$  bei ca. 30 % und verlagert sich mit zunehmendem Regen zu kälteren Temperaturen.

Dieser Wechsel der Maxima zu kälteren Temperaturen bei stärkerem Regen, lässt vermuten, dass bei zunehmendem Niederschlag mehr Pollen (zb. durch Pollenwaschwasser) in der Lage sind in größere Höhen (also kältere Temperaturbereiche) zu gelangen.

Wie bereits in Abschnitt 2.1 angesprochen, gibt es verschiedene Hypothesen auf welche Weise Regen die Erscheinung der Pollen verändern kann. Abb. 8 scheint diese Hypothesen, dass Regen zu einer erhöhten Anzahl kleinerer Pollenteilchen bzw. Entstehung von Pollenwaschwasser führt, zu bestätigen.

Die Eiskondensation in der Troposphäre hängt stark von dem heterogenen Gefrieren durch Eiskeime ab [Chantrell et al. (2012)]. Dies zeigt sich auch in den hier aufgeführten Ergebnissen (Abb. 1), da sich nur im Bereich der heterogenen Kondensation der Eisanteil unter Pollenbelastung von dem Eisanteil ohne Pollenbelastung unterscheidet. Pollen scheinen im gesamten Temperaturbereich von  $-10\text{ °C}$  bis  $-40\text{ °C}$  einen sichtbaren Einfluss auf das Gefrieren von Wolken zu haben, wobei der größte Anstieg des Eisanteils bereits im Bereich von  $-10\text{ °C}$  bis  $-15\text{ °C}$  zu finden ist.

Eine in 2012 veröffentlichte Studie von Murray et al. behandelt die Eiskondensation von Partikeln innerhalb unterkühlter Wassertropfen. Abb. 6 vereint verschiedene Messergebnisse der Eiskondensation durch die kumulative flächenbezogene Dichte,  $n_s(T)$  in Abhängigkeit

der Temperatur  $T$ . Als potentielle Eiskeime wurden vulkanische Asche, mineralischen Staub, Ruß, Pilzsporen Bakterien und Birkenpollen in Betracht gezogen. Mit

$$n_s(T) = - \int_{T_0}^T k(T) dT$$

wobei  $k(T)$  die aktiv werdende oberflächenbezogene Dichte pro Einheitstemperatur  $T$  und  $T_0$  der Schmelzpunkt für reines Wasser ( $0^\circ\text{C}$ ) ist [Murray et al. (2012)]. Es zeigt sich, dass Bakterien abhängig von  $n_s(T)$  im Temperaturbereich von  $0^\circ\text{C}$  bis  $-10^\circ\text{C}$  aktiv werden. Mineralischer Staub und vulkanische Asche siedeln sich in einem kälteren Temperaturbereich mit einer Häufung bei  $-25^\circ\text{C}$  bis  $-35^\circ\text{C}$  an, während Birkenpollen mit einem mittleren Durchmesser von  $22\mu\text{m}$  im Bereich von  $-10^\circ\text{C}$  bis ca.  $-23^\circ\text{C}$  wirken. Dieser Temperaturbereich deckt sich mit den hier in Abschnitt 5 gezeigten Ergebnissen.

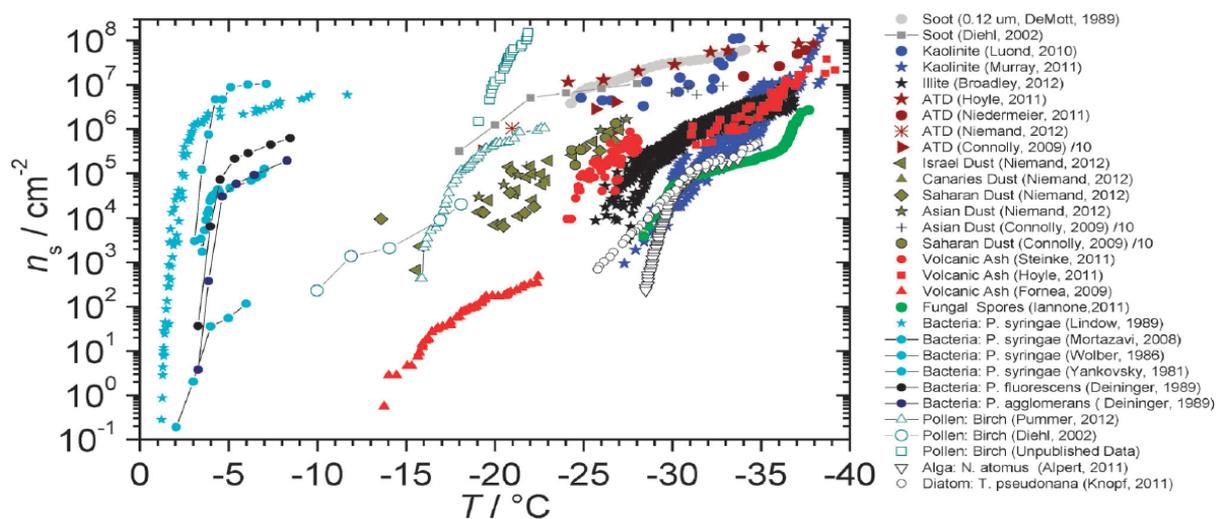


Abbildung 6: Plots von  $n_s$  Werten basierend auf Literaturdaten, erstellt von Murray et al. 2012. Für Birkenpollen wurde eine Oberfläche von  $1520\mu\text{m}^2$  und ein Durchmesser von  $22\mu\text{m}$  angenommen. **Quelle?**

Ist der Eisanteil im Temperaturbereich der heterogenen Eiskondensation erhöht, impliziert dies eine erhöhte Anzahlkonzentration von Eiskristallen, welche die optischen Eigenschaften der Wolke verändern. Zeng et al. zeigten, dass der terrestrische Strahlungsfluss am Oberrand der Atmosphäre und der gesamte Strahlungsfluss am Boden der Atmosphäre von der Anzahl der Eiskondensationskerne abhängt. Der Strahlungsfluss am Boden nimmt mit zunehmender Anzahlkonzentration ab, während die terrestrische Strahlung am Oberrand der Atmosphäre zunimmt [Zeng et al. (2008)]. So verringert eine erhöhte Anzahlkonzentration von Eiskondensationspartikeln in Wolken den solaren Strahlungseinfluss an der Erdoberfläche und führt zu einer Abkühlung unterhalb der Wolken [Banger et al. (2012)].

Dies lässt die Hypothese zu, dass ein natürlicher Zusammenhang zwischen Pollenbelastung und der Vereisung von Mischphasenwolken besteht. Auch im Hinblick auf die globale Erwärmung ist dieser Zusammenhang interessant. Durch die globale Erwärmung intensiviert sich der Wasserkreislauf, was zu häufigeren starken Niederschlagsereignissen führt [Chmielewski (2007)]. Neben den ausgeprägteren Abflussraten findet parallel eine höhere Verdunstung aufgrund der erhöhten Temperatur statt, somit können Pflanzen den vermehrten Niederschlag nicht zwangsläufig nutzen und durch Überschwemmungen sogar Schaden erleiden [Chmielewski (2007)]. Mit der Zunahme an Niederschlag, nimmt auch die

Entstehung von Pollenwaschwasser zu. Pollenwaschwasser kann länger in der Atmosphäre verweilen, als die Pollen selbst und die Vereisung der Wolken durch heterogene Nukleation verstärken, was wiederum eine Regulierung der Temperatur zur Folge hat. Bei geringeren Anzahlkonzentrationen wachsen Eiskristalle und Schnee zu größeren Graupelkörnern an, die aufgrund ihrer Masse schneller ausfallen und zu Niederschlag führen. Sind mehr Eiskerne vorhanden wird mehr Wasser durch Sublimation in der Atmosphäre in der Schwebelage gehalten und Niederschläge werden unwahrscheinlicher. Dementsprechend könnte der Wegener-Bergeron-Findeisen Prozess und die Umwandlung von Wolkeneis zu Graupel, bei höheren Anzahlkonzentrationen von Eiskernen abnehmen und zu einem Rückgang von Niederschlagsereignissen in den mittleren Breiten führen [Zeng et al. (2008)].

## 7 Zusammenfassung

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass trotz der lückenhaften Datengrundlage verwertbare Resultate erzielt werden konnten. Die Ergebnisse sprechen für die Bildung kleinerer Partikel oder Pollenwaschwasser durch Niederschlag. Durch Immersiongefrieren verstärken Pollen die heterogene Eiskernung im Temperaturbereich zwischen  $-10\text{ °C}$  und  $-15\text{ °C}$  beträchtlich. Bis zur homogenen Nukleation bei  $-40\text{ °C}$  wird unter Pollenbelastung ein höherer Eisanteil in den Wolken gemessen. Dies deckt sich mit verschiedenen Publikationen zum Thema [Augustin et al. (2013), Diehl et al.(2002), Murray et al. (2012)]. Konsequenzen der erhöhten Anzahlkonzentration von Eiskernen in Mischphasenwolken sind die Veränderung der optischen Eigenschaften und Lebenszeit der Wolken. Es kann die Hypothese aufgestellt werden, dass ein Zyklus zwischen Vegetation und der Veränderung des globalen Klimas besteht, indem Pflanzen durch die Emission von Pollen auf die Folgen des globalen Klimawandels reagieren. In welchem Maße dies geschieht, ist aufgrund der aktuellen Datengrundlage nicht zu sagen und um diese Hypothese zu bestätigen, ist eine detailliertere Analyse des Pollenflugs und weitere Forschung notwendig.

## Literatur

- [Augustin et al. (2013)] Augustin et al. (2013)  
Immersion freezing of birch pollen washing water  
*Atmos. Chem. Phys.*, 13, 10989–11003, 2013, doi:10.5194/acp-13-10989-2013
- [Banger et al. (2012)] M. Banger et al. (2012)  
Saharan dust event impacts on cloud formation and radiation over Western Europe  
*Atmos. Chem. Phys.*, 12, 4045–4063, 2012, <https://doi.org/10.5194/acp-12-4045-2012>
- [Blohn et al. (2005)] N. von Blohn et al. (2005)  
The ice nucleating ability of pollen: Part III. New laboratory studies in immersion and contact freezing mode including more pollen types  
*Atmospheric Research* 78 (2005) 182–189, 2001, <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2005.03.008>
- [Chantrell et al. (2012)] W. Chantrell et al. (2012)  
Atmospheric Physics: Background – Methods – Trends  
*Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 2005, 795–807, 2012, doi: 10.1007/978-3-642-30183-4
- [Chmielewski (2007)] F. M. Chmielewski (2007)  
Folgen des Klimawandels für die Land- und Forstwirtschaft  
*Humboldt-Universität zu Berlin, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät II, Geographisches Institut*, 75–85, 2007, <http://dx.doi.org/10.18452/1978>
- [Delanoë und Hogan (2010)] Julien Delanoë und Robin J.Hogan (2010)  
Combined CloudSat-CALIPSO-MODIS retrievals of the properties of ice clouds  
*J.Geophys.Res.*, 115, D00H, doi:10.1029/2009JD012346
- [Diehl et al.(2002)] K. Diehl et al. (2002)  
The ice nucleating ability of pollen: Part II. Laboratory studies in immersion and contact freezing mode  
*Atmospheric Research* 61 (2002) 125–133, 2002, [https://doi.org/10.1016/S0169-8095\(01\)00132-6](https://doi.org/10.1016/S0169-8095(01)00132-6)
- [Duft und Leisner (2004)] D. Duft and T. Leisner (2004)  
Laboratory evidence for volume-dominated nucleation of ice in supercooled water microdroplets  
*Atmos. Chem. Phys.*, 4, 1997–2000, 2004, <https://doi.org/10.5194/acp-4-1997-2004>
- [DWD] Deutscher Wetterdienst  
<https://www.dwd.de/DE/leistungen/pollen/pollenstatistik>
- [Haag et al. (2003)] Haag et al. (2003)  
Freezing thresholds and cirrus cloud formation mechanisms inferred from in situ measurements of relative humidity  
*Atmos. Chem. Phys.*, 3, 1791–1806, 2003, <https://doi.org/10.5194/acp-3-1791-2003>

- [Huang et al. (2012)] Y. Huang et al. (2012)  
A study on the low-altitude clouds over the southern ocean using the dardar-mask  
*Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (19842012) 117, doi:10.1029/2012JD017800
- [Korolev (2006)] Korolev (2006)  
Microphysical characterization of mixed-phase clouds  
*Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 129(587), 39–65, <https://doi.org/10.1256/qj.01.204>
- [Mioche et al. (2015)] Mioche et al.(2015)  
Variability of mixed-phase clouds in the Arctic with a focus on the Svalbard region: a study based on spaceborne active remote sensing  
*Atmos. Chem. Phys.*, 15, 2445–2461, 2015
- [Murray et al. (2012)] B. J. Murray (2012)  
Ice nucleation by particles immersed in supercooled cloud droplets  
*Chem. Soc. Rev.*, 2012, 41, 6519–6554, doi:10.1039/C2CS35200A
- [Polleninformationsdienst] Stiftung Deutscher Polleninformationsdienst  
<http://www.pollenstiftung.de/pollenvorhersage/funktionsweise-der-pollenfalle/>  
<http://www.pollenstiftung.de/pollenvorhersage/pollenmessstationen-in-deutschland/>
- [F.D. Pope (2010)] F.D. Pope (2010)  
Pollen grains are efficient cloud condensation nuclei  
*Environ. Res. Lett.* 5 (2010)044015, 2010, doi:10.1088/1748-9326/5/4/044015
- [Pummer et al. (2012)] B. G. Pummer et al. (2012)  
Suspendable macromolecules are responsible for ice nucleation activity of birch and conifer pollen  
*Atmos. Chem. Phys.*, 12, 2541–2550, 2012, doi:10.5194/acp-12-2541-2012
- [H. Rempe (1937)] H. Rempe (1937)  
Untersuchungen über die Verbreitung des Blütenstaubs durch die Luftströmungen  
*Planta* 27, 93–147
- [Schäppi et al. (1999)] G.F. Schäppi et al. (1999)  
Concentrations of major grass group 5 allergens in pollen grains and atmospheric particles: implications for hay fever and allergic asthma sufferers sensitized to grass pollen allergens  
*Clin. Exp. Allergy*, 29, 633–641, 1999, doi:10.1046/j.1365-2222.1999.00567.x
- [Seifert et al. (2010)] P. Seifert et al. (2010)  
Saharan dust and heterogeneous ice formation: Eleven years of cloud observations at a central European EARLINET site  
*Journal of Geophysical Research*, vol. 115, D20201, 2010, doi:10.1029/2009JD013222

- [Steiner et al. (2015)] A. L. Steiner et al. (2015)  
Pollen as atmospheric cloud condensation nuclei  
*Geophys. Res. Lett.*, 42, 3596–3602, 2015, doi:10.1002/2015GL064060
- [Swoboda et al. (2004)] I. Swoboda et al. (2004)  
Molecular Characterization of Polygalacturonases as Grass Pollen-Specific Marker Allergens: Expulsion from Pollen via Submicronic Respirable Particles  
*The American Association of Immunologists, Inc.*, 2004, <https://doi.org/10.4049/jimmunol.172.10.6490>
- [Szyrmer et al. (1997)] W. Szyrmer et al. (1997)  
Biogenic and anthropogenic sources of ice forming nuclei: A review  
*B. Am. Meteorol. Soc.*, 78, 209–228, 1997, doi:10.1175/1520-0477
- [Taylor et al. (2004)] P. E. Taylor et al. (2004)  
Birch pollen rupture and the release of aerosols of respirable allergens  
*Clinical Experimental Allergy*, 34: 1591-1596. doi:10.1111/j.1365-2222.2004.02078.x
- [Zeng et al. (2008)] X. Zeng (2008)  
Ice nucleation by particles immersed in supercooled cloud droplets  
*J. Atmos. Sci.*, 66, 41–61, 2008, doi:10.1175/2008JAS2778.1

## Abbildungsverzeichnis

|   |   |    |
|---|---|----|
| 1 | Oberflächenstrukturen verschiedener Pollenarten . . . . .   | 4  |
| 2 | Birkenpollen bei unterschiedlichen relativen Feuchten . . . . .   | 5  |
| 3 | Pollendaten in Deutschland . . . . .  | 7  |
| 4 | DARDAR . . . . .  | 9  |
| 5 | Eisanteil $f_{ice}$ in Abhängigkeit der Temperatur $ctt$ bei verschiedenen Pollenbelastungen und Niederschlagsereignissen . . . . .       | 13 |
| 6 | Plots von $n_s$ Werten basierend auf Literaturdaten . . . . .   | 15 |
| 7 | Pollenmessstationen in Deutschland . . . . .  | 21 |
| 8 | Relative Häufigkeit $ctt$ in Abhängigkeit der Temperatur $ctt$ bei verschiedenen Pollenbelastungen und Niederschlagsereignissen . . . . . | 22 |

## Tabellenverzeichnis

|   |                                    |    |
|---|------------------------------------|----|
| 1 | DARDAR Klassendefinition . . . . . | 10 |
|---|------------------------------------|----|

## 8 Anhang

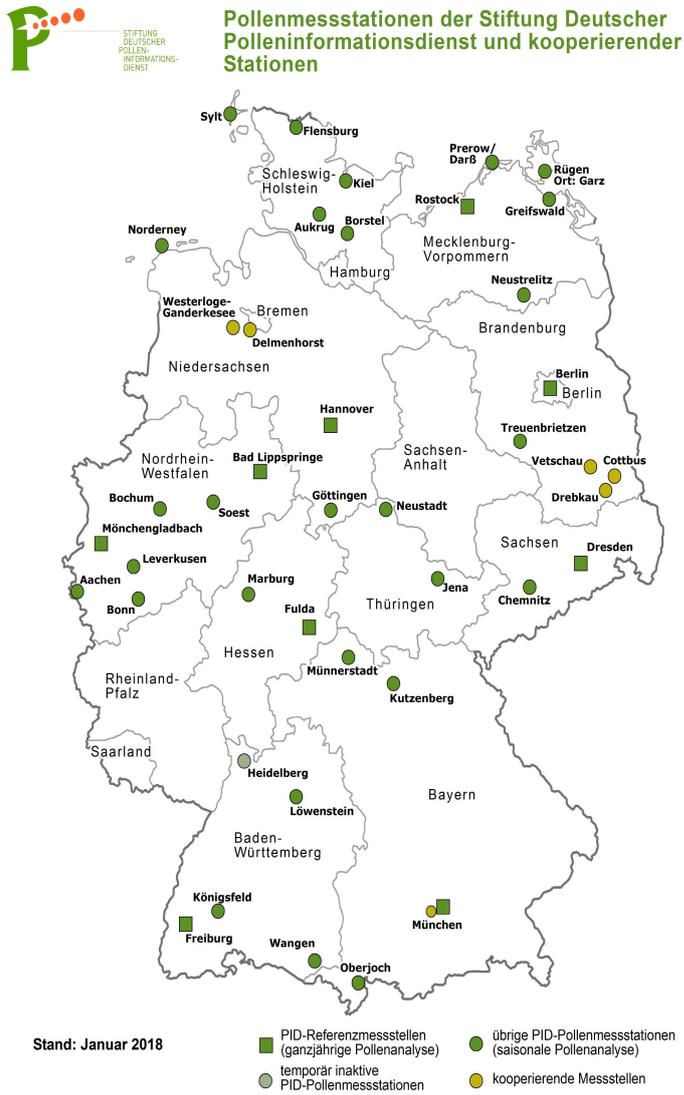
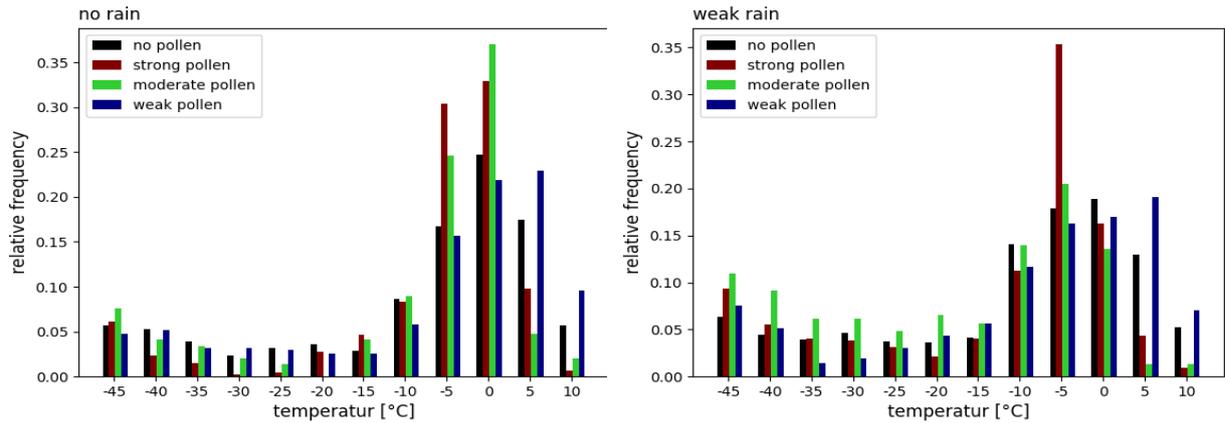
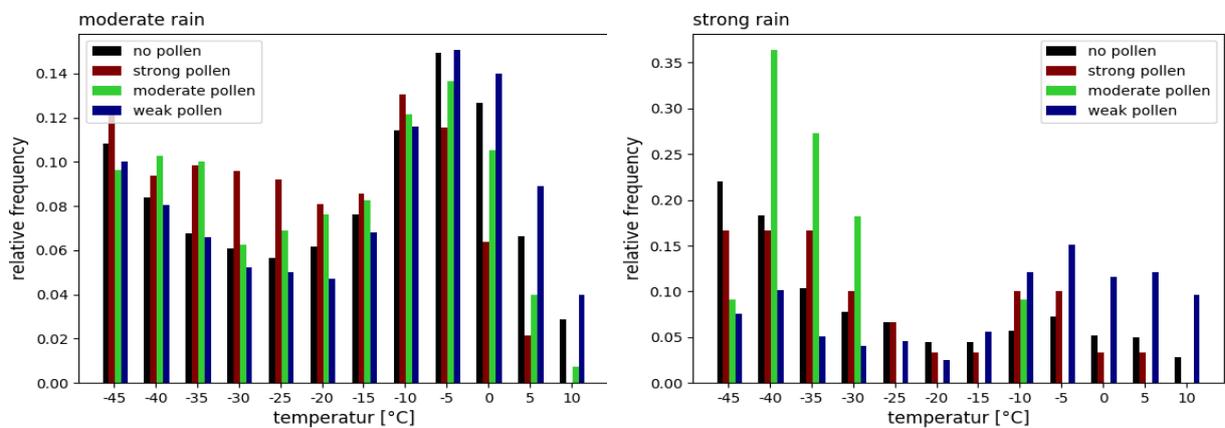


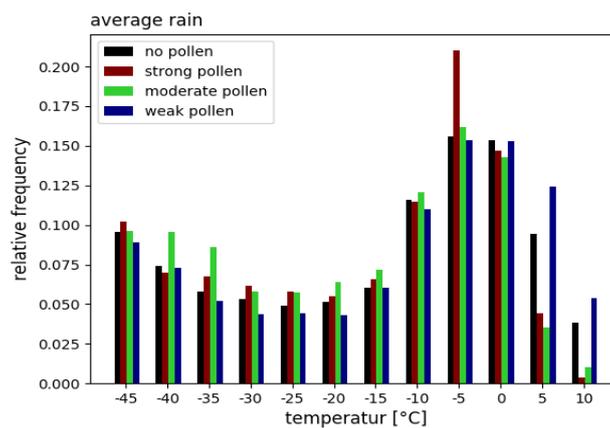
Abbildung 7: Pollenmessstationen in Deutschland [Polleninformationsdienst]



(a) Relative Häufigkeit  $ctt$  an Niederschlagsfreien Tagen (b) Relative Häufigkeit  $ctt$  bei schwachem Niederschlag



(c) Relative Häufigkeit  $ctt$  bei mäßigem Niederschlag (d) Relative Häufigkeit  $ctt$  bei starkem Niederschlag



(e) Relative Häufigkeit  $ctt$  unabhängig vom Niederschlag

Abbildung 8: Relative Häufigkeit  $ctt$  in Abhängigkeit der Temperatur  $ctt$  bei verschiedenen Pollenbelastungen und Niederschlagsereignissen von 2007 bis 2012

## Erklärung

Ich versichere, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe. Alle Stellen, die wörtlich oder sinngemäß aus veröffentlichten oder noch nicht veröffentlichten Quellen entnommen wurden, sind als solche kenntlich gemacht. Die Zeichnungen oder Abbildungen in dieser Arbeit sind von mir selbst erstellt worden oder mit einem entsprechenden Quellennachweis versehen. Diese Arbeit ist in gleicher oder ähnlicher Form noch bei keiner anderen Prüfungsbehörde eingereicht worden.

Leipzig, den 01.02.2019