

Numerische Analyse der Parametrisierung des Immersionsgefrierens sowie der Aerosolprozessierung in orographischen Mischphasenwolken

Zur Erlangung des akademischen Grades eines

DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN

von der KIT-Fakultät für Physik
des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT)

genehmigte

DISSERTATION

von

Dipl. met. Sarah Isabelle Reichardt (geb. Wolff)
aus Newton, MA, USA

Tag der mündlichen Prüfung:
Hauptreferent:
Korreferent:

26. April 2019
Prof. Dr. sc. ETH Corinna Hoose
Prof. Dr. rer. nat. Thomas Leisner

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand während meiner Zeit als wissenschaftliche Mitarbeiterin am Institut für Meteorologie und Klimaforschung im Bereich der Troposphärenforschung (IMK-TRO) des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT).

Meinen herzlichen Dank möchte ich meiner Professorin Frau Prof. Dr. Corinna Hoose für die wertvolle Unterstützung, die vielen konstruktiven Inspirationen und die Übernahme des Hauptreferats aussprechen. Des Weiteren bedanke ich mich bei Herrn Prof. Dr. Thomas Leisner für sein Interesse an der Arbeit und für die Übernahme des Korreferats.

Ein großer Teil, der in dieser Arbeit beschriebenen Forschungsergebnissen wurde innerhalb des DFG-Projektes INUIT erzielt. Aus diesem Grund möchte ich mich bei allen Projektpartnern der beteiligten Institutionen für die stets zielführende und angenehme Zusammenarbeit bedanken und gleichzeitig beim Schweizer Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie MeteoSchweiz, dass Sie mir für die Auswertung meiner Studien Messdaten von der alpinen Forschungsstation am Jungfraujoch zur Verfügung stellten.

Für die vielen hilfreichen Diskussionen und Tipps bedanke ich mich sehr bei Dr. Katharina Loewe, Dr. Monika Niemand, Marie-Constanze Wellmann und Dr. Christian Barthlott. Zudem danke ich allen Kollegen für das hervorragende Arbeitsklima am Institut und ihre Unterstützung, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Nicht zuletzt möchte ich mich ganz herzlich bei meiner Familie für ihre immerwährende Unterstützung bedanken. Insbesondere danke ich meinen Eltern und meinem Bruder, dass ich mich immer und jederzeit auf sie verlassen kann. Der größte Dank allerdings geht an dieser Stelle an meinen Mann Lars und meinen Kindern Julius, Mats und Lasse, dass sie mir wann immer notwendig Rückhalt, Zeit oder auch Ablenkung geben, und somit den größten Anteil an meinem Wohlbefinden haben.

Karlsruhe, den 26. April 2019

Sarah Isabelle Reichardt (geb. Wolff)

Zusammenfassung

Eine gute und verlässliche Niederschlagsvorhersage vor allem die von Starkniederschlagsereignissen wird aus wirtschaftlicher Hinsicht immer wichtiger, da sehr viele wirtschaftliche Bereiche von ihr abhängen wie beispielsweise direkt die Landwirtschaft oder auch indirekt die Versicherungsbranche. Untersuchungen zur Niederschlagsbildung haben ergeben, dass fast der gesamte kontinentale Niederschlag über die Eisphase gebildet wird. Er hängt somit stark neben der homogenen auch von der heterogenen Bildung von Eispartikeln ab. Gerade für orographische Mischphasenwolken, die oft Ursprung für Starkregen sind, ist der heterogene Prozess in Anwesenheit von Aerosolen sehr wichtig, da sie im Temperaturbereich zwischen dem Taupunkt und circa -36°C auftreten. Leider ist aber dieser Prozess bis heute nicht vollständig geklärt und auch die numerische Darstellung von Aerosolen gekoppelt mit der Eiskernung nicht immer vorhanden, so dass diese beiden Aspekte immer mehr in den Fokus der Forschung rücken.

An dieser Stelle setzt diese Arbeit an. In ihr wird eine ganzheitliche Darstellung der heterogenen Eiskernung für das COSMO-Wettermodell gekoppelt mit dem Zwei-Momenten-Wolkenmikrophysikschema vorgestellt. Um dies zu erreichen, werden verschiedene realistische heterogene Eiskernungsschemata in das Modell implementiert. Deren Einfluss auf orographische Mischphasenwolken wird in einer idealisierten Studie detailliert für den relevanten Temperaturbereich untersucht. Dabei umfasst die Analyse neben der Betrachtung der Wolkenvariablen auch Prozessraten ausgewählter mikrophysikalischer Prozesse, deren Ausgabe eigens dafür ins Modell implementiert wurde.

Des Weiteren werden in das Wolkenmikrophysikschema zwei neue Variablen zur expliziten Darstellung der Eiskeime, sogenannter *Ice Nucleating Particle* eingebaut. In einer zweiten idealisierten Studie wird dann der Einfluss dieser Aerosole auf die Entwicklung orographischer Mischphasenwolken umfassend untersucht.

Einen weiteren wichtigen Schwerpunkt dieser Arbeit stellt zudem die Untersuchung der so parametrisierten heterogenen Eiskernung an Hand einer realen Fallstudie dar. Es handelt sich hierbei um ein Wolkenereignis im Februar 2013 in den Schweizer Alpen. So wird zum einen analysiert, ob die Ergebnisse der idealisierten Studien sich auch in den Simulationen eines realen Fallbeispiels widerspiegeln, und zum anderen aber auch, inwieweit die Änderungen im Modell zur Verbesserung der Simulationen führen.

Das in dieser Arbeit entwickelte und vorgestellte Konzept liefert somit die Grundlage einer realistischen Parametrisierung des heterogenen Eiskernungsprozesses für das COSMO-Wettermodell. Durch die sehr detaillierte Analyse unter anderem durch Betrachtung mikrophysikalischer Prozessraten gibt diese Arbeit entscheidende Impulse zur simulationsbasierten Untersuchung orographischer Mischphasenwolken und liefert so die Grundlage für weitergehende Studien.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Das atmosphärische Aerosol	2
1.2	Eisnukleation in der Atmosphäre	4
1.3	Darstellung der Eisnukleation in numerischen Modellen	9
1.4	Einfluss der heterogenen Eisnukleation auf Wolken	10
1.5	Zielsetzung und Gliederung der Arbeit	12
2	Modellbeschreibung	15
2.1	Beschreibung des COSMO-Modells	15
2.2	Das Zwei-Momenten-Wolkenmikrophysikschema	16
2.2.1	Aktivierung von Wolkentropfen	17
2.2.2	Nukleation von Eispartikeln	17
2.2.3	Kondensations- und Depositionswachstum sowie Verdunstung von Hydrometeoren	19
2.2.4	Schmelzen von Hydrometeoren	20
2.2.5	Sedimentation	21
2.2.6	Kollisionswechselwirkungen in Mischphasenwolken	21
2.2.7	Diagnostik mikrophysikalischer Prozesse	22
2.3	Heterogene Eisnukleationsparametrisierungen für Immersionsgefrieren	23
2.3.1	Niemand et al. 2012	24
2.3.2	Phillips et al. 2013	25
2.3.3	Niedermeier et al. 2014	25
2.3.4	DeMott et al. 2015	27
2.3.5	Vergleich der Parametrisierungen	28
2.4	Eine neue Darstellung der INP im Zwei-Momenten-Schema	30
2.4.1	Einführung einer Budget-Variable für aktivierte Eiskeime	33
2.4.2	Berücksichtigung mikrophysikalischer Effekte	34
3	Analyse des Einflusses heterogener Eisnukleationsparametrisierungen	39
3.1	Setup der idealisierten Studien	40
3.2	Studie zur Vergrößerung des Temperaturbereiches in DeMott et al. 2015	43
3.3	Analyse der Simulationen mit einer Oberflächentemperatur von -14°C	46
3.3.1	Analyse der Wolkenentwicklung hinsichtlich der unterschiedlichen Eisnukleationsschemata	47
3.3.2	Einfluss hinsichtlich der Eisanzahlkonzentration	49
3.3.3	Einfluss hinsichtlich des Eiswassergehaltes	50
3.3.4	Einfluss hinsichtlich des Schneegehaltes	50

3.4	Auswertung aller Simulationen mit Bodentemperaturen zwischen -18°C und 6°C	52
3.4.1	Einfluss hinsichtlich der Eisanzahlkonzentration	55
3.4.2	Einfluss hinsichtlich des Eisgehaltes	57
3.4.3	Einfluss hinsichtlich des Schneegehaltes	57
3.4.4	Niederschlag in der idealisierten Studie	58
3.5	Fazit und Schlussfolgerungen	59
4	Einflussanalyse der Aerosolprozessierung	61
4.1	Setup der Sensitivitätsstudie	62
4.2	Auswirkung der Aerosolprozessierungs-Schemata mit Niemand et al. (2012)	64
4.2.1	Feedbacks innerhalb der ersten Wolke	66
4.2.2	Feedbacks innerhalb der zweiten Wolke	69
4.3	Änderung des Einflusses unter Verwendung der Parametrisierung nach Phillips et al. (2013)	71
4.4	Fazit und Schlussfolgerungen	73
5	Mikrophysikalische Analyse mit Messdatenvergleich einer Simulation am Jungfrauoch	77
5.1	Setup der Simulation vom 14. Februar 2013	78
5.2	Lokale Entwicklung der Wolken am Jungfrauoch	81
5.3	Statistische, mikrophysikalische Wolkenanalyse nahe des Jungfrauochs . .	86
5.3.1	Einfluss auf die simulierten Eisanzahlkonzentrationen	88
5.3.2	Einfluss auf den simulierten Eiswassergehalt	90
5.3.3	Auswirkungen der Immersionsparametrisierungen auf den Schneegehalt	91
5.4	Feedback der simulierten Wolken auf die Aerosolprozessierung	91
5.5	Einfluss verschiedener Aerosolkonzentrationen auf die Simulationen	95
5.6	Vergleich der Simulationen mit Satellitendaten und Daten der INUIT-Messkampagne	98
5.6.1	Vergleich der simulierten Phase der Wolkendecke mit Satellitendaten	99
5.6.2	Vergleich der Messdaten der INUIT-JFJ-Feldkampagne mit den Simulationen	101
5.6.3	Vergleich der Simulationen mit Ergebnissen einer weiteren Simulationsstudie zu diesem Wolkenevent	105
5.7	Fazit und Schlussfolgerungen	107
6	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	111
A	zu Kapitel 3	117
A.1	Akkumulierter Gesamtniederschlag der Simulationen mit einer Oberflächentemperatur von -14°C	117
A.2	Mittlere Schneeanzahlkonzentration der Simulationen mit einer Oberflächentemperatur von -14°C	118

B zu Kapitel 4	119
B.1 Aktivierte Eiskeime der ersten Wolke	119
B.2 Regentropfenkonzentration in der ersten Wolke	120
B.3 Mikrophysikalische Prozesse in der zweiten Wolke	121
C zu Kapitel 5	123
C.1 Vergleich mit Farrington et al. (2015) - Zeitreihen der Temperatur und relativen Feuchte	123
C.2 Vergleich mit Farrington et al. (2015) - Zeitreihen der Wolkenvariablen . .	124
Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen und Symbole	125
Literaturverzeichnis	131

Kapitel 1

Einleitung

Immer wieder werden alpine Regionen von großen Unwettern mit Überschwemmungen, Schlamm- oder Schneelawinen getroffen. Diese richten nicht nur großen ökonomischen Schaden an, sondern können auch Menschenleben fordern. Eine gute und präzise Wettervorhersage ist daher essentiell für diese Gebiete. Leider gibt es aber bis heute in orographischen Mischphasenwolken noch grundlegende Aspekte der Niederschlagsbildung, die nicht völlig verstanden sind. Um dies zu verbessern, wurden zum Beispiel große Messkampagnen durchgeführt, um so in der Wolke experimentell mikrophysikalische Prozesse detailliert zu untersuchen zu können, aber auch eine bessere Konzeptabsicherung numerischer Modelle durch eine gute Datengrundlage zu gewährleisten. Eine Messkampagne davon wurde in den europäischen Alpen, das sogenannte *Mesoscale Alpine Programme*, durchgeführt (MAP; Rotunno und Houze, 2007). Hierbei wurde die Strömung unterschiedlich geschichteter, feuchter Luftmassen über die komplexe Orographie der Alpen untersucht und wie sich diese auf die Niederschlagsbildung auswirkt. In einer weiteren Messkampagne in den Cascade Mountains (Oregon, USA), die *Improvement of Microphysical Parametrization through Observational Verification Experiment-II* (IMPROVE-II; Garvert et al., 2005) sollte an Hand des Vergleiches von insitu Flugzeugmessungen und numerischen Simulationen verschiedene Wolkenparameter untersucht werden. Hierbei zeigte sich, dass manche Parameter von den Wettermodellen wie zum Beispiel die räumliche Ausdehnung der Schneegebiete sehr gut wiedergegeben werden, andere Parameter aber wie beispielsweise der Schneegehalt der Wolken oder die Wolkenwasserkonzentration noch große Abweichungen zwischen Messung und Modell aufweisen.

Ein Aspekt, der bei der Niederschlagsbildung besonders wichtig ist, ist die primäre Bildung der Wolkentropfen und Eispartikel an sich und eine realistische Darstellung dieser im Modell. Wolkentropfen können primär durch zwei Prozesse gebildet werden, durch die homogene und heterogene Nukleation. Da für die homogene Nukleation von Wolkentropfen aus reinem Wasser allerdings extrem hohe Übersättigung herrschen muss, werden diese in den unteren Schichten der Atmosphäre meist heterogen gebildet, wobei Aerosole als Kondensationskerne dienen. Dieser Prozess der heterogenen Nukleation kann mit Hilfe der Köhler-Theorie (Köhler, 1922) beschrieben werden. Entsprechend existieren für numerische Wettermodelle eine Reihe von Parametrisierungen wie zum Beispiel die von AbdulRazzak und Ghan (2000) oder auch die von Khvorostyanov und

Curry (2008). Wie die Wolkentropfenbildung findet die Bildung von Eispartikeln in den unteren Schichten der Atmosphäre meist heterogen und nicht homogen statt. Allerdings sind bis heute noch nicht alle Aspekte der heterogenen Eiskernung theoretisch geklärt. Dies führt dazu, dass für numerische Modelle viele moderne Parametrisierungen existieren, die auf ganz unterschiedlichen Annahmen beruhen. Aber gerade eine realistische Beschreibung der primären Eisbildung ist wichtig für eine gute Niederschlagsprognose. So haben Auswertungen von Satellitendaten gezeigt, dass fast der gesamte, kontinentale Niederschlag über die Eisphase gebildet wird (Mülmenstädt et al., 2015), weswegen die Parametrisierung der heterogenen Eiskernung immer mehr in den Fokus der heutigen Forschungen rückt.

Aber auch die Untersuchung von Aerosolen und besonders deren gute Beschreibung im Modell wird daher immer wichtiger. Da wie gerade erwähnt die meisten primären Wolkentropfen und Eispartikel in Anwesenheit von Aerosolen durch die heterogene Nukleation gebildet werden, bestimmt die räumliche Verteilung von Aerosolen maßgeblich die Entwicklung von Wolken und Niederschlag. Twomey und Squires (1959) machten schon früh darauf aufmerksam, dass durch eine erhöhte Aerosolkonzentration über den Kontinenten eine deutlich höhere Tropfenanzahl in kontinentalen Wolken erreicht wird als in maritimen, wo deutlich weniger Aerosole verfügbar sind. Dies wiederum hat einen großen Einfluss auf den Niederschlag der Wolken.

In den weiteren Abschnitten dieses ersten Kapitels soll nun weiter auf das atmosphärische Aerosol sowie auf die theoretische Beschreibung von Wolkentropfen und Eispartikel eingegangen werden. Darauf folgt eine Diskussion über die Darstellung der heterogenen Eiskernung in numerischen Wettermodellen, sowie Ergebnisse bereits durchgeführter Studien über den Einfluss heterogener Nukleationsschemata auf die Simulation von Mischphasenwolken und Niederschlag. Abschließend wird die Zielsetzung und Gliederung dieser Arbeit näher erläutert.

1.1 Das atmosphärische Aerosol

Als atmosphärisches Aerosol wird eine Dispersion aus kleinen, festen oder flüssigen luftgetragenen Partikeln bezeichnet, wobei die chemische Zusammensetzung nicht genauer definiert wird (Seinfeld und Pandis, 2006). In Bodennähe über den Kontinenten beträgt die Anzahldichte der Aerosole im Mittel 10^4 Partikel pro Kubikzentimeter, während sie über den Meeren deutlich geringer ist mit etwa 10^2 bis 10^3 Partikel pro Kubikzentimeter. So wie die Anzahldichten der Aerosole sehr variable sind, so ist es auch die chemische Zusammensetzung der Aerosole. In der Atmosphäre enthalten Aerosole meist Sulfatverbindungen, Seesalze, Mineralien, Rußpartikel und organische Materialien, wie zum Beispiel Pollen.

Die Aerosole werden überwiegend durch zwei Prozesse in die Atmosphäre gebracht; zum einen durch die Kondensation übersättigter Dämpfe und zum anderen durch die Dispersion von der Erd- oder Meeresoberfläche (siehe Abb. 1.1). Diese frisch suspendierten Aerosole werden als Primäraerosole bezeichnet. In der Atmosphäre werden Aerosole dann durch verschiedene Prozesse verändert, zum Beispiel durch die Koagulation, durch die Anlagerung semivolatiler Stoffe an die Partikel oder durch die Immersion in Hydrometeoren. Diese Immersion kann zum Beispiel durch die heterogene Nukleation als Kondensationskeim oder Eiskeim geschehen oder auch durch die Kollision mit Hydrometeoren. Nach diesen verändernden Prozessen werden die Aerosole dann nicht mehr Primäraerosole bezeichnet, sondern als sogenannte gealterte Mischerosole. Aus der Atmosphäre entfernt werden können Aerosole entweder durch Trockendeposition oder zusammen mit dem Niederschlag, wenn sie in den sedimentierenden Hydrometeoren eingeschlossen sind.

Typischerweise lassen sich Aerosol-Volumenspektren in vier charakteristische Bereiche einteilen, den sogenannten Whitby-Spektren (Whitby, 1978). Diese werden auch Moden genannt und besitzen folgende Abhängigkeit vom Aerosolradius r_{ap} :

Nukleationsmode		$r_{ap} < 5 \text{ nm}$
Aitken Mode	$5 \text{ nm} <$	$r_{ap} < 0,05 \mu\text{m}$
Akkumulationsmode	$0,05 \mu\text{m} <$	$r_{ap} < 0,5 \mu\text{m}$
Dispersionsmode	$0,5 \mu\text{m} <$	r_{ap}

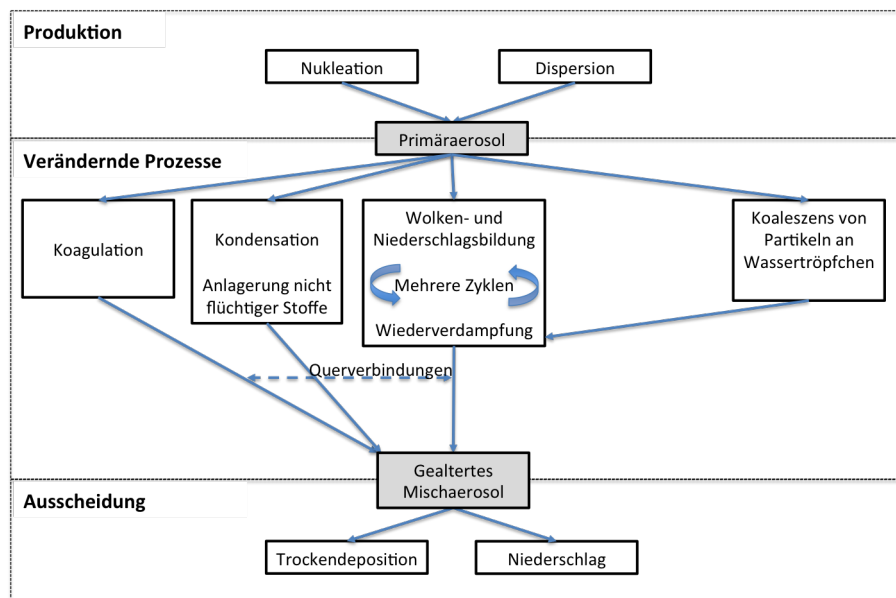


Abbildung 1.1: Schematische Darstellung der Umwandlungsprozesse von Aerosolen in der Atmosphäre

1.2 Eisnukleation in der Atmosphäre

Die Eisnukleation in der Atmosphäre beginnt auf sehr kleinen Ebenen in Form in der Bildung sogenannter Eisluster oder Eiskern. Je nach Oberflächen-Volumen-Verhältnis tendieren diese Nuklei dazu sich wieder zurückzubilden, wenn die Oberfläche im Vergleich zum Volumen zu groß ist, oder zu wachsen, wenn die Nuklei einen kritischen Radius überschritten haben.

Vali (1999) unterscheidet hierbei in zwei Fälle. Im ersten Fall, der homogenen Nukleation, bildet sich spontan ein Nukleus, der, falls er die kritische Größe überschritten hat, durch Diffusion von Molekülen wächst. Beim zweiten Fall, der heterogenen Nukleation, wird die Bildung des Nukleus in Anwesenheit eines festen Aerosolpartikels erleichtert. Dadurch dass sich hier die Wassermoleküle direkt auf der Oberfläche des Aerosols anlagern können, wird die Wahrscheinlichkeit erhöht, dass das kritische Oberflächen-Volumen-Verhältnis überschritten wird, und sich somit stabile Cluster bilden.

Homogene Eisnukleation

Unter homogener Eisnukleation wird, wie bereits erwähnt, die spontane Bildung von Eiskern in Abwesenheit fester Partikel verstanden. Es beinhaltet somit das Gefrieren reiner Wassertropfen sowie unterkühlter flüssiger Aerosolpartikel und Lösungen (Heymsfield und Sabin, 1989). Hierbei existiert für einen Tropfen ein gut fundierter, theoretischer Zusammenhang zwischen der Übersättigung und der Temperatur (Koop et al., 2006). So kann zunächst für eine unterkühlte Flüssigkeit in Verbindung mit der klassischen Nukleationstheorie die explizite homogene Nukleationsrate j_{hom} berechnet werden. Für die Anzahländerung der Eiskern dN_i pro Zeiteinheit dt gilt dann in Anwesenheit $N_{unfr.}$ unterkühlter Tropfen des Volumens $V_{unfr.}$

$$\frac{dN_i}{dt} = j_{hom} N_{unfr.} V_{unfr.} \quad (1.1)$$

Hierbei ist $N_{unfr.}$ die Anzahl aller ungefrorener Tropfen beziehungsweise Aerosolen vor dem Gefrierprozess und $V_{unfr.}$ das Tropfen- beziehungsweise Aerosolvolumen dieser.

Da die homogene Nukleation jedoch Temperaturen von -36°C und kälter benötigt, sind in den unteren Schichten der Atmosphäre mit Temperaturen zwischen 0°C und -36°C vor allem der heterogene Prozesse entscheidend, auf die im Folgenden eingegangen wird.

Heterogene Eiskernung

Bei der heterogenen Nukleation werden die Eiskernung in Anwesenheit fester Partikel, sogenannter Eiskeime, gebildet. Nach Vali et al. (2015) werden hierbei zwischen zwei unterschiedlichen Gefriermoden unterschieden: der Gefrierkernung und der Depositionskernung (siehe Abb. 1.2).

Unter dem Begriff der Gefrierkernung werden alle Gefrierprozesse zusammengefasst, bei denen zunächst ein Eiskeim in den noch flüssigen Tropfen suspendiert ist und der erst im weiteren Verlauf die Eiskernung auslöst. Nach der früher üblichen Definition der Gefriermoden nach (Pruppacher und Klett, 1997) beinhaltet die Gefrierkernung drei Gefriermoden, die des Immersionsgefrierens, die des Kondensationsgefrierens und die des Kontaktgefrierens. Für alle drei Moden muss die Umgebungsluft hinsichtlich Wasser gesättigt sein. Diese sind wie folgt definiert:

- Immersionsgefrieren
Immersionsgefrieren tritt auf, wenn sich in einem unterkühlten Tropfen bereits ein Aerosolpartikel, der sogenannte Eiskeim befindet. Bei Erreichen der Gefrieretemperatur wird dann der Gefrierprozess mit Hilfe des Eiskeims initialisiert.
- Kondensationsgefrieren
Beim Kondensationsgefrieren dient der Eiskeim zunächst als Kondensationskeim, um den sich zunächst ein flüssiger, unterkühlter Tropfen bildet. Noch während des Kondensationsprozesses agiert das Aerosol dann als Eiskeim und lässt den Tropfen gefrieren.
- Kontaktgefrieren
Das Kontaktgefrieren tritt auf, wenn ein unterkühlter Tropfen mit einem interstitiellen, nichtaktivierten Eiskeim kollidiert und so der Nukleationsprozess instantan ausgelöst wird. Bei der Kollision bildet das Aerosol mit dem Tropfen eine Luft-Flüssigkeit-Partikel-Schnittstelle.

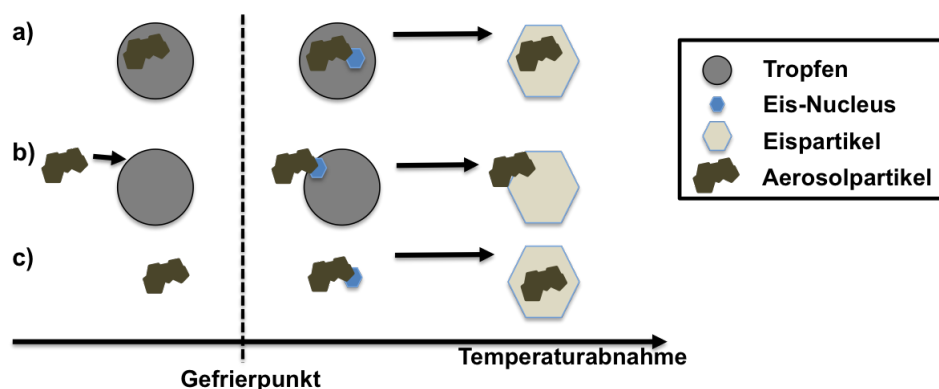


Abbildung 1.2: Schematische Darstellung der heterogenen Gefriermoden der Gefrierkernung (a), des Kontaktgefrierens (b) und der Depositionskernung (c) nach Vali et al. (2015).

Da beide Prozesse des Immersions- und Kondensationsgefrierens nicht scharf voneinander zu trennen sind und auch auf der mikroskopischen Skala nicht eindeutig zu unterscheiden sind, sollte der Begriff des Kondensationsgefrierens nur mit Bedacht gewählt werden.

Die zweite heterogene Gefriermode nach Vali et al. (2015) ist die Depositionsnukleation. Hierbei muss die Umgebung nur hinsichtlich Eis und nicht hinsichtlich Wasser übersättigt sein. Bei der Depositionsnukleation lagert sich dann an dem trockenen, nichtaktivierten Eiskeim direkt Wasserdampf an und im Unterschied zu den gerade erläuterten Gefrierprozessen wird hierbei der gefrorene Eispartikel direkt aus der Gasphase gebildet. In Abbildung 1.3 sind alle Gefrierprozesse einschließlich des homogenen Gefrierens sowie ihre Wirkungsbereiche bezüglich der Temperatur und Übersättigung über Eis veranschaulicht.

Da bis heute keine geschlossene Theorie zur heterogenen Nukleation von Eispartikeln existiert, werden meist folgende zwei Ansätze zu deren Parametrisierung verwendet. Der erste Ansatz, die sogenannte klassische Nukleationstheorie, basiert auf der thermodynamischen Betrachtung des Nukleationsprozesses, während beim zweiten Ansatz angenommen wird, dass die Eisnukleation durch spezielle Oberflächendefekte auf den Eiskeimen instantan ausgelöst wird.

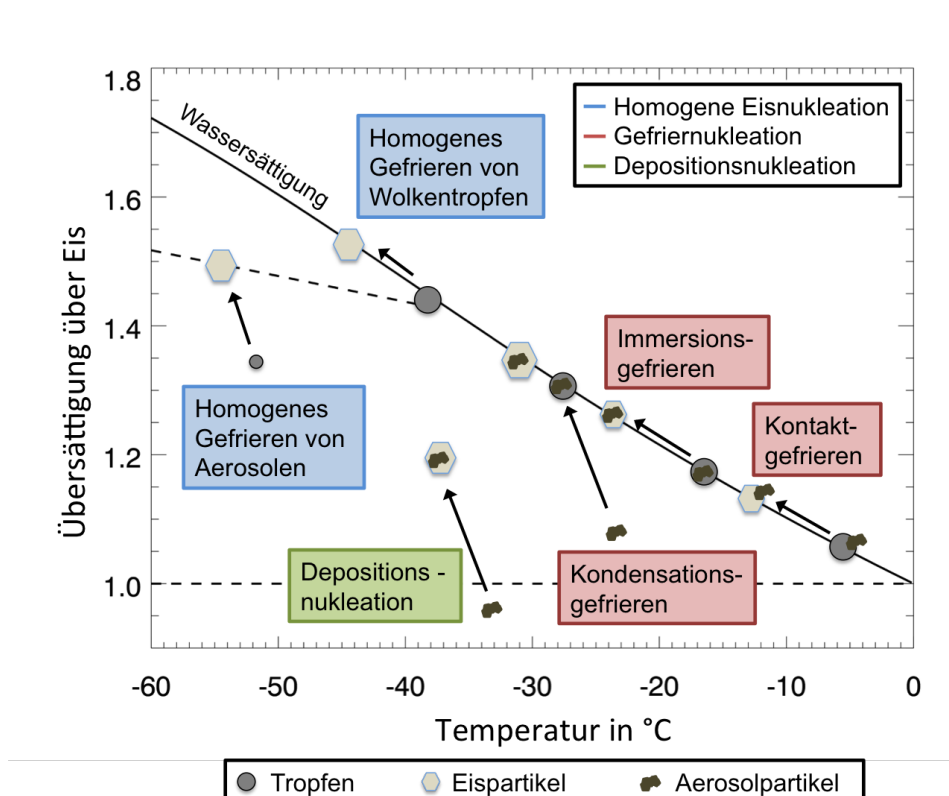


Abbildung 1.3: Schematische Darstellung der Wirkungsbereiche der unterschiedlichen Gefrierprozesse in Abhängigkeit der Temperatur und der Übersättigung über Eis.

Dieser erste Ansatz basierend auf der klassischen Nukleationstheorie stellt somit den stochastischen Charakter des Nukleationsprozesses in den Vordergrund (Pruppacher und Klett, 1997; Lamb und Verlinde, 2011; Hoose et al., 2010). Dieser ist zeitabhängig und kann mit Hilfe einer Nukleationsrate beschrieben werden. Nach Chen et al. (2008) eignet sich dieser theoretische Ansatz sowohl für die Gefriernukleation als auch für die Depositionsnukleation. In die Berechnung der Nukleationsrate j_{het} geht dann unter anderem das Verhältnis aus Volumen- zu Oberflächenarbeit ein, die aufgebracht werden müssen, um einen Eiskern der kritischen Größe zu bilden. Für die heterogene Eiskondensationsrate pro Eiskern j_{het} gilt dann (Hoose et al., 2010)

$$j_{het} = A' r_N^2 \sqrt{f} \exp \left[\frac{-\Delta g^\# - f \Delta g_g^\circ}{kT} \right] \quad (1.2)$$

mit der Konstanten A' , die die Umgebungsbedingungen beschreibt, dem Aerosol- beziehungsweise Nukleusradius r_N sowie dem Formfaktor f , der ein Maß dafür ist, wie gut sich auf der Aerosoloberfläche kritische Eiskerne bilden können. $\Delta g^\#$ bezeichnet die Aktivierungsenergie und Δg_g° die homogene Keimbildungsenergie. Desweiteren beschreiben k die Boltzmann-Konstante und T die absolute Temperatur. Dieser Parametrisierungsansatz kann so sowohl für Gefriernukleation als auch für die Depositionsnukleation verwendet werden, wobei für die hier verwendeten Konstanten A' , f , $\Delta g^\#$ und Δg_g° unterschiedliche Werte gelten.

Mit Hilfe des Formfaktors f wird bei der Berechnung der Eiskondensation der Krümmungseffekt berücksichtigt, der von dem Kontaktwinkel zwischen dem Aerosolpartikel und dem Eiskern abhängig ist. Hierbei wird angenommen, dass die Oberfläche des Partikels an sich homogen ist. Die Bestimmung des Formfaktors gestaltet sich tatsächlich als äußerst schwierig, da dieser nur auf der mikroskopischen Skala definiert werden kann, er aber eigentlich der kleineren, molekularen Skala zugeordnet wird. Zudem zeigen Messungen auch, dass die Eiskernbildung meistens an ganz bestimmten Oberflächendefekten auftritt (Pruppacher und Klett, 1997) und nicht wie angenommen homogen über die gesamte Oberfläche verteilt ist.

Der zweite Ansatz der heterogenen Eiskondensationsparametrisierung beruht auf der Annahme, dass die Eiskondensation durch spezielle Oberflächendefekte auf den Eiskernen ausgelöst wird. Diese sind als gleichmäßig auf der Aerosoloberfläche verteilt angenommen und initialisieren bei ganz charakteristischen äußeren Bedingungen instantan die Bildung von Eiskernen. Es wird angenommen, dass dabei die Gefriernukleation nur von der Temperatur abhängig ist, während die Depositionsnukleation zudem noch von der Übersättigung über Eis abhängt. Der Nukleationsprozess an sich unterliegt bei diesem Ansatz somit keinerlei zeitlicher Abhängigkeit noch bestimmter Kühlraten. Es bedeutet vielmehr, dass sobald die Temperatur konstant gehalten wird, keine weiteren Eiskerne mehr aktiviert werden. Nach Connolly et al. (2009) kann ganz allgemein die Anzahl der Eiskerne N_i , die durch Immersionsgefrieren gebildet wurden, beschrieben werden mit

$$N_i = N_{totINP} \left[1 - \exp(-S_{ae}n_s) \right]. \quad (1.3)$$

N_{totINP} beschreibt hier die Gesamtanzahl der Eiskeime, S_{ae} die mittlere Oberfläche der Aerosole und n_s die Anzahldichte der eisaktiven Oberflächendefekte bei einer ganz bestimmten Temperatur und Übersättigung. Für die Gefriernukleation lässt sie sich bestimmen mit

$$n_s^{freeze}(T) = \int_T k_{freeze}(\tau) d\tau, \quad \text{mit} \quad k_{freeze}(T) = \frac{dn_s^{freeze}(T)}{dT} \quad (1.4)$$

und für die Depositionsnukleation mit

$$n_s^{Dep}(T) = \int_{RH_i} \int_T k_{Dep}(\rho_i \tau) d\tau d\rho_i, \quad \text{mit} \quad k_{Dep}(T, RH_i) = \frac{dn_s^{Dep}(T, RH_i)}{dT dRH_i}, \quad (1.5)$$

wobei k_{freeze} die Änderungsrate der Anzahldichte der aktiven Oberflächendefekte pro Volumen hinsichtlich der Gefriernukleation in Abhängigkeit der Temperatur, k_{Dep} die Änderungsrate der Anzahldichte eisaktiver Oberflächendefekte hinsichtlich der Depositionsnukleation, τ die Änderungsrate der Temperatur und ρ_i der der relativen Feuchte bezüglich Eis beschreiben.

Zunächst wurde dieser Ansatz des Nukleationsprozesses, in dem die Anzahl der aktivierten Eiskeime von der Anzahl eisaktiver Oberflächendefekte abhängig ist, nur in Verbindung mit dem Kontaktgefrieren und der Depositionsnukleation verwendet (Young, 1974; DeMott, 1995). Erst seit 2009 wurde er auch für die Beschreibung des Immersionsgefrierens von Staub aufgegriffen (Connolly et al., 2009), im Folgenden aber von vielen weiteren verwendet (Niedermeier et al., 2010; Murray et al., 2011; Broadley et al., 2012; Niemand et al., 2012; Phillips et al., 2013).

Hallet-Mossop-Prozess

Neben der homogenen und heterogenen Eiskernung, den sogenannten primären Eiskernungsprozessen, tritt im Temperaturbereich zwischen -3°C und -8°C der sogenannte Hallet-Mossop-Prozess auf (Hallet und Mossop, 1974). Hierbei handelt es sich um einen sekundären Eisbildungsprozess, da er nur auftreten kann, wenn schon Eispartikel vorhanden sind. Damit er stattfinden kann, müssen aber gleichzeitig zu den primären Eispartikeln sowohl sehr viele kleine Tropfen mit $d_R < 12 \mu\text{m}$ vorhanden sein sowie einige relativ große Regentropfen mit $d_R > 25 \mu\text{m}$.

In der Wolke kollidieren dann die großen Regentropfen mit den primären, kleinen Eispartikeln und gefrieren instantan. Diese neuen, relativ großen Eispartikel bereifen durch die Kollisionen mit den kleineren Tropfen im Weiteren relativ schnell und produzieren

dabei kleine Eissplitter. Diese so erzeugten Eissplitter können dann wiederum auf weitere große Regentropfen treffen, wodurch der ganze Prozess vervielfacht wird. Insgesamt können durch den Hallet-Mossop-Prozess durch einen Eispartikel etwa 1000 neue Partikel gebildet werden.

1.3 Darstellung der Eisnukleation in numerischen Modellen

Im Gegensatz zur Wolkentropfenbildung, die durch die Köhler-Theorie (Köhler, 1922) und somit durch eine gut fundierte Theorie beschrieben wird, ist die heterogene Eisnukleation theoretisch noch nicht vollständig beschrieben und deren Parametrisierung in numerischen Modellen eine herausfordernde Aufgabe. Wie bereits erwähnt, gibt es viele Ansätze, mit denen die heterogene Eisnukleation beschrieben werden kann, und so auch eine ganze Reihe verschiedener Parametrisierungen.

Eine sehr einfache und häufig verwendete Variante der Eisnukleationsparametrisierung besitzt nur eine Abhängigkeit von der Temperatur (Fletcher, 1962; Meyer et al., 1992). Neuere Parametrisierungen weisen meist noch zusätzliche Abhängigkeiten zum Beispiel von Aerosolparametern auf. So können diese zum Beispiel neben einer Abhängigkeit von der Temperatur noch eine von der Aerosolanzahlkonzentration besitzen (DeMott et al., 2010 & 2015) oder die Anzahl aktivierter Eiskeime ist proportional zur Aerosoloberfläche (Phillips et al., 2007 & 2013; Niemand et al., 2012). Wieder andere weisen eine Proportionalität zwischen der Anzahl der aktivierten Eiskeime und der Aerosolmasse auf Diehl und Mitra (2015). Es gibt aber auch eine andere Klasse von Parametrisierungen, die auf einem anderen Ansatz der sogenannten klassischen Nukleationstheorie basieren (Hoose et al., 2010; Niedermeier et al., 2011 & 2014). Generell gibt es zwei verschiedene Datengrundlagen, auf denen die Schemata beruhen. So können diese zum einen aus Feldstudien abgeleitet werden, bei denen eine genaue Bestimmung der aktivierten Aerosole relativ schwierig ist und meistens nur stichprobenartig durchgeführt wird. Zum anderen können die Parametrisierungen aus Labormessungen abgeleitet werden, bei denen zwar alle verwendeten Aerosolpartikel genau bestimmt werden können, dafür aber auch nur diese sehr selektierten Aerosolpartikel wie zum Beispiel Saharastaub oder Birkenpollen verwendet werden und somit auch nicht die Realität im Ganzen widerspiegeln.

Je nachdem welche der Parametrisierungen verwendet werden, können die Simulationen mit numerischen Modellen ganz unterschiedliche Ergebnisse hinsichtlich der Effekte der Eisnukleation auf Wolken zeigen. Daher sind bereits einige Studien durchgeführt worden, die den Unterschied verschiedener Schemata näher untersuchen. So haben zum Beispiel Ervens und Feingold (2013) mit einem Box-Modell Sensitivitätsstudien von dem Aufstieg eines Luftpaketes über 300 m durchgeführt. Hierbei wurde der Unterschied zwischen Parametrisierungen, die auf der klassischen Nukleationstheorie basieren, und

deterministischen Formulierungen, die nur von der Temperatur abhängen, untersucht. Die Studien haben gezeigt, dass der Einfluss der Zeit und der Aerosolcharakteristika gering ist, während der der Temperatur relativ groß ist. Hierbei wurden Unterschiede mehrerer Größenordnungen zwischen den verschiedenen Einflussfaktoren festgestellt worden, was wiederum die guten Resultate empirischer Beschreibungen ohne jegliche Zeitabhängigkeit erklärt.

Eine andere Studie von Eikenberg et al. (2015) hat den Effekt zweier verschiedener Parametrisierungen auf die Helligkeitstemperatur von Wolken untersucht. Hierbei wurde das numerische Wettermodell COSMO-DE mit einer horizontalen Auflösung von 2,8 km und 50 vertikalen Schichten verwendet. In dem Modell war zum einen das Eisnukleationsschema von Fletcher (1962) eingebaut, das wie bereits erwähnt nur eine einfache Temperaturabhängigkeit enthält, und zum anderen die neuere Parametrisierung von Phillips et al. (2007), die auf dem Ansatz der eisaktiven Oberflächendefekte beruht. Die Studien haben gezeigt, dass die Verwendung eines Schemas mit mehreren Abhängigkeiten den Unterschied zwischen der simulierten Helligkeitstemperatur und der per Satelliten gemessenen deutlich reduziert. Zudem wurden in den Studien auch noch andere Parameter wie die Aerosolkonzentration und das verwendete Eispartikelsedimentationsschema für Wolken variiert. Es zeigte sich, dass die Wahl der Eisnukleationsparametrisierung den Unterschied zwischen Messung und Simulation am meisten bestimmt.

Eine weitere Studie von Hiron und Flossmann (2015) hat den Einfluss zweier unterschiedlicher heterogener Eisnukleationsparametrisierungen auf konvektive Wolken untersucht. Hierbei wurde ein Mikrophysikmodell verwendet, das die Aerosole und deren Größenverteilung mit Hilfe separater Größensegmente darstellt und zudem eine Beschreibung des Auswaschens von Aerosolen besitzt. Im Modell war für die heterogene Eisnukleation zum einen die Parametrisierung von Diehl und Wurzler (2004) implementiert, die die Anzahl der gebildeten Eispartikel in Abhängigkeit vom Tropfenvolumen setzt, sowie zum anderen die Parametrisierung von Murray et al. (2011), die eine Proportionalität zwischen der Anzahl der aktivierten Eiskeime und der Gesamtoberfläche der Aerosole annimmt. Die Simulationen haben gezeigt, dass dieser Ansatz die größte Auswirkung auf die simulierten, konvektiven Wolken ab -30°C und einer Höhe von circa 7 km zeigt. Hier bildete die Parametrisierung von Diehl and Wurzler (2004) deutlich mehr Eispartikel und unterdrückte so deutlich die homogene Eisnukleation in diesen Bereichen.

1.4 Einfluss der heterogenen Eisnukleation auf Wolken

Generell hat die Eisnukleation mehrere Effekte auf Mischphasenwolken. So führt im Allgemeinen eine verstärkte Aktivierung der Aerosole zu einer verstärkten Wolkenvereisung (Lohmann und Feichter, 2005; Pinsky et al., 2014). Durch die an sich verstärkte hete-

rogene Eisnukleation in Form von zum Beispiel Immersionsgefrieren wird schon primär mehr Flüssigwasser direkt in Wolkenwasser umgewandelt. Dies wiederum initiiert andere mikrophysikalische Prozesse wie zum Beispiel den Wegener-Bergeron-Findeisen-Prozess (WBF-Prozess; Pruppacher und Klett, 1997), bei denen Wolkenwasser zu Gunsten von Wolkeneis abgebaut wird. Durch diese Prozesse existiert somit ein permanenter Diffusionsfluss des Wasserdampfes der flüssigen Tropfen hin zu den Eispartikeln, wodurch in der Wolke die unterkühlten Tropfen schrumpfen, während die Eispartikel wachsen.

Im Allgemeinen werden durch eine erhöhte Aerosolanzahlkonzentration zwei für die Wolken- und Niederschlagsentwicklung wichtige Größen beeinflusst. So werden bei gleichen äußeren Bedingungen zum einen primär mehr Hydrometeore durch die heterogene Nukleation gebildet, während zum anderen die verfügbare Kondensatmasse abnimmt. Ist diese Verringerung der verfügbaren Kondensatmasse groß genug, können dann weitere mikrophysikalische Prozesse wie das Bereifen oder der WBF-Prozess gehemmt werden, so dass sich in den Wolken zwar sehr viele, sehr kleine Eispartikel befinden, die aber wiederum meist so klein sind, dass sie nicht sedimentieren. So kann eine erhöhte Aerosolkonzentration für die Wolken den Effekt haben, dass trotz mehr Eishydrometeoren der Niederschlag der Wolke zurückgeht. Falls allerdings sehr feuchte, maritime Umgebungsbedingungen herrschen, ist mehr als genug Kondensatmasse vorhanden, so dass der Bereifungs- oder WBF-Prozess durch die primär verstärkte Nukleation nicht beeinträchtigt wird und die Wolke so deutlich mehr Niederschlag hervorbringt (Khain et al., 2008). Aber nicht nur äußere Bedingungen wie die vorhandene Feuchte beeinflussen das Feedback durch eine erhöhte Aerosolanzahlkonzentration auf Wolken und deren Niederschlag, sondern auch dynamische Prozesse innerhalb der Wolken wie die vertikale Windscherung (Jiwen et al., 2009). Somit ist das Feedback nicht immer eindeutig und sollte nie von den anderen Einflussfaktoren isoliert betrachtet werden. In den meisten Fällen führt allerdings ein größerer Eisanteil in Mischphasenwolken zu einer Verstärkung des Niederschlags (Lohmann, 2002).

Einen besonderen Einfluss hat die heterogene Eisnukleation auch auf die Entwicklung von Cirruswolken, da sie hier neben der homogenen Eisnukleation eine weitere primäre Eispartikelquelle darstellt. Im Gegensatz zum homogenen Gefrieren, dass erst etwa ab -36°C (Heymsfield und Sabin, 1989) und einer Übersättigung über Eis von etwa 140 - 180% (Krämer et al., 2009) stattfindet, benötigt das heterogene Gefrieren zwar die Existenz von Eiskeimen, dafür tritt es aber bei deutlich geringeren Temperaturen und Übersättigungen auf. So können im Weiteren die heterogen gebildeten Eispartikel durch Depositionswachstum der Umgebung weiter Wasserdampf entziehen und selbst wachsen, während andererseits keine weiteren Eispartikel durch die homogene Nukleation gebildet werden, da die nötigen Übersättigungen über Eis nicht auftreten. Für Cirruswolken hat dies zur Folge, dass bei heterogener Nukleation zwar eine kleinere Anzahl an Eispartikeln gebildet wird, diese aber deutlich größere Radien aufweisen als bei der homogenen Nukleation, wo zwar mehr, aber kleinere Eispartikel in der Wolke existieren (DeMott et al., 1997). Dieser Wettbewerb zwischen der homogenen und heterogenen Nukleation wird somit direkt und zudem sehr stark durch die Variation der Eiskeimanzahlkonzentration beeinflusst.

tration in diesen Höhenschichten beeinflusst. Hierbei haben Studien festgestellt, dass der Einfluss besonders groß für den Temperaturbereich ist, in dem beide Prozesse aktiv sind Köhler und Seifert (2015). Wie bereits erwähnt, führt allgemein die Überlegenheit der homogenen Nukleation dazu, dass in Cirruswolken mehr Eispartikel mit im Mittel kleineren Durchmessern vorliegen. Da viele mikrophysikalische Prozesse allerdings bei kleineren Partikeln weniger effektiv sind als bei größeren, ist bei Überlegenheit der homogenen Nukleation die Persistenz dieser Cirruswolken in der Atmosphäre tendenziell größer (Haag und Kärcher, 2004; Köhler und Seifert, 2015).

Eine verstärkte primäre Eispartikelbildung hat zudem auch einen großen Effekt auf die Strahlungseigenschaften von Mischphasenwolken. Generell führt die Anwesenheit von Wolken zu einer Abkühlung des globalen Wärmehaushalts der Erde, da durch Wolken mehr solare Strahlung an deren Oberrand ins All zurückgestreut wird, als langwellige Strahlung von der Erdoberfläche eingefangen wird (Lohmann und Feichter, 2005). Im Cirrusregime könnte indes eine verstärkte heterogene Eispartikelbildung wiederum zu einer Netto-Erwärmung führen (DeMott et al., 2010). So wird durch die erhöhte Eiskeimkonzentration die heterogene Nukleation deutlich zu Ungunsten der homogenen Nukleation verstärkt, wodurch in diesen Cirruswolken im Durchschnitt dann zwar größere aber insgesamt weniger Eispartikel vorliegen. Dies führt dann im Weiteren zu einer schnelleren Sedimentation der Hydrometeore und somit zu einer geringeren Lebenszeit der Cirruswolken. Im Endeffekt würde dann die erhöhte Aerosolkonzentration in diesen Höhen eine Netto-Erwärmung zur Folge haben.

1.5 Zielsetzung und Gliederung der Arbeit

Aus den vergangenen Diskussionen wird deutlich, wie wichtig eine realistische und physikalisch sinnvolle Parametrisierung für die heterogene Eisnukleation in numerischen Wettermodellen ist. Ziel dieser Arbeit ist es deswegen, sowohl geeignete Parametrisierungen zu evaluieren als auch eine realistische Beschreibung der vorhandenen Nukleationskeime zu implementieren. Anders als in bislang veröffentlichten Arbeiten soll dabei der Vergleich sowohl den kompletten Temperaturbereich zwischen dem Gefrierpunkt und -36°C umfassen, als auch viele verschiedene moderne heterogene Eisnukleationsparametrisierungen beinhalten. Außerdem soll die Evaluation nicht nur auf ausgedehnten idealisierten Sensitivitätsstudien basieren, sondern auch durch die Simulation einer realen Wetterlage ergänzt werden. Hierbei soll geprüft werden, inwieweit die Simulation durch die neue Beschreibung der heterogenen Eisnukleation verbessert wurde und ob die Ergebnisse idealisierter Studien auch in der Simulation eines realen Wolkenereignisses beobachtet werden können.

Um dieses Ziel zu erreichen, ist es notwendig, zunächst eine Diagnostik zu entwickeln, mit der sich der Einfluss der verschiedenen Parametrisierungen auf die orographische

Mischphasenwolke detailliert untersuchen lässt. Zu diesem Zwecke ist in das verwendete Wolkenmikrophysikschema zusätzlich zur Ausgabe der Variablen der Wolkeneigenschaften die Ausgabe ausgewählter, wichtiger mikrophysikalischer Prozessraten eingebaut worden. Mit Hilfe dieser Evaluationsmethodik werden dann drei verschiedene umfangreiche Simulationen hinsichtlich der heterogenen Eiskernbildung durchgeführt:

- In der ersten sehr umfassenden, idealisierten Studie wird der Effekt von vier modernen heterogenen Eiskernbildungsschemata auf eine einzelne orographische Mischphasenwolke untersucht. Hierbei wird durch die Variation der Bodentemperatur der einzelnen Simulation erreicht, dass diese Studie den kompletten, relevanten Temperaturbereich der heterogenen Eiskernbildung umfasst.
- Die zweite (auch idealisierte) Studie befasst sich mit dem Einfluss zweier verschiedener Darstellungen der verfügbaren Eiskerne auf orographische Wolken. Der Unterschied liegt dabei in der Komplexität der beiden Schemata. So beinhaltet das erste Schema in Hinsicht auf wolkenmikrophysikalischer Prozesse nur das Auswaschen der Eiskerne durch die Aktivierung zu Eiskernen, während das zweite Schema weitere Prozesse wie die Sedimentation von Hydrometeoren und der darin eingeschlossenen Eiskerne mit einbezieht. Hierdurch wird analysiert, inwieweit sich dies in den Simulationen widerspiegelt und dadurch auch welcher Grad der Komplexität für eine realistische Beschreibung von Eiskernen sinnvoll ist.
- Abschließend wird die reale Wetterlage vom 14. Februar 2013 für die Schweizer Alpen simuliert. Zu dieser Zeit fand eine umfangreiche Messkampagne hinsichtlich der heterogenen Eiskernbildung an der hochalpinen schweizer Forschungsstation, dem Jungfraujoch, statt. So stehen für die Analyse nicht nur die üblichen Vergleichsdaten wie Satellitenbilder zur Verfügung, sondern auch Messdaten der Aerosolkonzentration, der aktivierten Eiskerne, des Flüssigwassergehalts der Wolken sowie des Eisgehalts dieser.

Diese Arbeit beschäftigt sich somit mit der ganzheitlichen Darstellung der heterogenen Eiskernbildung. Es wird in ihr zum einen erarbeitet, welche modernen Eiskernbildungsparametrisierungen für die Anwendung in numerischen Wettermodellen geeignet sind und zum anderen wie komplex die Darstellung der verfügbarer Eiskerne in den Modellen sein sollte. Die Gliederung der einzelnen Kapitel dieser Arbeit ergibt sich wie folgt:

In Kapitel 2 wird zum einen das verwendete numerische Wettermodell, das COSMO-Modell, sowie das Wolkenmikrophysikschema nach Seifert (2002) erläutert. Zum anderen werden die vier ausgewählten, modernen heterogenen Eiskernbildungsparametrisierungen sowie die zwei neu entwickelten Schemata zur Prozessierung aktivierter Aerosole vorgestellt. Kapitel 3 beschreibt die Ergebnisse der idealisierten Sensitivitätsstudie zur Untersuchung des Einflusses der neu implementierten Nukleationsparametrisierungen auf eine einzelne orographische Mischphasenwolke. Das vierte Kapitel befasst sich dann mit der zweiten idealisierten Sensitivitätsstudie zur Darstellung der verfügbaren Eiskerne, während das fünfte Kapitel sich der Simulation der realen Wetterlage vom 14. Februar

2013 am Jungfraujoch in der Schweiz widmet. Abschließend erfolgt in Kapitel 6 eine Zusammenfassung und Diskussion der wichtigsten Erkenntnisse dieser Arbeit.

Kapitel 2

Modellbeschreibung

Um den Einfluss von heterogenen Eiskernisationsparametrisierungen auf orographische Mischphasenwolken zu untersuchen, werden in dieser Arbeit Simulationen mit dem COSMO-Modell vorgestellt. Im folgenden Kapitel wird daher zunächst dieses Modell, sowie das verwendete Wolkenmikrophysikschema erläutert.

Des Weiteren werden die Parametrisierungen näher erklärt, die im Rahmen dieser Arbeit in das Modell für das Immersionsgefrieren eingebaut wurden. Hierbei handelt es sich um die Parametrisierungen von Niemand et al. (2012), Phillips et al. (2013), Niedermeier et al. (2014) und DeMott et al. (2015). Da in der hier vorgestellten Beschreibung der heterogenen Eiskernisation auch die Anzahl bereits aktivierter Eiskeime berücksichtigt werden soll, wurde in das Modell zudem eine Budget-Variable eingeführt. Ihre Bilanzgleichung sowie die hierbei berücksichtigten Prozesse werden in Kapitel 2.4 erläutert.

2.1 Beschreibung des COSMO-Modells

Das COSMO-Modell ist ein regionales, nicht-hydrostatisches Wettermodell, das in dem *CO*nsortium for small Scale *MO*delling entwickelt wurde und seit 1999 operationell vom Deutschen Wetterdienst verwendet wird. Es basiert auf approximierten Euler-Gleichungen für kompressible Strömungen (Doms und Baldauf, 2015; Doms et al., 2007). Die Diskretisierung der Gleichungen erfolgt dabei auf einem Arakawa-C-Gitter mit geländefolgender Vertikalkoordinate. Für die Zeitintegration wurde im Rahmen dieser Arbeit das Runge-Kutta Schema dritter Ordnung verwendet und für alle Tracer, die in der Mikrophysik relevant sind, die Finite-Volumen-Methode zweiter Ordnung nach Bott (1989).

Das Wettermodell kann in zwei verschiedenen Setups angewendet werden. Im ersten Setup kann das COSMO-Modell für idealisierte Simulationen verwendet werden, wobei sowohl zweidimensionale als auch dreidimensionale Fälle berechnet werden können (siehe Abb. 2.1(a)). Der Grundzustand des Modellgebietes wird hierbei immer als horizontal homogen angenommen und kann mit Hilfe einer Radiosondendatei, die die Vertikalprofile

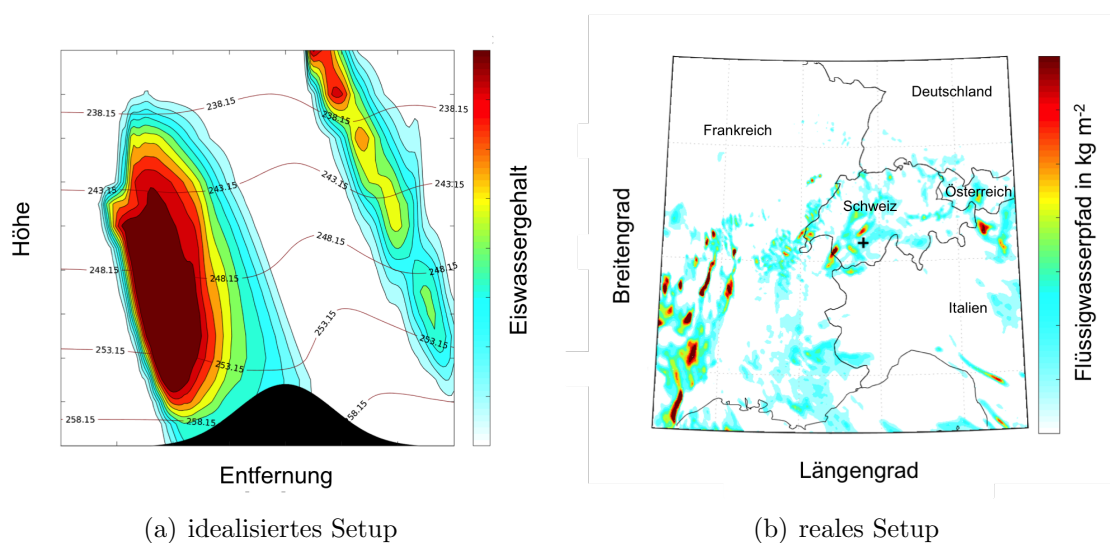


Abbildung 2.1: Mögliche Anwendungsbereiche des COSMO-Modells: (a) idealisierte Studien einer zweidimensionalen Bergumströmung eines einzelnen Berges und (b) Simulation realer Wetterlagen z.B. der vom 14. Februar 2013 für den Bereich der Alpen. Das schwarze Kreuz markiert das Jungfraujoche in der Schweiz.

von Temperatur, Taupunkt, Druck und Wind beinhaltet, definiert werden. Für die seitlichen Ränder gibt es zwei Optionen. Zum einen können räumlich und zeitlich konstante Bedingungen gewählt werden, die über eine Radiosondendatei definiert sind, und zum anderen periodische Bedingungen in Nord-Süd- sowie West-Ost-Richtung. Um auch orographische Effekte simulieren zu können, kann das ursprünglich ebene Oberflächenprofil mit idealisierten Bergen und Tälern initialisiert werden.

Mit dem zweiten Setup können reale Fälle im mesoskaligen Bereich zwischen zwei und 200 km simuliert werden (siehe Abb. 2.1(b)). Zur Initialisierung des Modells und für die Simulation werden dreidimensionale Felder des atmosphärischen Zustands des Modellgebietes sowie der seitlichen Ränder benötigt. Die Orographie des Modellgebietes sowie deren Bodenbeschaffenheit wird mit Hilfe von externen Landschaftsdaten initialisiert.

2.2 Das Zwei-Momenten-Wolkenmikrophysikschema

Da der Fokus dieser Arbeit auf der Wolkenmikrophysik liegt, wird COSMO in Verbindung mit dem dafür entwickelten Zwei-Momenten-Wolkenmikrophysikschema nach Seifert und Beheng (Seifert, 2002; Seifert und Beheng, 2006) verwendet. In diesem Schema werden sechs Hydrometeoriklassen dargestellt: Wolkentropfen, Regentropfen, Eispartikel, Schnee, Graupel und Hagel. Jeder dieser Hydrometeore wird mit Hilfe einer Anzahlverteilungsdichtefunktion f_i beschrieben, die mit Hilfe der generalisierten Γ -Verteilung mit den vier

Parametern A_{2MOM} , λ_{2MOM} , μ_{2MOM} und ν_{2MOM} genähert wird. Es gilt

$$f_i(x) = A_{2MOM} x_i^{\nu_{2MOM}} \exp(-\lambda_{2MOM} x_i^{-\mu_{2MOM}}) \quad (2.1)$$

mit der Partikelmasse x_i der Hydrometeoriklasse i . Jede der Hydrometeoriklassen wird dann in dem Schema mit Hilfe der ersten beiden Momente dieser Verteilungsfunktion beschrieben; das nullte Moment entspricht dabei der Anzahldichte $M_i^0 = N_i$ und das erste Moment der Massendichte $M_i^1 = L_i$. Allgemein kann das k te Moment der Klasse i wie folgt berechnet werden

$$M_i^k = \int_0^\infty x_i^k f_i(x) dx_i. \quad (2.2)$$

Für eine Gitterbox gilt dann folgende Bilanzgleichung für das k te Moment in Advektionsform

$$\frac{\partial M_i^k}{\partial t} + \vec{\nabla}[\vec{v}M_i^k] - \vec{v} \cdot [K_h \vec{\nabla} M_i^k] + \frac{\partial}{\partial z}[\overline{v_{i,k}} M_i^k] = S_i^k. \quad (2.3)$$

Hierbei bezeichnet t die Zeit, \vec{v} die Windgeschwindigkeit, K_h den Koeffizienten für turbulente Wärmediffusion und $\overline{v_{i,k}}$ die mittlere Sedimentationsgeschwindigkeit. Die Quellen und Senken der mikrophysikalischen Prozesse werden mit Hilfe von S_i^k zusammengefasst. Im Folgenden werden ausgewählte Prozesse des 2-Momenten-Schemas kurz erläutert.

2.2.1 Aktivierung von Wolkentropfen

In den hier vorgestellten Simulationen wird die Wolkentropfenaktivierungsparametrisierung nach Segal und Khain (2006) verwendet. Ist eine Gitterbox hinsichtlich Wasser übersättigt, so werden in dem Modell Wolkentropfen gebildet. Die Anzahl hängt dabei von vier Parametern ab: der Vertikalgeschwindigkeit an der Wolkenbasis w_{cb} , der Anzahl an Kondensationskeimen beziehungsweise an Aerosolpartikeln N_{ap} in einer Gitterbox, dem mittleren Durchmesser dieser Aerosolpartikel $d_{ap,mean}$ und der Breite der zugrunde liegenden Aerosolverteilung σ_{ap} . Da Aerosole im Zwei-Momenten-Schema nicht explizit berechnet werden, sind für die Zahl aktivierter Tropfen Look-up Tabellen in Abhängigkeit von konstanten Aerosolkonzentrationen hinterlegt. Hierbei kann zwischen vier verschiedenen Aerosolregimen gewählt werden: dem maritimen, dem intermediären, dem kontinentalen und dem verschmutzten Regime.

Während der Simulation wird dann im Modell für jeden Zeitschritt geprüft, wie viele Wolkentropfen sich aktuell in einer Gitterbox befinden. Liegt diese Anzahl unter der Parametrisierung, werden instantan neue nachgebildet.

2.2.2 Nukleation von Eispartikeln

Anders als die Wolkentropfenbildung wird die Nukleation von Eispartikeln im Zwei-Momenten-Schema durch mehrere Parametrisierungen beschrieben.

Ist eine Gitterbox hinsichtlich Eis übersättigt und die Temperatur liegt unter dem Gefrierpunkt, so wird für das heterogene Gefrieren die Parametrisierung nach Meyer et al. (1992) oder nach Phillips et al. (2007) verwendet. Hierbei wird meist eine vordefinierte, konstante Aerosolkonzentrationen angenommen. Fällt die Temperatur unter $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$, so setzt zudem die Parametrisierung des homogenen Gefrierens von Aerosolen im Cirrus-Regime ein. Hierfür wird die Parametrisierung nach Kärcher et al. (2006) verwendet, die vor allem für Temperaturen unter $-37\text{ }^{\circ}\text{C}$ effektiv ist und davor relativ ineffektiv.

Ist nicht nur in einer Gitterbox der Gefrierpunkt unterschritten und die Luft hinsichtlich Eis übersättigt, sondern befinden sich zudem in der Box noch Wolken- beziehungsweise Regentropfen, so werden zusätzlich weitere Routinen aufgerufen. Hierbei handelt es sich um „cloud_freeze“ für Wolkentropfen sowie „rain_freeze“ für Regentropfen. In „cloud_freeze“ wird zum einen das Immersionsgefrieren parametrisiert und zusätzlich dazu das homogene Gefrieren von Wolken- und Regentropfen. Für das homogene Gefrieren basiert die Parametrisierung auf Nukleationsraten nach Jeffery und Austin (1997) mit einer weiteren Näherung nach Cotton und Field (2002). Des Weiteren beinhaltet, wie bereits erwähnt, „cloud_freeze“ zudem eine Parametrisierung für das heterogene Immersionsgefrieren. Diese beruht auf dem volumenabhängigen Ansatz von Bigg (1953) mit Messungen nach Barklie und Gokhale (1959). Fällt die Temperatur in einer Box unter $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$, so wird in „cloud_freeze“ angenommen, dass alle verbleibenden Wolkentropfen instantan gefrieren.

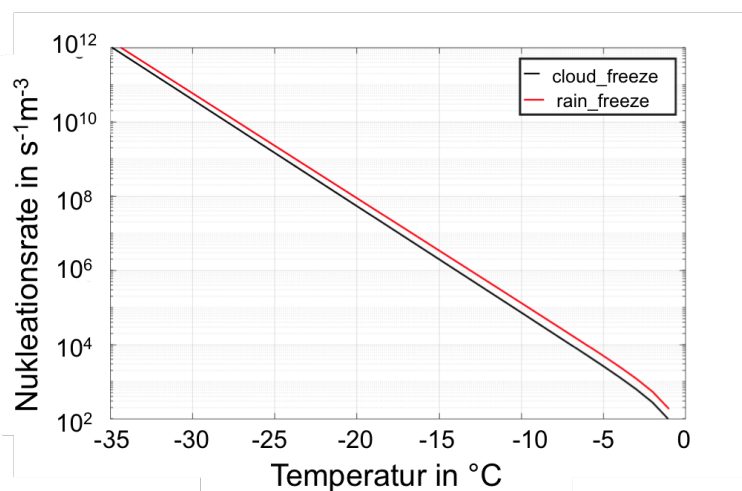


Abbildung 2.2: Darstellung der beiden Nukleationsraten der Immersionsgefrierparametrisierungen „cloud_freeze“ und „rain_freeze“.

Die Routine „rain_freeze“ wird aufgerufen, sobald Regentropfen in einer Box vorhanden sind. Für die heterogene Nukleation dieser Tropfen wird der gleiche Ansatz wie in „cloud_freeze“ verwendet nur mit minimal effektiveren Nukleationsraten (siehe Abb. 2.2). Dies folgt aus der Annahme, dass sich in den einzelnen Regentropfen pro Tropfen mehr Eiskeime befinden als in den kleineren Wolkentropfen und diese somit schneller

gefrieren. Bei Regentropfen wird weiter angenommen, dass schon bei Temperaturen von -40°C alle verbleibenden Tropfen instantan gefrieren.

In Abbildung 2.3 wird schematisch skizziert, wo welche Parametrisierung im Wolkenmikrophysikschema verwendet wird. Da manche der implementierten heterogenen Eisknucleationsparametrisierungen (Meyer et al., 1992; Bigg, 1953) keine Abhängigkeit von aerosolspezifischen Kenngrößen besitzen, wird in dieser Arbeit eine neue Darstellung der heterogenen Eisknucleation vorgestellt. Hierbei werden die Parametrisierungen nach Meyers und Phillips für das heterogene Gefrieren sowie das Immersionsgefrieren in „cloud_freeze“ durch die neu implementierten Parametrisierungen Niemand et al. (2012), Phillips et al. (2013), Niedermeier et al. (2014) und DeMott et al. (2015) ersetzt. Diese werden im Kapitel 2.3 vorgestellt.

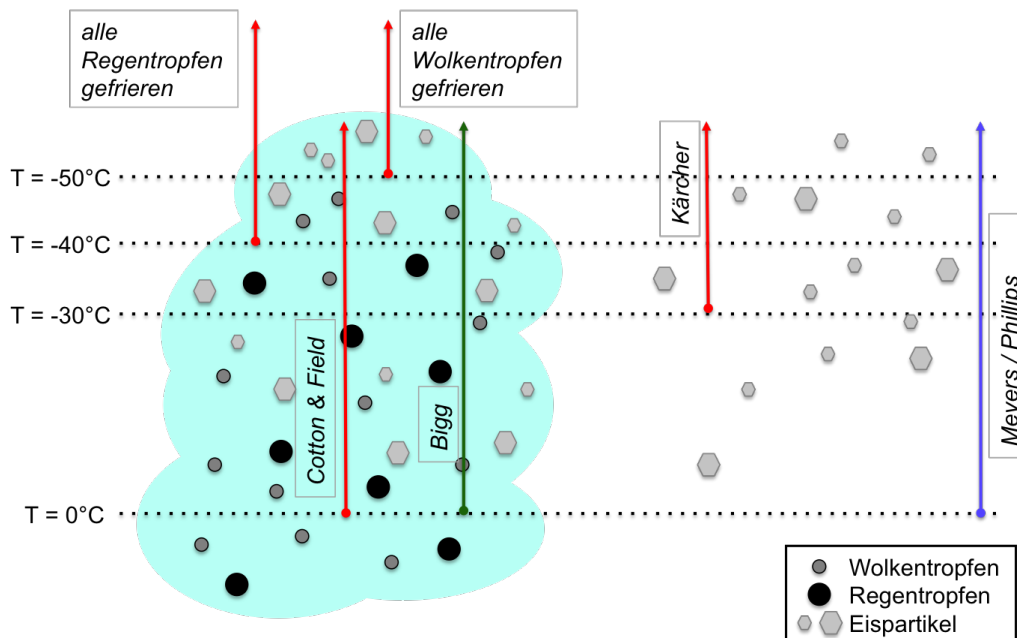


Abbildung 2.3: Schematische Darstellung der Parametrisierungen für die Eisknucleation sowie deren Anwendungsbereiche bezüglich der Temperatur. Hierbei werden durch die rote Linie alle Parametrisierungen bezüglich des homogenen Gefrierens schematisiert, durch die grüne die des Immersionsgefrierens und durch die blaue die des Depositions- und Kondensationsgefrierens.

2.2.3 Kondensations- und Depositionswachstum sowie Verdunstung von Hydrometeoren

Das Depositionswachstum wird im Wolkenmikrophysikschema für die einzelnen Hydrometeoriklassen separat betrachtet.

So wird es für die Wolkentropfen nicht explizit berechnet, sondern resultiert aus der Sättigungsadjustierung, die in der Wolkenmikrophysik zuletzt für jeden Zeitschritt berechnet wird. Dies wird dadurch gerechtfertigt, dass das Kondensationswachstum von Wolkentropfen sehr schnell abläuft und sich beide Phasen nahezu im thermodynamischen Gleichgewicht befinden. Ist die Luft in einer Gitterbox bezüglich Wasser übersättigt, so wird durch die Sättigungsadjustierung der überschüssige Wasserdampf den Wolkentropfen zugeführt beziehungsweise bei Untersättigung abgeführt. Neue Arbeiten wie Grabowski und Morrison (2017) stellen dieses Verfahren für Gebiete mit sehr starken Aufwinden in Frage. In Sensitivitätsstudien hat sich gezeigt, dass durch die Verwendung der Sättigungsadjustierung im Vergleich zur expliziten Vorhersage der Wasserübersättigung einerseits 3% mehr Niederschlag in Form von Regen am Boden ankommt und andererseits Ambosse von Gewitterwolken eine deutlich kürzere Persistenzzeit aufweisen können. Da in den vorgestellten Studien aber nur moderate Aufwinde von unter 1 ms^{-1} auftreten, ist die Verwendung der Sättigungsadjustierung hier vertretbar.

Im Gegensatz dazu wird das Verdunsten von Regentropfen explizit berechnet. Hierbei wird die Änderung der Regentropfenmasse mit Hilfe einer Rate berechnet, die von Ventilationskoeffizienten und der Masse selbst abhängt, sowie charakteristischer Zeitskalen für die Sedimentation. Um den Effekt der Verdunstung unter Wolken besser darstellen zu können und damit auch den resultierenden Niederschlag, wird zudem auch explizit die Änderung der Tropfenanzahl berechnet (Seifert, 2002).

Das Depositionswachstum für Eispartikel, Schnee, Graupel und Hagel wird ähnlich dem der Regentropfen berechnet. Hierbei fließt erneut der Einfluss charakteristischer Sedimentationszeiten sowie der Ventilationseffekte ein. Es wird des Weiteren berücksichtigt, dass, wenn große Eispartikel in ein Schmelzgebiet geraten, sich eine flüssige Schicht um diese herum bildet, und der Sättigungsdampfdruck dann nicht mehr über Eis sondern über Wasser verwendet wird.

Generell sind die Kondensations- und Depositionsraten näherungsweise proportional zum Partikeldurchmesser. Die explizite mathematische Beschreibung dieser Raten kann Seifert und Beheng (Seifert, 2002; Seifert und Beheng, 2006) entnommen werden.

2.2.4 Schmelzen von Hydrometeoren

Wenn Eispartikel in Gebiete mit Temperaturen über den Schmelzpunkt gelangen, so schmelzen diese nahezu sofort. Abhängig von ihrer Größe werden sie dann der Klasse der Wolken- oder Regentropfen zugeordnet. Anders verhält es sich bei Schnee, Graupel und Hagel. Da diese Partikel größer sind, können sie in solche Schichten eindringen ohne instantan zu schmelzen. Die Verweilzeit, bis sie geschmolzen sind, wird dabei in Abhängigkeit von charakteristischen Zeitskalen und der Schmelzrate, die wiederum von der Masse und den Ventilationskoeffizienten abhängen, bestimmt.

Zudem kann der Prozess des Schmelzens durch Kollisionen mit Wolken- und Regentropfen beschleunigt werden. Kollidiert ein gefrorener mit einem flüssigen Partikel, gilt die Annahme, dass die Energie, die durch die Temperaturdifferenz der beiden Partikel zugeführt wird, vollständig durch den Schmelzvorgang des gefrorenen Partikels aufgebraucht wird.

2.2.5 Sedimentation

Bei der Sedimentation wird zwischen Wolkentropfen und den anderen Hydrometeoren unterschieden. Da Wolkentropfen sehr klein sind, wird hier die Sedimentation vernachlässigt. Anders bei den restlichen Partikeln. Hierfür werden explizit die Flüsse der Anzahl und Masse in Abhängigkeit der mittleren Masse der einzelnen Hydrometeoriklasse sowie ihrer geometrischen Charakteristika bestimmt. Es wird berücksichtigt, dass infolge der Sedimentation größere Partikel schneller sedimentieren als kleinere. Die Sedimentationsraten werden dabei mit Hilfe von Potenzansätzen genähert (Seifert, 2002).

2.2.6 Kollisionswechselwirkungen in Mischphasenwolken

Kollisionen in Mischphasenwolken sind zahlreich und benötigen relativ viele Parametrisierungen, da jede Hydrometeoriklasse nicht nur mit sich selbst, sondern auch mit anderen Klassen kollidieren kann.

So gibt es alleine vier verschiedene Kollisionsarten, selbst wenn nur die Kollisionen zwischen Wolken- und Regentropfen betrachtet werden (siehe Abb. 2.4). Kollidieren Wolkentropfen mit einander, wird dies entweder als Selbsteinfang bezeichnet, wenn der daraus entstandene Tropfen wieder ein Wolkentropfen ist, oder als Autokonversion, wenn daraus ein Regentropfen entsteht. Welcher Tropfen dabei entsteht, hängt einzig von der Größe der beiden ursprünglichen Wolkentropfen ab. Kollidiert ein Wolken- mit einem Regentropfen, so wird von Akkreszenz gesprochen. Und kollidieren wiederum zwei Regentropfen miteinander, so handelt es sich wieder um Selbsteinfang nur diesmal bei Regentropfen.

Analog zu den Kollisionen in der flüssigen Phase zwischen Wolken- und Regentropfen treten dieselben Prozesse auch in der Eisphase auf. So bezeichnet Autokonversion von Wolkeneis zu Schnee die Kollision zweier Eispartikel, bei der ein Schneepartikel gebildet wird. Analog handelt es sich bei der Akkreszenz von Schnee um die Kollision eines Eis- mit einem Schneepartikel, bei der ein größerer Schneepartikel gebildet wird.

Der Prozess des Bereifens beschreibt alle Kollisionswechselwirkungen zwischen der flüssigen und der festen Phase von Wasser. Zum einen wird hierbei die Kollision zwischen Tropfen und gefrorener Partikel verstanden. Der so neu entstandene Partikel wird

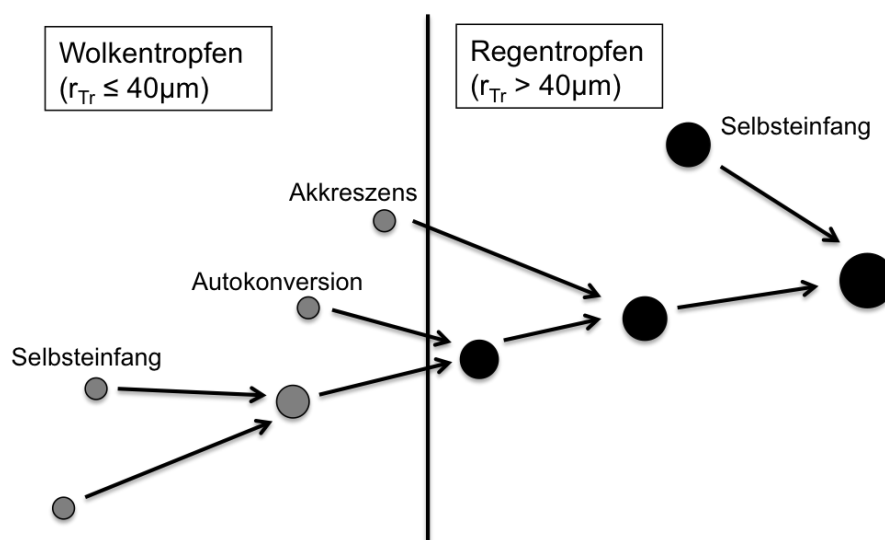


Abbildung 2.4: Schematische Darstellung der möglichen Kollisionswechselwirkungen zwischen Wolken- und Regentropfen. r_{Tr} bezeichnet hierbei den Tropfenradius.

abhängig von der Größe der Ursprungspartikel einer bestimmten Hydrometeorklasse zugeordnet. So kann bei der Kollision eines unterkühlten Wassertropfens mit einem Eispartikel ein einzelner Eispartikel (bei kleineren Hydrometeoren) oder ein Graupelbeziehungsweise Hagelkorn (bei größeren) entstehen. Zum anderen wird beim Bereifungsprozess im Temperaturbereich zwischen -3°C und -8°C auch die Eismultiplikation nach Hallet und Mossop (1974; siehe Kap. 1.2) berücksichtigt. Bei diesem sogenannten sekundären Eisprozess können viele, neue, kleine Eispartikel in Anwesenheit von unterkühlten Tropfen sowie großer gefrorener Partikel entstehen.

Generell werden alle Kollisionswechselwirkungen ähnlich parametrisiert. Die Änderungsrate hängt hierbei immer von folgenden Faktoren ab: der Breite der Verteilung der beiden Kollisionspartner, einer dimensionslosen internen Zeitskala, sowie einer Konstante, die ein Maß für die Kollisionseffizienz angibt. Die explizite Erläuterung aller Kollisionsparametrisierungen können Seifert und Beheng (Seifert, 2002; Seifert und Beheng, 2006) entnommen werden.

2.2.7 Diagnostik mikrophysikalischer Prozesse

Da in dieser Arbeit der Einfluss von Änderungen in der Wolkenmikrophysik auf orographische Mischphasenwolken detailliert quantifiziert werden soll, wurde in das Zwei-Momenten-Schema neben der Ausgabe wolkenpezifischer Variablen eine Diagnostik einzelner mikrophysikalischer Prozesse implementiert. Mit Hilfe dieser ist es nun möglich, zu jedem Zeitschritt die Prozessmassenraten ausgegeben zu lassen. Bei der Auswahl der einzelnen Prozesse (siehe Abb. 2.5) wurde Fokus auf solche Prozesse gelegt, die besonders

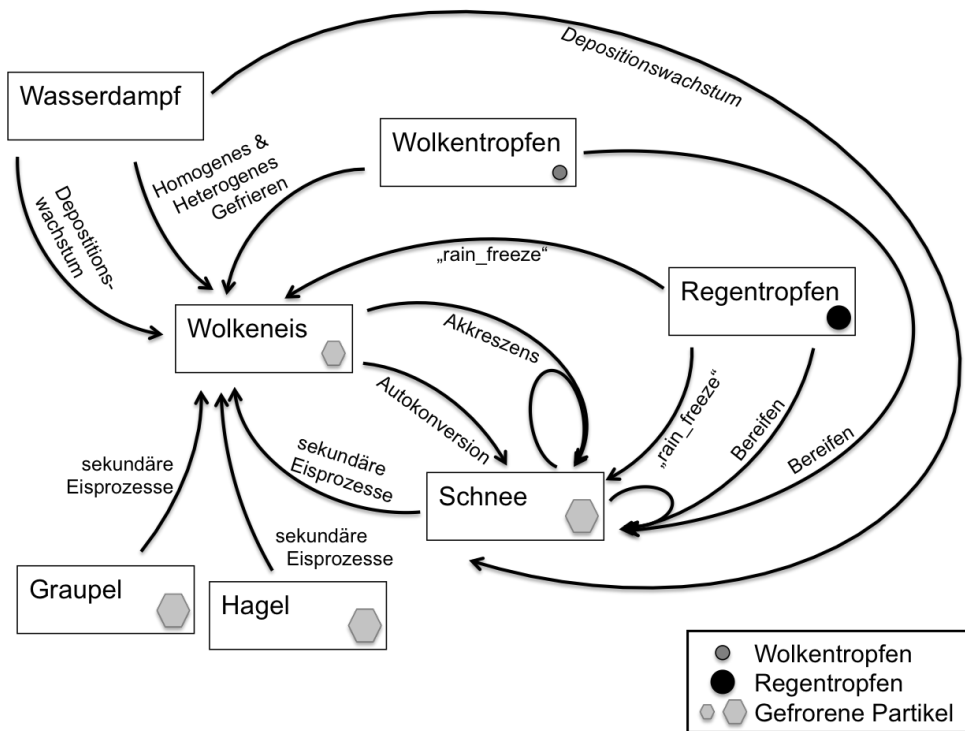


Abbildung 2.5: Schematische Darstellung der ausgewählten mikrophysikalischen Prozesse, die besonders Einfluss auf den Eis- und Schneegehalt in Mischphasenwolken haben.

Einfluss auf den Eis- und Schneegehalt in Mischphasenwolken haben. Dabei handelt es sich um:

- heterogene Eisnukleation
- homogene Eisnukleation
- sekundäre Eisprozesse nach Hallet und Mossop (1974)
- heterogenes Gefrieren von Regentropfen („rain_freeze“)
- Autokonversion von Wolkeneis zu Schnee
- Akkreszenz von Wolkeneis durch Schnee
- Bereifen von Schnee
- Depositionswachstum und Sublimation von Eispartikeln
- Depositionswachstum und Sublimation von Schnee

2.3 Heterogene Eisnukleationsparametrisierungen für Immersionsgefrieren

Ein Aspekt, der in dieser Arbeit untersucht wird, ist der Einfluss moderner, aerosolabhängiger Parametrisierungen für heterogene Eisnukleation auf orographische Mischphasenwolken.

Neueste Beobachtungen dieser Wolken über Europa sowie der Arktis haben gezeigt, dass die Eisphase in Mischphasenwolken erst über einen längeren Zeitraum in Anwesenheit der flüssigen Phase gebildet wird (Crosier et al., 2011; Crawford et al., 2012; de Boer et al., 2010; Lance et al., 2011). Dies legt nahe, dass die Eispartikel durch das Gefrieren von Tropfen, dem Immersionsgefrieren, entstehen. Viele lokale Messungen und Fernerkundungsmessungen haben des Weiteren gezeigt, dass diese Bildung der Eisphase in Mischphasenwolken erst ab Temperaturen zwischen circa -15°C und -20°C stattfindet (Hoose und Möhler, 2012; Korolev et al., 2003; Kanitz et al., 2011). Dies ist genau die Grenztemperatur vieler mineralischer Stäube für das Immersionsgefrieren. Da auch numerische Simulationen das Immersionsgefrieren als deutlich effektivste der vier Gefriermoden (s. Kapitel 1.2) in Mischphasenwolken offenbart haben (de Boer et al., 2010; Ervens und Feingold, 2012; Hiron und Flossmann, 2015) und zudem lokale Messungen Mineralstäube als dominierende eisaktive Aerosole offenbart haben (DeMott et al., 2015), liegt es nahe, dass, alles zusammen betrachtet, es ausreichend ist, heterogenes Gefrieren in Mischphasenwolken durch das Immersionsgefrieren mineralischer Stäube darzustellen. Deswegen ist diese Studie darauf beschränkt.

Bei der Auswahl der modernen Schemata für das Immersionsgefrieren wurde darauf geachtet, dass diese auf unterschiedlichen Ansätzen bei der empirischen Herleitung beruhen. So basieren zwei auf der Annahme der Anzahldichte eisaktiver Oberflächendefekte, eins auf der klassischen Nukleationstheorie und bei dem letzten Schemata ist die Anzahl der aktivierten Eiskeime nur von der Anzahlkonzentration aller Mineralstaubeiskeime abhängig, die größer als $0,5\ \mu\text{m}$ sind. Des Weiteren wurde darauf geachtet, dass manche der Parametrisierungen auf der Grundlage von Labormessungen hergeleitet wurden, während andere auf Labor- und Feldstudien basieren. Im Folgenden werden die vier ausgewählten Parametrisierungen kurz erläutert.

2.3.1 Niemand et al. 2012

Die Parametrisierung von Niemand et al. (2012; kurz N12) ist ein Schema, das nur auf Labordaten aus der AIDA-Wolkenkammer am Karlsruher Institut für Technologie basiert. In den Laborstudien wurden Staubproben verwendet, die entweder direkt dem Wüstenboden entnommen wurden oder aus Staub bestehen, der zunächst in weit entfernte Gebiete advehiert und dann dort gesammelt wurde.

Die Parametrisierung ist anwendbar für das Immersionsgefrieren auf Staubpartikeln im Temperaturbereich von -12°C bis -36°C . Die Grundannahme dieser Parametrisierung ist, dass die Anzahl der aktivierten Eiskeime nur von der Anzahl spezieller Oberflächendefekte auf den Staubpartikeln abhängig ist und somit von der Gesamtoberfläche der aktivierten Eiskeime (im Folgenden kurz INPs). Für ein Größensegment der Größenverteilung von Staubpartikeln kann dann die Anzahl aktivierter INP in diesem Größensegment $N_{INP,j}$ wie folgt berechnet werden:

$$N_{INP,j} = N_{tot,j} [1 - \exp(-S_{ap,j} n_s(T))] \quad [m^{-3}], \quad (2.4)$$

wobei $N_{tot,j}$ die Gesamtanzahl der Aerosole in einem Größensegment j angibt, $S_{ae,j}$ die mittlere Oberfläche der einzelnen Partikel eines bestimmten Durchmesserbereiches und T die Temperatur in Kelvin. Es wird weiter angenommen, dass die Anzahldichte der speziellen Oberflächendefekte n_s über die gesamte Größenverteilung konstant ist mit

$$n_s(T) = \exp(-0,517(T - 273,15) + 8,934) \quad [m^{-2}]. \quad (2.5)$$

Die Gesamtanzahl der aktivierten Eiskeime für eine polydisperse Staubprobe N_{INP} ist dann die Summe über aller Größensegmente mit $\sum_{j=1}^n N_{INP,j}$.

2.3.2 Phillips et al. 2013

Diese Parametrisierung wurde aus einer sehr großen Datengrundlage von Feldmessungen auf der ganzen Welt sowie Laborstudien abgeleitet. Wie N12 basiert die Parametrisierung von Phillips et al. (2013; kurz P13) auf der Annahme, dass die Anzahl der aktivierten INPs von der Anzahldichte eisaktiver Oberflächendefekte abhängig ist. Im Vergleich zu N12 ist diese Parametrisierung aber für den ganzen Temperaturbereich zwischen 0°C und -60°C gültig sowie für alle Moden der heterogenen Eisnukleation. Mit Hilfe dieser Parametrisierung soll unter anderem evaluiert werden, inwieweit der deutliche größere Temperaturbereich Einfluss auf die simulierten Mischphasenwolken hat.

Aus den vielen lokalen Messungen aktiver Eiskeime hat P13 ein Hintergrundzenario abgeleitet. Dieses Szenario wird dann mit der aktuell im Modell verwendeten Aerosolverteilung verglichen, um so die aktuelle Anzahl aktiver INP zu bestimmen. Es gilt dabei:

$$N_{INP,X} = \int_{\log[0,1\mu\text{m}]}^{\infty} (1 - \exp[-\mu_X(D_{ap,X}, S_i, T)]) \frac{dn_{ap,X}}{d \log D_{ap,X}} d \log D_{ap,X} \quad [kg^{-1}], \quad (2.6)$$

mit $N_{INP,X}$ der Anzahl der aktivierten Eiskeime und $n_{ap,X}$ der Anzahldichteverteilungsfunktion der aktuellen Aerosolverteilung. μ_X ist die Korrelationsfunktion zwischen dem Hintergrundzenario und dem aktuellen, die abhängig ist von dem Durchmesser der aktuellen Aerosolkonzentration $D_{ap,X}$ und der Übersättigung bezüglich Eis S_i und T . Um eine möglichst genaue Beschreibung der Aerosolkonzentrationen zu erreichen, wird in dieser Parametrisierungen zwischen vier verschiedenen Aerosolklassen unterschieden, die mit X bezeichnet werden. Hierbei handelt es sich um den Staub, den Ruß, das lösliche organische Material und die biologischen organischen Primärverbindungen.

2.3.3 Niedermeier et al. 2014

Im Gegensatz zu den beiden gerade erläuterten Parametrisierungen basiert das SoccerBall-Model von Niedermeier et al. (2014; kurz SBM) auf der klassischen Nukleationstheorie mit einem stochastischen Ansatz und einer Zeitabhängigkeit. Dies basiert darauf, dass die heterogene Nukleation analog zur homogenen als stochastischer, zeitabhängiger Prozess angenommen wird. Das SBM geht weiter davon aus, dass jede Aerosolkategorie

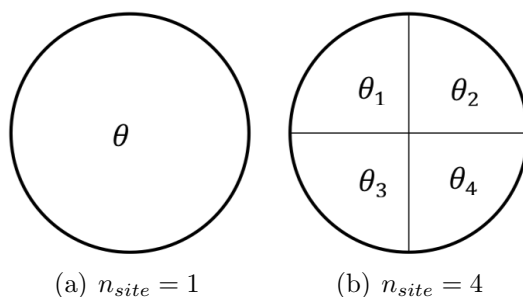


Abbildung 2.6: Schematische Darstellung der Nukleationsflächen n_{site} von Aerosolen im SBM (Niedermeier et al., 2014). Das Aerosol in (a) besitzt eine Nukleationsfläche mit einem Kontaktwinkel Θ , während das Aerosol in (b) vier Flächen besitzt mit insgesamt vier verschiedenen Kontaktwinkeln Θ_i .

aus gleich großen, runden Partikeln besteht. Jedes dieser Aerosolpartikel kann weiter in mehrere Nukleationsflächen mit jeweils einem bestimmten Kontaktwinkel Θ unterteilt werden (siehe Abb. 2.6). Die Verteilung der Kontaktwinkel über alle Partikel einer Aerosolkategorie p_{Θ} können dabei mit Hilfe der Gaußschen Normalverteilung beschrieben werden mit

$$p_{\Theta}(\Theta) = \frac{1}{\sqrt{(2\pi)\sigma_{\Theta}}} \exp\left(-\frac{(\Theta - \mu_{\Theta})^2}{2\sigma_{\Theta}^2}\right). \quad (2.7)$$

Hierbei beschreibt μ_{Θ} den mittleren Kontaktwinkel und σ_{Θ} die Standardabweichung für eine Aerosolkategorie.

Angenommen, dass alle Partikel einer Klasse zunächst nur eine Nukleationsfläche besitzen ($n_{site} = 1$), gilt nach der klassischen Nukleationstheorie mit der heterogenen Nukleationsrate j_{het} und der Oberfläche s_{site} einer Nukleationsfläche folgende Wahrscheinlichkeit, dass ein Partikel gefroren ist:

$$\begin{aligned} P_{fr}(T, \mu_{\Theta}, \sigma_{\Theta}, t) = & 1 - \int_0^{\pi} p(\Theta) \exp(-j_{het}(T, \Theta)s_{site}t) d\Theta \\ & - \int_{-\infty}^0 p(\Theta) \exp(-j_{het}(T, \Theta = 0)s_{site}t) d\Theta \\ & - \int_{\pi}^{\infty} p(\Theta) \exp(-j_{het}(T, \Theta = \pi)s_{site}t) d\Theta. \end{aligned} \quad (2.8)$$

Hierbei resultieren die beiden letzten Summanden aus der Formulieren des Kontaktwinkels mit Hilfe der Gaußschen Normalverteilung. Für eine korrekte mathematische Berechnung der Wahrscheinlichkeit müssen auch die äußeren Flanken der Verteilung ($\Theta < 0$ und $\Theta > \pi$) berücksichtigt werden. Ansonsten würde stets eine zu große Wahrscheinlichkeit berechnet werden.

Unter der Annahme, dass ein Partikel aus mehreren Nukleationsflächen ($n_{site} > 1$) be-

steht, folgt für die Wahrscheinlichkeit

$$\begin{aligned}
 P_{fr.}(T, \mu_{\Theta}, \sigma_{\Theta}, t) = & 1 - \left(\int_0^{\pi} p(\Theta) \exp(-j_{het}(T, \Theta) s_{site} t) d\Theta \right. \\
 & + \int_{-\infty}^0 p(\Theta) \exp(-j_{het}(T, \Theta = 0) s_{site} t) d\Theta \\
 & \left. + \int_0^{\infty} p(\Theta) \exp(-j_{het}(T, \Theta = \pi) s_{site} t) d\Theta \right)^{n_{site}}, \quad (2.9)
 \end{aligned}$$

weil jede der Nukleationsfläche in ihrer Wahrscheinlichkeit eines stattfindenden Gefrierprozesses unabhängig von den anderen ist. Da alle Aerosole einer Klasse die gleichen Charakteristika aufweisen, ist die berechnete Wahrscheinlichkeit eines aktivierten Partikels gleich der Anzahl aller aktivierten INPs. Die aerosolspezifischen Parameter μ_{Θ} , σ_{Θ} und n_{site} wurden in Wex et al. (2015) für verschiedene Aerosole abgeleitet. In den folgenden Simulationen wird angenommen, dass der gesamte Staub aus dem Mineral Kaolinit besteht mit den Parametern $\mu_{\Theta} = 1,87$ rad, $\sigma_{\Theta} = 0,25$ und $n_{site} = 1,39$ ($D_{ap,mean} = 0,5 \mu\text{m}$) sowie $n_{site} = 4,4$ ($D_{ap,mean} = 1,1 \mu\text{m}$). Dieser Mineralstaub besitzt im Vergleich zu anderen eine mittlere Effektivität in der Eiskeim-Aktivierung (Atkinson et al. (2013)) und stellt somit eine geeignete Gesamtstaubnäherung dar.

2.3.4 DeMott et al. 2015

Das Schema von DeMott et al. (2015; kurz D15) basiert sowohl auf Feld- als auch Laborstudien von aktivierten INPs, wobei diese aus verschiedenen Stäuben, aber ausschließlich aus Staub bestanden. Daher ist es wie N12 nur für das Immersionsgefrieren von Staubpartikeln geeignet. Der Anwendungsbereich dieser Parametrisierung umfasst Temperaturen zwischen -21°C und -35°C .

Die Messungen während der Feldkampagnen wurden fast ausschließlich mit der sogenannten *Continuous Flow Diffusion Chamber* (CFDC) gemacht und meistens an Bord eines Flugzeuges. Dabei wurde in der CFDC zu Eispartikeln aktivierte Aerosole bei Sättigung bezüglich Wasser gemessen. Die relativen Feuchten betragen dabei mindestens 100%, meist aber zwischen 101% und 104% gemessen. Neben den Feldmessungen basiert diese Parametrisierung auf Messungen aktivierter INPs aus Staub in der AIDA Wolkenkammer des Karlsruher Instituts für Technologie.

D15 fand an Hand der gesammelten Daten eine gute Korrelation zwischen der Anzahl aktivierter INPs und der Anzahl aller Mineralstaubaerosole, die einen Radius von mindestens $0,5 \mu\text{m}$ besitzen. Die Anzahl der aktiven INPs N_{IN} lässt sich mit D15 wie folgt berechnen

$$N_{IN} = cf_{D15} N_{ap,0,5}^{(\alpha_{D15}(273,16-T) - \beta_{D15})} \exp(\gamma_{D15}(273,16-T) - \delta_{D15}) \quad [std L^{-1}]. \quad (2.10)$$

Hierbei ist $N_{ap,0,5}$ der Aerosolanzahl der Aerosole mit einem Durchmesser größer als $0,5 \mu\text{m}$, während α_{D15} , β_{D15} , γ_{D15} und δ_{D15} vier Parameter und cf_{D15} ein Kalibrierungs-

faktor darstellen. Im Vergleich zu der Parametrisierung von DeMott et al. (2010) ist dieses Schema durch die leicht veränderte mathematische Form etwas flexibler bezüglich der Abhängigkeit von der Temperatur sowie der Größenabhängigkeit der Aerosole. So ist in der neueren Variante unter anderem auch als Kallibrierungsfaktor cf_{D15} eingeführt worden. In dieser Arbeit werden die Konstanten, wie von DeMott et al. (2015) vorgeschlagen, mit $\alpha_{D15} = 0$, $\beta_{D15} = 1,25$, $\gamma_{D15} = 0,46$ und $\delta_{D15} = -11,6$ sowie dem Kalibrierungsfaktor mit $cf_{D15} = 3,0$ angenommen.

2.3.5 Vergleich der Parametrisierungen

Um einen ersten Eindruck der vier verschiedenen Parametrisierungen (siehe Tab. 2.1) zu erhalten, wurde für idealisierte Aerosolbedingungen die Anzahl der aktivierten INPs in Abhängigkeit der Temperatur für den Bereich zwischen -11 °C und -31 °C berechnet (siehe Abb. 2.7). Damit sie später besser mit den Simulationen der Sensitivitätsstudien (siehe Kap. 3 und 4) sowie der realen Fallstudie vom 14. Februar 2013 am Jungfraujoch (CH) (siehe Kap. 5) verglichen werden können, sollen die hierbei verwendeten Aerosolkonzentrationen realistische Bedingungen für orographische Mischphasenwolken in Europa widerspiegeln. Daher werden Daten von Aerosolmassenkonzentrationen einer Feldmesskampagne im März 2004 am Jungfraujoch verwendet (Cozic et al., 2008).

Um die dort gemessenen Staubfraktionen der PM1-Mode (Aerosolradius $r_{ap} < 0,5\ \mu\text{m}$) sowie der Grobmode (Aerosolradius $r_{ap} > 0,5\ \mu\text{m}$) in Anzahlkonzentrationen umzurechnen und da während der Messkampagne die mittlere Massendichte ρ , der mittlere Durchmesser d_{mean} und die mittlere Standardabweichung σ nicht gemessen wurde, müssen dafür Werte angenommen werden. Die in dieser Arbeit verwendeten charakteristischen Kennzahlen der Aerosolverteilung stammen aus AIDA-Staubmesskampagnen und können angegeben werden mit $\rho_{\text{I,II}} = 2,6\ \text{g cm}^{-3}$, $d_{\text{mean,I}} = 0,52\ \mu\text{m}$, $d_{\text{mean,II}} = 1,13\ \mu\text{m}$, $\sigma_{\text{I}} = 1,5$ und $\sigma_{\text{II}} = 1,42$ (Niemand et al., 2012). Durch Verwendung eines doch relativ kleinen mittleren Durchmesser der Grobmode mit nur $1,13\ \mu\text{m}$ besitzt diese Mode auch einen er-

Parametrisierung	Abkürzung	Anwendungsbereich
DeMott et al. (2015)	D15	-21 °C bis -35 °C
Niemand et al. (2012)	N12	-12 °C bis -36 °C
Phillips et al. (2013)	P13	$< 0\text{ °C}$
Niedermeier et al. (2014)	SBM	$< 0\text{ °C}$

Tabelle 2.1: Auflistung der implementierten Parametrisierungen, ihrer Abkürzungen und ihres Temperaturanwendungsbereichs

Mode	Anzahlkonzentration $N_{ap,i}$	mittl. Durchmesser d_i	Std.abweichung σ_i
Mode I	$4,52936 \cdot 10^6 \text{ kg}^{-1}$	$0,52 \mu\text{m}$	1,5
Mode II	$1,08741 \cdot 10^6 \text{ kg}^{-1}$	$1,13 \mu\text{m}$	1,42

Tabelle 2.2: Aerosolstaubkonzentrationen, die während der Messkampagne im Frühjahr 2004 am Jungfraujoch (CH) gemessen wurden und mit Hilfe der Kennzahlen von Aerosolverteilungen aus AIDA-Staubmesskampagnen (Niemand et al., 2012) in Anzahlkonzentrationen umgerechnet wurden.

heblichen Anteil an PM1-Partikeln. Da aber Messungen am Jungfraujoch gezeigt haben, dass während der Staubevents sowohl die Grobmode als auch die PM1-Mode deutlich erhöhte Anzahlkonzentrationen aufweisen (Cozic et al. (2008), Schwikowski et al. (1995)) und allgemein mit Hilfe dieser zwei so angenommen Moden Staubproben gut dargestellt werden können (Niemand et al., 2012), ist diese Wahl der mittleren Durchmesser gerechtfertigt. Zudem haben die Messungen während der Staubevents am Jungfraujoch gezeigt, dass die „nicht bestimmten“ Partikeln fast vollständig aus Silikatpartikeln aus Sahara-Staub bestehen (Cozic et al. (2008), Krüger et al. (2004)), weswegen für die im Folgenden verwendeten Aerosolkonzentrationen davon ausgegangen wird, dass die Partikelklasse „nicht bestimmbar“ als reine Staubaerosolklasse angenommen wird. In Tabelle 2.2 sind die so bestimmten Anzahlkonzentrationen für die beiden Moden angegeben.

Für die Berechnung der aktivierten INPs mit dem SBM-Schema wurde weiter angenommen, dass die Staubpartikel ausschließlich aus Kaolinit bestehen und der Zeitschritt wie in den späteren Sensitivitätsstudien auch 5 s beträgt.

Beim Vergleich der Parametrisierungen ist markant, dass sich alle vier Parametrisierungen doch sehr ähneln und einen fast gleichen Verlauf mit der Temperatur aufweisen. Hierbei weisen N12, D15 und SBM sogar fast über den kompletten Temperaturbereich eine sehr ähnliche Steigung auf, so dass diese drei Parametrisierungen nur durch einen Offset voneinander getrennt sind. Im Gegensatz dazu weist P13 zwar ähnliche INP-Anzahlkonzentrationen wie die drei anderen auf, besitzt aber in seiner Temperaturabhängigkeit einen deutlich flacheren Verlauf. So ist P13 bei -15°C zunächst etwa 20 % effektiver als die drei anderen Parametrisierungen, während er bei -30°C deutlich hinter die anderen gefallen ist und nur noch rund ein Zehntel der INPs im Vergleich zu N12 aktiviert werden.

Des Weiteren ist auch die Parametrisierung nach Meyers et al. (1992), eine häufig verwendeten Parametrisierung für die heterogene Eisnukleation im Zwei-Momenten-Schema eingezeichnet. Im Vergleich zu Meyer weisen die vier Parametrisierungen D15, N12, P13 und SBM gerade bei etwas wärmeren Temperaturen eine deutlich reduzierte INP-Anzahlkonzentration auf. So beträgt bei -15°C die INP-Anzahlkonzentration mit

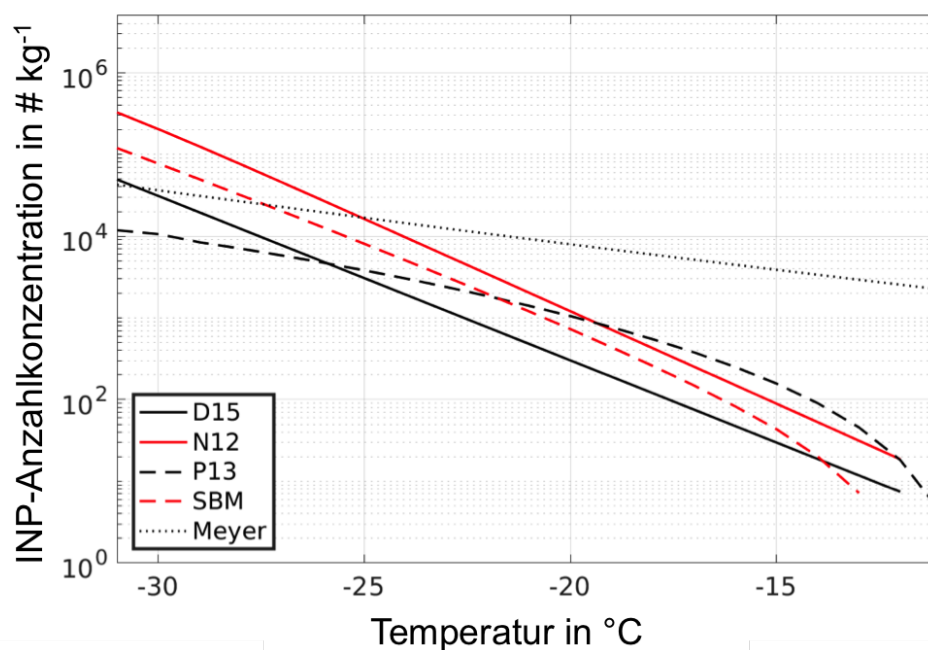


Abbildung 2.7: Anzahlkonzentrationen aktivierter INP der implementierten Immersionsparametrisierungen (siehe Tab. 2.1) abhängig von der Temperatur. Für die Aerosolkonzentrationen wurden Messergebnisse einer Messkampagne im Frühjahr 2003 am Jungfraujoch (CH) verwendet (siehe Tab. 2.2).

den modernen Schemas maximal nur rund ein Hundertstel von der mit dem Meyer et al. (1992) - Schema berechneten. Dies hat teilweise seinen Ursprung darin, dass für die Berechnungen der aktivierten INPs nach D15, N12, P13 und SBM nur eisaktive Staubaerosole betrachtet werden, bei denen eine Aktivierung erst ab circa -15°C eintritt. Für tiefere Temperaturen unter -25°C , bei denen die dominierenden INPs meist Staubaerosole sind, variiert die Anzahl der aktivierten INPs zwischen allen Parametrisierungen kaum. Generell betragen hier die Anzahlkonzentrationen um die 10^4 kg^{-1} .

2.4 Eine neue Darstellung der INP im Zwei-Momenten-Schema

Ein weiterer wichtiger Aspekt bei einer realistischeren Beschreibung der heterogenen Eiskernung in Wettermodellen ist die Darstellung von Aerosolen sowie aktivierten Eiskeimen. So gehen in die Berechnung der neuaktivierten INP neben den thermodynamischen Variablen auch Aerosolcharakteristika wie zum Beispiel die Gesamtanzahl der Aerosole, die Anzahl der schon aktivierten INPs oder der mittlere Aerosoldurchmesser

(siehe Kap. 2.2.2). Die Eiskernungsparametrisierung im Mikrophysikschema von Seifert und Beheng (2002, 2006) enthält dagegen bislang meist keine explizite Darstellung von Aerosolen sowie aktivierter INPs. Stattdessen werden hier, falls für eine Parametrisierung erforderlich, Tabellen mit konstanten Aerosolwerten verwendet, während eine Darstellung für aktivierte INPs gänzlich fehlt.

In der Atmosphäre sind wie bereits erwähnt die Aerosole und somit auch die Anzahl der Eiskeime und der aktivierten INPs sehr variabel (siehe Kap. 1.1), da diese durch unterschiedliche Prozesse wie der Koagulation oder auch der heterogenen Kondensation beeinflusst werden. Ein Prozess der besonders für die realistische Beschreibung der Wolkenmikrophysik wichtig ist, ist das Auswaschen von Aerosolen durch Hydrometeore, wie Wolken- und Regentropfen oder auch Eispartikel. Hierbei wird meist zwischen zwei verschiedenen Prozessen unterschieden, dem *Nucleation Aerosol Scavenging* und dem *Collision Aerosol Scavenging* (siehe Abb. 2.8); physikalisch zwei völlig unterschiedlichen Prozessen. Das *Nucleation Aerosol Scavenging* tritt bei der Wolkentropfenbildung und Eispartikelbildung in Form der Depositionsnukleation auf. Hierbei werden Aerosole aus der Atmosphäre ausgewaschen, in dem sie als Kondensationskerne oder als INP aktiviert werden. Der andere Prozess, das *Collision Aerosol Scavenging*, beschreibt das Auswaschen von Aerosolen infolge von Kollisionen der Aerosole mit Hydrometeoren. Die Wahrscheinlichkeit einer Kollision ist hierbei von vielen Einflussfaktoren wie der Gravitationskraft oder auch der elektrischen Kraft abhängig.

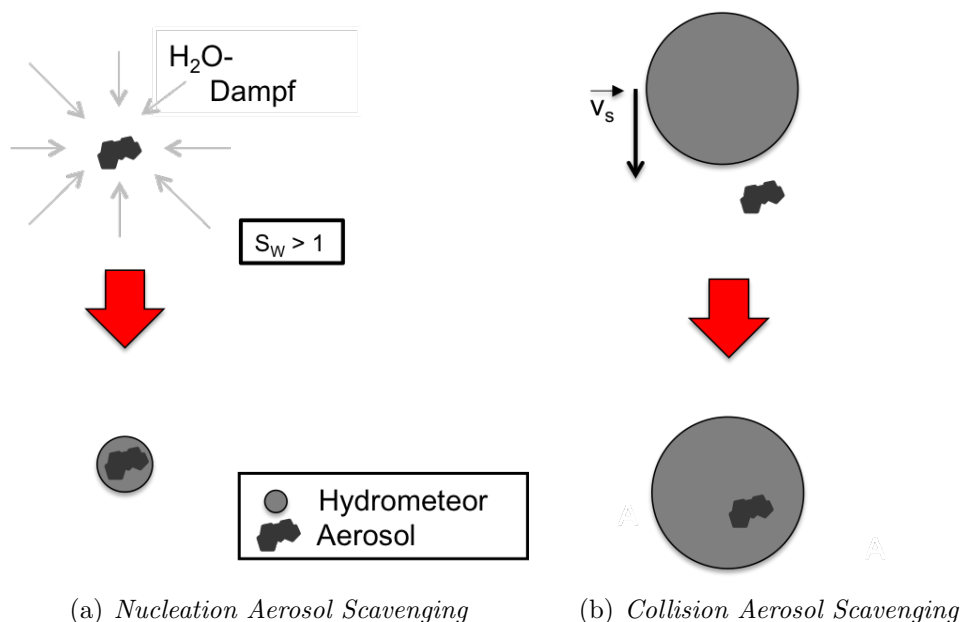


Abbildung 2.8: Schematische Darstellung der zwei verschiedenen Mechanismen des Auswaschens von Aerosolen. S_w beschreibt hierbei die Übersättigung über Wasser und \vec{v}_s die Sedimentationsgeschwindigkeit der Tropfen.

Da in der Atmosphäre sowie natürlich auch im Modell Wolkentropfen wie Eispartikel vorwiegend heterogen gebildet werden, ist eine realistischere Beschreibung von Aerosolen einschließlich des Auswaschens sehr wichtig. Durch das *Nucleation Aerosol Scavenging* wie auch *Collision Aerosol Scavenging* werden bei der Wolkenentwicklung kontinuierlich INPs der Umgebung entzogen, die im Weiteren so nicht mehr als freie Eiskeime zur Verfügung stehen. Durch diesen Entzug an Aerosolen können die Wolken dann in ihrer Entwicklung stark beeinflusst werden.

Das Seifert und Beheng (2002, 2006) Wolkenmikrophysikschema enthält, wie bereits erwähnt, keine explizite Darstellung von Aerosolen sowie aktivierten INPs. Für die Aerosolanzahl, deren Zusammensetzung und dem mittleren Durchmesser werden Tabellen mit konstanten Werten verwendet. Die Anzahl der schon aktivierten INPs $N_{act,INP}$, werden meist nur geschätzt, wobei sich mit der aktuellen Anzahl der Eispartikel N_{Eis} und Schneepartikel N_{Schnee} beholfen wird. Es gilt:

$$N_{act,INP} = N_{Eis} + N_{Schnee}. \quad (2.11)$$

Hierbei kann allerdings nicht berücksichtigt werden, wie viele Eispartikel insgesamt schon gebildet worden sind und durch Sedimentations- oder Umwandlungsprozesse weitertransportiert wurden. Ganz zu Beginn einer sich entwickelnden Wolke sowie in Wolkengebieten, in die frische Umgebungsluft advehiert wird, ist diese Schätzung relativ gut, da noch fast keine mikrophysikalischen Prozesse außer der Nukleation stattgefunden haben. In einem späteren Entwicklungsstadium der Wolke allerdings kann die Anzahl der aktivierte Eiskeime mit dieser Annahme deutlich unterschätzt werden, wenn zum Beispiel aus den vielen kleinen Eispartikel sich einige große Schneepartikel gebildet haben. Aber auch wenn Luft aus einer Wolke direkt in eine weitere zweite Wolke advehiert wird, können mit dieser Schätzung Fehler entstehen. Denn wenn bereits in der ersten Wolke alle INPs aktiviert wurden, diese mit den Hydrometeoren sedimentiert sind und keine neuen INPs durch Durchmischung zugeführt wurden, stehen in der zweiten Wolke real praktisch keine INPs zur Aktivierung bereit. Dieser Prozess kann so nur mit Hilfe der vorhandenen Eis- und Schneepartikelschätzung nicht wiedergegeben werden.

Der Einfluss des Auswaschens von Aerosolen ist in einigen Arbeiten untersucht worden. So hat Wolff (2010) in das COSMO-Modell gekoppelt mit dem Zwei Momenten-Schema Aerosole an sich sowie durch Wolkentropfenbildung aktivierte Aerosole eingebaut, wobei beide Prozesse des *Nucleation Aerosol Scavenging* sowie des *Collision Aerosol Scavenging* berücksichtigt wurden. Der Einfluss dieser neu-implementierten Variablen wurde an Hand einer idealisierten konvektiven Zelle untersucht. Es hat sich gezeigt, dass durch die Berücksichtigung des Auswaschens von Aerosolen der Niederschlag bei maritimen Aerosol-Verhältnissen deutlich reduziert wird, während er sich bei kontinentalen Verhältnissen leicht verstärkt. In einer weiteren Arbeit von Pousse-Nottelmann et al. (2015) wurden in das M7 Aerosol-Modul, das gekoppelt mit dem COSMO-Modell verwendet wurde, fünf Variablen eingebaut, die die suspendierten Aerosolkonzentrationen der in den fünf Hydrometeoriklassen (Wolkentropfen, Regentropfen, Eis, Schnee und

Graupel) darstellen. Im Gegensatz zur ersten Arbeit berücksichtigt diese Arbeit nicht nur das *Aerosol-Scavenging* an sich sondern auch Prozesse zwischen den einzelnen Hydrometeoren wie die Koagulation oder auch das Bereifen. Mit Hilfe idealisierter Studien zweier, aufeinanderfolgender, orographischer Wolken wurde der Einfluss dieser Erweiterung untersucht. Die Studien haben ergeben, dass Aerosole sehr effektiv durch das *Scavenging* in die Hydrometeore aufgenommen werden. Abhängig von den Eigenschaften der simulierten Wolken konnte auch die Bildung sogenannter gigantischer Kondensationskerne in bestimmten Höhen beobachtet werden, die zu einer sehr schnellen Regenbildung in warmen Wolken führen können. Um auch den Einfluss auf die heterogene Eisnukleation zu untersuchen, wurde zudem eine idealisierte Studie bei einer Bodentemperatur von -3°C durchgeführt. Da hier die Eisbildung innerhalb der Wolke allerdings vorwiegend durch den Bergeron-Findeisen-Prozess stattfand, war zwischen den Simulationen auf Grund der Neuerungen im Modell kein Unterschied beobachtbar. Eine weitere Arbeit von Köhler und Seifert (2015) hat den Einfluss eines Prozessierungsschemas für vorhandene Eiskeime auf simulierte Cirruswolken untersucht. Hierbei wurde festgestellt, dass die Prozessierung der Eiskeime ein sehr wichtiger Prozess zweiter Ordnung innerhalb des Modells ist. Gerade im Temperaturbereich, in dem sowohl die homogene als auch heterogene Eisnukleation stattfindet, hat er einen sehr großen Einfluss auf die idealisierten Wolken. So wurden unter Berücksichtigung der Aerosolprozessierung deutlich mehr Eispartikel durch die homogene als heterogene Eisnukleation gebildet.

Für eine ganzheitliche realistischere Beschreibung der heterogenen Eisnukleation wird daher auch im Rahmen dieser Arbeit eine explizite Darstellung der eisaktiven Staubaerosole verwendet sowie der aktivierten INPs eingebaut. Um diese möglichst einfach zu halten und da auch bei warmen Wolken schon eine sehr einfache Darstellung des Auswaschens von Aerosolen durch passive Tracer deutliche Effekte bei der Simulation einer idealisierten, einzelnen, konvektiven Zelle gezeigt haben, soll auch hier die Anzahl der Aerosole sowie der aktivierten INPs durch passive Tracer dargestellt werden. Um dennoch auch den Einfluss einer komplexeren Darstellung unter Berücksichtigung mikrophysikalischer Prozesse für die Budget-Variable der aktivierten INPs im Vergleich zur einfachen zu untersuchen, wird dies als zweite, weitere Variante implementiert. Hierbei handelt es sich zwar wieder nur um eine Variable für alle in Hydrometeoren suspendierten, aktivierten INPs, aber diesmal unter Berücksichtigung der mikrophysikalischen Prozesse des Schmelzens, der Verdunstung sowie der Sedimentation. Diese Prozesse sind wichtig, da durch diese einerseits suspendierte INPs wieder in die Atmosphäre freigesetzt werden können oder andererseits durch die Sedimentation auf die Oberfläche diese der Atmosphäre unwiderruflich entzogen werden können.

2.4.1 Einführung einer Budget-Variable für aktivierte Eiskeime

Um in Zukunft Aerosole im Zwei-Momenten-Schema darstellen zu können, wurde das Zwei-Momenten-Schema mit dem online Aerosol-Modul COSMO-ART (Vogel et al., 2009) gekoppelt. So können in Zukunft explizit berechnete Aerosolkonzentrationen und

Aerosolkennwerte in die Berechnung der heterogenen Eisnukleation einfließen. Um aber auch zum Beispiel einfach gemittelten Daten aus ganz speziellen Messkampagnen für das gesamte Modellgebiet verwenden zu können, wurde zudem eine weitere Variante mit konstanten Aerosolwerten implementiert. Diese Variante wird auch in den nachfolgenden Studien (siehe Kap. 3, Kap. 4 und Kap. 5) verwendet, wo zur Reduzierung der Einflussfaktoren der Studien und zur Darstellung realistischer Bedingungen ausschließlich konstante Werte, zum Beispiel aus der Staubbmesskampagne 2004 an der Jungfrauoch-Forschungsstation in der Schweiz, verwendet werden.

Neben der Einführung einer Aerosolvariable in das Mikrophysikschema nach Seifert und Beheng (2006) wurde auch eine neue Budget-Variable $N_{act,INP}$ für die Anzahl der aktivierten Eiskeime eingeführt. Diese Variable gibt an, wie viele bereits aktivierte Eiskeime sich in einer Gitterbox befinden. Hierbei ist es in der einfachen Darstellung der aktivierten INPs zunächst nur möglich, Aerosole einmalig zu aktivieren. Für eine Gitterbox gilt folgende Bilanzgleichung in Advektionsform

$$\frac{\partial N_{act,INP}(\vec{r}, t)}{\partial t} + \nabla \cdot [\vec{v}(\vec{r}, t) N_{act,INP}(\vec{r}, t)] = S_{het}. \quad (2.12)$$

Somit besitzt $N_{act,INP}$ nur eine einzige Quelle S_{het} durch die heterogene Eisnukleation. Diese wird während des mikrophysikalischen Prozesses der heterogenen Eispartikelbildung berechnet. Es gilt hierbei:

$$S_{het} = \max[N_{INP} - N_{act,INP}; 0.0], \quad (2.13)$$

Mit Hilfe der neuen Budget-Variable kann nun im Anschluss an die Immersionsparametrisierung die Anzahl der neuaktivierten INPs N_{INP} mit der der bereits in früheren Zeitschritten aktivierten INPs $N_{act,INP}$ verglichen und bei Bedarf korrigiert werden. Damit folgt für die Anzahl der neu zu aktivierenden INPs:

$$N_{INP} = \max[N_{INP} - N_{act,INP}; 0.0], \quad (2.14)$$

Dies hat zur Folge, dass auch wenn in einer Gitterbox nun weniger Eispartikel, als ursprünglich gebildet, vorhanden sind, da diese schon in andere Hydrometeore umgewandelt wurden oder sedimentiert sind, keine weiteren Eispartikel mehr gebildet werden können, sobald die Anzahl der aktivierten INPs die der neu zu aktivierenden INPs überschreitet. Zusätzlich berücksichtigt die Bilanzgleichung auch, wie viele aktivierte INPs sowie nichtaktivierte freie INPs durch Turbulenz advehiert werden.

2.4.2 Berücksichtigung mikrophysikalischer Effekte

Die gerade erwähnte, sehr einfache Beschreibung aktivierter Aerosole ist zwar für die Simulation einzelner, orographischer Mischphasenwolken recht gut geeignet, aber für die Simulation einer realen Gebirgsumströmung mit mehreren Auf- und Abwindgebieten nicht optimal. So kann es vorkommen, dass gefrorene Hydrometeore mit eingeschlossenen

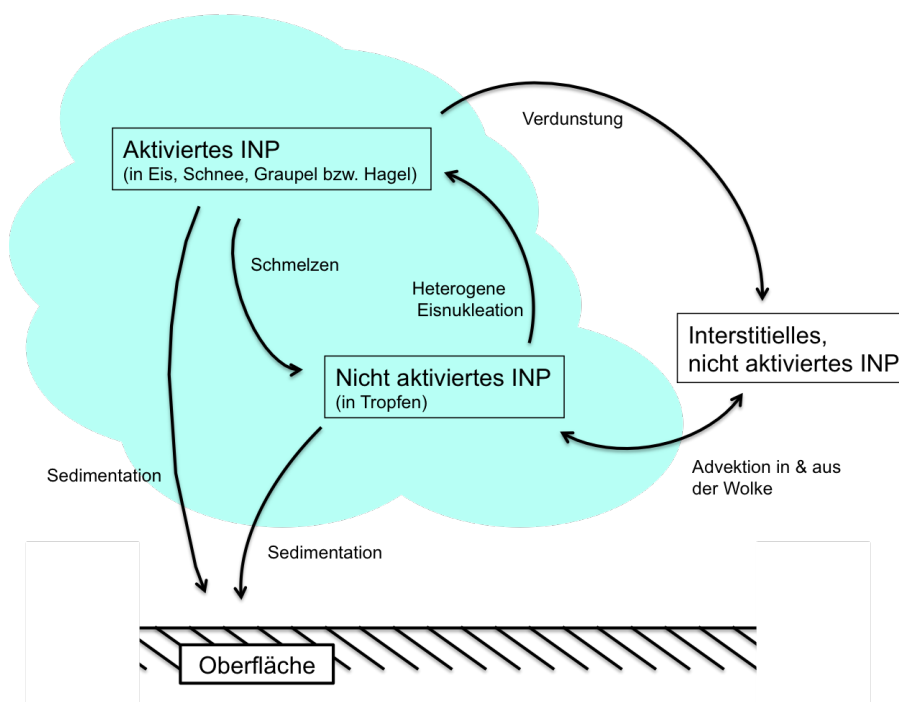


Abbildung 2.9: Schematische Darstellung des neuen, komplexeren INP-Prozessierungsschemas unter Berücksichtigung des Schmelzens, der Verdunstung und der Sedimentation von Hydrometeoren.

aktivierten INPs in Abwindgebiete geraten, dort verdunsten beziehungsweise schmelzen und so die INPs wieder der Umgebung zugeführt werden. Ohne Berücksichtigung dieser beiden Prozesse bei der Darstellung der Budget-Variable könnten INPs so in einem nachfolgenden Aufwindgebiet kein weiteres Mal aktiviert werden. Darum wurde neben der gerade vorgestellten, recht einfachen Darstellung einer Budget-Variable für aktivierte INPs auch noch eine weitere komplexere implementiert. Diese berücksichtigt dann neben den beiden bereits erwähnten mikrophysikalischen Prozessen des Schmelzens und der Verdunstung auch noch die Sedimentation von Hydrometeoren, durch die der Atmosphäre INPs entzogen werden können, sobald diese die Oberfläche erreichen (siehe Abb. 2.9).

Um die neue Darstellung der INPs im Modell weiterhin möglichst einfach zu halten, wird auch im Folgenden nur eine Variable zur Beschreibung der aktivierten INPs verwendet, auch wenn diese grundsätzlich auf den vier verschiedenen Hydrometeorklassen Eis, Schnee, Graupel und Hagel verteilt sein können. Hierbei wird angenommen, dass die aktivierten INPs gleichmäßig über alle gefrorenen Hydrometeorklassen verteilt sind. Somit kann die Anzahl aktivierter INPs in einer gefrorenen Hydrometeorklasse hier am Beispiel von Eispartikeln berechnet werden mit

$$\frac{N_{actINP-Eis}}{N_{actINP}} = \frac{N_{Eis}}{N_{Eis} + N_{Schnee} + N_{Graupel} + N_{Hagel}}, \quad (2.15)$$

wobei $N_{Graupel}$ die Anzahl an Graupelpartikeln beschreibt und N_{Hagel} die der Hagelkörner. Mittels dieser Annahme wird die Anzahl der suspendierten, aktivierten Aerosole für größere Hydrometeore wie zum Beispiel den Schneepartikeln zwar unterschätzt, da bei der Bildung großer Schneeflocken meist mehrere Eispartikel beteiligt sind und somit auch mehrere suspendierte, aktivierte INP in einer Schneeflocke vereinigt sind, womit auch der Einfluss dieses Schemas auf die Simulation unterschätzt wird. Dieser Aspekt wird aber bei der späteren Auswertung der Simulationen berücksichtigt, da die Studie als Minimalabschätzung des Auswaschens anzusehen ist.

In einer Gitterbox gilt nun für $N_{act,INP}$ unter Berücksichtigung der oben erwähnten drei mikrophysikalischen Prozesse

$$\frac{\partial N_{actINP}(\vec{r}, t)}{\partial t} + \nabla \cdot [\vec{v}(\vec{r}, t) N_{actINP}(\vec{r}, t)] = S_{het} - S_{evap} - S_{melt} - S_{sed}. \quad (2.16)$$

Zur Berechnung der Quellterme S_{evap} für die Evaporation, S_{melt} für das Schmelzen von Hydrometeoren und S_{sed} für die Hydrometeorsedimentation wird im Modell für jede Gitterbox und jeden Zeitschritt diagnostiziert, wie viele Hydrometeore aus jeder Klasse durch den entsprechenden Prozess der Verdunstung, des Schmelzens und der Sedimentation entzogen beziehungsweise zugeführt werden. Da angenommen wird, dass die aktivierten INPs über alle vier Hydrometeorklassen gleichmäßig verteilt sind, entspricht das Verhältnis der Anzahländerungen der Hydrometeore zu deren Gesamtanzahl dann gleich dem Verhältnis der Anzahländerung der aktivierten INPs zur Gesamtanzahl der aktivierten INPs. Es gilt somit für den i -ten Prozess

$$\frac{S_i}{N_{actINP}} = \frac{\Delta N_{Eis,i} + \Delta N_{Schnee,i} + \Delta N_{Graupel,i} + \Delta N_{Hagel,i}}{N_{Eis} + N_{Schnee} + N_{Graupel} + N_{Hagel}}, \quad (2.17)$$

mit $\Delta N_{Eis,i}$, $\Delta N_{Schnee,i}$, $\Delta N_{Graupel,i}$ und $\Delta N_{Hagel,i}$ der Änderung der Anzahl der Hydrometeore der jeweiligen Hydrometeorklasse durch den i ten Prozess pro Zeitschritt.

Demnach folgt für die Berechnung der einzelnen Quellterme S_{evap} , S_{melt} und S_{sed}

$$S_{evap} = \frac{\Delta N_{Eis,evap} + \Delta N_{Schnee,evap} + \Delta N_{Graupel,evap} + \Delta N_{Hagel,evap}}{N_{Eis} + N_{Schnee} + N_{Graupel} + N_{Hagel}} N_{actINP}, \quad (2.18)$$

$$S_{melt} = \frac{\Delta N_{Eis,melt} + \Delta N_{Schnee,melt} + \Delta N_{Graupel,melt} + \Delta N_{Hagel,melt}}{N_{Eis} + N_{Schnee} + N_{Graupel} + N_{Hagel}} N_{actINP}, \quad (2.19)$$

$$S_{sed} = \frac{\Delta N_{Eis,sed} + \Delta N_{Schnee,sed} + \Delta N_{Graupel,sed} + \Delta N_{Hagel,sed}}{N_{Eis} + N_{Schnee} + N_{Graupel} + N_{Hagel}} N_{actINP}. \quad (2.20)$$

Wie bereits erwähnt hat der Prozess der Sedimentation aber nicht nur Einfluss auf die Anzahl der in den Hydrometeoren eingeschlossenen aktivierten INPs, sondern kann bei

Erreichen der Oberfläche der Atmosphäre Aerosole unwiderruflich entziehen. Diese Änderung der Gesamtanzahl der INPs muss somit bei der Berechnung der Gesamtanzahl der Aerosole berücksichtigt werden. Für eine Gitterbox gilt dann folgende Bilanzgleichung in Advektionsform

$$\frac{\partial N_{ap}(\vec{r}, t)}{\partial t} + \nabla \cdot [\vec{v}(\vec{r}, t) N_{ap}(\vec{r}, t)] = -S_{sed}. \quad (2.21)$$

Sobald sich in einer Gitterbox eine Wolke befinden, wird weiter angenommen, dass alle nicht-aktivierten INPs in den Wolken- und Regentropfen suspendiert sind. Diese Annahme ist gerechtfertigt, da Studien zur Untersuchung von afrikanischen wie auch asiatischen Staub gezeigt haben (Twohy et al., 2009; Stith et al., 2009), dass mineralischer Staub nicht nur einen guten INP in der Atmosphäre darstellt sondern auch gute Kondensationskerne. Für orographische Mischphasenwolken wurde weiter gezeigt, dass das Auswaschen von Aerosolen durch die heterogene Bildung von Wolkentropfen so effektiv ist (Pousse-Nottelmann et al., 2015), dass fast das gesamte Aerosol in diesen gelöst war. Da es sich in den folgenden Studien allein um INP in Form von mineralischen Staub handelt, ist somit die obige Annahme realistisch.

Kapitel 3

Analyse des Einflusses heterogener Eisnukleationsparametrisierungen

Dieses Kapitel beschäftigt sich mit der Analyse des Einflusses der verschiedenen Eisnukleationsschemata (siehe Kap. 2.3) auf simulierte orographische Mischphasenwolken. Hierfür wurde ein idealisiertes Setup einer einzelnen orographischen Wolke verwendet, das ermöglichen soll, durch genau definierte Umgebungsbedingungen die Auswirkung der verschiedenen Parametrisierungen auf die Wolke möglichst von anderen Prozessen entkoppelt untersuchen zu können. Zudem werden die neu implementierten mikrophysikalischen Prozessraten verwendet (siehe Kap. 2.2.7), um detailliert untersuchen zu können, welche mikrophysikalischen Prozesse durch die neuimplementierten Immersionsparametrisierungen beeinflusst werden und wie das Modell im Ganzen auf diese reagiert. Hinsichtlich der Darstellung von Eiskeimen (im Folgenden kurz INP) wird in diesen Simulationen das neu vorgestellte Schemata aus Kapitel 2.4.1 verwendet.

Mit Hilfe der idealisierten Sensitivitätsstudien in diesem Kapitel sollen dann die folgenden Fragen beantwortet werden:

- Wie ändern sich die Verteilungen der einzelnen Hydrometeorklassen in der orographischen Mischphasenwolke, wie zum Beispiel die Eisanzahlkonzentration oder der Schneegehalt, bei Verwendung der unterschiedlichen Schemata?
- Welche mikrophysikalischen Prozesse innerhalb der Wolke werden besonders stark durch die neuen Immersionsparametrisierungen beeinflusst?
- Gibt es Unterschiede in den simulierten Wolken, die mit den unterschiedlichen theoretischen Ansätzen, auf denen die einzelnen Parametrisierungen beruhen, korrelieren?
- Können generell Aussagen über die Anwendbarkeit der verschiedenen heterogenen Eisnukleations-Schemata für numerische Wettermodelle getroffen werden?

3.1 Setup der idealisierten Studien

In den Simulationen wird eine einzelne orographische Mischphasenwolke durch die Überströmung eines Berg mit Gaußschen Oberflächenprofil hervorgerufen (siehe Abb. 3.1). Dieser besitzt eine Höhe von 700 m und eine Halbwertsbreite von 20 km. Der Einfachheit halber wird sich in dieser Studie auf eine 2D-Simulation beschränkt.

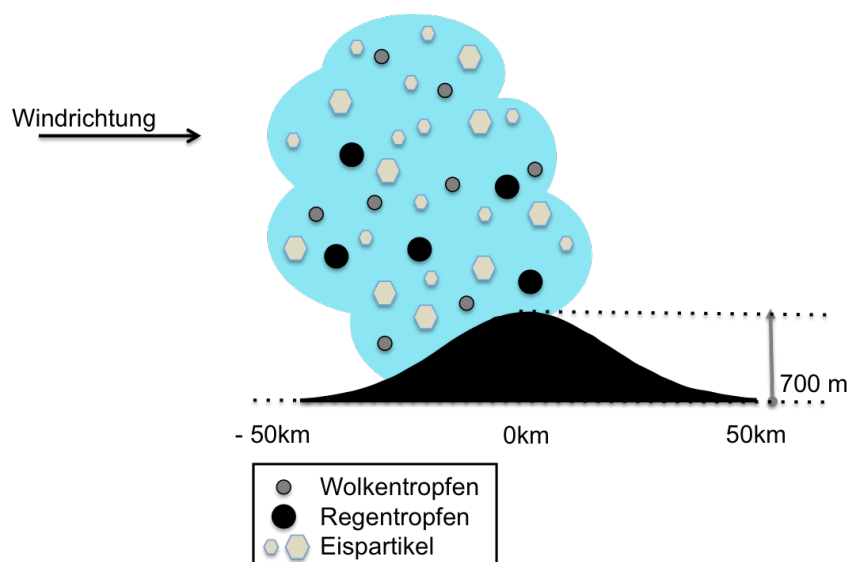


Abbildung 3.1: Schematische Darstellung der idealisierten Studie.

Die Modelldomäne der zwei-dimensionalen, idealisierten Studie erstreckt sich in x -Richtung über 400 km mit einer horizontalen Auflösung von 1 km. In y -Richtung werden insgesamt sieben Gitterpunkte verwendet: einer für die zwei-dimensionale Simulation der Wolke an sich und sechs weitere, die für die Beschreibung der Ränder benötigt werden. In der Vertikalen wird die Modellbox in 100 Schichten aufgeteilt unter Verwendung der Gal-Chen-Koordinate (Doms und Baldauf; 2015). Dementsprechend nimmt die Höhe der einzelnen Schichten leicht mit zunehmender Höhe zu. So ist ein Level an der Oberfläche nur ungefähr 42 m hoch, während es am Oberrand der Modelldomäne fast eine horizontale Ausdehnung von 360 m besitzt. Der Gaußsche Berg befindet sich 150 km vom Zentrum der Modelldomäne entgegen der Windrichtung und in den Simulationen wird ein Zeitschritt von 5 s verwendet.

Der Grundzustand des idealisierten Setups ist ähnlich dem von Muhlbauer und Lohmann (2008). Er ist horizontal homogen und hydrostatisch balanciert. Für die verschiedenen Simulationen der in diesem Kapitel vorgestellten Sensitivitätsstudie werden die Oberflächentemperaturen zwischen -18°C und 6°C in Abständen von 4 K variiert. So werden für jede der vier ausgewählten Immersionsgefrier-Schemata jeweils acht Simulationen für die einzelnen Temperaturschritte durchgeführt. Dementsprechend umfasst diese Studie insgesamt 40 Simulationen.

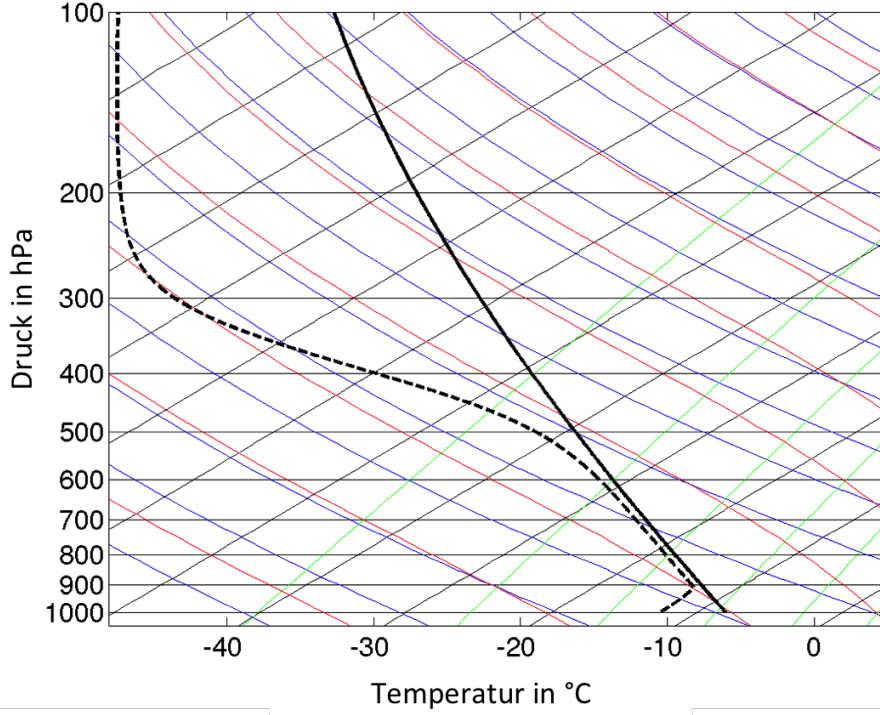


Abbildung 3.2: Radiosondenabbildung des idealisierten Setups in einem skew-T-log-p-Diagramm. Die schwarze durchgehende Linie bezeichnet die Temperatur, die schwarz gestrichelte Linie den Taupunkt. Die Oberflächentemperatur beträgt dabei -6 °C , die trockene Brunt-Väisälä-Frequenz $0,012\text{ s}^{-1}$ und der Druck an der Oberfläche $p_0 = 1000\text{ hPa}$.

In allen Simulationen beträgt der Druck an der Oberfläche p_0 1000 hPa. Die vertikalen Profile von Druck und Temperatur werden dann so analytisch als Funktion des Oberflächendrucks berechnet, dass die trockene Brunt-Väisälä-Frequenz N_d mit $0,012\text{ s}^{-1}$ konstant ist (siehe Abb. 3.2).

Das vertikale Profil der relativen Feuchte RH nimmt in den unteren 750 m zunächst linear von 70 % auf 95 % zu. Darüber hinaus wird es durch die sogenannte modifizierte Fermi-Funktion wie in Muhlbauer und Lohmann (2008) beschrieben. Es gilt demnach

$$RH(z) = \begin{cases} 0.7 + 0.25(z - z_{lin}) & \text{for } z \leq z_{lin} \\ a_{RH} + \frac{b_{RH} - a_{RH}}{1 + \exp[-c_{RH}(z - z_0)]} & \text{for } z > z_{lin} \end{cases} \quad (3.1)$$

mit $z_{lin} = 750\text{ m}$ und den Konstanten $a_{RH} = 0,8$, $b_{RH} = 0,03$, $c_{RH} = 0,0015\text{ m}^{-1}$ sowie $z_0 = 5000\text{ m}$. In den unteren 10 km weht der Wind einseitig aus Westen mit einer Geschwindigkeit von 10 m s^{-1} und darüber hinaus nimmt seine Geschwindigkeit langsam linear zu.

Nach der linearen Theorie von Smith (1980) können Bergüberströmungen durch die dimensionslose Froude-Zahl Fr charakterisiert werden. Diese ist definiert mit

$$Fr = \frac{u}{N_d \cdot h}. \quad (3.2)$$

Bei einer horizontalen Windgeschwindigkeit u von 10 ms^{-1} , einer Höhe des Berges h von 700 m und einer trockenen Brunt-Väisälä-Frequenz von $0,012 \text{ s}^{-1}$ sollte sich demnach eine einzelne orographische Mischphasenwolke ohne eingebettete konvektive Prozesse an dem Gaußschen-Berg bilden.

In den Simulationen sollen realistische Aerosolkonzentrationen für orographische Mischphasenwolken in Mitteleuropa dargestellt werden. Daher werden reale Aerosolmassenkonzentrationen verwendet, die während einer Messkampagne an der hochalpinen Forschungsstation, dem Jungfraujoch in der Schweiz, im Winter 2004 gemessen wurden (Cozic et al., 2008). Da die idealisierte Studie eine Maximalschätzung des Einflusses neuer, modernen, heterogener Eiskernisationsparametrisierungen auf orographische Mischphasenwolken darstellen soll, wird auch eine Maximalschätzung der vorhandenen Staubaerosole für Mitteleuropa verwendet. Demnach wird angenommen, dass der gemessene Anteil der Aerosolmassenkonzentrationen, die die Partikelklasse „nicht bestimmbar“ besitzt, nur aus Staubaerosolen besteht. Als Maximalabschätzung ist dies eine vertretbare Annahme, da es auch in Realität der Fall für die beiden Staubevents am 14. März sowie am 20. März 2004 war (Cozic et al., 2008).

Um die gemessenen Staubmassenfraktionen der PM1-Mode (Aerosolradius $r_{ap} < 0,1 \mu\text{m}$) sowie der Grobmode (Aerosolradius $r_{ap} > 0,1 \mu\text{m}$) in Anzahlkonzentrationen umrechnen zu können und da während der Messkampagne die mittlere Massendichte ρ , der mittlere Durchmesser d_{mean} und die Standardabweichung σ nicht ermittelt wurden, werden für diese wie bereits in Kapitel 2.3.5 Werte aus AIDA Staubbesskampagnen angenommen (Niemand et al., 2012; $\rho_{\text{I,II}} = 2,6 \text{ g cm}^{-3}$, $d_{\text{mean,I}} = 0,52 \mu\text{m}$, $d_{\text{mean,II}} = 1,13 \mu\text{m}$, $\sigma_{\text{I}} = 1,5$ und $\sigma_{\text{II}} = 1,42$). In Tabelle 3.1 sind die Anzahlkonzentrationen der beiden so bestimmten Moden angegeben. Für das Schema SBM (s. Kap. 2.3.3) wird zudem weiter angenommen, dass die Staubaerosole vollständig aus Kaolinit bestehen, da dieser Mineralstaub mit einer mittleren Effektivität der Eiskeim-Aktivierung im Vergleich zu anderen Mineralstäuben (Atkinson et al., 2013) eine geeignete Gesamtstaub-Näherung darstellt.

Beim Vergleich der so bestimmten Staubmoden mit simulierten, mittleren Werten für Mitteleuropa (44° - 60°N und 0° - 20°O ; Hande et al., 2015) fällt auf, dass die gemittelten, simulierten Werte deutlich geringer sind. So variieren hier die mittleren Anzahlkonzentrationen bei einer Umgebungstemperatur von 0°C zwischen $3 \cdot 10^4 \text{ m}^{-3}$ und $4 \cdot 10^5 \text{ m}^{-3}$ mit der 95.ten Perzentile bei $2 \cdot 10^7 \text{ m}^{-3}$. Die in Tabelle 3.1 angegebenen Anzahlkonzentrationen sind demnach zwar relativ hoch, aber für eine Maximalabschätzung des Einflusses der verschiedenen Immersionsgefrier-Schemata sehr gut geeignet.

Mode	Anzahlkonzentration $N_{ap,i}$	mittl. Durchmesser d_i	Standardabweichung σ_i
Mode I	$4,52936 \cdot 10^6 \text{ kg}^{-1}$	$0,52 \mu\text{m}$	1,5
Mode II	$1,08741 \cdot 10^6 \text{ kg}^{-1}$	$1,13 \mu\text{m}$	1,42

Tabelle 3.1: Aerosolstaubkonzentrationen, die während der Messkampagne im Frühjahr 2004 am Jungfraujoch (CH) gemessen wurden und mit Hilfe der Kennzahlen von Aerosolverteilungen aus AIDA-Staubmesskampagnen (Niemand et al., 2012) in Anzahlkonzentrationen umgerechnet wurden.

Da in der idealisierten Studie nur eine einzelne orographische Wolke an einem einzelnen Berg betrachtet wird, wird hier zur Darstellung der aktivierten INPs die einfachere Budget-Variable nach Kapitel 2.4.1 verwendet. Dadurch dass bei der Überströmung des Berges die Luft fast ausschließlich aufsteigt und praktisch keine Abwindgebiete existieren, in denen bereits aktivierte INPs wieder *recycled* werden könnten, ist der einfachere Ansatz zur Budgetierung der INPs ausreichend genau für diese Modellstudie.

3.2 Studie zur Vergrößerung des Temperaturbereiches in DeMott et al. 2015

Die Parametrisierung D15 (siehe Kap. 2.3.4) weist im Vergleich zu den anderen drei Parametrisierungen N12, P13 und SBM einen deutlich eingeschränkten Temperaturbereich auf. Dieser erstreckt sich zu warmen Temperaturen hin nur bis -21°C , während er sich bei den anderen Schemata bis circa -12°C erstreckt. Im Folgenden wird daher eine Sensitivitätsstudie vorgestellt, die den Einfluss einer Erweiterung des Temperaturbereichs von -21°C bis -35°C ($D15_{org}$) auf -12°C bis -35°C ($D15_{neu}$) der D15 Parametrisierung untersucht.

Die Studie besitzt dabei fast das gleiche Setup wie die anderen idealisierten Simulationen dieses Kapitels. Lediglich der Berg hat nun kein Gaußsches Oberflächenprofil, sondern ein glockenförmiges und der Wind weht in diesen Simulationen mit einer Geschwindigkeit von 12 m s^{-1} . Nach der linearen Theorie für Bergumströmungen nach Smith (1980) sollte sich somit aber auch hier eine einzelne orographische Mischphasenwolke ohne eingebettete konvektive Prozesse bilden.

Um den Einfluss der Temperaturerweiterung genau untersuchen zu können, werden insgesamt drei Simulationen mit den unterschiedlichen Bodentemperaturen $T_S = -14^\circ\text{C}$, $T_S = -10^\circ\text{C}$ und $T_S = -6^\circ\text{C}$ durchgeführt. Wie in den anderen idealisierten Studien auch wurde lediglich die Bodentemperatur variiert, während die restlichen Annahmen identisch sind.

Ergebnisse dieser Studie

Für die Auswertung der Simulationen wurden für die Eisanzahlkonzentration, den Flüssigwassergehalt, die Eismassenkonzentration sowie die Schneemassenkonzentration die Mittelwerte für die Wolke über die Simulationszeit berechnet. Hierbei wurden alle Wolkengitterpunkte berücksichtigt, bei denen die Summe aus Flüssigwassergehalt und Eismassenkonzentration größer als $1,0 \cdot 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ beträgt.

In Abbildung 3.3(a) ist die mittlere Eisanzahlkonzentration für alle Simulationen

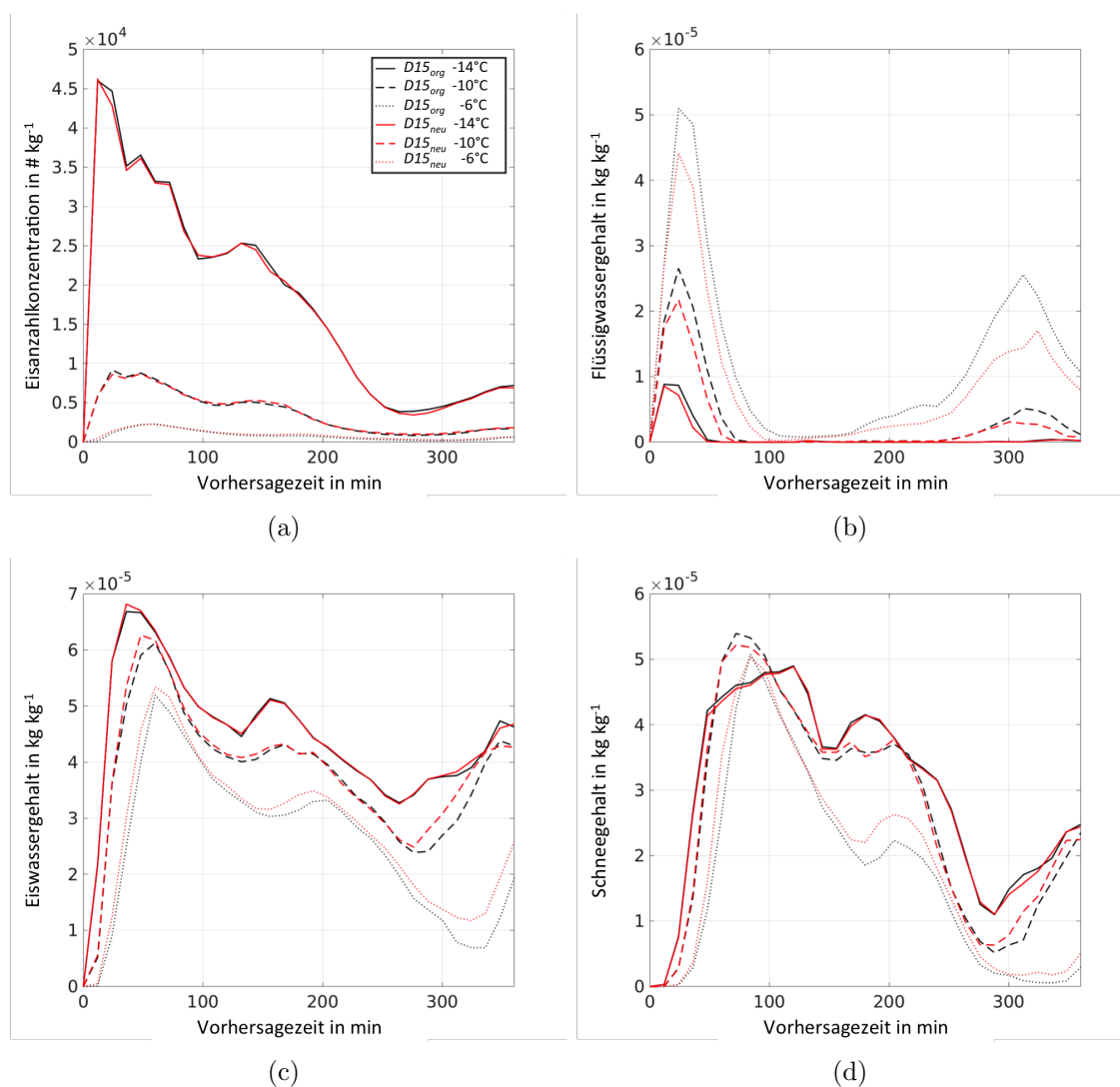


Abbildung 3.3: Über die Mischphasenwolke gemittelte Werte der Eisanzahlkonzentration (a), des Flüssigwassergehalts (b), der Eismassenkonzentration (c) und der Schneemassenkonzentration (d). Hierbei wurden alle Wolkengitterpunkte berücksichtigt, bei denen die Summe aus Flüssigwassergehalt und Eismassenkonzentration mindestens $1,0 \cdot 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ beträgt.

gezeigt. Diese weist eine deutliche Zunahme mit tiefer werdenden Temperaturen auf. Ein Unterschied zwischen den Simulationen mit dem ursprünglichen Temperaturanwendungsbereich $D15_{org}$ und dem neuen vergrößerten $D15_{neu}$ ist allerdings nahezu nicht vorhanden. So stimmen die Konzentrationen bei allen drei verschiedenen Bodentemperaturen fast überein.

Der mittlere Flüssigwassergehalt, die mittlere Eismassenkonzentration sowie die mittlere Schneemassenkonzentration (siehe Abb. 3.3(b), 3.3(c) und 3.3(d)) unterscheiden sich dahingegen etwas mehr voneinander, wobei sie sich immer noch sehr ähneln. Dieser Unterschied nimmt zu wärmer werdenden Oberflächentemperaturen hin zu. Während bei der tiefsten Temperatur von $T_s = -14^\circ\text{C}$ der Unterschied zwischen $D15_{org}$ und $D15_{neu}$ noch nahezu nicht vorhanden ist, beträgt er bei der Simulation mit $T_s = -6^\circ\text{C}$ im Mittel circa 5%, mit einer maximalen Abweichung von bis zu 17%.

Dieses Verhalten ist auch im Gesamtniederschlag der Wolke sichtbar (siehe Abb 3.4). So ist die Niederschlagssumme der beiden Simulationen $D15_{org}$ und $D15_{neu}$ bei den beiden Simulationen mit $T_s = -14^\circ\text{C}$ und $T_s = -10^\circ\text{C}$ praktisch gleich, während sie bei $T_s = -6^\circ\text{C}$ um etwa 7% voneinander abweicht. Neben der Menge an sich, zeigen bei einer Oberflächentemperatur von -6°C die simulierten Wolken auch eine andere Zusammensetzung des Niederschlages auf. So fällt im Vergleich zu $D15_{org}$ in $D15_{neu}$ unter Verwendung des größeren Temperaturbereiches mehr Schnee als Niederschlag zu Boden, während der Anteil an Regen und Graupel abnimmt. Dies ist darauf zurückzuführen, dass durch die geringere Aktivierung von INPs bei $D15_{org}$, die Wolke mehr Flüssigwasser

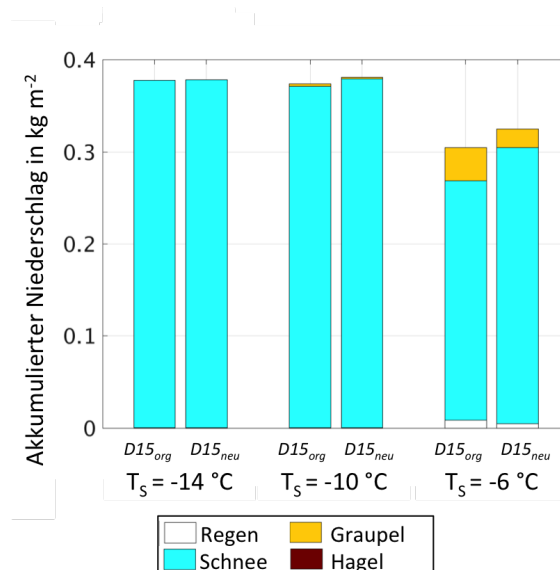


Abbildung 3.4: Gesamtniederschlag der orographischen Wolke für alle drei Simulationen mit den Bodentemperaturen $T_s = -14^\circ\text{C}$, $T_s = -10^\circ\text{C}$ und $T_s = -6^\circ\text{C}$ während der ersten 6 Stunden. Der Niederschlag setzt sich dabei zusammen aus Regen (weiß), Schnee (blau), Graupel (gelb) und Hagel (rot).

und im Speziellen mehr Regentropfen enthält. Durch die erhöhte Regentropfenanzahl werden einerseits mehr Graupelartikel gebildet und andererseits wachsen diese durch Bereifen im Folgenden stärker an. Für die Simulationen mit den beiden kälteren Bodentemperaturen ist keine Änderung in der Zusammensetzung des Niederschlags zu erkennen. Dieser besteht in allen Fällen fast ausschließlich aus Schnee.

Insgesamt ist der Unterschied zwischen den Simulationen mit dem ursprünglichen im Vergleich zum vergrößerten Temperaturbereich aber relativ gering. Zudem haben, wie bereits erwähnt, „in situ“- und Fernerkundungsmessungen gezeigt, dass die Eisphase schon ab circa -15°C gebildet wird (Hoose und Möhler, 2012). Im Rahmen dieser Arbeit wird daher der vergrößerte Temperaturbereich zwischen -12°C und -35°C verwendet.

3.3 Analyse der Simulationen mit einer Oberflächentemperatur von -14°C

Dies Auswertung der idealisierten Studie in diesem Kapitel ist im Folgenden in zwei Teile aufgeteilt. Zunächst werden ausschließlich die Simulationen mit einer Bodentemperatur von $T_S = -14^{\circ}\text{C}$ analysiert. So soll zunächst sehr detailliert die Entwicklung der Wolke an sich sowie der Einfluss der vier verschiedenen Eiskernungs-Schemata auf die mikrophysikalischen Prozessraten räumlich untersucht. Im nächsten Abschnitt sollen dann alle Simulationen der Studie mit Bodentemperatur zwischen $T_S = -18^{\circ}\text{C}$ und $T_S = 6^{\circ}\text{C}$ ausgewertet werden, wobei dann mehr Gewicht auf den Gesamteinfluss der Parametrisierungen gelegt wird. Hierbei werden die Simulationen dieser Studie wie in Tabelle 3.2 angegeben abgekürzt.

Parametrisierung	Abkürzung	Oberflächentemperatur der einzelnen Simulationen
DeMott et al. (2015)	$D15_{-14}$	$T_S = -14^{\circ}\text{C}$
	$D15_{all}$	$T_S = -18^{\circ}\text{C}$ bis $T_S = -6^{\circ}\text{C}$
Niemand et al. (2012)	$N12_{-14}$	$T_S = -14^{\circ}\text{C}$
	$N12_{all}$	$T_S = -18^{\circ}\text{C}$ bis $T_S = -6^{\circ}\text{C}$
Phillips et al. (2013)	$P13_{-14}$	$T_S = -14^{\circ}\text{C}$
	$P13_{all}$	$T_S = -18^{\circ}\text{C}$ bis $T_S = -6^{\circ}\text{C}$
Niedermeier et al. (2014)	SBM_{-14}	$T_S = -14^{\circ}\text{C}$
	SBM_{all}	$T_S = -18^{\circ}\text{C}$ bis $T_S = -6^{\circ}\text{C}$

Tabelle 3.2: Abkürzungen der verschiedenen Simulationen in der idealisierten Sensitivitätsstudie.

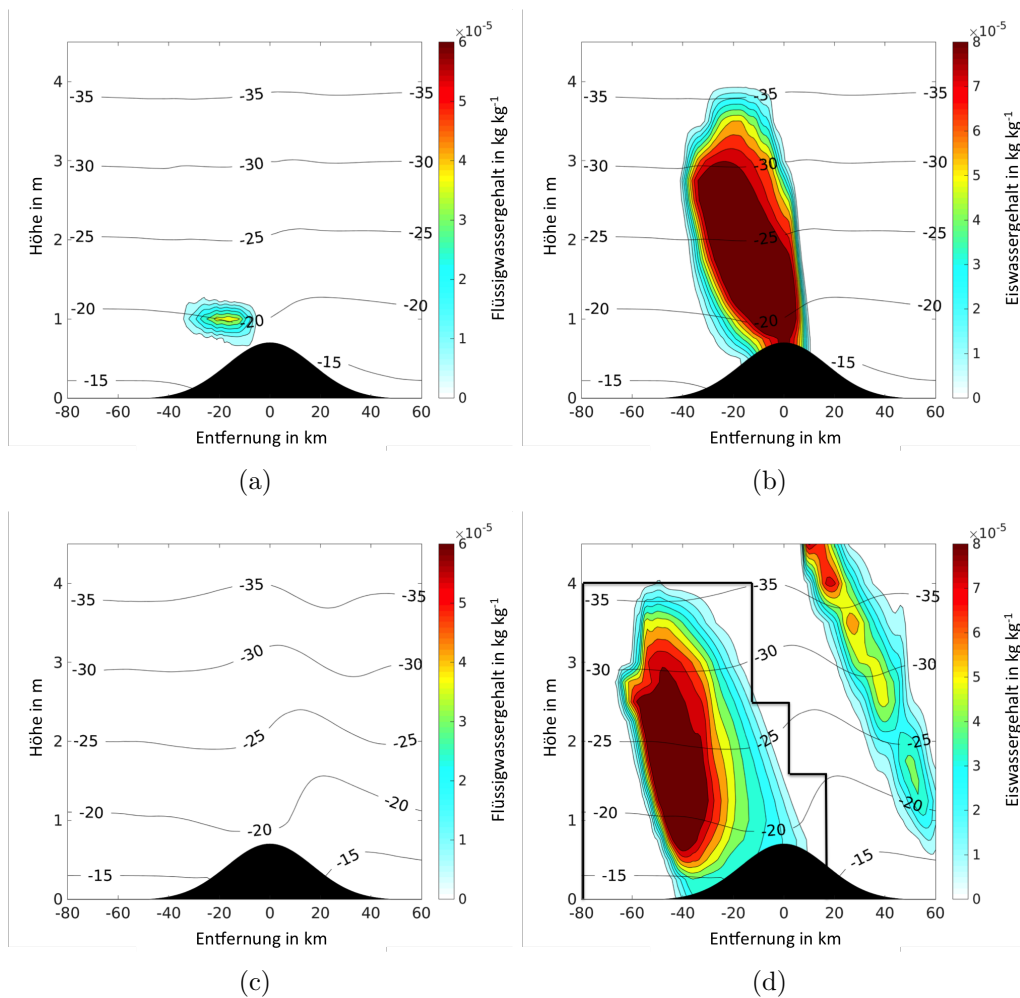


Abbildung 3.5: Für die Simulation $N12_{-14}$ ist der Flüssigwassergehalt in der rechten Spalte und der Eisswassergehalt in der linken Spalte nach einer Simulationszeit von 24 min in (a) und (b) sowie von 2 h in (c) und (d) dargestellt. Mit Hilfe der Konturlinien wird die Temperatur in Celsius beschrieben. Das schwarz markierte Gebiet in (d) stellt zudem den räumlichen Ausschnitt für die weiteren statistische Auswertungen der Studie dar.

3.3.1 Analyse der Wolkenentwicklung hinsichtlich der unterschiedlichen Eiskernschemata

In Abbildung 3.5 ist der Flüssigwassergehalt (a) sowie der Eisswassergehalt (b) der Wolke nach einer Simulationszeit von 24 min für $N12_{-14}$ dargestellt. Im Luv des Berges hat sich eine Mischphasenwolke gebildet. Diese erstreckt sich vertikal von etwa 500 m bis 4000 m, mit einer Temperatur in der Wolke zwischen $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $-35\text{ }^{\circ}\text{C}$. Nach einer Simulationszeit von insgesamt 2 h (siehe Abb. 3.5(c) und 3.5(d)) hat sich zudem eine zweite Wolke deutlich höher im Lee des Berges gebildet. Ihr Zentrum befindet sich bei etwa 4500 m mit Temperaturen von $-35\text{ }^{\circ}\text{C}$ und kälter. Da bei so kalten Temperaturen Eis hauptsächlich durch homogene Nukleation gebildet wird, wird sich die Auswertung der

Sensitivitätsstudie auf den markierten Bereich der Wolke im Luv des Berges beschränken (siehe Abb. 3.5(d)).

In Abbildung 3.6 ist die zeitliche Entwicklung des Flüssigwassergehaltes (a), des Eiswassergehaltes (b) und des Schneegehaltes (d) sowie der Eisanzahlkonzentration (c) dargestellt. Für jeden Zeitschritt wurden alle abgebildeten Variablen jeweils schichtweise für das oben beschriebene Gebiet (siehe Abb. 3.5(d)) gemittelt. Hierbei wurden auch wolkenfreie Gitterpunkte in die Mittelung mit einbezogen.

Zu Beginn der Simulation setzt sich die Wolke bei allen vier Parametrisierungen sowohl einen flüssigen sowie einen gefrorenen Anteil zusammen (siehe Abb. 3.6(a) und 3.6(b)). Mit fortschreitender Simulationsdauer wird dann der Flüssigwassergehalt zu Gunsten von Eiswasser in allen Wolken abgebaut, so dass die Wolke nach und nach durchfriert. So besteht die Wolke nach einer Simulationsdauer von 60 min schon hauptsächlich aus der gefrorenen Phase in allen Simulationen. In der weiteren Entwicklung der Wolke sind zwei Hauptmaxima bezüglich des Eiswassergehaltes zu erkennen; eins nach etwa 60 min und ein weiteres nach 150 min. Der genaue Zeitpunkt variiert dabei leicht zwischen den verschiedenen Simulationen. Nach dem zweiten Maximum beginnt sich die Wolke dann immer etwas aufzulösen. So reduziert sich der Eiswassergehalt und die Wolkenoberkante sinkt etwas ab. Insgesamt sind nur kleine Unterschiede im Eiswassergehalt der vier Simulationen zu erkennen.

Betrachtet man den Schneegehalt, sind dort größere Unterschiede zu erkennen als im Eiswassergehalt (siehe Abb. 3.6(d)). So unterscheidet sich der Schneegehalt der Simulation mit dem größten Gehalt um 30 % von dem mit dem niedrigsten. Auch die Dauer, in der der hohe Schneegehalt in der Wolke erhalten bleibt, wird durch die verschiedenen Eiskondensationsparametrisierungen deutlich beeinflusst. So liegt der minimale Schneegehalt von unter $2 \cdot 10^{-5} \text{kg kg}^{-1}$ in der Simulation *P13.14* nach einer Simulationszeit von insgesamt 240 min, während er noch deutlich über $4 \cdot 10^{-5} \text{kg kg}^{-1}$ in *N12.14* beträgt.

Aufgrund der doch recht kalten Oberflächentemperatur der Simulationen besteht der Niederschlag hauptsächlich aus Schnee (siehe Anhang A.1). Da die Simulation *N12.14* den größten Schneegehalt über die komplette Simulation hinweg aufweist, ist auch der Niederschlag in dieser Simulation am größten. Jedoch ist der Unterschied zwischen den Simulationen insgesamt doch relativ klein. So liegt er bei maximal nur 15 % zwischen den Simulationen.

In den folgenden Abschnitten wird nun mit Hilfe der neuen Diagnostik mikrophysikalischer Prozesse der Einfluss der verschiedenen Eiskondensations schemata auf die Wolken untersucht. Hierbei wird sich aber vor allem auf den Einfluss dieser auf die Eisanzahlkonzentration, den Eiswassergehalt sowie den Schneegehalt der Wolke konzentriert.

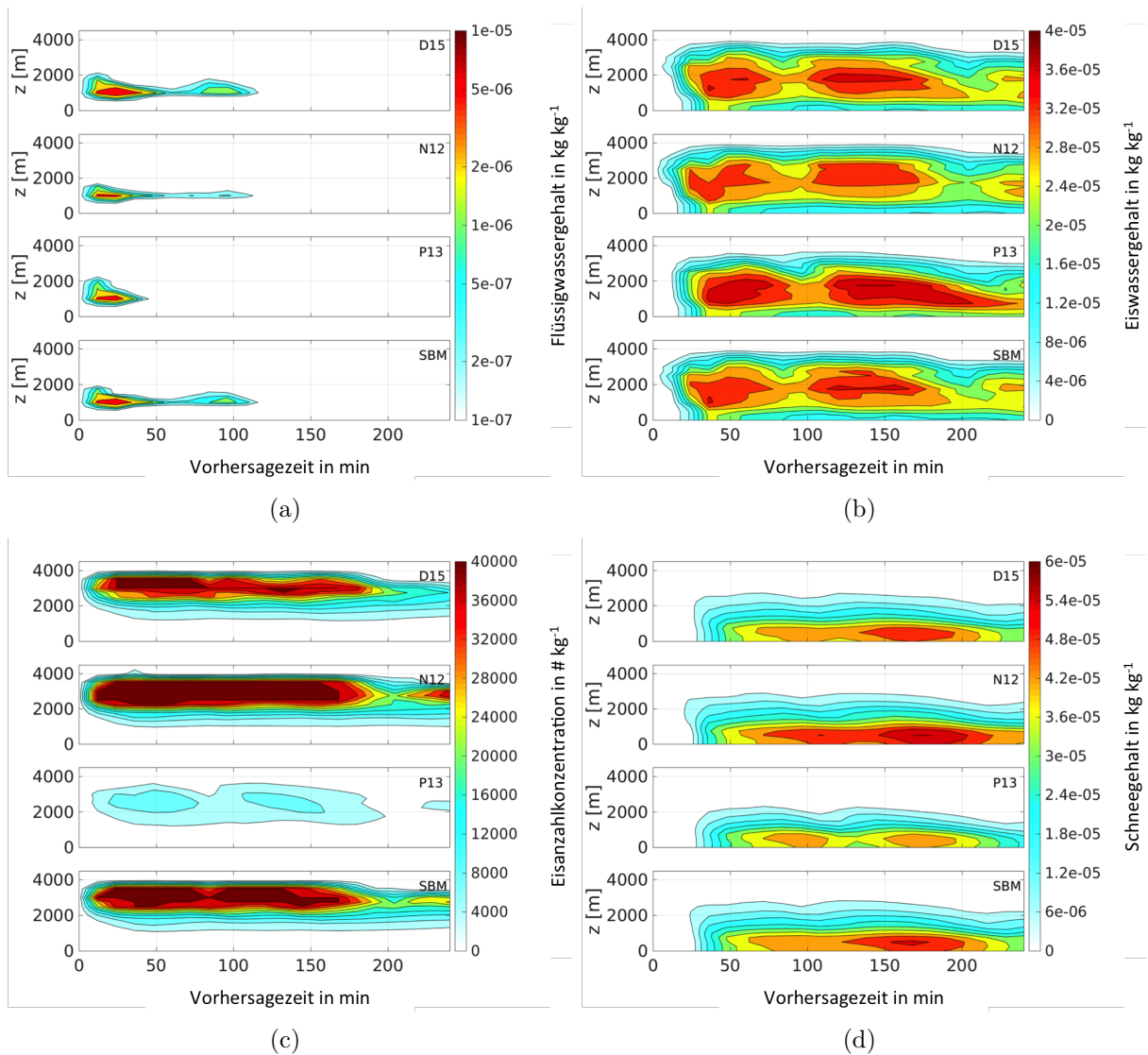


Abbildung 3.6: Gemittelte Werte des Flüssigwassergehaltes (a), des Eiswassergehaltes (b), der Eisanzahlkonzentration (c) sowie des Schneegehaltes (d) aller Simulationen mit einer Oberflächentemperatur von $T_S = -14\text{ }^{\circ}\text{C}$. In die Mittelung der Variablen wurden alle Gitterpunkte innerhalb des markierten Gebietes in Abb. 3.5(d) miteinbezogen.

3.3.2 Einfluss hinsichtlich der Eisanzahlkonzentration

Beim Vergleich der einzelnen Simulationen fällt auf, dass die Eisanzahlkonzentrationen in den Simulationen mit den offline berechneten aktivierten INP-Anzahlkonzentrationen der verschiedenen Schemata gut übereinstimmen (siehe Abb. 2.7 und 3.6(c)). Im Temperaturbereich zwischen $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ besitzt in beiden Fällen N12 die höchsten Konzentrationen von allen Parametrisierungen. Die zweitgrößten Eisanzahlkonzentrationen treten in den Wolken der SBM_{-14} -Simulation auf und die drittgrößten in $D15_{-14}$; dies steht in guter Übereinstimmung mit den offline berechneten Werten. Nur $P13_{-14}$ weicht

hiervon etwas ab. In den Eiskeimberechnungen liegt es für Temperaturen über -25°C genau im gleichen Größenbereich wie N12, D15 und SBM und nur für kältere Temperaturen ist die Anzahl der aktivierten Eiskeime etwas geringer. Da aber in den Simulationen genau in diesem Temperaturbereich die meisten Eispartikel gebildet werden, wirkt sich dies besonders stark auf die simulierten Mischphasenwolken aus, so dass die Simulation $P13_{-14}$ eine deutlich geringere Eisanzahlkonzentrationen als die Simulationen $N12_{-14}$, $D15_{-14}$ und SBM_{-14} aufweist.

3.3.3 Einfluss hinsichtlich des Eiswassergehaltes

Trotz der großen Unterschiede in den Eisanzahlkonzentrationen der Simulationen, die bis zu 80 % voneinander abweichen, ist der Eiswassergehalt der simulierten Wolken relativ ähnlich (siehe Abb. 3.6(b)). Auch liegen die Maxima der Eisanzahlkonzentration und der Eismasse nicht in gleicher Höhe, sondern während die Anzahl der Eispartikel zwischen 2000 m und 4000 m am größten ist, befinden sich die Maxima des Eiswassergehaltes zwischen 0 m und 2000 m. Dies rührt daher, dass die Eispartikel, die sich unterhalb einer Höhe von 2000 m befinden, meist durch das Gefrieren von Regentropfen gebildet werden (siehe Abb. 3.7(b)). Diese so gebildeten Eispartikel sind von Beginn an größer als die durch die Eiskernierungsschemata gebildeten. Dadurch dass das Depositionswachstum der Eispartikel aus den Regentropfen von Beginn an effektiver ist (siehe Abb. 3.7(e)), wachsen diese schnell weiter an und stellen so das Maximum des Eiswassergehaltes dar.

In den Simulationen $D15_{-14}$, $N12_{-14}$, $P13_{-14}$ und SBM_{-14} ist die Depositionswachstumsrate insgesamt sehr ähnlich und weist hinsichtlich ihrer Intensität mit nur kleinen Unterschieden auf. Hierbei ist markant, dass die Parametrisierung N12, die am meisten Eispartikel durch das Immersionsgefrieren von Wolkentropfen bildet, die geringste Anzahlkonzentration an Regentropfen besitzt. In Folge dessen ist die Gefrierrate von Regentropfen in der Simulation $N12_{-14}$ etwas reduziert, während sie in $P13_{-14}$ etwas erhöht ist, wo am wenigsten Eispartikel durch Immersionsgefrieren gebildet werden. Auf Grund der erhöhten Anzahl an Eispartikeln, die durch Regentropfengefrieren entstanden sind, ist in $P13_{-14}$ das Depositionswachstum etwas gesteigert. Dies führt dazu, dass sich der Eiswassergehalt hier um etwa 20 % im Vergleich zu $N12_{-14}$ erhöht.

3.3.4 Einfluss hinsichtlich des Schneegehaltes

Der Unterschied der Simulationen bezüglich des Schneegehaltes wird durch die unterschiedliche Anzahl der Eispartikel in Höhen von über 2000 m hervorgerufen (siehe Abb. 3.6(d)). Obwohl ähnlich wie der maximale Eiswassergehalt auch der maximale Schneegehalt unterhalb von 2000 m zu finden ist, werden in diesen Simulationen die Schneepartikel größtenteils durch die Autokonversion und die Akkreszenz von Eis zu Schnee gebildet. Diese beiden Prozesse sind am effektivsten in Höhen unter 2000 m (siehe Abb. 3.7(c) und

3.3 Analyse der Simulationen mit einer Oberflächentemperatur von -14°C

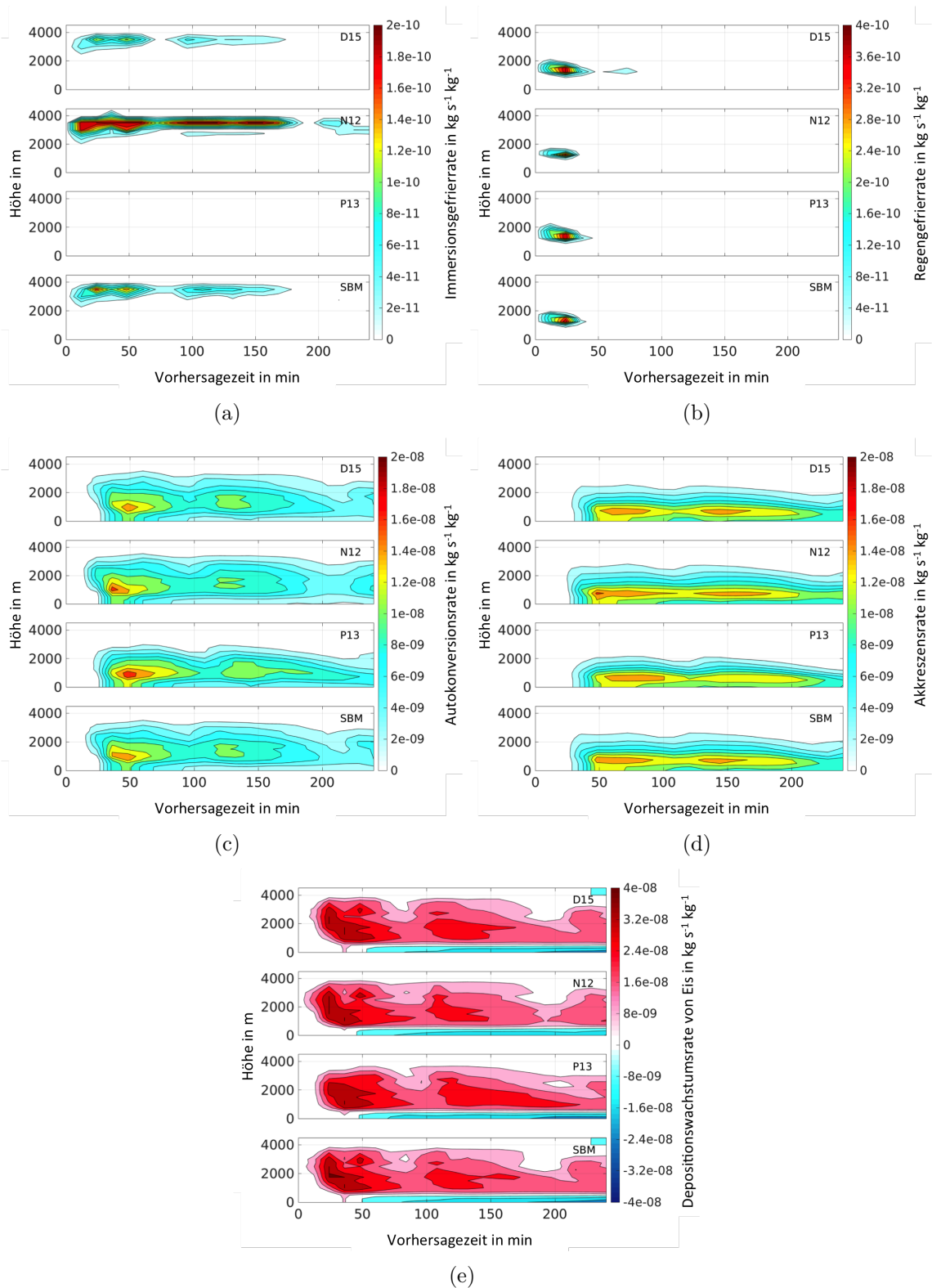


Abbildung 3.7: Gemittelte Werte der mikrophysikalischen Prozessraten des Immersionsgefrierens (a), des Gefrierens von Regentropfen (b), der Autoconversion (c) sowie der Akkresenz von Eis zu Schnee (d) und des Depositionswachstums von Eis (e) aller Simulationen mit einer Oberflächentemperatur von $T_s = -14^{\circ}\text{C}$. In die Mittelung der Variablen wurden alle Gitterpunkte innerhalb des markierten Gebietes in Abb. 3.5(d) miteinbezogen.

3.7(d)). Da in allen Simulationen zu Beginn die Eispartikelanzahl in diesen Schichten alle ähnlich groß ist, sind hier auch die beiden Prozessraten der Autokonversion und der Akkreszenzfast identisch und somit auch der Schneegehalt. Erst später während der Simulationen wird ein Unterschied in der Schneepartikelanzahl zwischen den Schemata N12, D15 und SBM im Vergleich zu P13 sichtbar (siehe Anhang A.2). Dies wird durch die sehr vielen, sehr kleinen Eispartikel in großen Höhen hervorgerufen. Diese Eispartikel stellen ein Reservoir im oberen Teil der Wolke dar, in dem permanent neue kleine Schneepartikel durch die Autokonversion gebildet werden, und anschließend in tiefere Schichten sedimentieren. Dadurch wird die tiefer gelegene Schneeschicht kontinuierlich mit neuen kleinen Schneepartikel bereichert, in Folge dessen der Schneegehalt hier erhalten bleibt.

In der Simulation *P13-14* fehlt dieses Reservoir. Zunächst wachsen hier wie in den anderen Simulationen auch die Schneepartikel in den Schichten unterhalb von 2000 m zwar genauso durch Autokonversion und Akkreszenz aus dem höhergelegenen Reservoir, aber ohne den permanenten Nachschub neuer, kleiner Schneepartikel von oben, sedimentieren diese Partikel schneller und der Schneeanteil in den Wolken löst sich so allmählich auf.

3.4 Auswertung aller Simulationen mit Bodentemperaturen zwischen -18°C und 6°C

Nun werden alle Simulationen der idealisierten Sensitivitätsstudie mit Bodentemperaturen zwischen -18°C bis 6°C (in Schritten von 4 K) analysiert. Die hier verwendeten Abkürzungen der Simulationen sind in Tabelle 3.2 erläutert.

Für die statistische Auswertung der Simulationen werden für die jeweilige Variable alle Wolkengitterpunkte über die Temperatur in einer externen Matrix gespeichert, deren Summe aus Flüssig- und Eiswassergehalt mindestens $2 \cdot 10^{-5} \text{kg kg}^{-1}$ beträgt und die in dem markierten Gebiet in Abbildung 3.5(d) liegen. In Abbildung 3.8 ist der Scatterplot dieser Matrix für den Eiswassergehalt der gesamten Sensitivitätsstudie SBM_{all} in Abhängigkeit von der Temperatur gezeigt. Die Farbe der Punktwolken bezeichnen dabei die Oberflächentemperatur der jeweiligen Simulation sowie die schwarze Linie das Mittel über alle Simulationen zusammen in Abhängigkeit der Temperatur. Die vertikalen Punktlinien, die der Scatterplot aufweist werden dabei durch die Ausgabe der Variablen auf konstanten Höhenlinien hervorgerufen. Der mittlere Eisgehalt der Simulationen SBM_{all} ist zwischen 0°C und -23°C zunächst linear von null auf $5 \cdot 10^{-5} \text{kg kg}^{-1}$ zunehmend und danach, für kältere Temperaturen, annähernd konstant.

In der folgenden Analyse der Sensitivitätsstudien werden nur noch die Mittel aller Variablen in Abhängigkeit von der Temperatur gezeigt. In Abbildung 3.9 sind die gemittelten Werte der Eisanzahlkonzentration (a), des Eiswassergehaltes (b) und des Schneegehaltes

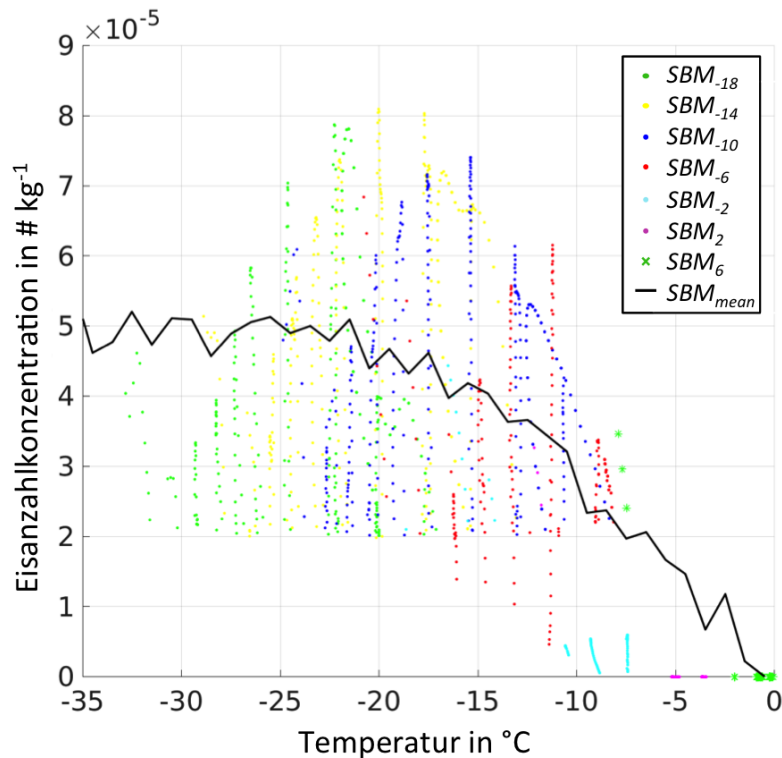


Abbildung 3.8: Scatterplot des Eiswasseranteils unter Verwendung der SBM-Parametrisierung der gesamten Sensitivitätsstudie mit Oberflächentemperaturen zwischen -18°C und 6°C . Es sind die Werte aller Wolken-gitterpunkte gezeigt, die in dem markierten Gebiet in Abb. 3.5(d) liegen und deren Summe aus Flüssig- und Eiswasseranteil mindestens $2 \cdot 10^{-5} \text{kg kg}^{-1}$ beträgt. Die Farbe der jeweiligen Punktwolken bezeichnen die Oberflächentemperatur der jeweiligen Simulation sowie die schwarze Linie das Mittel über alle Simulationen zusammen.

(c) der gesamten Studie gezeigt. Hierbei ist auffällig, dass der gemittelte Schneegehalt im Abstand von circa 4 K kleine Maxima aufweist (siehe Abb. 3.9(c)). Dies ist durch den Offset der Oberflächentemperaturen der einzelnen Simulationen bedingt. Beim Vergleich der Eisanzahlkonzentration, des Eiswasseranteils sowie des Schneeanteils ist auffällig, dass alle Simulationen ein relativ ähnliches Verhalten aufweisen. So beträgt der Unterschied zwischen ihnen nur 12% bezüglich des Eiswasseranteils, meist unter 20% bezüglich der Eisanzahlkonzentration und hinsichtlich des Schneeanteils unter 15%.

Bei -23°C besitzt die mittlere Eisanzahlkonzentration der Sensitivitätsstudie ein starkes Maximum mit Werten von bis zu 5000kg^{-1} . Dies entspricht etwa dem fünffachen der mittleren Werte der Studie. Bei etwa -5°C besitzt die Eisanzahlkonzentration noch ein weiteres kleines, lokales Maximum, das durch den Hallet-Mossop-Prozess hervorgerufen wird; einem Mechanismus der Eismultiplikation im Temperaturbereich zwischen -3°C und -8°C (Hallet and Mossop, 1974; siehe Kap. 1.2). Für Temperaturen unter -23°C

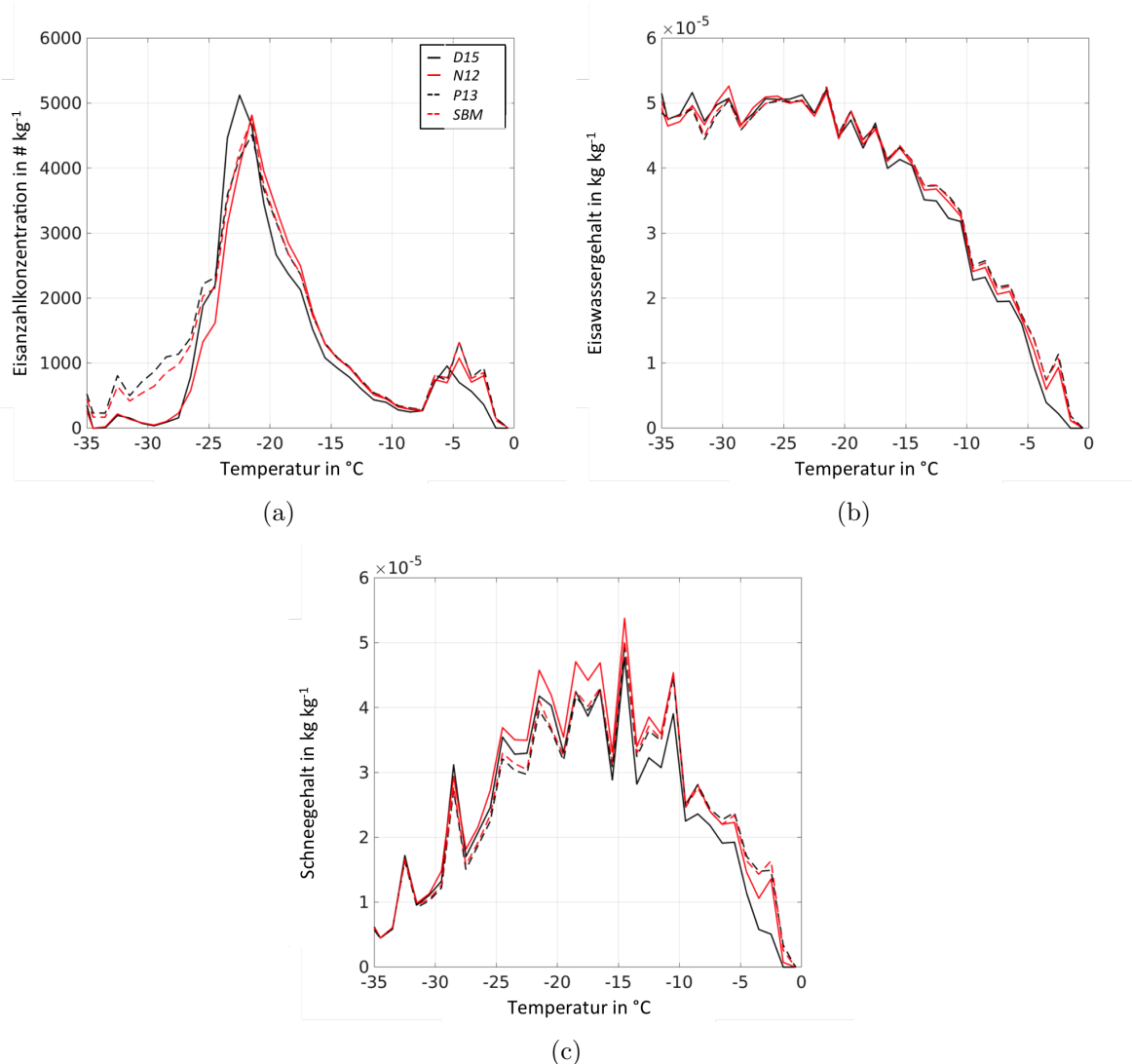


Abbildung 3.9: Gemittelte Werte der Eisanzahlkonzentration (a), des Eiswassergehaltes (b) und des Schneegehaltes (c) in Abhängigkeit der Temperatur für die gesamte Studie mit variierender Oberflächentemperatur von -18°C bis 6°C . In die Mittelung der Variablen werden alle Wolkengitterpunkte innerhalb des markierten Gebietes in Abb. 3.5(d) miteinbezogen, deren Summe aus Flüssig- und Eiswassergehalt $\text{min. } 2 \cdot 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ beträgt.

fällt die mittlere Eisanzahlkonzentration auf Werte von 1000 kg^{-1} und kleiner zurück. Wie bereits erwähnt, ähneln sich die Simulationen unter Verwendung der unterschiedlichen Parametrisierungen sehr innerhalb dieser Studie, jedoch unterscheidet sich diesmal die Reihenfolge der Simulationen von den offline berechneten Eiskeimkonzentrationen für Temperaturen unter -23°C . Gerade am Maximum bei -23°C sowie am lokalen Minimum bei -29°C ist dies markant.

Im Gegensatz zur Eisanzahlkonzentration ist im Temperaturbereich zwischen 0°C und

-23°C der Eiswassergehalt annähernd monoton ansteigend und darüber hinaus fast konstant. Wie bei der Eisanzahlkonzentration treten nur geringe Unterschiede durch die Verwendung der unterschiedlichen Eiskernisationsparametrisierungen in den Simulationen auf.

Der mittlere Schneegehalt der Sensitivitätsstudien besitzt sein Maximum bei -14°C . Er ist somit im Vergleich zur Eisanzahlkonzentration und des Eiswassergehaltes zu etwas höheren Temperaturen hin verschoben. Generell nimmt der Schneegehalt für Temperaturen zwischen 0°C und -15°C annähernd linear von null auf $5 \cdot 10^{-5} \text{kg kg}^{-1}$ zu, um danach wieder monoton zu sinken. So beträgt er nur noch etwa 20% seines maximalen Wertes bei Temperaturen von -30°C und kälter. In Temperaturbereich unter -17°C besitzt die Wolke in den $N12_{all}$ Simulationen den größten Schneegehalt im Vergleich zu den anderen Simulationen.

3.4.1 Einfluss hinsichtlich der Eisanzahlkonzentration

Am auffälligsten beim Vergleich der mittleren Eisanzahlkonzentration der Sensitivitätsstudie ist das starke Maximum bei -23°C (siehe Abb. 3.9(a)). Im Vergleich zu den offline berechneten Werten aktivierter Eiskeime, sowie der Immersionsgefrierenrate der Simulationen kann festgestellt werden, dass das Immersionsgefrieren selbst dafür nicht verantwortlich ist (siehe Abb. 2.7 und 3.10(a)). So beträgt die Immersionsgefrierenrate bei diesen Temperaturen nur $1 \cdot 10^{-12} \text{kg kg}^{-1} \text{s}^{-1}$, wobei im Vergleich dazu die Depositionswachstumsrate des Eises bei gleicher Temperatur Werte von $2 \cdot 10^{-8} \text{kg kg}^{-1} \text{s}^{-1}$ beträgt.

Da die Immersionsgefrierenrate an sich allerdings so gering ist, existieren bei diesen Temperaturen in den Wolken noch relativ viele Wolkentropfen, die durch die Autokonversion und Akkreszenzweiter zu Regentropfen umgewandelt werden. Da die Parametrisierung für das Gefrieren von Regentropfen in COSMO sehr effektiv ist (Bigg, 1953; s. Kapitel 2.2.2), ist diese mikrophysikalische Prozessrate relativ groß mit Werten von $4 \cdot 10^{-10} \text{kg kg}^{-1} \text{s}^{-1}$. Somit ist sie um den Faktor 100 größer als die Immersionsgefrierenrate und führt so zu den stark erhöhten Eisanzahlkonzentrationen bei diesen Temperaturen. Markant ist, dass je ineffektiver die Immersionsgefrierenrate in einer Simulation ist, desto mehr Regentropfen sind bei diesen Temperaturen vorhanden und desto mehr Eis wird hier durch das Gefrieren von Regentropfen gebildet. So weist die Simulationen mit D15, als ineffektivste Immersionsparametrisierung für diesen Temperaturbereich, im Endeffekt doch die größte Eisanzahlkonzentration beim Maximum auf.

An sich sind diese sehr großen Regengefrierenraten jedoch unrealistisch hoch. Neue Ansätze, zum Beispiel von Paukert et al. (2017), die auf neuen, modernen Immersionsparametrisierungen beruhen und mit Aerosoltransportschematas gekoppelt sind, ergeben deutlich geringere Gefrierenraten. So liegt der Unterschied zwischen dem meist verwendete Bigg-Schema in COSMO und den neuen Schemata bei einem Faktor von etwa 1000.

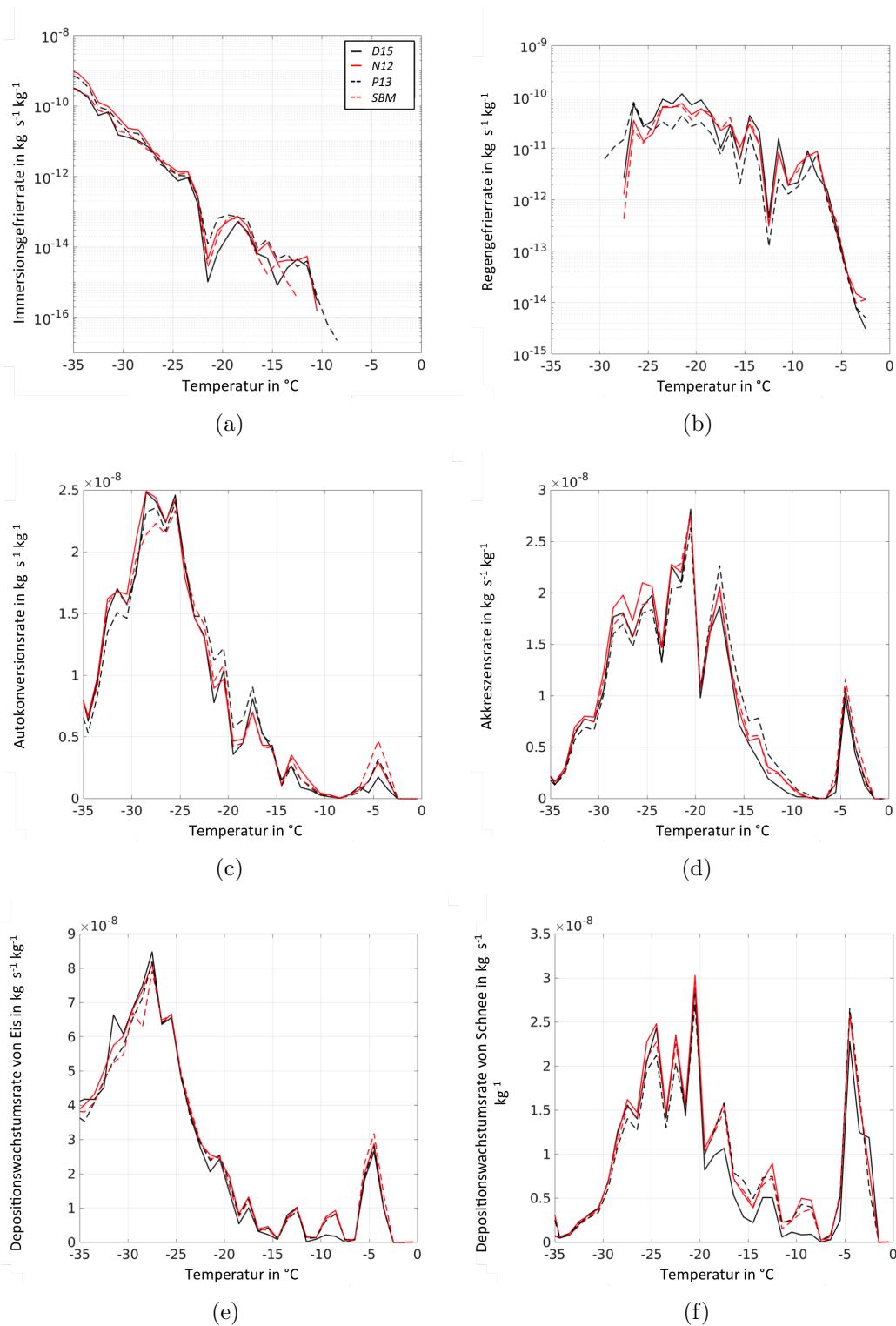


Abbildung 3.10: Gemittelte Werte der mikrophysikalischen Prozessraten des Immersionsgefrierens (a), des Gefrierens von Regentropfen (b), der Auto-konversion (c), der Akkreszenz(d), des Depositionswachstums von Eis (e) und des Depositionswachstum von Schnee (f) in Abhängigkeit der Temperatur für die gesamte idealisierte Studie. In die Mittelung der Variablen werden alle Wolkengitterpunkte innerhalb des markierten Gebietes in Abb. 3.5(d) miteinbezogen, deren Summe aus Flüssig- und Eiswassergehalt $\min. 2 \cdot 10^{-5} \text{kg kg}^{-1}$ beträgt.

3.4.2 Einfluss hinsichtlich des Eisgehaltes

Bei etwa -30°C ist die Reihenfolge der einzelnen Schemata untereinander wieder anders. Dies ist zurückzuführen auf zwei andere mikrophysikalischen Prozesse. So besitzt die Wolke in den Simulationen $N12_{all}$ durch die effektivste Immersionsparametrisierung fast 60% mehr Eispartikel als unter Verwendung der anderen Schemata, so dass sich diese Wolke aus sehr vielen, sehr kleinen Eispartikeln zusammensetzt. Dadurch wird hier die Autokonversion wirksamer (siehe Abb. 3.10(c)), wodurch die Wolke auch mehr Schneepartikel besitzt. Durch die erhöhte Schneeanzahlkonzentration wird wiederum auch die Akkreszenz erhöht (siehe Abb. 3.10(d)). Diese beiden mikrophysikalischen Prozesse zusammen, wandeln so sehr viele Eispartikel zu Schnee um, so dass die Eisanzahlkonzentration in $N12_{all}$ kleiner ist als in SBM_{all} und $P13_{all}$ und damit fast so gering wie in $D15_{all}$.

Die fast konstanten mittleren Eiswassergehalte in den Wolken bei Temperaturen von -23°C und kälter sind eine Folge der Depositionswachstumsrate von Eis (siehe Abb. 3.10(e)). Diese Prozessrate ist in der Sensitivitätsstudie die Hauptquelle des Eiswassergehalts der Wolke und ist allgemein vom Durchmesser der Eispartikel abhängig (siehe Kap. 2.2.3). Sie ist näherungsweise proportional mit dem Durchmesser und somit monoton steigend mit größer werdenden Durchmesser der Eispartikel (Seifert, 2002). Da jedoch alle Eispartikel in den Simulationen dieser Sensitivitätsstudie in diesem Temperaturbereich relativ groß sind (mit $r_{Tr} > 50\mu\text{m}$), ist diese Rate in allen Simulationen sehr effektiv. Dies führt dazu, dass sie dann durch den verfügbaren Wasserdampf an sich selbst begrenzt wird. Da aber die Ausgangsbedingungen für alle Simulationen gleich sind, ist demnach auch die verfügbare Menge an Wasserdampf fast identisch in allen Simulationen und folglich die Depositionswachstumsrate, wodurch wiederum sich der Eiswassergehalt in den Simulationen sehr ähnelt.

3.4.3 Einfluss hinsichtlich des Schneegehaltes

Wie bereits erwähnt, sind die beiden mikrophysikalischen Prozesse der Autokonversion und Akkreszenz von Eis zu Schnee in den Simulationen $N12_{all}$ deutlich effektiver als in den Simulationen unter Verwendung der anderen drei Parametrisierungen. Dadurch besitzt die Wolke in den $N12_{all}$ Simulationen den größten Schneegehalt bei tiefen Temperaturen. Da in diesen Simulationen über die gesamte Simulation hinweg zudem auch kontinuierlich neue Eispartikel gebildet werden, wird hier auch dauerhaft Schnee gebildet. Durch die fast um 50% erhöhte Schneepartikelanzahlkonzentration wird das Depositionswachstum von Schnee in $N12_{all}$ verstärkt (siehe Abb. 3.10(f)). Alles zusammen führt dazu, dass der Schneegehalt der Wolke bei Temperaturen unter -15°C in $N12_{all}$ im Vergleich zu den anderen drei Simulationen deutlich erhöht ist.

3.4.4 Niederschlag in der idealisierten Studie

In Abbildung 3.11 ist der akkumulierte Gesamtniederschlag der Simulationen mit den Oberflächentemperaturen -18°C , -10°C und -2°C dargestellt, der in den ersten 9 Stunden der Simulation im Umkreis von 200 km des Gaußschen Berges gefallen ist.

Für die Simulationen mit den Oberflächentemperaturen von -18°C und -10°C gibt es nur kleine Unterschiede bezüglich der verwendeten Eiskondensationsschemata. So liegt die maximale Differenz in den Niederschlagssummen der Simulationen bei 10% und besteht wegen der relativ kalten Temperaturen fast hauptsächlich aus Schnee. Mit einem maximalen Schneegehalt innerhalb der Wolken bei -17°C ist folglich die Simulation mit den größten Niederschlagssummen die mit einer Oberflächentemperatur von -10°C . Generell korreliert die Reihenfolge der unterschiedlichen Niederschlagssummen gut mit der der offline berechneten aktivierten Eiskeime. So fällt in den Simulationen *N12* am meisten Gesamtniederschlag, gefolgt von *SBM* und *D15*. In den Simulationen *P13* fällt hingegen deutlich weniger Niederschlag. Dies liegt daran, dass für Temperaturen kälter als -25°C diese Parametrisierung deutlich weniger Eiskondensationspartikel generiert als die anderen drei.

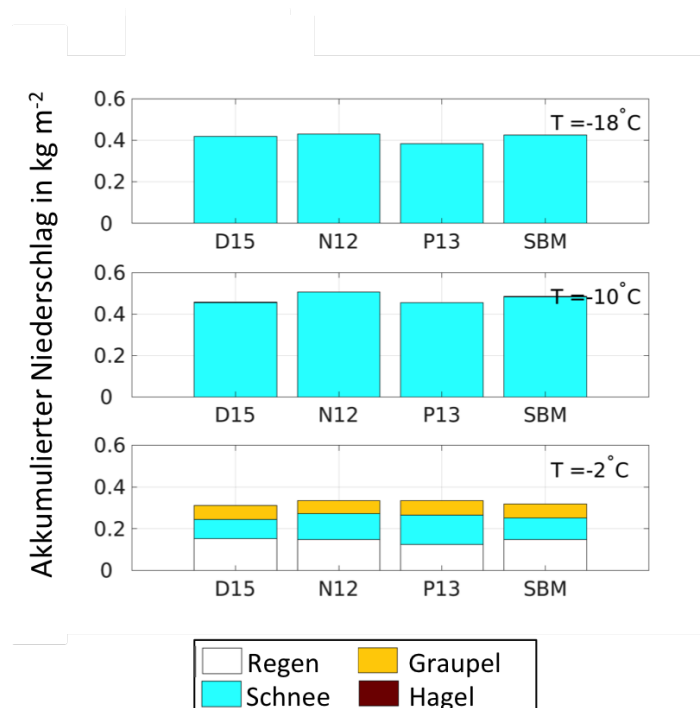


Abbildung 3.11: Akkumulierter Gesamtniederschlag in kgm^{-2} im Umkreis von 200 km des Berges nach 9 Stunden der Vorhersage für ausgewählter Simulationen der Studie mit einer Oberflächentemperaturen von -18°C , -10°C und -2°C . Der Niederschlag setzt sich dabei zusammen aus Regen (weiß), Schnee (blau), Graupel (gelb) und Hagel (rot).

Bei einer Oberflächentemperatur von -2°C ändert sich die Form des Niederschlages, so setzt er sich nun nicht mehr fast vollständig aus Schnee zusammen. So besteht der Niederschlag in diesen Simulationen zu 50 % aus Regen, 25 % aus Graupel und nur noch 25 % aus Schnee. Durch den geringeren Schneegehalt in den Wolken der Simulationen ist der Flüssigwasser- sowie Regengehalt deutlich erhöht und das Gefrieren der doch teils sehr großen Regentropfen stark erhöht. Dadurch wird in diesen Wolken verstärkt Graupel in den Wolken gebildet, dass später auch im Niederschlag der Wolke erkennbar ist.

3.5 Fazit und Schlussfolgerungen

In diesem Kapitel wurde der Einfluss der vier neuimplementierten Immersionsparametrisierungen auf orographische Mischphasenwolken untersucht. Im Fokus der idealisierten Studien stand dabei, welche der mikrophysikalischen Prozesse in der Wolke genau beeinflusst werden und ob Puffermechanismen innerhalb der Wolke existieren. Von Interesse war auch, ob sich der Einfluss der neuen heterogenen Eiskernungsschemata auf die Wolken über den gesamten Temperaturbereich von -35°C bis 0°C gleich verhält. Das heißt es wurde untersucht, ob Feedbackprozesse innerhalb der Wolke bei tiefen Temperaturen im Vergleich zu relativ warmen Temperaturen existieren.

Insgesamt umfasst die hier vorgestellte idealisierte Sensitivitätsstudie 32 einzelne Simulationen bei acht unterschiedlichen Oberflächentemperaturen zwischen -18°C und 6°C . Die aus der Analyse der Studie ergebenden wichtigsten Schlussfolgerungen lauten wie folgt:

- Generell zeigt die Sensitivitätsstudie, dass obwohl die aktivierten Eiskeimanzahlkonzentrationen in offline Berechnungen stark voneinander abweichen, der Einfluss in den simulierten Wolken mit COSMO relativ gering ist. So weisen bei gleichen äußeren Bedingungen die Simulationen hinsichtlich der Eisanzahlkonzentration meist nur einen Unterschied von weniger als 20 % zwischen den unterschiedlichen heterogenen Eiskernungsschemata auf, während er hinsichtlich des Eiswassergehaltes sogar meist kleiner als 12 % und hinsichtlich Schnee kleiner als 15 % ist.
- Zudem kompensiert das Modell den Einfluss der unterschiedlichen Parametrisierungen durch andere mikrophysikalische Prozesse wie das Gefrieren von Regentropfen teils so stark, dass dies den ursprünglichen Effekt überkompensiert. Dies führt dazu, dass die ineffektivsten Parametrisierungen teils die größten Eisanzahlkonzentrationen oder Schneegehalte aufweisen.
- Auffällig in den Sensitivitätsstudien ist, dass die Eisanzahlkonzentration ein großes globales Maximum bei -23°C aufweist. Hier sind die Anzahlkonzentrationen im Vergleich zum Mittelwert um das fast Fünffache erhöht. Dieses Maximum wird aber nicht durch die Eiskernungs-Schemata an sich verursacht, sondern durch

einen anderen mikrophysikalischen Prozess, durch das Gefrieren von Regentropfen. Bei Verwendung der neuen, modernen Schemata sind bei diesen Temperaturen noch relativ viele Wolken- und Regentropfen innerhalb der Wolken zugegen, die in den simulierten Wolken daraufhin gefrieren können und so eine stark erhöhte Eisanzahlkonzentration hervorrufen.

- Im Gegensatz zu den simulierten Eisanzahlkonzentrationen, die teils markant voneinander abweichen, sind die Eiswassergehalte der simulierten Wolken alle recht ähnlich zueinander. Hauptursache davon ist die Depositionswachstumsrate in COSMO (Seifert, 2002), die die Hauptquelle der Eismasse in den Simulationen dieser Studie darstellt. Diese Depositionswachstumsrate ist in allen simulierten Wolken sehr effektiv und wird nur durch die äußeren Bedingungen begrenzt. Da diese wiederum für alle Simulationen identisch sind und somit auch das Depositionswachstum in den Wolken, weichen die Eiswassergehalte unter Verwendung der unterschiedlichen Immersionsparametrisierungen kaum voneinander ab.
- Der Schneegehalt der Simulationen wird dagegen wieder stärker durch die gewählte heterogene Eiskernungsparametrisierung beeinflusst. So steigt dieser deutlich mit der Effektivität der INP-Bildung bei Temperaturen von -30°C und kälter an. Diese Temperaturen treten vor allem in der oberen Hälfte der simulierten Wolken auf. Durch eine relativ hohe Effektivität der Schemata kann hier dann ein Reservoir von vielen, sehr kleinen Eispartikeln gebildet werden, die im Laufe der Wolkenentwicklung kontinuierlich in tiefere Schichten sedimentieren und dort so durch Akkreszenz und Autokonversion von Eis zu Schnee die Schneepartikel und dadurch auch den Schneegehalt konstant hoch halten.
- Hinsichtlich des Niederschlages der Wolken wirkt sich die Wahl des verwendeten heterogenen Eiskernungsschemas nur schwach aus. So unterscheidet sich dieser meist nur um wenige Prozent voneinander. Markant ist allerdings, dass bei den Simulationen mit Oberflächentemperaturen von -6°C im Vergleich zu den mit tieferen Oberflächentemperaturen nun nicht mehr ausschließlich aus Schnee zusammensetzt, sondern nun zu 50 % aus Regen, 25 % aus Schnee und 25 % aus Graupel. Durch die Verwendung der neuen Immersionsparametrisierungen existieren in diesen Wolken noch relativ wenige Schneepartikel und im Gegensatz dazu noch relativ viele unterkühlte Wolken- und Regentropfen, die durch das Regentropfengefrieren zu Graupel umgewandelt werden und in Form von Graupel und Regen die Oberfläche erreichen.
- Insgesamt ist der Unterschied zwischen den vier verwendeten Immersionsparametrisierungen recht klein, da der Einfluss sehr stark durch das Modell und dabei besonders durch das Gefrieren des Regens abgemindert wird. Allgemein zeigt diese Studie jedoch, dass die in COSMO meist verwendete Parametrisierung für das Gefrieren von Regentropfen unrealistisch effektiv ist. So zeigen neue Studien mit modernen Eiskernungsparametrisierungen und intern gekoppelten Aerosoltransport-Schemata deutlich geringere Gefriereraten. Für weitere Studien sollten daher auch hierfür neue Ansätze verwendet werden.

Kapitel 4

Einflussanalyse der Aerosolprozessierung

Bestandteil dieses Kapitels ist die simulationsbasierte Analyse des Einflusses von Aerosolprozessierung für Eiskeime auf die Entwicklung orographischer Mischphasenwolken. Hierbei werden zwei verschiedene Schemata untersucht; ein sehr einfaches Schema INP_{akt} , das nur die Aktivierung von Eiskeimen berücksichtigt, und ein zweites, komplexeres Schema $\text{INP}_{\text{mikro}}$, das auch mikrophysikalische Prozesse wie die Sedimentation miteinbezieht (siehe Kap. 2.4). Somit soll an Hand der Simulation nicht nur der Einfluss solcher Schemata untersucht werden, sondern auch wie sich der Effekt der unterschiedlichen Schemata voneinander unterscheidet. In Studien über arktischen Mischphasenwolken wurde bereits gezeigt, dass es für die Entwicklung dieser Wolken sehr wichtig ist, ein Schema für die Aerosolprozessierung zu verwenden (Morrison et al., 2005b) sowie das Recycling bereits aktivierter Eiskeime eine sehr wichtige Quelle dieser innerhalb der Wolken darstellt (Solomon et al., 2015) und in der Beschreibung der Aerosolprozessierung nicht fehlen sollte.

Im Folgenden werden idealisierte Sensitivitätsstudien zweier hintereinanderliegender orographischer Mischphasenwolken vorgestellt (siehe Abb. 4.1). Ganz bewusst wird sich dabei wieder auf ein idealisiertes, sehr einfaches Setup beschränkt, um so detailliert den Einfluss der neuen Schemata auf die Wolken untersuchen zu können. Um auch den Einfluss dieser Schemata in Abhängigkeit der verwendeten heterogenen Eiskleationsparametrisierung abschätzen zu können, werden in der hier gezeigten Studie alle Simulationen sowohl für die Eiskleationsparametrisierung nach Niemand et al. (2012) sowie nach Phillips et al. (2013) durchgeführt. Die Parametrisierung N12 wurden deswegen ausgewählt, da sie eine numerisch, nicht-rechenintensive Parametrisierung ist, die auf der Grundlage vieler, moderner Messungen beruht und zudem recht gute Übereinstimmung mit den anderen, realistischen Parametrisierungen in Kapitel 3 gezeigt hat. Zudem wurde P13 als zweite Parametrisierung gewählt, da die idealisierte Studie des letzten Kapitels gezeigt hat, dass diese Parametrisierung deutlich weniger Eiskristalle in den orographischen Mischphasenwolken aktiviert als N12, D15 sowie SBM und sich somit am stärksten von diesen unterscheidet.

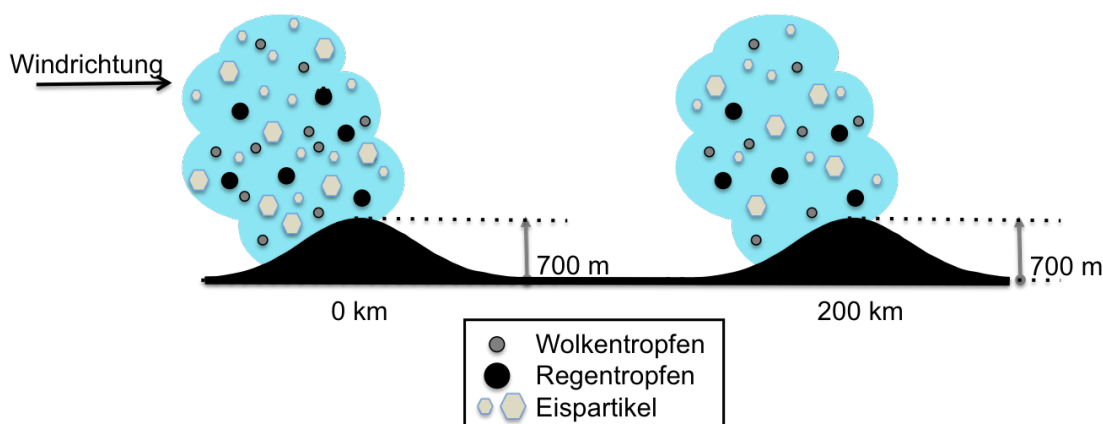


Abbildung 4.1: Skizze des Setups der Simulationen dieses Kapitels.

Mit Hilfe dieser Sensitivitätsstudien sollen folgende Punkte untersucht werden:

- Wie unterscheiden sich die beiden orographischen Mischphasenwolken voneinander? Ist in den Simulationen ein Einfluss der ersten Wolke erkennbar? Wie ist der Effekt der Aerosolprozessierung innerhalb der zweiten Wolke?
- Sind schon in der ersten orographischen Mischphasenwolke Auswirkungen eines Schemas zur Aerosolprozessierung zu erkennen?
- Inwieweit sind Unterschiede zwischen den beiden verwendeten Schemata INP_{akt} und $\text{INP}_{\text{mikro}}$ feststellbar? Ist der Prozess der Wiederfreisetzung von Eiskeimen infolge der Verdunstung oder Sublimation ihrer Hydrometeore, dem sogenannte Recycling von Eiskeimen, in orographische Mischphasenwolken genauso wichtig wie in arktischen?
- Existieren in simulierten Mischphasenwolken wie in der idealisierten Studie des letzten Kapitels Puffermechanismen, die den Einfluss der beiden Schemata signifikant abschwächen? Wenn ja, um welche mikrophysikalischen Prozesse handelt es sich genau und wie wirken sie?

4.1 Setup der Sensitivitätsstudie

In dem verwendeten, idealisierten Setup werden zwei orographische Mischphasenwolken durch zwei glockenförmige Berge ausgelöst. Ihr Profil folgt der von Kirshbaum und Durran (2004) vorgeschlagenen Form und kann für die beiden Berge wie folgt berechnet werden

$$h(x) = h_1(x) + h_2(x) \quad (4.1)$$

$$h_i(x) = \begin{cases} \frac{h_{0,i}}{16} [1 + \cos(\pi \frac{x - x_i}{4m_i})]^4, & |x - x_i| < 4m_i \\ 0, & |x - x_i| > 4m_i \end{cases} \quad (4.2)$$

Hierbei steht der Index $i = 1, 2$ für die beiden einzelnen Berge, $h_{0,i}$ für die Höhe der beiden Berge, m_i für ihre Halbwertsbreiten, x für die aktuelle Position innerhalb des Modellgebietes sowie x_i für die Lage der jeweiligen Bergspitzen im Modellgebiet. In dem verwendeten Setup besitzen beide Berge eine Höhe von 700 m und eine Halbwertsbreite von 20 km. Der erste Berg befindet sich dabei 500 km vom linken Modellgebietsrand entfernt und der Abstand zwischen beiden Bergen beträgt 200 km.

Die Sensitivitätsstudien in diesem Kapitel beschränken sich der Einfachheit halber wieder auf ein zweidimensionales Design in x - z -Richtung mit periodischen Randbedingungen in x -Richtung. In x -Richtung beträgt des Weiteren die räumliche Erstreckung des Setup 1200 km mit einer horizontalen räumlichen Auflösung von 1 km, wobei konstant, initialisierte Werte für die seitlichen Modellgrenzen angenommen werden. Vertikal ist das Modellgebiet in 100 Level unterteilt mit einer maximalen Modellhöhe von 22 km. Durch die Verwendung der Gal-Chen-Vertikalkoordinate (Doms und Baldauf, 2015) nimmt die Schichtdicke der einzelnen Level langsam von 42 m am Boden bis auf 360 m an der Oberkante der Modelldomäne zu.

Der Grundzustand der hier vorgestellten Studie ist sehr ähnlich dem der Studie aus dem letzten Kapitel 3.1. So ist er auch horizontal homogen und hydrostatisch balanciert. Die Oberflächentemperatur T_S beträgt in dieser Studie -10°C , der Druck an der Oberfläche p_0 1000 hPa und die trockene Brunt-Väisälä-Frequenz N_d zur Berechnung des vertikalen Verlaufs von Druck und Temperatur auch $0,012\text{s}^{-1}$. Die horizontalen Windgeschwindigkeit u in x -Richtung beträgt 12ms^{-1} . Da die Bildung von höher gelegenen Wolken im Lee der Berge hier unterdrückt werden soll, wird in dieser Studie die relative Feuchte ab einer Höhe von 3000 m stark reduziert. So beträgt diese für den Höhenbereich zwischen 3000 m und 5000 m nur noch 40 % und darüber hinaus nur 20 %. Nach der linearen Theorie für Bergumströmungen nach Smith (1980) sollten sich so in diesen Simulationen orographische Mischphasenwolken ohne eingebettete konvektive Prozesse bilden.

Hinsichtlich der Aerosole werden mittlere, simulierte Staubanzahlkonzentrationen nach Hande et al. (2015) verwendet, die in Tabelle 4.1 angegeben sind. Die sonstigen Aerosolcharakteristika werden identisch zu denen der vorhergehenden Studie angenommen (siehe Kap. 3)

Mode	Anzahlkonzentration $N_{\text{ap},i}$	mittlerer Durchmesser d_i	Standardabweichung σ_i
I	$4,52936 \cdot 10^4 \text{ kg}^{-1}$	$0,52 \mu\text{m}$	1,5
II	$1,08741 \cdot 10^4 \text{ kg}^{-1}$	$1,13 \mu\text{m}$	1,42

Tabelle 4.1: Angenommene Aerosolkonzentrationen für die Sensitivitätsstudie dieses Kapitels. Die Aerosolcharakteristika folgen denen aus der Studie des dritten Kapitels.

4.2 Auswirkung der Aerosolprozessierungs-Schemata mit Niemand et al. (2012)

Die Analyse der Sensitivitätsstudie, die dieses Kapitel umfasst, ist in drei Teile aufgeteilt. Im ersten Abschnitt wird das Feedback innerhalb der ersten Wolke beschrieben und im zweiten Teil das innerhalb der zweiten Wolke, wobei für alle Simulationen die heterogene Eiskernisationsparametrisierung N12 verwendet wurde. Im nächsten Unterkapitel beschäftigt sich der dritte Teil dieser Studie dann damit welchen Einfluss eine Änderung des Eiskernitionsschematas auf das Wolkenfeedback der Aerosolprozessierung hat. Insgesamt umfasst die Studie in diesem Kapitel sechs Simulationen. Diese unterscheiden sich zum einen in dem verwendeten Schema zur Aerosolprozessierung sowie zum anderen in der verwendeten Parametrisierung und sind in Tabelle 4.2 näher erläutert.

Abkürzung	Parametrisierung	verwendetes Aerosolprozessierung
$N12_{control}$	Niemand et al. (2012)	–
$N12_{INP_{akt}}$		INP_{akt}
$N12_{INP_{mikro}}$		INP_{mikro}
$P13_{control}$	Phillips et al. (2013)	–
$P13_{INP_{akt}}$		INP_{akt}
$P13_{INP_{mikro}}$		INP_{mikro}

Tabelle 4.2: Übersicht der in der idealisierten Sensitivitätsstudie durchgeführten Simulationen.

Um im Folgenden die Anzahl aktivierter Eiskeime in den Simulationen unter Verwendung von INP_{akt} sowie INP_{mikro} mit der *control*-Simulation vergleichen zu können, wird hierfür die Gesamtanzahl der primär gebildeten Eispartikel separat herausgeschrieben.

In Abbildung 4.2 ist der Flüssigwassergehalt (a) sowie der Eiswassergehalt (b) der Simulation $N12_{control}$ nach acht Stunden Vorhersagezeit dargestellt. Generell weisen die beiden Wolke am ersten und zweiten Berg eine größere Eiswasserkonzentration als Flüssigwasserkonzentration auf. Hierbei beträgt der Unterschied annähernd 40%. Im Vergleich zwischen den Wolken selbst fällt auf, dass die Wolke am ersten Berg deutlich mehr Kondensat besitzt als die am zweiten. Beide Wolken befinden sich dabei zwischen der Oberfläche und einer Höhe von 2500m mit Temperaturen zwischen -10°C und -25°C .

Die räumliche Verteilung der Anzahlkonzentration primär gebildeter Eispartikel der Simulation $N12_{control}$ (siehe Abb. 4.2(c)) zeigt, dass mit der Parametrisierung N12 die Eispartikel durch Immersionsgefrieren vor allem ab Temperaturen von -25°C und

kälter, also im oberen Bereich der Wolken, gebildet werden. In der Gesamtanzahl primär gebildeter Eispartikel für beide Wolken (siehe Abb. 4.2(d)) ist zu erkennen, dass durch die Verwendung eines Schemas bezogen auf die Aerosolprozessierung diese deutlich reduziert wird. So werden nach 700 min der Simulation in $N12_{INP_{akt}}$ 25 % weniger Eispartikel als in der *control*-Simulation gebildet, während es in der $N12_{INP_{mikro}}$ -Simulation sogar 38 % weniger sind. Dies unterscheidet sich kaum zwischen den beiden Wolken (siehe Anhang B.1).

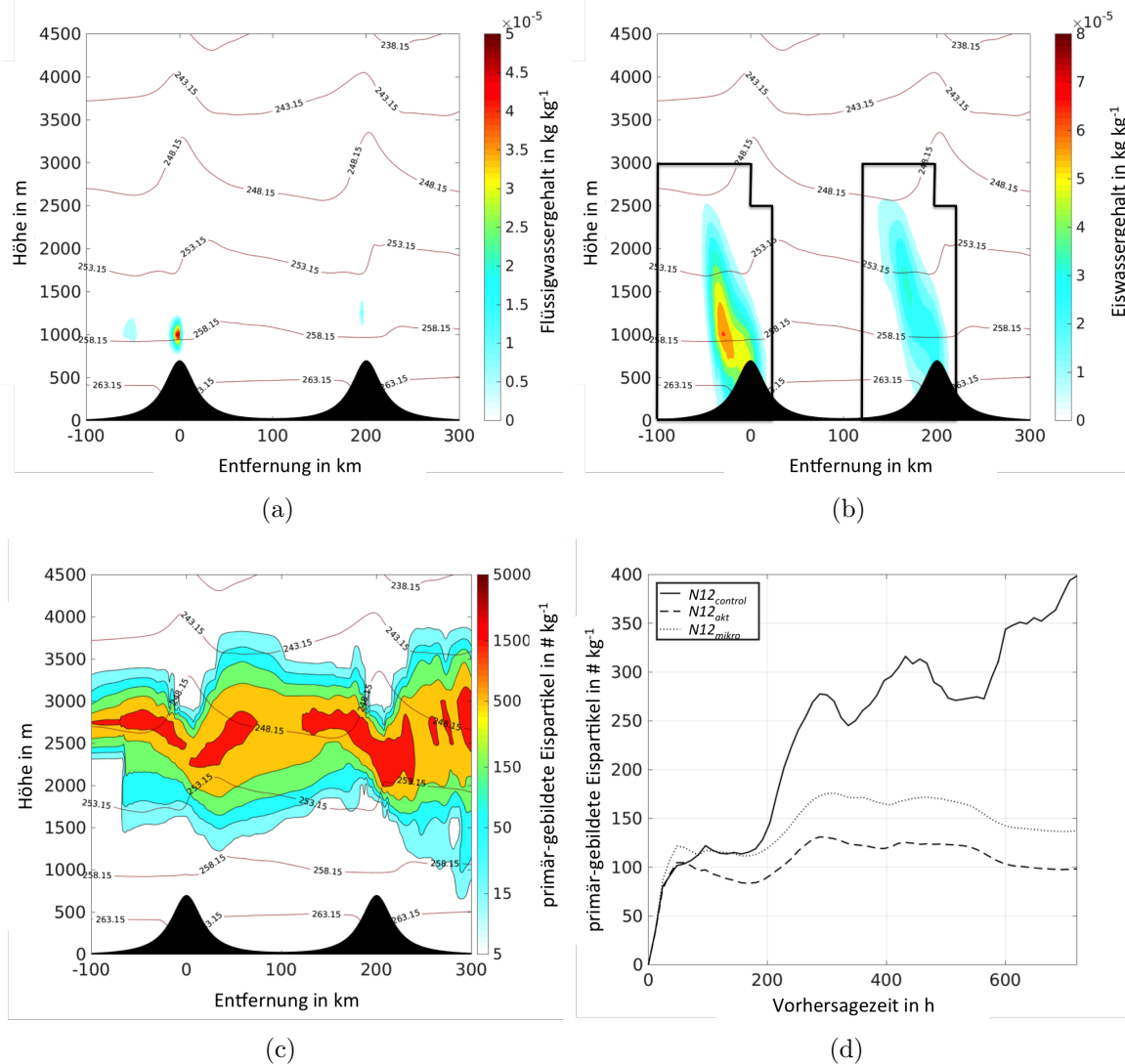


Abbildung 4.2: Dargestellt ist der Flüssigwassergehalt (a), der Eiswassergehalt (b) und die Anzahlkonzentration primär gebildeter Eispartikel der Simulation $N12_{control}$ nach acht Stunden der Vorhersage. In den Abbildungen wird zudem durch die Isolinien die Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ dargestellt und die schwarzen Boxen in (b) kennzeichnen den Bereich für die weitere statistische Auswertung der Mittelwerte. In (d) ist des Weiteren die Zeitreihe der mittleren Anzahlkonzentration der primär-gebildeten Eispartikel dargestellt.

4.2.1 Feedbacks innerhalb der ersten Wolke

Der mittlere Flüssigwassergehalt (a), die mittlere Eisanzahlkonzentration (b), der mittlere Eiswassergehalt (c) sowie der mittlere Schneegehalt (d) der ersten Wolke ist für alle drei Simulationen $N12_{control}$, $N12_{INP_{akt}}$ und $N12_{INP_{mikro}}$ in Abbildung 4.3 dargestellt. Hier ist zu erkennen, dass die Wolkenentwicklung gerade zu Beginn sehr stark ist. So erreicht sie ihr Maximum nach nur etwa 50 min mit einem mittleren Eiswassergehalt von $3,0 \cdot 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ (siehe Abb 4.3(c)) und einem mittleren Flüssigwassergehalt von $1,4 \cdot 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ (siehe Abb 4.3(a)). Aber so schnell wie sie sich gebildet hat, schwächt sie sich im Folgenden aber auch wieder ab, wobei der Flüssigwassergehalt deutlich stärker abnimmt und fast verschwindet, während der Eiswassergehalt nur etwa auf die Hälfte des maximalen Wertes zurückgeht. Erst nach etwa 300 min der Simulation erreicht die Wolke einen annähernd konstanten Zustand. Hier beträgt der Eiswassergehalt circa $1,7 \cdot 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ und der Flüssigwassergehalt circa $0,15 \cdot 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$, also weniger als 10% des Eiswassergehaltes.

Auch in der mittleren Eisanzahlkonzentration sowie dem mittleren Schneegehalt ist diese zeitliche Entwicklung zu erkennen. Hierbei verhält sich der Schneegehalt sehr ähnlich dem Verlauf des mittleren Eisgehaltes mit einer maximalen Konzentration von $2,0 \cdot 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ nach etwa 50 min und einer späteren Konzentration von circa $0,7 \cdot 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$. Etwas anders die mittlere Eisanzahlkonzentration, die maximal 900 kg^{-1} erreicht und später nach 300 min dann immer noch 650 kg^{-1} beträgt. Sie besitzt somit stabilere Konzentrationen hinsichtlich der zeitlichen Entwicklung der Wolke.

Innerhalb der ersten 300 min der Vorhersage ist fast kein Unterschied zwischen den drei Simulationen $N12_{control}$, $N12_{INP_{akt}}$ und $N12_{INP_{mikro}}$ zu erkennen. Demnach haben die verschiedenen Aerosolprozessierungs-Schema in der Aufbauphase der Wolke zunächst keinen merklichen Einfluss auf die mittleren Werte des Flüssigwassergehaltes, des Eiswassergehaltes, des Schneegehaltes sowie auch der Eisanzahlkonzentration. Erst nach dieser Aufbauphase nach etwa 300 min weisen die mittleren Werte bezüglich des Eises und Schnees größere Konzentrationen bei den beiden Simulationen $N12_{INP_{akt}}$ und $N12_{INP_{mikro}}$ auf, wobei der Unterschied am stärksten nach sieben Stunden der Simulation ist. Dann unterscheiden sich die mittleren Werte des Schneegehaltes um bis zu 20% hinsichtlich der gefrorenen Phase, während sie bezüglich der flüssigen Phase immer noch annähernd gleich sind.

Diese Erhöhung des Eiswassergehaltes sowie des Schneegehaltes widerspricht intuitiv der Tatsache, dass durch die Verwendung der neuen Aerosolprozessierung weniger Eiskeime aktiviert werden als in der $N12_{control}$ Simulation (siehe Kap. 2.4). So wird in der ersten Wolke die heterogene Immersionsgefriertrate um bis zu 70% bei Verwendung der beiden Schemata INP_{akt} und INP_{mikro} reduziert (siehe Abb. 4.4(a)). Die erhöhte Eiswasserkonzentration kann somit nur durch andere mikrophysikalische Prozesse hervorgerufen werden. Es handelt sich hierbei um den Prozess des Gefrierens von Regentropfen (sie-

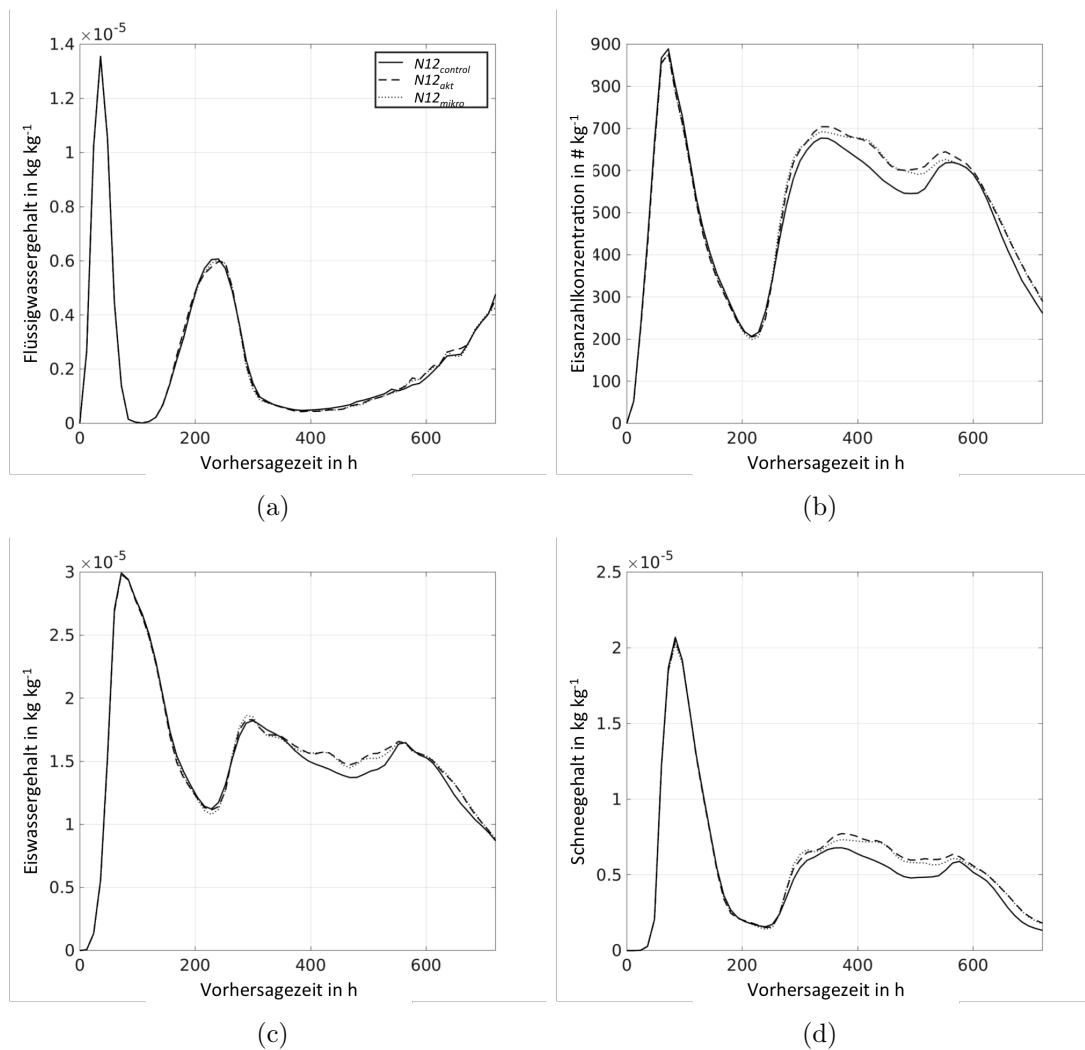


Abbildung 4.3: Zeitreihen des mittleren Flüssigwassergehaltes (a), der mittleren Eisanzahlkonzentration (b), des mittleren Eiswassergehaltes (c) und des mittleren Schneegehaltes (d) der ersten Wolke. In die Mittelung mit einbezogen wurden alle Gitterpunkte im schwarz markierten Bereiches in der Nähe des ersten Berges in Abbildung 4.2(b).

he Abb. 4.4(b)). Durch die reduzierte Umwandlung der Wolkentropfen zu Eisparkeln können mehr Regentropfen in der Wolke heranwachsen (siehe Anhang B.2), die im Weiteren dann gefrieren. Da an sich die Gefriertrate von Regentropfen fast 1000-mal effektiver ist als die Immersionsgefriertrate, führt dies dazu, dass die anfängliche Reduktion der Eisbildung durch das Immersionsgefrierens von Wolkentropfen und die daraus resultierende Verstärkung des Gefrierens von Regentropfen den direkten Effekt aufwiegt und sogar überkompensiert. Beide Simulationen $N12_{INP_{akt}}$ und $N12_{INP_{mikro}}$ weisen daher eine größere Eiskonzentration auf als die $N12_{control}$ Simulation. Die Simulation $N12_{INP_{akt}}$, als Simulation mit der geringsten Immersionsgefriertrate, weist sogar die höchsten Eiskonzentrationen der drei Simulationen auf.

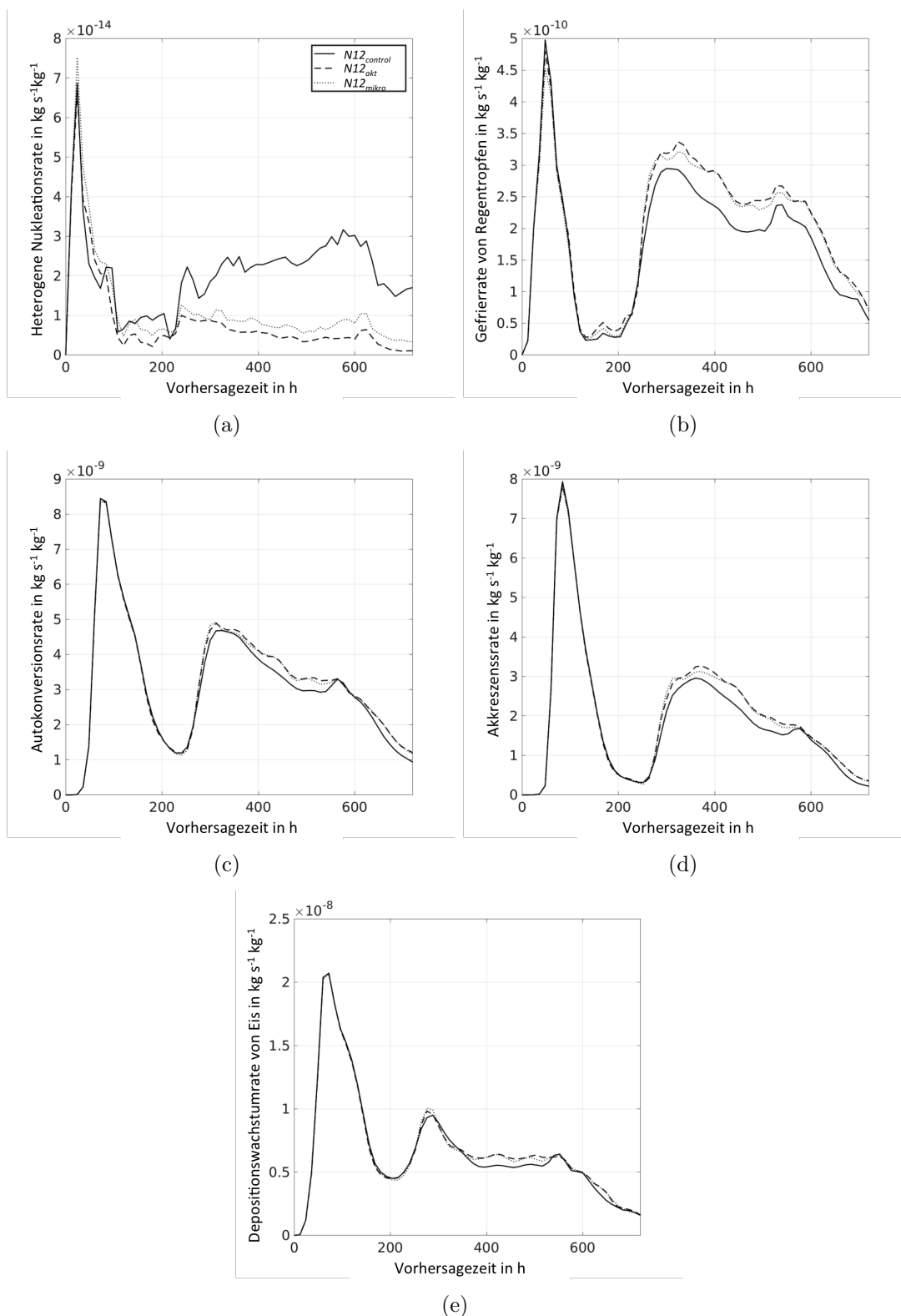


Abbildung 4.4: Zeitreihen der gemittelten, mikrophysikalischen Prozessraten des heterogenen Eisnukleation (a), des Gefrieren von Regentropfen (b), der Autokonversion von Eis zu Schnee (c), der Akkreszenz von Eis und Schnee (d) der ersten Wolke und des Depositionswachstums von Eis (e). In die Mittelung einbezogen wurden alle Gitterpunkte im schwarz markierten Bereiches in der Nähe des ersten Berges in Abb. 4.2(b).

Aber nicht nur die Eiskonzentrationen der Simulationen $N12_{INP_{akt}}$ und $N12_{INP_{mikro}}$ sind erhöht, sondern auch die Eispartikel sind in diesen Simulationen von Beginn an größer. Dies beruht auf der Tatsache, dass diese nicht durch das Immersionsgefrieren von Wolkentropfen, sondern durch das Gefrieren der an sich größeren Regentropfen gebildet werden. Durch die primär größeren Partikel ist im Weiteren auch die Depositionswachstumsrate von Wasserdampf auf Eis etwas erhöht (siehe Abb. 4.4(e)), die die Hauptquelle der Eismasse innerhalb der ersten Wolke darstellt. Zusammen führt dies dazu, dass der Eiswassergehalt der beiden Simulationen im Vergleich zur *control*-Simulation erhöht ist. Da jedoch permanent Eispartikel durch Autokonversion und Akkreszenz von Eis zu Schnee umgewandelt werden, ist dieser Effekt etwas gepuffert (s. Abb. 4.4(c) und 4.4(d)), führt aber dazu, dass auch der Schneegehalt der ersten Wolke in $N12_{INP_{akt}}$ sowie $N12_{INP_{mikro}}$ gegenüber der in $N12_{control}$ erhöht ist.

Nur ganz zu Beginn der Simulation, bei etwa 50 min, werden innerhalb der ersten Wolke unter Verwendung der neuen Aerosolprozessierungs-Schematas mehr Eiskeime aktiviert als in der *control*-Simulation (siehe Abb. 4.4(a)). Dies wird dadurch hervorgerufen, dass ohne der expliziten Aerosolprozessierung anstatt der Anzahl bereits aktivierter Eiskeime die aktuelle Anzahl von Eis- und Schneepartikel in Summe verwendet wird. Nun ist es so, dass zum Teil Schneepartikel in den Bereich der Wolke sedimentieren, in dem die heterogene Eiskernung am effektivsten ist. Dadurch wird die Anzahl der schon aktivierten Eispartikel in der ursprünglichen Beschreibung zunächst überschätzt. Mit Hilfe der neuen Aerosolprozessierung wird im Gegensatz dazu, die real aktivierte Anzahl an Eispartikel simuliert, so dass hier zu Beginn der Wolkenentwicklung etwas mehr Eiskeime aktiviert werden können.

4.2.2 Feedbacks innerhalb der zweiten Wolke

Generell sind die Unterschiede zwischen den drei Simulationen $N12_{control}$, $N12_{INP_{akt}}$ und $N12_{INP_{mikro}}$ in der zweiten Wolke geringer als in der ersten (siehe Abb. 4.5). Dies hat zum Teil seine Ursache aber in der stark reduzierten Verfügbarkeit von Wasserdampf in dieser Wolke (siehe Abb. 4.5(a)).

Wie in der ersten Wolke haben zu Beginn der Simulation, in der Entwicklungsphase der Wolke, die verschiedenen Aerosolprozessierungs-Schemata fast keinen Einfluss auf diese. Erst nach etwa 270 min lassen sich Unterschiede erkennen. Anders als zuvor hat dann die advehierte Luft bereits die erste Wolke prozessiert, wodurch in dieser Luftmasse bereits nicht nur sehr viele Eiskeime aktiviert wurden, sondern durch die Entwicklung der ersten Wolke der Luftmasse auch viel Wasserdampf entzogen wurde. Dies führt im Folgenden dazu, dass einerseits zwar der Einfluss der verschiedenen Aerosolprozessierungs-Schemata nun erkennbar wird, aber andererseits auch dass die Wolke langsam austrocknet.

Erst nach einer Simulationszeit von insgesamt 400 min steigt die spezifische Feuchte im

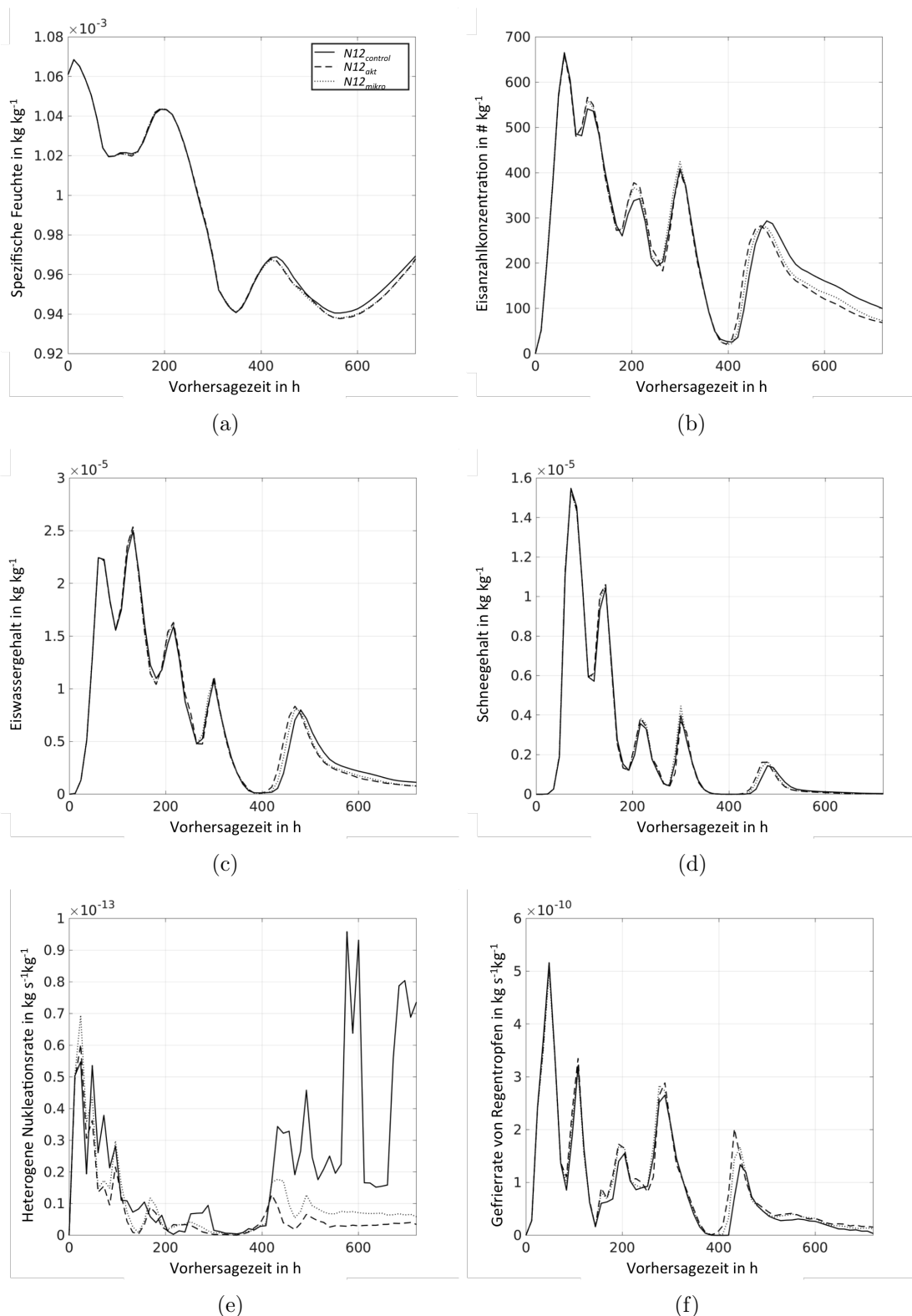


Abbildung 4.5: Zeitreihen der mittleren spezifischen Feuchte (a), der mittleren Eisanzahlkonzentration (b), des mittleren Eiswassergehaltes (c), des mittleren Schneegehaltes (d) sowie der gemittelten, mikrophysikalischen Prozessraten des Immersionsgefrierens (e) und des Gefrierens von Regentropfen (f). In die Mittelung einbezogen wurden alle Gitterpunkte des markierten Bereiches in der Nähe des zweiten Berges in Abb. 4.2(b).

Bereich der zweiten Wolke kurz an (siehe Abb. 4.5(a)), so dass gleich die Wolkenbildung angeregt wird. In dieser zweiten Phase der Wolkenentwicklung ist dann der Einfluss der verschiedenen Aerosolprozessierung-Schemata deutlich zu erkennen. So beträgt die Immersionsgefriererate der beiden Simulationen $N12_{INP_{akt}}$ und $N12_{INP_{mikro}}$ nur noch 5 % der der *control*-Simulation. Allerdings wird auch hier wie in der ersten Wolke dieser direkte Effekt auf die Wolke durch das Gefrieren von Regetropfen gepuffert beziehungsweise leicht überkompensiert (siehe Abb.4.5(f)). Hierdurch weist auch diese Wolke $N12_{INP_{akt}}$ und $N12_{INP_{mikro}}$ sowohl größere Eiswasserkonzentration auf, als auch besitzt sie größere Eispartikel an sich. Dies führt dazu, dass in der anschließenden Wolkenentwicklung weitere mikrophysikalische Prozesse wie das Depositionswachstum zu Eis, der Autokonversion und der Akkreszenz von Eis zu Schnee verstärkt werden (siehe Anhang B.3). Da in die zweite Wolke aber nicht kontinuierlich frische, feuchte Luft advehiert wird, werden nicht mehr kontinuierlich neue Eispartikel gebildet und die Wolke trocknet aus. Durch die größere Effektivität sekundärer mikrophysikalischer Prozesse (siehe Abb. 4.3(b) - 4.5(d)) geschieht das unter Verwendung der Aerosolprozessierung in $N12_{INP_{akt}}$ und $N12_{INP_{mikro}}$ schneller als in der *control*-Simulation.

Wie deutlich an Hand der Immersionsgefriererate zu erkennen ist (vgl. Abb. 4.4(a) und 4.5(e)) unterdrückt die neue Aerosolprozessierung deutlich die Bildung neuer Eispartikel. Während die Reduktion innerhalb der ersten Wolke meist zwischen 60 % und 70 % beträgt, ist sie in der zweiten Wolke sogar um bis zu 95 % reduziert. Dies ist darin begründet, dass bereits fast alle Eiskeime innerhalb der ersten Bergüberströmung aktivierte wurden und viele auch im Anschluss daran sedimentiert sind. Während der Advektion zwischen dem ersten und zweiten Berg gelangen nur sehr wenig neue interstitielle, nicht-aktivierte Eiskeime durch turbulente Durchmischung an den Seiten in die advehierte Luft. Somit gibt es fast keine nicht-aktivierten Eiskeime innerhalb der zweiten Wolke, wodurch folglich auch nur sehr wenige zu Eispartikel aktiviert werden können. Es zeigt sich dann sowohl in der ersten als auch in der zweiten Wolke, dass der Effekt des Recyclings der Eiskeime sehr wichtig ist. So steigt die Aktivierung von Eiskeimen um bis zu 100 % in $N12_{INP_{mikro}}$ im Vergleich zu $N12_{INP_{akt}}$.

4.3 Änderung des Einflusses unter Verwendung der Parametrisierung nach Phillips et al. (2013)

Die Simulationen wurden nicht nur unter Verwendung der ImmersionsParametrisierung N12 durchgeführt, sondern auch für P13. Im Vergleich zu N12 weist P13 etwas höhere Konzentrationen aktivierter Eiskeime für Temperaturen über -25°C auf und darunter deutlich geringere.

Die leicht veränderte Aktivierungsrate der Eiskeime führt in den Simulationen dazu, dass an sich weniger Eispartikel durch das Immersionsgefrieren gebildet werden. Diese Rate

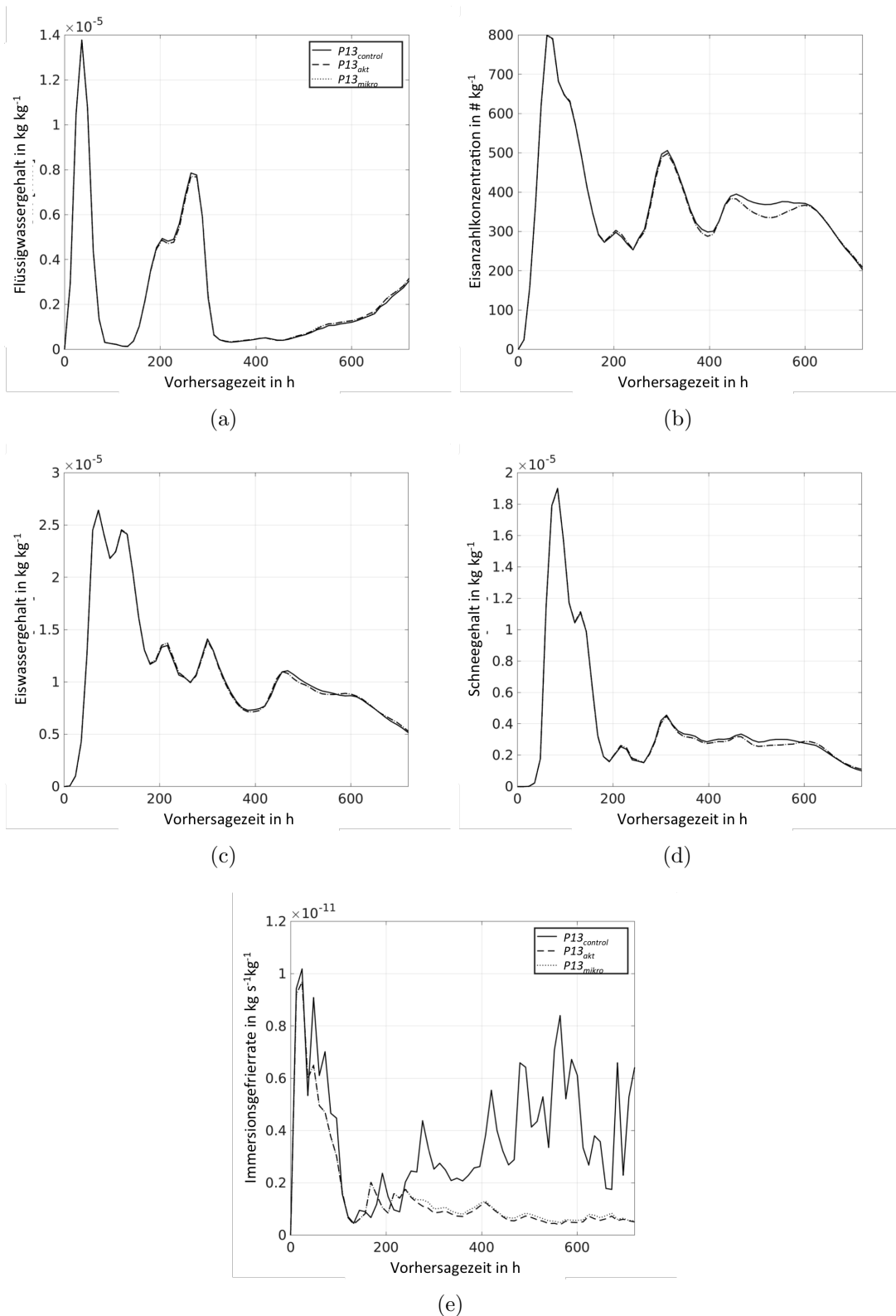


Abbildung 4.6: Zeitreihen der mittleren Flüssigwasserkonzentration (a), der mittleren Eisanzahlkonzentration (b), des mittleren Eiswassergehaltes (c) und des mittleren Schneegehaltes (d), sowie der gemittelten, mikrophysikalischen Prozessraten des Immersionsgefrierens (e). In die Mittelung einbezogen wurden alle Gitterpunkte des markierten Bereiches in der Nähe des ersten Berges in Abb.4.2(b).

ist sogar so stark gesunken, dass durch die Aerosolprozessierung und daraus resultierenden Begrenzung der vorhandenen Eiskeime praktisch kein Einfluss auf die Immersionsgefrierate, die Wolken an sich und deren Entwicklung zu erkennen ist (siehe Abb 4.6). Damit fällt der primäre Unterschied zwischen den Wolken der drei Simulationen $P13_{control}$, $P13_{INP_{akt}}$ und $P13_{INP_{mikro}}$ weg, was dazu führt, dass sie annähernd gleich sind. Dies zeigt wiederum, dass der Effekt der Aerosolprozessierung mit relativ geringer Effektivität wie beispielsweise P13 im COSMO-Modell gekoppelt mit dem Zwei-Momenten-Wolkenmikrophysikschema vernachlässigt werden kann und der bisherige Ansatz mit der Schätzung der bereits aktivierten Eiskeime hier ausreichend gut ist.

4.4 Fazit und Schlussfolgerungen

In diesem Kapitel wurde an Hand von idealisierten Studien das Feedback zweier neuer Schemata zur Beschreibung freier als auch aktivierter Eiskeime auf zwei aufeinander folgende orographische Mischphasenwolken untersucht. Hierbei war von besonderen Interesse, wie groß der Unterschied an sich ist und ob spezielle Puffermechanismen innerhalb der Wolke existieren, die den direkten Einfluss der Begrenzung des Immersionsgefrierens in Folge der Verfügbarkeit von Eiskeimen ausgleichen. Zudem wurde untersucht, inwieweit sich der Effekt eines komplexeren Aerosolprozessierung-Schemas INP_{mikro} (siehe Kap. 2.4.2) mit Einbezug ausgewählter mikrophysikalischer Prozesse von dem Effekt eines einfacheren Schemas INP_{akt} (siehe Kap. 2.4.1) unterscheidet und ob es Unterschiede hinsichtlich zweier verwendeter Immersionsparametrisierungen N12 und P13 in den Wolken gibt (siehe Kap. 2.3).

Insgesamt beinhaltet die Studie in diesem Kapitel sechs Simulationen. Für jede der beiden Immersionsgefrierparametrisierung wurde eine *control*-Simulation ohne Verwendung einer Aerosolprozessierung durchgeführt, sowie je eine unter Verwendung von INP_{akt} als auch je eine mit INP_{mikro} . Die wichtigsten Schlussfolgerungen, die sich aus der Auswertung der Studie ergaben, lauten wie folgt:

- Durch die Verwendung der neuen Aerosolprozessierung ist eine deutliche Reduktion der primären Bildung von Eispartikeln in den Wolken zu beobachten. So werden in der ersten der beiden Wolken im Vergleich zur *control*-Simulation nur noch 62%-70% Eiskeime aktiviert, während in der zweiten Wolke sogar nur noch 5% neu nukleieren.
- Jedoch existiert in den Wolken ein Puffermechanismus, der den ursprünglichen Effekt der Prozessierung von Eiskeimen ausgleicht beziehungsweise teils sogar überkompensiert. Durch die Reduktion des Immersionsgefrierens innerhalb der Wolke ist der Flüssigwassergehalt in diesen leicht erhöht und es werden so in der weiteren Wolkenentwicklung mehr Regentropfen gebildet. Durch die größere Anzahl an Regentropfen verstärkt sich der mikrophysikalische Prozess des Gefrierens der Re-

gentropfen und in der Wolke existiert im Endeffekt eine größere Eismasse sowie eine größere Eispartikelanzahl an sich. Es ist allerdings anzuzweifeln, ob dieser Puffermechanismus nicht zu stark ausgeprägt ist, da die Parametrisierung für das Gefrieren von Regentropfen unrealistisch effizient ist. So zeigen neue Studien von Paukert (2016) mit moderne Parametrisierungen für das Regentropfengefrieren, die neben neuen, heterogenen Eisnukleationsschemata auch eine Beschreibung der Aerosole in den Hydrometeoren beinhaltet, dass die simulierten Wolken deutlich geringere Gefriereraten bei gleicher Temperatur aufweisen.

- Unter Verwendung der Aerosolprozessierung werden dann durch das Gefrieren von Regentropfen deutlich mehr große Eispartikel in den Wolken gebildet, so dass weitere mikrophysikalische Prozesse wie das Depositionswachstum, die Autokonversion und die Akkreszenz von Eis zu Schnee hier verstärkt werden. Der ursprüngliche Effekt der Reduktion des Immersionsgefrierens in der Wolke wird so im Endeffekt deutlich überkompensiert und die Wolken besitzen dann einen um 11 % höheren mittleren Eisgehalt sowie einen um 25 % höheren Schneegehalt.
- Da die zweite orographische Wolke in den Studien relativ trocken ist, ist der Einfluss der Aerosolprozessierung auf diese nicht so ausgeprägt wie auf die erste Wolke. Es ist aber deutlich in der Immersionsgefriererate zu erkennen, dass die Verwendung der neuen, modernen Aerosolprozessierung-Schemata die heterogene Eispartikelbildung in der zweiten Wolke stark reduziert. So beträgt die Immersionsrate hier nur noch etwa 5 % im Vergleich zur *control*-Simulation ohne Verwendung des Aerosol-Trackings. Da die Luft im Bereich zwischen den beiden Bergen sehr wenige Aerosole von den Seiten durch turbulente Durchmischung zugeführt werden, ist die Prozessierung der Aerosole hier umso wichtiger. Da aber in der ersten Wolke bereits sehr viele Eiskeime aktiviert wurden, stehen in der zweiten nun fast keine mehr zur Verfügung.
- Auch zwischen den Simulationen unter Verwendung von INP_{akt} und INP_{mikro} existieren deutliche Unterschiede. So wird durch die Berücksichtigung weiterer mikrophysikalischer Prozess die Immersionsgefriererate um bis zu 100 % im Vergleich zu dem einfacheren Aerosolprozessierung-Schemas gesteigert. Da in dieser Studie leider generell die Reduzierung der heterogenen Nukleationsrate durch das Gefrieren von Regentropfen kompensiert wird, ist der Einfluss der Aerosolprozessierung auf die simulierten Wolken relativ gering. Die Ergebnisse der Studie zeigen dennoch, dass neben der Wahl einer geeigneten Regengefrierparametrisierung auch bei der Aerosolprozessierung ausgewählte mikrophysikalische Prozesse mit einbezogen werden sollten.
- An sich weisen die zweiten Wolken in den Simulationen mit Aerosolprozessierung eine etwas schnellere Wolkenentwicklung mit größeren Hydrometeorkonzentrationen auf. Durch den Kompensationsmechanismus, dem Gefrieren von Regentropfen werden in den Simulationen mit reduzierter Immersionsgefriererate schneller mehr wie auch größere Eispartikel gebildet. Dadurch, dass dann allerdings der Wolke in ihrer weiteren Entwicklung eine andauernde Feuchtigkeitszufuhr fehlt, werden nicht permanent neue Eispartikel nachnukleiert. Dies führt dazu, dass unter Berücksich-

tigung der Aerosolprozessierung sich die schneller entwickelten Wolken auch wieder schneller auflösen.

- An Hand dieser Studie lässt sich generell deutlich ableiten, dass wie in arktischen Wolken die Berücksichtigung der Aerosolprozessierung einen starken Einfluss auf die Immersionsgefriererate in orographischen Mischphasenwolken hat. Allerdings wird in dieser Studie die Reduktion der heterogenen Nukleation stets unrealistisch stark durch das Gefrieren von Regentropfen abgefangen und teilweise auch überkompensiert. Dies legt nahe, dass für eine gute, realistische Beschreibung der heterogenen Eiskernbildung sowohl die Aerosolprozessierung eine entscheidene Rolle spielt als auch gute, moderne Immersionsparametrisierungen für Wolken- und Regentropfen.

Kapitel 5

Mikrophysikalische Analyse mit Messdatenvergleich einer Simulation am Jungfraujoch

In diesem Kapitel werden Simulationen vorgestellt, die sowohl den Einfluss zweier der in Kapitel 2.3 vorgestellten implementierten Eiskernschemata (Niemand et al., 2012; Phillips et al., 2013) auf die Simulation eines realen Wolkenereignisses untersuchen, als auch den der in Kapitel 2.4 vorgestellten Eiskeimtransport-Schemata. Zur Simulation wurde ein Wolkenereignis am 14. Februar 2013 ab 10 UTC am Jungfraujoch in der Schweiz ausgewählt. Anders als in den idealisierten Sensitivitätsstudien in Kapitel 3 und Kapitel 4 wird der Einfluss nun nicht mehr auf einzelne Wolken, isoliert von anderen Wolken, untersucht. Bei der Simulation des realen Ereignisses überlagern sich viele Wolken mit den vielen verschiedenen mikrophysikalischen Prozessen. Eine detaillierte „Ursache-Folge-Untersuchung“ ist somit nicht mehr möglich, sondern stattdessen eine Analyse des Gesamteinflusses.

Im Februar und März 2013 wurde am Jungfraujoch eine groß angelegte Messkampagne der INUIT-Forschergruppe durchgeführt, einer durch die Deutsche Forschungsgesellschaft geförderten Projektgruppe zur Untersuchung der heterogenen Eiskernung in der Atmosphäre (<https://www.ice-nuclei.de>). An der sogenannten INUIT-JFJ-Messkampagne (<https://www.mpic.de/en/research/particle-chemistry/schneider-group/projects/inuit/inuit-jfj.html>) partizipierten neben den internen INUIT-Projekten auch externe Projekte aus beispielsweise INUPIAQ und NUCLAC. Durch die Messdaten dieser Kampagne stehen neben typischen Variablen wie Temperatur und Feuchte auch noch eine Reihe für die Eiskernung relevante Größen zur Verfügung, wie zum Beispiel die lokal, gemessene Eiskeimkonzentration, eine Analyse der Aerosolkomponenten und Messungen des Flüssigwasserpfadens oder auch die gemessene Eisfraktion der Mischphasenwolken (Kupiszewski et al., 2016).

Mit Hilfe der Simulationen in diesem Kapitel sollen dann folgende Fragenstellungen beantwortet werden:

- Gibt es einen systematischen Unterschied in der Simulation einer realen Wetterlage

unter Verwendung der neu-implementierten Schemata im Vergleich zum Meyer-Schema (Meyer et al., 1992), einem meist verwendeten Schema der heterogenen Eispartikelbildung in COSMO?

- Wird durch die Implementierung der neuen Schemata (siehe Kap. 2.3 und Kap. 2.4) die Übereinstimmung zwischen Messung und Modell verbessert?
- Welche mikrophysikalischen Prozesse sind bei der Simulation des realen Wolkeneignisses auf das Gesamtsystem entscheidend? Wirken im Vergleich zu den idealisierten Studien dieselben kompensierenden, mikrophysikalischen Prozesse?
- Wie groß ist der Einfluss der unterschiedlichen Eiskeimprozessierungs-Schemata für die Anzahl der aktivierten Eiskeime auf die simulierten Wolken?
- Wie groß ist der Unterschied zwischen den Simulationen, wenn anstatt der lokal am Jungfraujoch gemessenen Aerosolkonzentrationen simulierte, gemittelte Konzentrationen für Winter und Mitteleuropa verwendet werden?

5.1 Setup der Simulation vom 14. Februar 2013

Für die reale Fallstudie wurde der 14. Februar 2013 ab 10 UTC ausgewählt. Im Laufe des Abends des 14. Februars erreichten die Schweizer Alpen und die Forschungsstation die Ausläufer eines Tiefdruckgebietes über dem Atlantik nördlich Englands (siehe Abb. 5.1). Im Rahmen derer am Jungfraujoch gegen Abend Mischphasenwolken aufzogen. Die Durchschnittstemperatur in den Wolken am Jungfraujoch betrug dabei im Mittel $-16,9^{\circ}\text{C}$ (Kupiszewski et al., 2016).

Die Simulationen mit COSMO umfassen großräumig das Gebiet der Schweizer Alpen. Es erstreckt sich dabei exakt von $42^{\circ} 42' 22,3''$ bis $49^{\circ} 44' 54,6''$ nördlicher Breite und von $2^{\circ} 17' 25,8''$ bis $17^{\circ} 14' 47,4''$ östlicher Länge. Die horizontale Auflösung des Gitters in beiden Richtungen beträgt $0,025^{\circ}$ ($\sim 2,8$ km) und in der Vertikalen werden 50 Schichten mit einer gesamten Modellhöhe von 20 km verwendet. Für die Initialisierung des Modellgebietes sowie für die Randdaten während der Simulation werden IFS Reanalysedaten des ECMWF (Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage) verwendet, wobei die Randdaten stündlich eingelesen werden.

Für das reale Wolkeneigniss werden insgesamt 9 Simulationen durchgeführt (siehe Tab. 5.1). Diese beinhalten einen Kontrolllauf, bei dem die Meyers-Parametrisierung für die heterogenen Eisnukleation in COSMO in Verbindung mit dem 2-Momenten-Schema verwendet wird. Daneben werden für die beiden neu-implementierten Parametrisierungen N12 und P13 (siehe Kap. 2.3) je vier weitere Simulationen durchgeführt. Bei drei dieser Simulationen werden für die Initialisierung die lokal gemessenen Aerosoldaten vom Jungfraujoch während der INUIT-Messkampagne verwendet (persönliche Mitteilung - M. Niemand), wobei eine horizontal und vertikal homogene Verteilung angenommen wird. Dies ist eine vertretbare Annahme, da Simulationen mit dem COSMO-Modell

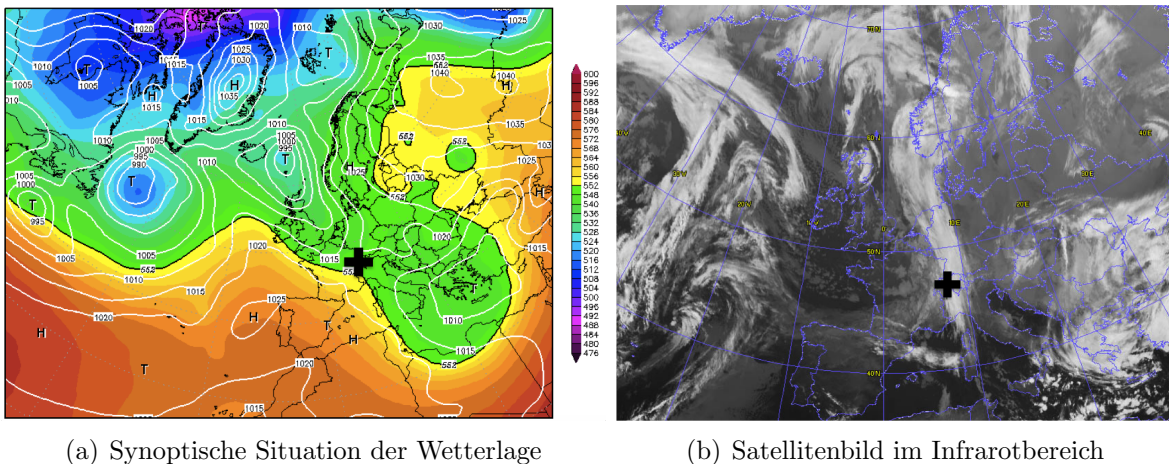


Abbildung 5.1: Die synoptische Situation der Wetterlage vom 14. Februar 2013 um 18 UTC wird in (a) durch das 500hPa-Geopotential in gpm (schwarze Kontouren), der Bodendruck in hPa (weisse Kontouren) sowie die relative Topographie in gpm (farbige Skala) dargestellt (www.wetter3.de). (b) zeigt das Satellitenbild im Infrarotbereich für den 14. Februar 2013 um 18 UTC (<http://www.wksat.info/wos.html>). Das schwarze Kreuz markiert in beiden Abbildungen das Jungfrauoch.

gekoppelt mit dem online Aerosolschema MUSCAT (Wolke et al., 2004; Hande et al., 2015) einem gezeigt haben, dass im Mittel simulierte Mineralstaubkonzentrationen in Mitteleuropa eine fast konstante Verteilung an Staubaerosolen bis in eine Höhe von 8 km besitzen. Somit ändern sich die Eiskeimkonzentrationen in dem gesamten Bereich, der für die heterogenen Eiskernung relevant ist, vertikal nicht. Diese drei Simulationen unterscheiden sich dann in dem verwendeten Eiskeimtransport-Schema voneinander. In der ersten der drei Simulationen wird kein explizites Schema zur Darstellung von Aerosolen verwendet. Die zweite verwendet dahingegen ein sehr einfaches Schema, dass nur die Aktivierung der Eiskeime berücksichtigt und folgend mit INP_{akt} abgekürzt wird. In der dritten Simulation wird ein komplexeres Schema verwendet (kurz INP_{mikro}), dass zudem noch ausgewählte mikrophysikalische Prozesse mit einbezieht (siehe Kap. 2.4).

Da sich während der Messkampagne im Frühjahr 2013 ungewöhnlich wenig Mineralstaub in der Luft um das Jungfrauoch herum befand, wurde zudem noch je eine weitere vierte Simulation für N12 und P13 durchgeführt, deren Aerosolinitialisierung simulierten und danach gemittelten Eiskeimkonzentrationen für Winter und Mitteleuropa nach Hande et al. (2015; siehe Kap. 4) folgt und bei der das Eiskeimtransport-Schema INP_{mikro} verwendet wird. In allen Simulationen wurden weitere charakteristische Aerosolgrößen wie der mittlere Durchmesser d_i , und die Standardabweichung der Aerosolverteilung σ_i in Analogie zu den idealisierten Studien verwendet (siehe Tab 5.2).

Abkürzung	Parametrisierung	Aerosol-konzentration	verwendetes Aerosol.-schema
<i>control</i>	Meyer et al. (1992)	–	–
<i>N12-mean_{INP_{mikro}}</i>	Niemand et al. (2012)	nach Hande et al. (2015)	INP _{mikro}
<i>N12-JFJ_{control}</i>		Jungfraujoch-Messkamp.	–
<i>N12-JFJ_{INP_{akt}}</i>			INP _{akt}
<i>N12-JFJ_{INP_{mikro}}</i>			INP _{mikro}
<i>P13-mean_{INP_{mikro}}</i>	Phillips et al. (2013)	nach Hande et al. (2015)	INP _{mikro}
<i>P13-JFJ_{control}</i>		Jungfraujoch-Messkamp.	–
<i>P13-JFJ_{INP_{akt}}</i>			INP _{akt}
<i>P13-JFJ_{INP_{mikro}}</i>			INP _{mikro}

Tabelle 5.1: Übersicht der Simulationen und ihrer verwendeten Abkürzungen. Die verwendeten Parametrisierungen sowie die beiden verwendeten Aerosolprozessierung-Schemata INP_{akt} und INP_{mikro} können in Kapitel 2.4 nachgelesen werden. Die beiden Aerosolkonzentrationen sind in Tabelle 5.2 näher erläutert.

Datenquelle	Mode	Anzahlkonz. $N_{ap,i}$	mittl. Durchm. d_i	Std.abweichung σ_i
INUIT-JFJ-Messkamp. 2013	I	$0,914 \cdot 10^4 \text{ kg}^{-1}$	$0,52 \mu\text{m}$	1,5
	II	$0,855 \cdot 10^4 \text{ kg}^{-1}$	$1,13 \mu\text{m}$	1,42
Hande et al. (2015)	I	$4,52936 \cdot 10^4 \text{ kg}^{-1}$	$0,52 \mu\text{m}$	1,5
	II	$1,08741 \cdot 10^4 \text{ kg}^{-1}$	$1,13 \mu\text{m}$	1,42

Tabelle 5.2: In den Simulationen verwendete Aerosolstaubkonzentrationen. Für die Initialisierung der Simulation verwendete Aerosolkonzentrationen. Hierbei wurde zum einen die gemessenen Aerosolanzahlkonzentration während der INUIT-JFJ-Messkampagne im Winter 2013 verwendet und zum anderen simulierte, gemittelte Staubkonzentrationen für Mitteleuropa nach Hande et al. (2015). Die Werte für die mittleren Durchmesser der Moden sowie der Standardabweichung der Anzahlverteilungsfunktionen entstammen AIDA-Staubmesskampagnen (Niemand et al., 2012).

5.2 Lokale Entwicklung der Wolken am Jungfrauoch

Für den lokalen Vergleich der Simulationen am Jungfrauoch werden im Folgenden nur die *control*-Simulation sowie die Simulationen, $N12\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ und $P13\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ verwendet (siehe Tabelle 5.1).

In Abbildung 5.2 sind die Flüssigwasserpfade und Eiswasserpfade der drei Simulationen für den 15. Februar um 00 UTC, also 14 Stunden nach Beginn der Vorhersage für die Schweiz dargestellt. Über der Schweiz befindet sich zu diesem Zeitpunkt ein großräumiges Gebiet mit Mischphasenwolken, das sich annähernd von Südwesten bis Nordosten erstreckt. Der Flüssigwasserpfad der Wolken liegt bei maximal $1,0 \text{ kg m}^{-2}$ und der Eiswasserpfad bei $0,8 \text{ kg m}^{-2}$. Die simulierten Flüssig- und Eiswasserpfade lassen erkennen, dass durch die Verwendung der neuen Immersionsparametrisierungen sich der Flüssigwassergehalt in den Mischphasenwolken deutlich erhöht, während der Eisgehalt leicht zurückgeht.

Diese Erhöhung des Flüssigwassergehaltes ist auch in deren Vertikalschnitten entlang des Breitengrades sichtbar, der sich durch das Jungfrauoch erstreckt (siehe Abb. 5.3). Das Jungfrauoch selbst befindet sich in den Simulationen allerdings oberhalb der Erdoberfläche, da wegen der Gewährleistung numerischer Stabilität die Modellorographie deutlich niedriger ist als die tatsächliche. Für die weitere Auswertung wurde dennoch die reale Höhe verwendet, um vergleichbare Werte mit den Messungen zu erhalten beispielsweise hinsichtlich der Temperatur. Generell ähnelt sich die räumliche Verteilung der Gebiete, in denen Flüssigwasser vorhanden ist sehr zwischen den drei Simulationen. Die absoluten Werte jedoch variieren markant zwischen der *control*-Simulation und den anderen beiden. So liegt der Flüssigwassergehalt in der *control*-Simulation bei nur $0,75 \cdot 10^{-4} \text{ kg kg}^{-1}$, wohingegen er bei $N12\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ sowie $P13\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ bis zu $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ kg kg}^{-1}$ beträgt.

In Abbildung 5.3 ist die Eisphase der Wolken für die drei Simulationen *control*, $N12\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ und $P13\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ gezeigt. Bezüglich der Eisphase in den Wolken sind deutlichere Unterschiede zwischen den Simulationen zu erkennen. Es ist deutlich zu erkennen, dass alle simulierten Mischphasenwolken ein lokales Maximum der Eiskonzentrationen am Jungfrauoch besitzen. In der *control*-Simulation befindet sich dieses in einer Höhe von 3400 m und weist einen maximalen Eiswassergehalt von $6,0 \cdot 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ auf. Durch die Verwendung der neueren Immersionsparametrisierungen N12 und P13 wandert dieses Maximum leicht nach oben auf circa 3800 m, während gleichzeitig der maximale Eiswassergehalt auf $5,0 \cdot 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ zurückgeht. Zudem weist nach einer Simulationszeit von 14 Stunden das Wolkenfeld in der *control*-Simulation konstant hohe Werte entlang des Breitengrades durch das Jungfrauoch auf, wohingegen die Simulationen $N12\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ und $P13\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ einen markanten Rückgang westlich des Jungfrauochs aufweisen.

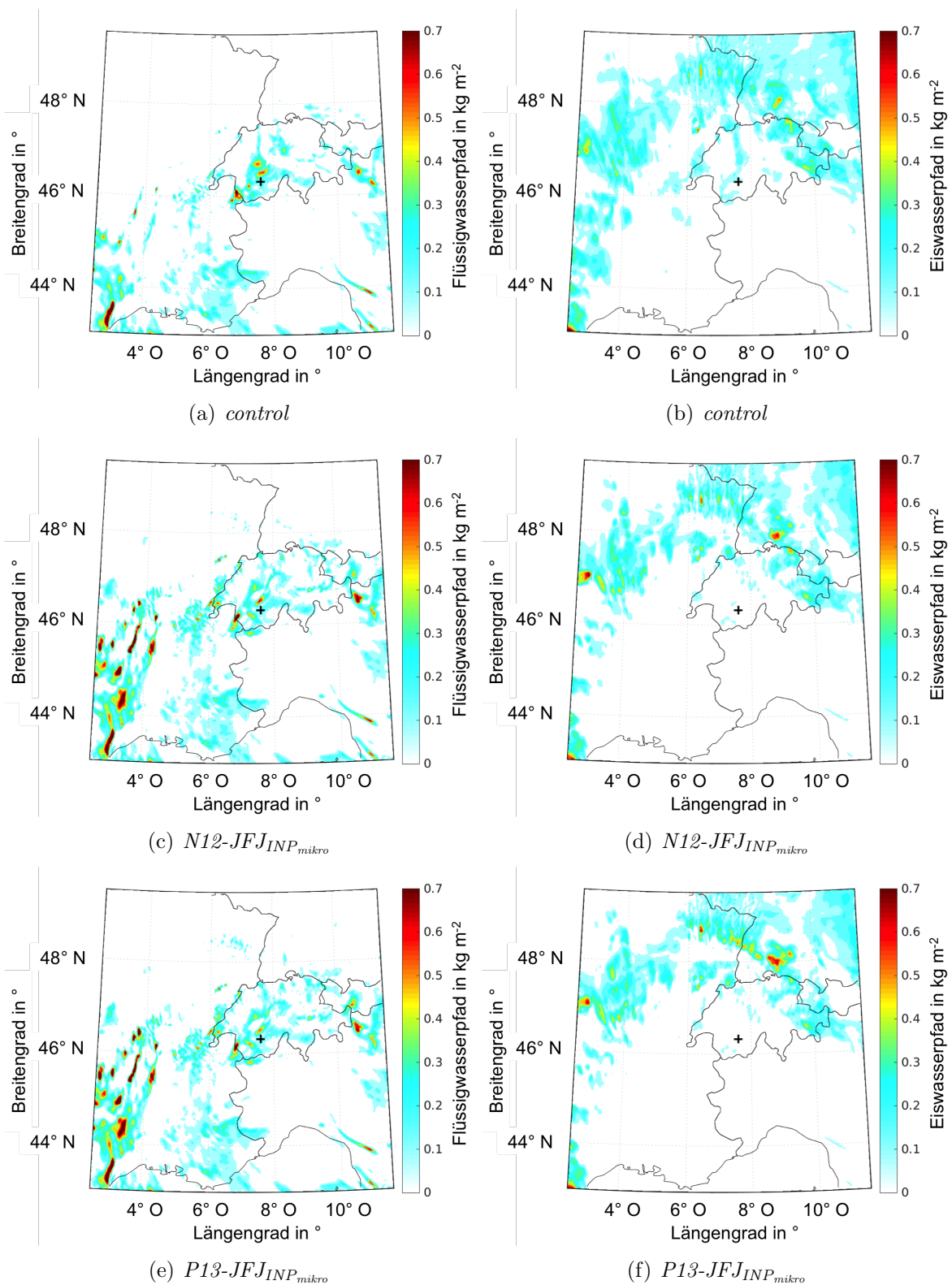


Abbildung 5.2: Eis- und Flüssigwasserpfade der *control*-Simulation sowie der *N12-JFJ_{INP}_{mikro}* und *P13-JFJ_{INP}_{mikro}*-Simulationen vom 14. Februar 2013 nach einer Simulationszeit von 14h. Das schwarze Kreuz markiert je das Jungfraujoch.

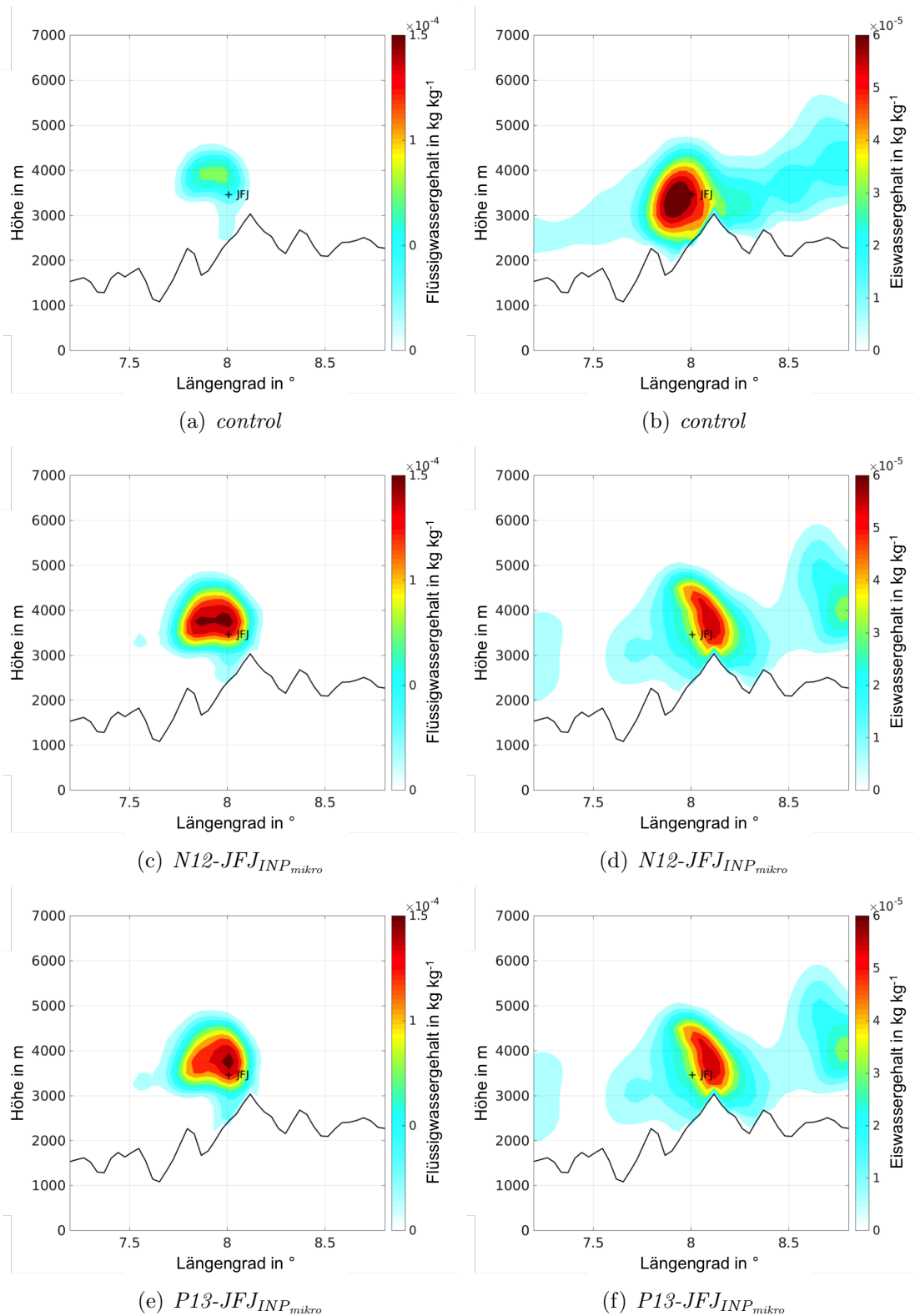


Abbildung 5.3: Vertikalschnitte der Eis- und Flüssigwassergehalte der *control*-Simulation sowie der *N12-JFJ_{INP}_{mikro}* und *P13-JFJ_{INP}_{mikro}*-Simulationen vom 14. Februar 2013 nach einer Simulationszeit von 14 h entlang des Breitengrades durch das Jungfraujoch. Das schwarze Kreuz markiert je das Jungfraujoch.

Generell sind sich die beiden Simulationen $N12-JFJ_{INP_{mikro}}$ und $P13-JFJ_{INP_{mikro}}$ sehr ähnlich. So treten in beiden nach einer Vorhersagezeit von 14 Stunden am Jungfraujoch die gleichen maximalen Flüssigwasser- und Eiswassergehalte auf, die nur in ihrer räumlichen Erstreckung leicht voneinander abweichen (siehe Abb. 5.2). Bei Verwendung der N12 Parametrisierung ist dabei das Maximum etwas größer und liegt circa 100 m höher als bei Verwendung von P13.

Die Zeitreihen der Temperatur (a), der relativen Feuchte (b), des Flüssigwassergehalts (c), der Eisanzahlkonzentration (d), des Eiswassergehaltes (e) und des Schneegehaltes (f) lokal für das Jungfraujoch sind in Abbildung 5.4 dargestellt. Da das Jungfraujoch nicht direkt auf einem Gitterpunkt liegt, wurde hierbei in der Horizontalen sowie der Vertikalen zwischen den nächstgelegenen Gitterpunkten interpoliert.

Nach etwa 8 Stunden der Simulation, also um 18 UTC, ziehen am Jungfraujoch in den Simulationen Wolken auf. Diese Wolken bestehen dabei zunächst nur aus der Eisphase, wobei eine Umgebungstemperatur von $-12,7^\circ\text{C}$ herrscht. Erst nach weiteren 5 Simulationsstunden, also um 00 UTC des 15. Februar 2013, ist das Jungfraujoch von Mischphasenwolken umgeben. Hierbei liegt der Flüssigwassergehalt der Wolken bei $2,3 \cdot 10^{-4} \text{ kg kg}^{-1}$ und der Eiswassergehalt bei nur $6,3 \cdot 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$. Nach einer Simulationszeit von circa 22 Stunden wird zum Jungfraujoch sehr trockene Luft mit einer relativen Feuchte von nur etwa 30 % her advehiert, so dass sich die Wolken um das Jungfraujoch herum wieder auflösen. Erst am 15. Februar um 14 UTC ist das Jungfraujoch wieder von Mischphasenwolken umgeben, wobei diesmal die relative Feuchte nur etwa 70 % beträgt. In den Wolken tritt nun ein Flüssigwassergehalt von nur $1,0 \cdot 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ sowie ein Eiswassergehalt von $2,5 \cdot 10^{-7} \text{ kg kg}^{-1}$ auf. Er liegt somit deutlich unter den Werten des Wolkenereignisses der vorangegangenen Nacht. Zudem besitzen die Mischphasenwolken des zweiten Wolkenereignisses anders als beim ersten nun auch keinen Schnee.

Generell sind sich die *control*-Simulation und die beiden anderen Simulationen $N12-JFJ_{INP_{mikro}}$ und $P13-JFJ_{INP_{mikro}}$ bezüglich des zeitlichen Auftretens von Wolken beziehungsweise Mischphasenwolken relativ ähnlich. Lediglich eine Stunde Versatz weisen die Simulationen $N12-JFJ_{INP_{mikro}}$ und $P13-JFJ_{INP_{mikro}}$ im Vergleich zur *control*-Simulation auf. Im Gegensatz dazu variiert die Zusammensetzung in den Wolken hinsichtlich des Flüssigwassers-, des Eis- sowie des Schneegehalts stärker unter den Simulationen. Wie schon in den Vertikalschnitten beobachtet werden konnte, ist der Flüssigwassergehalt der Wolken in $N12-JFJ_{INP_{mikro}}$ und $P13-JFJ_{INP_{mikro}}$ deutlich höher und es treten Unterschiede von maximal bis zu 76 % zur *control*-Simulation auf. Bezüglich des Eis- und Schneegehaltes ist der Einfluss der verschiedenen, verwendeten Parametrisierungen etwas abgemildert. Hinsichtlich des Eisgehaltes tritt nur noch eine Abweichung von 40 % auf und bezüglich des Schneegehaltes beträgt diese meist sogar weniger als 10 %.

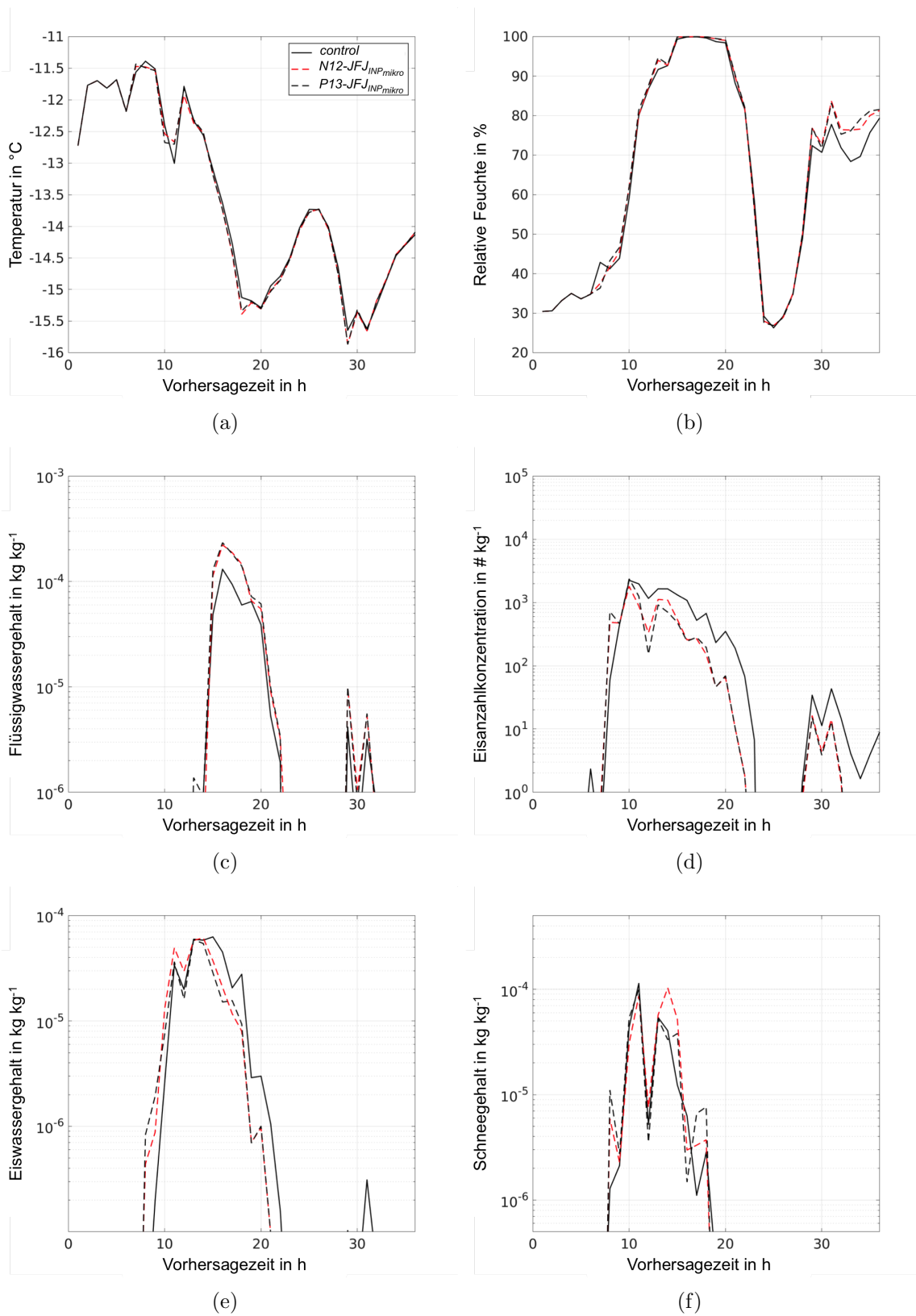


Abbildung 5.4: Zeitreihen der Eiswassergehalte (a), Flüssigwassergehalte (b) und Schneegehalte (c) am Jungfraujoch in der *control*-Simulation sowie der *N12-JFJ_{INP}_{mikro}* und *P13-JFJ_{INP}_{mikro}*-Simulationen mit dem Startzeitpunkt am 14. Februar 2013 um 10 UTC.

5.3 Statistische, mikrophysikalische Wolkenanalyse nahe des Jungfraujochs

Da zur weiteren statistischen Auswertung die Variablen möglichst ohne einzelne, lokale Effekte der Orographie betrachtet werden sollen, werden nun nicht mehr die Zeitreihen der Variablen lokal für das Jungfraujoch verwendet, sondern das Mittel der Variablen im Umkreis von 100 km um das Jungfraujoch herum. In die Mittelung mit einbezogen werden hierbei alle Wolkengitterpunkte, an denen die Summe aus Eis- und Flüssigwassergehalt mindestens $1,0 \cdot 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ beträgt und deren Höhe 6000 m nicht übersteigt. In Abbildung 5.5 sind für alle drei Simulationen *control*, *N12-JFJ_{INP_{mikro}}* und *P13-JFJ_{INP_{mikro}}* die gemittelten Werte der Eisanzahlkonzentration (a), des Eiswassergehaltes (b), des Flüssigwassergehaltes (c) sowie des Schneegehaltes (d) über die Temperatur, bei der sie auftreten, gezeigt.

Beim Vergleich der drei unterschiedlichen Eisanzahlkonzentrationen fällt auf, dass sich diese in allen drei Simulationen sehr ähneln (siehe Abb. 5.5(a)). Dies widerspricht zunächst dem Offline-Vergleich der unterschiedlichen Parametrisierungen (siehe Abb. 2.7), wonach ein deutlicher Unterschied mit den größten Werten in der *control*-Simulation zu erwarten wäre. Beim Vergleich der Immersionsgefriertrate (siehe Abb. 5.6(a)) ist aber deutlich, dass diese doch stark voneinander variiert und andere interne mikrophysikalische Prozesse für die doch so ähnlichen Eisanzahlkonzentrationen verantwortlich sind. Im Gegensatz dazu ist der Einfluss der Parametrisierungen im Eisgehalt der Wolken stärker (siehe Abb. 5.5(b)). So beträgt der Unterschied zwischen der *control*-Simulation und den beiden Simulationen *N12-JFJ_{INP_{mikro}}* und *P13-JFJ_{INP_{mikro}}* bei -10°C zum Beispiel 30 %, wobei er zu tieferen Temperaturen hin etwas abnimmt. Generell sind sich die beiden Simulationen *N12-JFJ_{INP_{mikro}}* und *P13-JFJ_{INP_{mikro}}* hinsichtlich der Eisanzahlkonzentration und der Eisgehalte sehr ähnlich, wobei *N12-JFJ_{INP_{mikro}}* meist leicht höhere Werte beim Eiswassergehalt besitzt.

Aber nicht nur der Eisgehalt der Wolken ist in der *control*-Simulation für Temperaturen über -15°C erhöht, sondern auch der Schneegehalt (siehe Abb. 5.5(c)). Bei tieferen Temperaturen hingegen nähern sich die Simulationen wieder einander an und die mittleren Schneegehalte sind sich recht ähnlich. Die Wolken der *P13-JFJ_{INP_{mikro}}*-Simulation besitzen dabei die höchsten Konzentrationen und die der *N12-JFJ_{INP_{mikro}}*-Simulation die niedrigsten.

Bezüglich der mittleren Werte des Flüssigwassergehaltes zeigt sich das gleiche Verhalten, das schon in den Vertikalschnitten und der Zeitreihen lokal vom Jungfraujoch beobachtet werden konnte (siehe Abb. 5.5(d) im Vergleich zu Abb. 5.3 und 5.4). Die Mischphasenwolke der *N12-JFJ_{INP_{mikro}}*- und *P13-JFJ_{INP_{mikro}}*- Simulationen enthalten deutlich mehr Flüssigwasser als die der *control*-Simulation, die eine Reduktion von bis zu 40 % aufweisen. Besonders ausgeprägt ist dieses Verhalten im Temperaturbereich zwischen -8°C und -20°C .

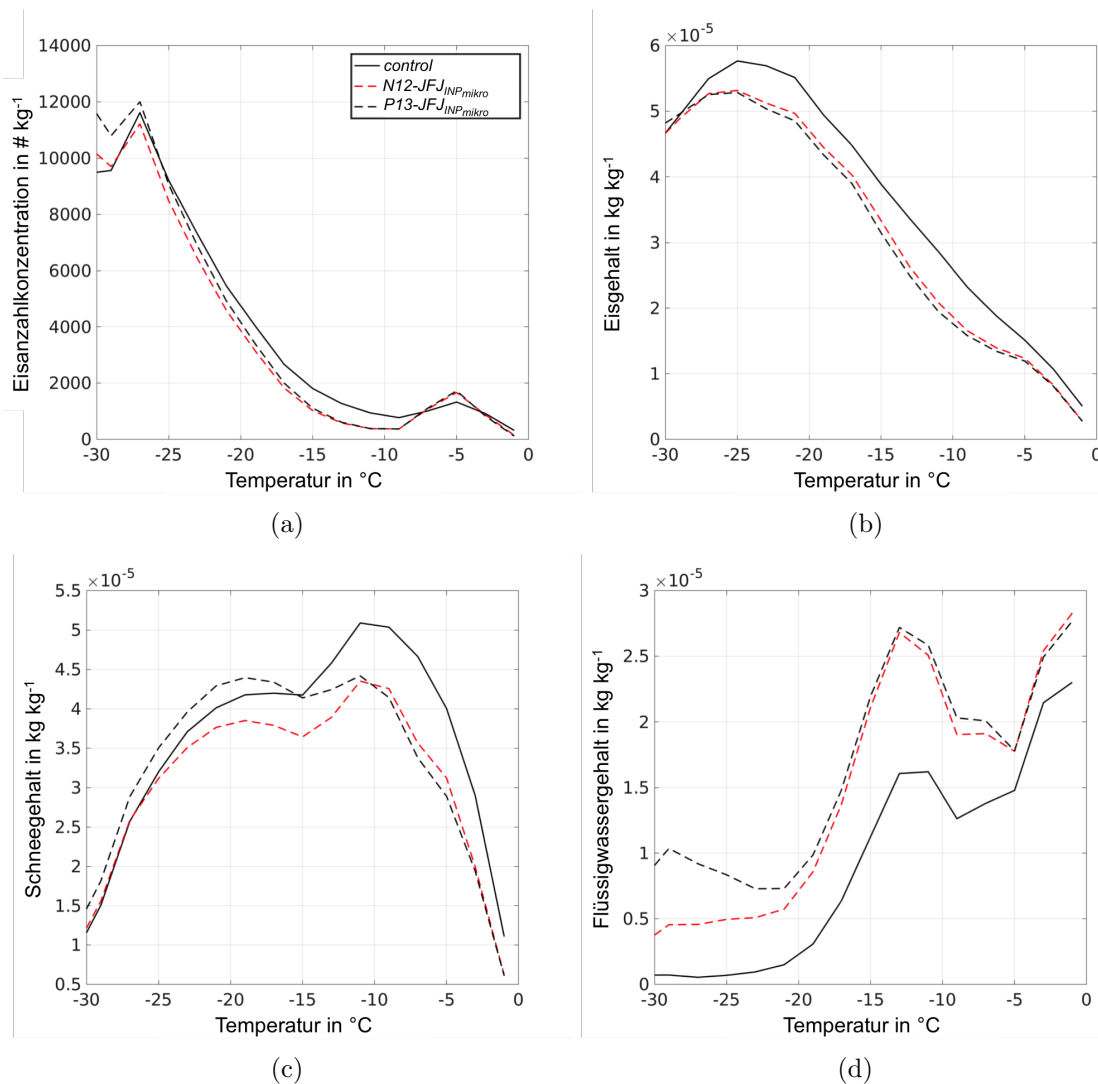


Abbildung 5.5: Dargestellt sind die für die Umgebung des Jungfraujochs, gemittelten Werte der Eisanzahlkonzentration (a), des Eiswasseranteiles (b), des Schneeanteiles (c) und des Flüssigwasseranteiles (d) in Abhängigkeit der Temperatur.

Generell weisen die Simulationen des realen Wolkenereignisses am Jungfraujoch eine relativ gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen der idealisierten Studie aus Kapitel 3 auf (siehe Abb. 3.6 im Vergleich zu Abb. 5.5). So treten bei der Temperatur von -20°C in beiden Studien eine mittlere Eisanzahlkonzentration von rund 4000 kg^{-1} , ein mittlerer Eisgehalt von $4 \cdot 10^{-5}\text{ kg kg}^{-1}$ und ein mittlerer Schneegehalt von $4,5 \cdot 10^{-5}\text{ kg kg}^{-1}$ auf. Für tiefere Temperaturen um die -30°C erhöhen sich die Eisanzahlkonzentrationen in der $P13\text{-JFJ}_{\text{INP}_{\text{mikro}}}$ - zur $N12\text{-JFJ}_{\text{INP}_{\text{mikro}}}$ -Simulation der realen Studie, während in der idealisierten Studie gerade die umgekehrte Reihenfolge zwischen den Simulationen auftrat. Dies beruht auf der Tatsache, dass in der realen Studie auch große Bereiche der Wolkenentwicklung bei relativ tiefen Temperaturen von -40°C und kälter

stattfinden. Die idealisierte Studie war hingegen so ausgelegt, dass die Wolken diesen Temperaturbereich fast nicht erreichten. Durch die geringere Effektivität von P13 im Vergleich zu N12 bei so tiefen Temperaturen werden hier im Wettbewerb zwischen der homogenen und heterogenen Eisnukleation weniger Eispartikel durch die heterogene Nukleation in der $P13\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ verglichen mit der $N12\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ -Simulation gebildet. Im Gegenzug dazu ist hier dann die homogene Eisnukleation deutlich verstärkt. Da diese an sich kleinere dafür aber mehr Partikel bildet, führt dies in der realen Studie dazu, dass die Eisanzahlkonzentration der Simulation $P13\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ höher ist als die der $N12\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ -Simulation.

5.3.1 Einfluss auf die simulierten Eisanzahlkonzentrationen

In Abbildung 5.6(a) ist die Immersionsgefriererate dargestellt. Danach ist in alle Temperaturbereichen die Meyers-Parametrisierung die effektivste Immersionsparametrisierung, wobei der Unterschied zwischen den Schemata zu wärmeren Temperaturen hin exponentiell zunimmt. So beträgt bei -20°C diese Rate in der *control*-Simulation schon das 100-fache der $N12\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ -Simulation und das 1000-fache der $P13\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ -Simulation. Bei einer Umgebungstemperatur von -10°C steigt der Unterschied sogar auf das über 10 000-fache zwischen der *control*-Simulation und den beiden anderen Simulationen $N12\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ und $P13\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ an. Generell ist die Immersionsgefriererate jedoch relativ klein mit absoluten Werten um die $10 \cdot 10^{-16} \text{ kg s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ bis $10 \cdot 10^{-12} \text{ kg s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$.

Anders als vielleicht erwartet, ist die Eisanzahlkonzentration in den Wolken jedoch relativ ähnlich. Somit ist der Einfluss des Immersionsgefrierens auf die Wolken stark gepuffert. Je nach Temperaturbereich hat dies verschiedene Gründe. Für Temperaturen zwischen -25°C und -10°C wird in den Simulationen $N12\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ und $P13\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ neben den heterogenen Eisnukleationsparametrisierungen auch sehr viel Eis durch die Parametrisierung des Gefrierens von Regentropfen gebildet. Dadurch dass das Immersionsgefrieren in diesen beiden Simulationen stark reduziert ist, ist der Flüssigwassergehalt in diesen Wolken deutlich höher. Durch den erhöhten Flüssigwassergehalt können dann mehr Regentropfen gebildet werden, die im Folgenden gefrieren können. Insgesamt ist das Regentropfengefrieren in den beiden Simulationen $N12\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ und $P13\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ um bis zu 200 % gegenüber dem in der *control*-Simulation erhöht.

Für Temperaturen zwischen -8°C und -3°C ist ein anderer mikrophysikalischer Prozess der sogenannte Hallet-Mossop-Prozess für die relativ ähnliche Eisanzahlkonzentration verantwortlich (siehe Abb. 5.7(a)). Durch den erhöhten Regenwassergehalt der Simulationen $N12\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ und $P13\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$, ist in diesen Wolken auch der Graupelgehalt erhöht (siehe Abb. 5.7(b)). An diesen Graupelkörnern können dann verstärkt Tropfen anfröhen, sowie im Weiteren auch wieder absplittern. So steigt die sekundäre Eisproduktion durch den Hallet-Mossop-Prozess in den $N12\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ - und $P13\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ -Simulationen um fast 100 % im Vergleich zur *control*-Simulation. In Bezug auf die Eisanzahlkonzentration

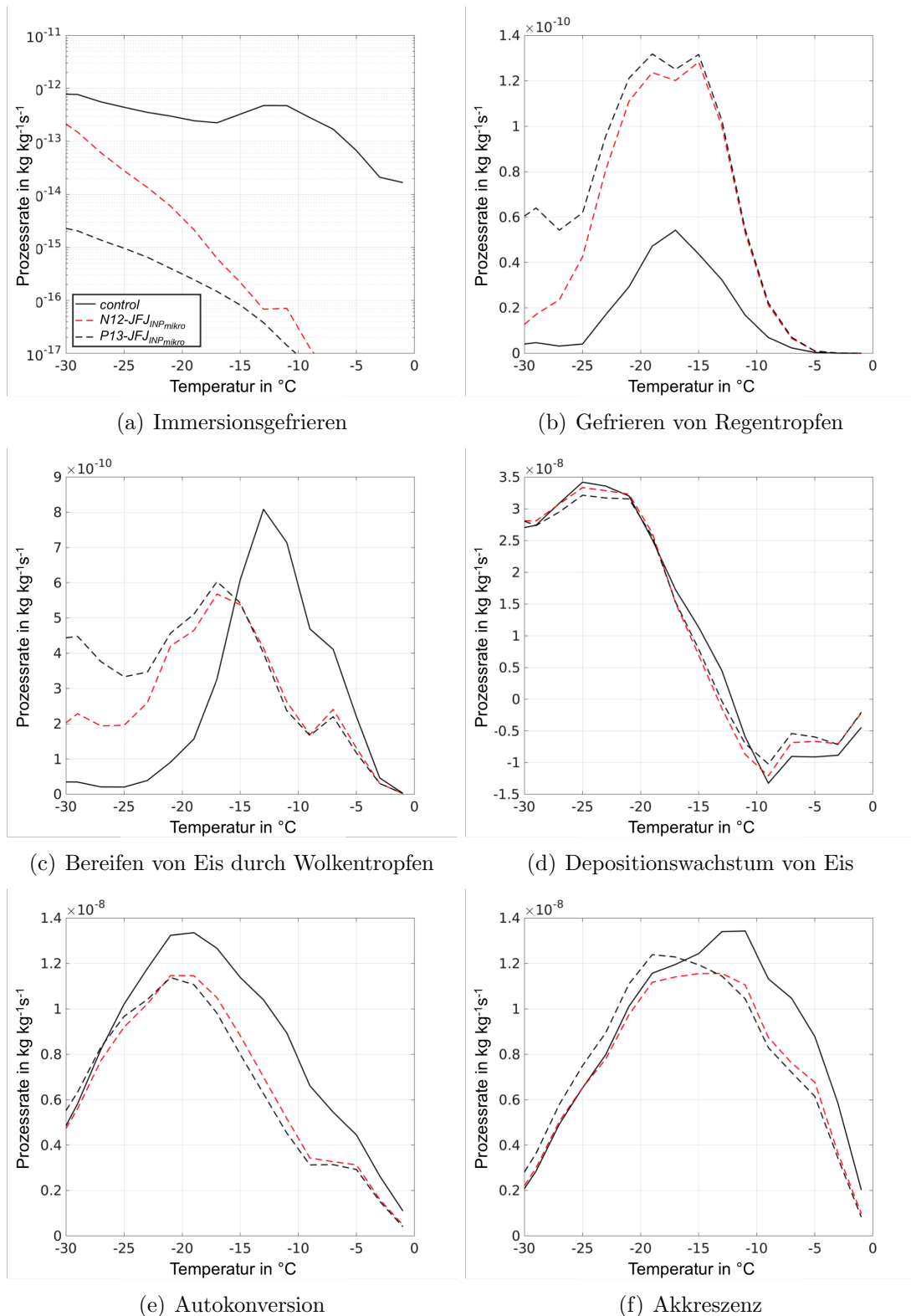


Abbildung 5.6: Dargestellt sind die für die Umgebung des Jungfraujochs, gemittelten Werte der mikrophysikalischen Prozessraten des Immersionsgefrierens (a), des Gefrierens von Regentropfen (b), des Bereifens von Eis durch Wolkentropfen (c), des Depositionswachstums von Eis (d), der Autokonversion (e) und der Akkreszenz (f) in Abhängigkeit der Temperatur.

in den Wolken ist dieser Prozess sogar so effektiv, dass er das ursprüngliche Defizit überkompensiert und im Bereich von -5°C die *control*-Simulation so die geringsten Konzentrationen an Eispartikeln besitzt.

Hinzu kommt, dass in der *control*-Simulation deutlich mehr Eis in Folge der Autokonversion und der Akkreszenz von Eis zu Schnee für den gesamten Temperaturbereich zwischen -30°C und 0°C umgewandelt wird (siehe Abb. 5.6(e) und 5.6(f)). So wird die erhöhte Eisanzahlkonzentration kontinuierlich reduziert. In Verbindung mit den beiden eben genannten Prozessen des Regengefrierens und den Hallet-Mossop-Prozess führt es dazu, dass die Eisanzahlkonzentrationen in den Wolken relativ ähnlich sind und längst nicht mehr den Unterschied untereinander aufweisen, wie er allein durch die Immersionsgefriererate vielleicht zu vermuten wäre.

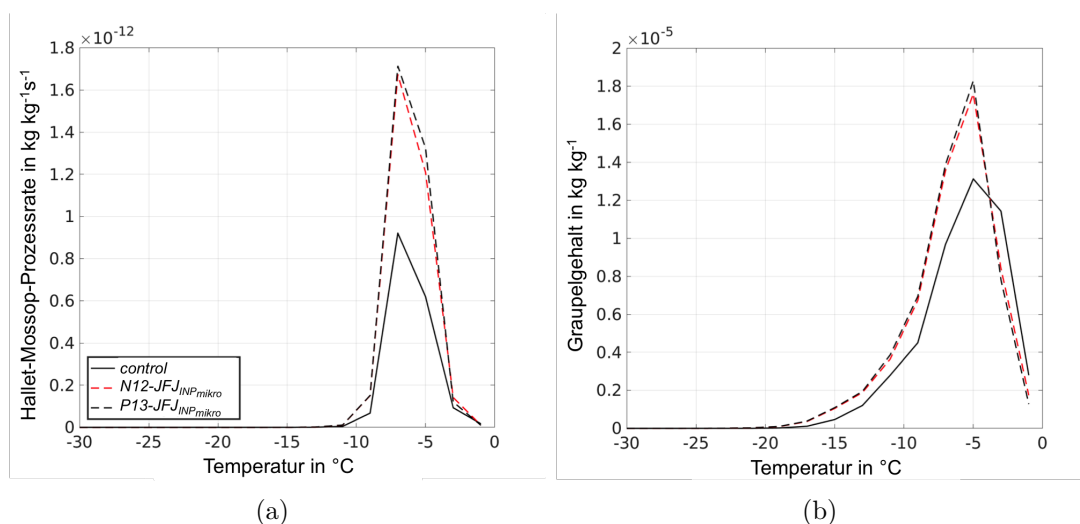


Abbildung 5.7: Dargestellt sind die für die Umgebung des Jungfraujochs, gemittelten Werte der mikrophysikalischen Prozessrate des Hallet-Mossop-Prozess (a) und der Graupelgehalt der Wolken (b) in Abhängigkeit der Temperatur.

5.3.2 Einfluss auf den simulierten Eiswassergehalt

Wie bereits erwähnt, beträgt der Unterschied im Eiswassergehalt in der *control*-Simulation im Vergleich zu den Simulationen $N12\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ und $P13\text{-}JFJ_{INP_{mikro}}$ bis zu 30%, wobei der Unterschied im Temperaturbereich zwischen -18°C und -8°C am größten ist. Grund hierfür ist nur zum Teil die unterschiedlichen Effektivität der Immersionsparametrisierung. Hauptquelle für den Eisgehalt der Wolken in den Simulationen ist jedoch das Bereifen von Wolkenwasser an Eispartikel (siehe Abb. 5.6(c)). Dadurch, dass die Eispartikelkonzentration in den Wolken der *control*-Simulation für Temperaturen über -20°C deutlich erhöht ist, ist hier auch das Bereifen um etwa 100% verstärkt.

Dadurch dass in der *control*-Simulation dann auch die Akkreszenz und die Autokonversion von Eis zu Schnee verstärkt wird, ist allerdings der Gesamteffekt etwas gedämpft.

Durch die deutlich erhöhte Effektivität des Bereifens von Wolkenwasser an Eis wird der Flüssigwasseranteil in den Wolken der *control*-Simulation stark reduziert (siehe Abb. 5.4(c)). Dies führt dann dazu, dass die Eisfraktion in diesen Wolken zu schnell zunimmt und diese somit sehr schnell vereisen. Im Vergleich mit den Messungen am Jungfraujoch hat sich gezeigt, dass die Eisfraktion der Wolken in den Simulationen $N12-JFJ_{INP_{mikro}}$ und $P13-JFJ_{INP_{mikro}}$, in denen das Bereifen für wärmere Temperaturen deutlich reduziert ist, deutlich realistischere Werte aufweist als in der *control*-Simulation.

5.3.3 Auswirkungen der Immersionsparametrisierungen auf den Schneegehalt

Durch die erhöhte Immersionsgefriertrate und den erhöhten Eiswassergehalt in der *control*-Simulation sind auch die beiden Prozesse der Autokonversion und der Akkreszenz von Eis zu Schnee im gesamten Temperaturbereich erhöht. Dies führt dazu, dass auch der Schneegehalt (siehe Abb. 5.5(c)) in diesen Simulationen größer ist. Im Temperaturbereich zwischen -15°C und 0°C beträgt dieser um bis zu 30% mehr in der *control*-Simulation. Für tiefere Temperaturen gleicht er sich dann aber zwischen den Simulationen immer weiter an. Dies besitzt seine Ursache darin, dass bei den tieferen Temperaturen dann auch die homogenen Nukleation für die Bildung neuer Eispartikel und somit auch für die Bildung von Schneepartikeln sehr wichtig ist, wodurch auch die Unterschiede in der heterogenen Eisnukleationsraten kompensiert werden.

5.4 Feedback der simulierten Wolken auf die Aerosolprozessierung

Neben dem Einfluss der verschiedenen Immersionsparametrisierungen wurde in dieser Studie auch der Einfluss expliziter Eiskeimtransport-Schemata untersucht. Für die Auswertung wird sich im Folgenden auf die Simulationen $N12-JFJ_{control}$, $N12-JFJ_{INP_{akt}}$ und $N12-JFJ_{INP_{mikro}}$ unter Verwendung der heterogenen Eisnukleationsparametrisierung nach N12 beschränkt. Wie sich bereits in der idealisierten Studie (siehe Kap. 4) herausgestellt hat, ist der Einfluss der Aerosolprozessierung für die Simulationen unter Verwendung der Parametrisierung P13, einer mit N12 verglichen deutlich ineffektiveren Parametrisierung, sehr gering. Dies spiegeln auch die Simulationen dieses realen Wolkenereignisses wieder.

In Abbildung 5.8 sind die mittleren Werte der Eisanzahlkonzentration (a), des Eiswassergehaltes (b) und des Schneegehaltes (c) in Abhängigkeit der Temperatur dargestellt.

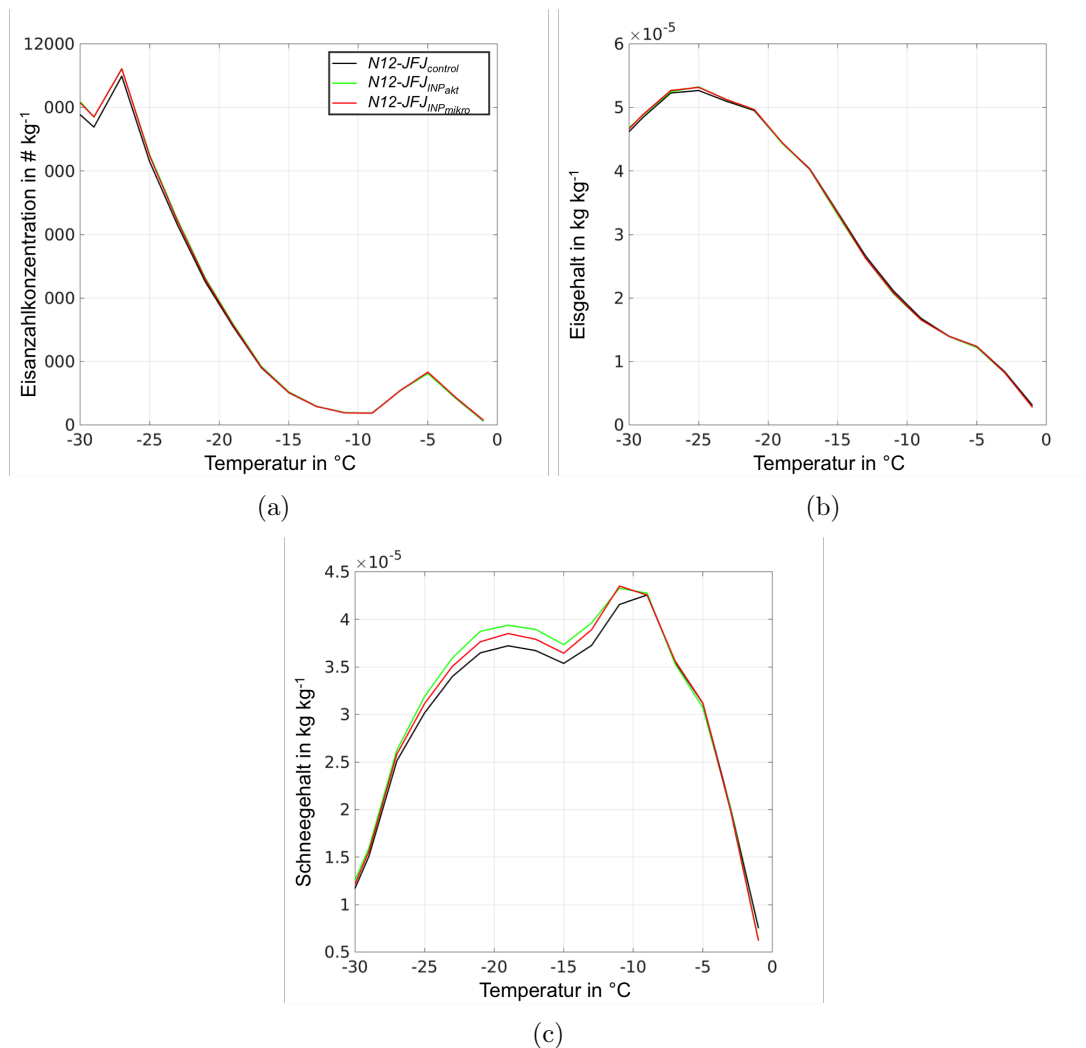


Abbildung 5.8: Dargestellt sind die für die Umgebung des Jungfraujochs, gemittelten Werte der Eisanzahlkonzentration (a), des Eiswassergehaltes (b) und des Schneegehaltes (c) in Abhängigkeit der Temperatur.

Generell ähneln sich die Wolken der drei Simulationen in den dargestellten Größen sehr. Lediglich im Temperaturbereich zwischen -25 °C und -10 °C ist im Wolken Schneegehalt ein Unterschied erkennbar. Hierbei besitzt die Simulation $N12-JFJ_{INP_{akt}}$ die größten Werte. Diese sind um bis zu 5% im Vergleich zur $N12-JFJ_{control}$ -Simulation erhöht und um 2% im Vergleich zur $N12-JFJ_{INP_{mikro}}$ -Simulation. Somit ist der Einfluss der unterschiedlichen Eiskeimprozessierungs-Schemata auf simulierte reale Wolkenereignisse deutlich geringer als in den idealisierten Studien (siehe Kap. 4). Anders als in diesen Studien hat die Verwendung der Schemata diesmal auch keinen Einfluss mehr auf die Eisanzahlkonzentration und den Eiswassergehalt in den Wolken.

Die Anzahl der aktivierten Eiskeime wird im Modell durch die neuen Schemata je nach Temperaturbereich unterschiedlich beeinflusst (siehe Abb. 5.9(a)). So führt die explizite

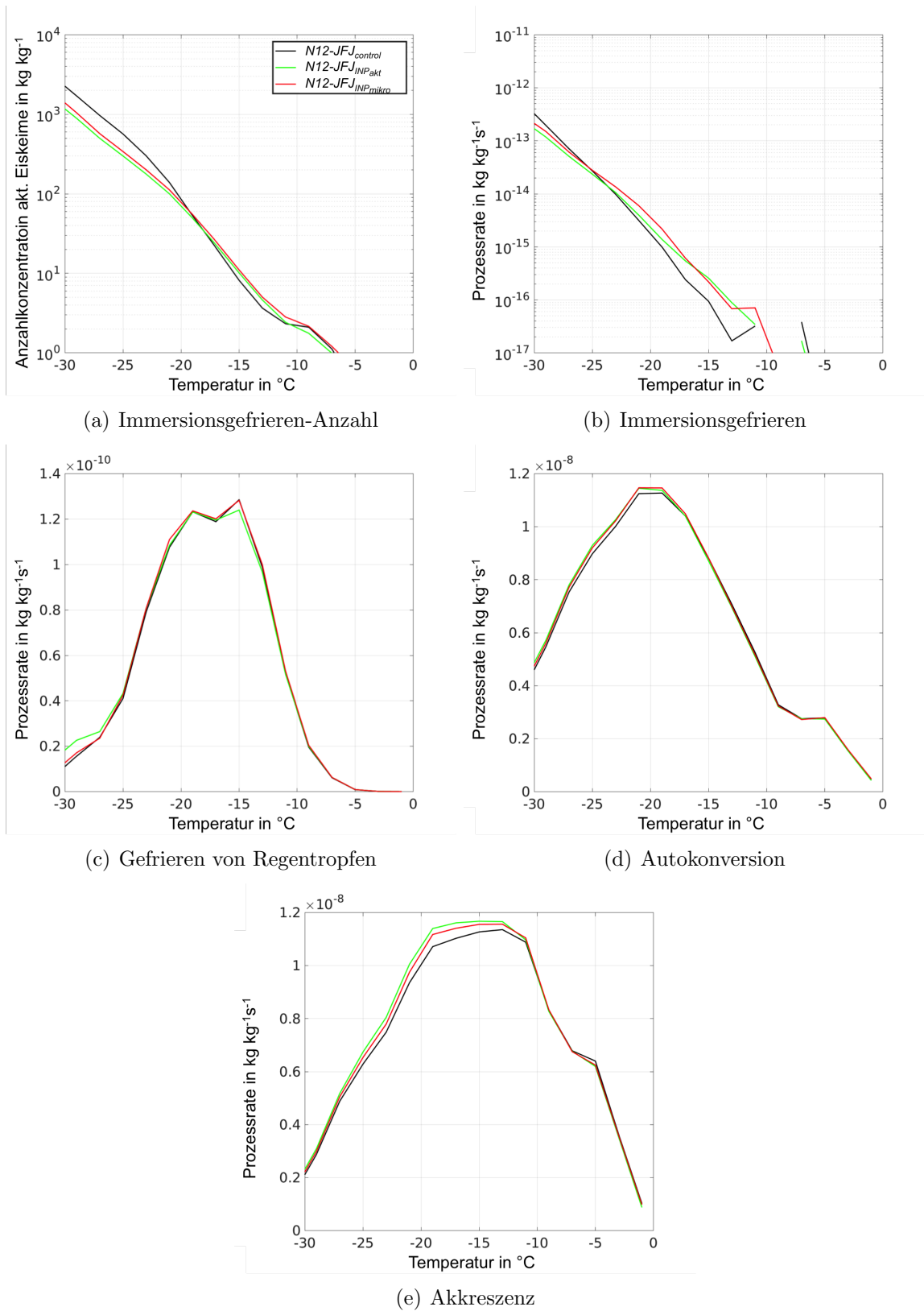


Abbildung 5.9: Dargestellt sind die für die Umgebung des Jungfrauochs, gemittelten Werte der aktivierten Eiskeime (a) sowie der mikrophysikalischen Prozessraten des Immersionsgefrierens (b), des Gefrierens von Regentropfen (c), der Autokonversion (d) und der Akkreszenz (e) in Abhängigkeit der Temperatur.

Beschreibung der Eiskeime im Temperaturbereich über -20°C zu einer Verstärkung der heterogenen Eisnukleation. Ohne die Verwendung eines Eiskeimtransport-Schemas wird als Schätzung der bereits aktivierten Eiskeime die Summe aus Eis- und Schneepartikeln verwendet. Da sich aber in diesem Temperaturbereich relativ viele Schneepartikel befinden, die zum Teil in höheren, kälteren Temperaturschichten hierher sedimentiert sind, wird ohne die Verwendung eines Transport-Schemas die Anzahl der bereits aktivierten Eiskeime in $N12-JFJ_{control}$ überschätzt.

Für Temperaturen unter -20°C ist das Verhalten gerade umgekehrt, wobei dies auf den gleichen Prozess zurückzuführen ist. So werden hier viele Schneepartikel in Folge der Autokonversion und Akkreszenz gebildet, sedimentieren aber im weiteren Verlauf in tiefere, wärmere Schichten. Somit existiert in diesem Temperaturbereich eine permanente Senke der Schneepartikel, wodurch in der $N12-JFJ_{control}$ -Simulation die Anzahl der bereits gebildeten Eispartikel unterschätzt wird und insgesamt zu viele neue Eispartikel gebildet werden.

Die erhöhte Anzahl der aktivierten Eiskeime, die in der $N12-JFJ_{control}$ -Simulation bis zu 50 % höher ist als in der $N12-JFJ_{INP_{akt}}$ beziehungsweise $N12-JFJ_{INP_{mikro}}$ -Simulation, hat jedoch, wie bereits erwähnt, keinen sichtbaren Einfluss auf die Eisanzahlkonzentration sowie den Eisgehalt in den Wolken. Durch die größere Anzahl aktivierter Eiskeime werden in diesen Wolken die beiden mikrophysikalischen Prozesse der Autokonversion sowie der Akkreszenz von Eis zu Schnee verstärkt (siehe Abb. 5.9(d) und 5.9(e)). Dies kompensiert den ursprünglichen Effekt so stark, dass er in den Simulationen so nur noch im Schneegehalt der Wolken erkennbar ist. Aber auch dieser Unterschied fällt im Vergleich zu den idealisierten Studien deutlich geringer aus.

Anders als in den idealisierten Studien wirken sich die Unterschiede in der Immersionsgefriertrate der Simulationen des realen Wolkenereignisses fast nicht auf die Regengefriertrate aus (siehe Abb. 5.9(c)). Dadurch dass generell in diesen Simulationen die heterogene Eisnukleationsrate sehr gering ist, mit absoluten Werten zwischen $10^{-12}\text{ kg kg}^{-1}\text{s}^{-1}$ und $10^{-16}\text{ kg kg}^{-1}\text{s}^{-1}$ und dadurch auch die Eiskeimtransportschemata nur einen sehr kleinen Einfluss darauf haben, ist die Regengefriertrate für alle Simulationen fast identisch. Insgesamt ist der Einfluss des verschiedenen Schemata so gering auf die Simulation der ausgedehnten Wolkenfelder, so dass außer der Autokonversions- und Akkreszenzrate sich die anderen mikrophysikalischen Prozesse fast nicht voneinander unterscheiden und somit auch die Wolken sehr ähnliche Charakteristika aufweisen.

5.5 Einfluss verschiedener Aerosolkonzentrationen auf die Simulationen

In der Studie des realen Wolkenereignisses wird neben dem Einfluss der verschiedenen Eiskernungs-Schemata an sich sowie der verschiedenen Prozessierungs-Schemata, auch der Einfluss unterschiedlich großer Aerosolkonzentrationen untersucht. Hierzu wurden zum einen die am Jungfraujoch gemessenen Aerosolkonzentrationen während der INUIT-JFJ-Messkampagne im März 2013 sowie gemittelte, simulierte Werte für Mitteleuropa im Winter (Hande et al., 2015) verwendet. Diese gemittelten Werte weisen gegenüber den gemessenen Werten hinsichtlich der ersten Mode um fast 10-fach erhöhte Konzentrationen auf und auch die zweite Mode besitzt fast 20 % mehr Aerosolpartikel als die gemessenen Konzentrationen (siehe Abb. 5.10). Insgesamt werden in diesem Kapitel fünf Simulationen miteinander verglichen: *control*, $N12\text{-JFJ}_{INP_{mikro}}$, $N12\text{-mean}_{INP_{mikro}}$, $P13\text{-JFJ}_{INP_{mikro}}$ und $P13\text{-mean}_{INP_{mikro}}$ (siehe Tab. 5.1).

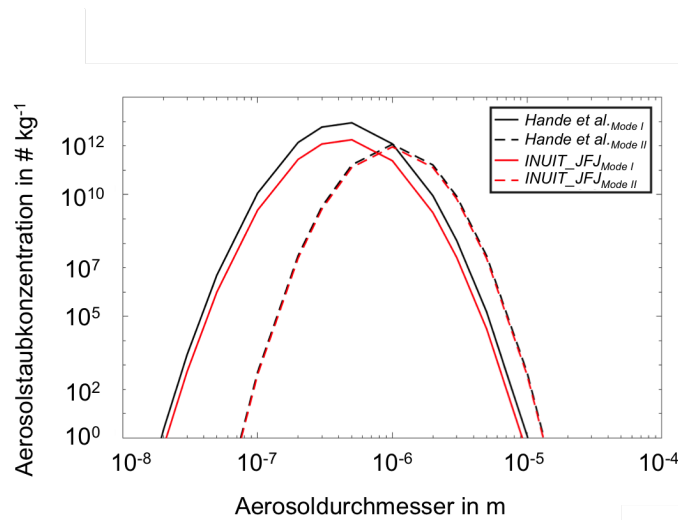


Abbildung 5.10: Gegenüberstellung der beiden verschiedenen in den Simulationen verwendeten Aerosolstaubkonzentrationen aus der INUIT-JFJ-Messkampagne beziehungsweise nach Hande et al. (2015).

Aufgrund der verschiedenen Anzahlkonzentrationen unterscheiden sich die Immersionsgefrieraten deutlich zwischen den Simulationen (siehe Abb. 5.11(b)). So werden in den beiden Simulationen $N12\text{-mean}_{INP_{mikro}}$ und $P13\text{-mean}_{INP_{mikro}}$ bei Verwendung der gemittelten Aerosolkonzentrationen für Mitteleuropa fast 10-mal so viele Eiskeime aktiviert wie bei Verwendung der gemessenen. Im Vergleich zur *control*-Simulation, die die Meyers-Parametrisierung verwendet, ist dieser Unterschied relativ klein. So ist die Anzahl der primär gebildeten Eispartikel in dieser Simulation immer noch 10 – 1000 mal größer als die der anderen.

Der Unterschied, der in Folge der verschiedenen, verwendeten Aerosolkonzentrationen zu erkennen ist, ist allerdings im Modell so sehr kompensiert, dass er auf die Eisan-

zahlkonzentration fast keinen Einfluss hat (siehe Abb. 5.11(a)). So sind die simulierten Eisanzahlkonzentrationen für die beiden Aerosolkonzentrationen unter Verwendung desselben Eiskernkeimungsschemas praktisch identisch. Es ist demnach viel wichtiger, welches Schema verwendet wird, als die genaue Aerosolkonzentration. Generell ist aber auch der Einfluss der verschiedenen Eiskernkeimungsschemata erst ab Temperaturen über -20 °C deutlich erkennbar. Bei tieferen Temperaturen sind sich alle Simulationen generell sehr ähnlich.

Anders als in der Eisanzahlkonzentration ist im Eisgehalt in Folge der verschiedenen Aerosolkonzentrationen ein Unterschied zu erkennen (siehe Abb. 5.11(c)). Bei Verwendung des N12-Schemas liegt der Unterschied bei bis zu 5% zwischen der $N12\text{-mean}_{INP_{mikro}}$ - und der $N12\text{-JFJ}_{INP_{mikro}}$ -Simulation. In Bezug auf das P13-Schema ist er stärker kompensiert, sodass die beiden Simulationen $P13\text{-mean}_{INP_{mikro}}$ und $P13\text{-JFJ}_{INP_{mikro}}$ doch auch fast die gleichen Eiswassergehalte aufweisen. Größer als der Einfluss der unterschiedlichen Aerosolkonzentrationen ist allerdings die verwendete Parametrisierung an sich. So liegen die gemittelten Eiswassergehalte der *control*-Simulation fast 45% über denen der anderen vier Simulationen.

Wie auch beim Eisgehalt und der Eisanzahlkonzentration ist der Unterschied zwischen den fünf Simulationen im Temperaturbereich zwischen -15 °C und 0 °C am größten (siehe Abb. 5.11(d)). Erneut weist hier die *control*-Simulation die größten Werte auf und die $P13\text{-JFJ}_{INP_{mikro}}$ -Simulation die geringsten; mit einem Unterschied von bis zu 15%. Welche Aerosolkonzentration bei der P13-Parametrisierung verwendet wird, spielt allerdings fast gar keinen Einfluss. Anders als bei der N12-Parametrisierung, erhöht sich der Schneegehalt nur um bis zu 10%, wenn die simulierten, gemittelten Staubkonzentrationen im Vergleich zu den am Jungfraujoch gemessenen verwendet werden. Für Temperaturen unter -15 °C ist wieder fast kein Unterschied zwischen den Simulationen mit unterschiedlicher Aerosolinitialisierung zu erkennen. Wieder ist vielmehr entscheidend, welches Nukleationsschema an sich verwendet wird.

Anders beim Flüssigwassergehalt, hier ist vor allem bei Temperaturen unter -15 °C der Einfluss der unterschiedlichen Aerosolkonzentrationen sowie Eiskernkeimungsparametrisierungen zu erkennen (siehe Abb. 5.11(e)); Genau in diesem Temperaturbereich also, in dem die heterogenen Eiskernkeimungsparametrisierungen N12 und P13 besonders viele Eispartikel bilden. So ist der Flüssigwassergehalt der $N12\text{-mean}_{INP_{mikro}}$ -Simulation verglichen mit der $N12\text{-JFJ}_{INP_{mikro}}$ -Simulation um 80% reduziert. Wie auch in der Eisanzahl oder dem Schneegehalt ist diesmal fast kein Unterschied im Flüssigwassergehalt der Simulationen bei Verwendung der P13-Parametrisierungen zu erkennen. Der erhöhte Flüssigwassergehalt in den Wolken bei N12 führt generell dazu, dass auch der Graupelgehalt dieser Simulationen deutlich erhöht ist (siehe Abb. 5.11(f)). Zwischen den beiden unterschiedlichen Aerosolkonzentrationen an sich ist hier wieder aber praktisch kein Unterschied zu erkennen. In beiden Simulationen ist dieser um circa 65% verglichen mit der *control*-Simulation erhöht.

5.5 Einfluss verschiedener Aerosolkonzentrationen auf die Simulationen

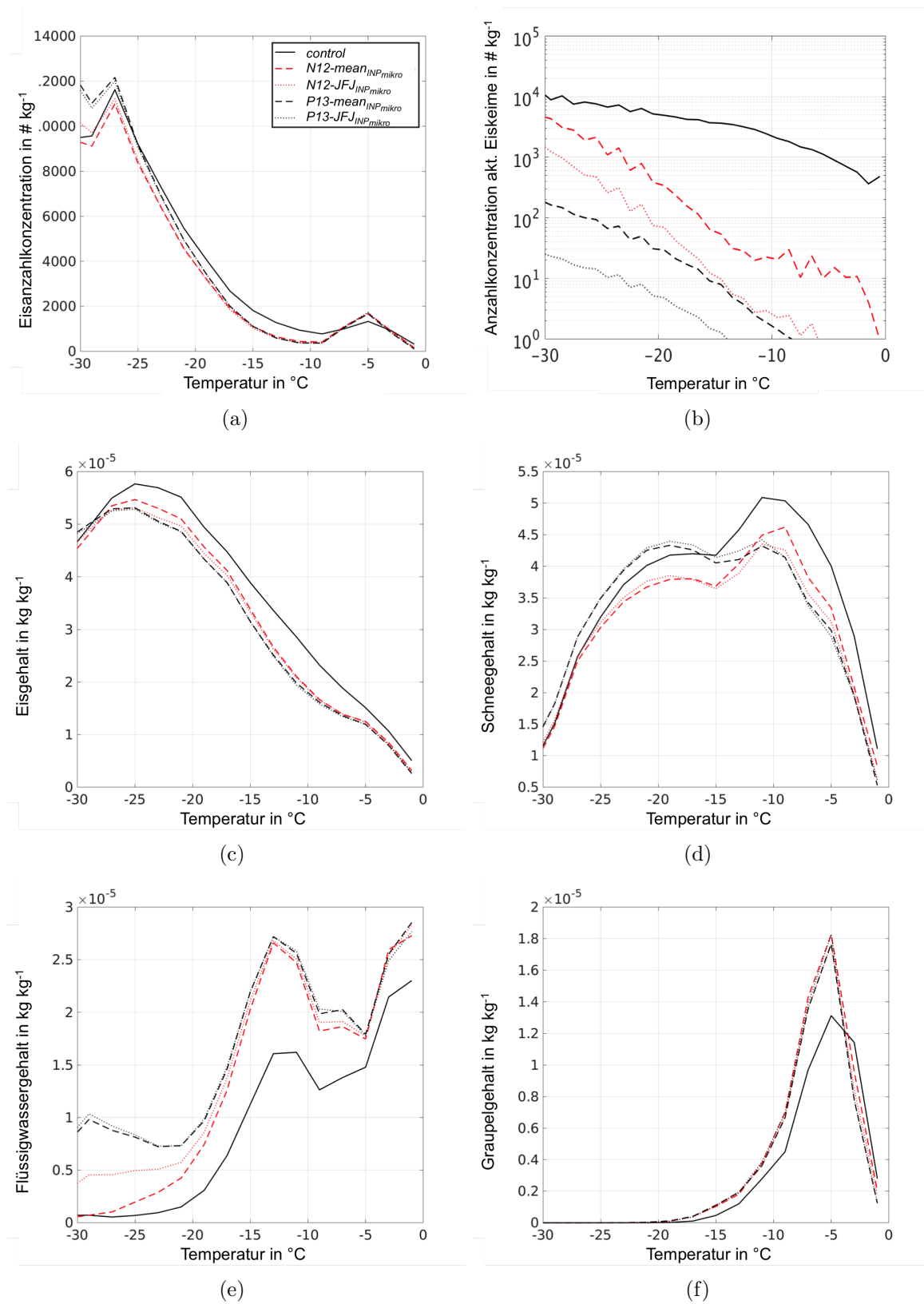


Abbildung 5.11: Dargestellt sind die für die Umgebung des Jungfrauochs, gemittelten Werte der Eisanzahlkonzentration (a), der aktivierten Eiskeime (b), des Eiswassergehaltes (c), des Schneegehaltes (d), des Flüssigwassergehaltes (e) und des Graupelgehaltes (f) in Abhängigkeit der Temperatur.

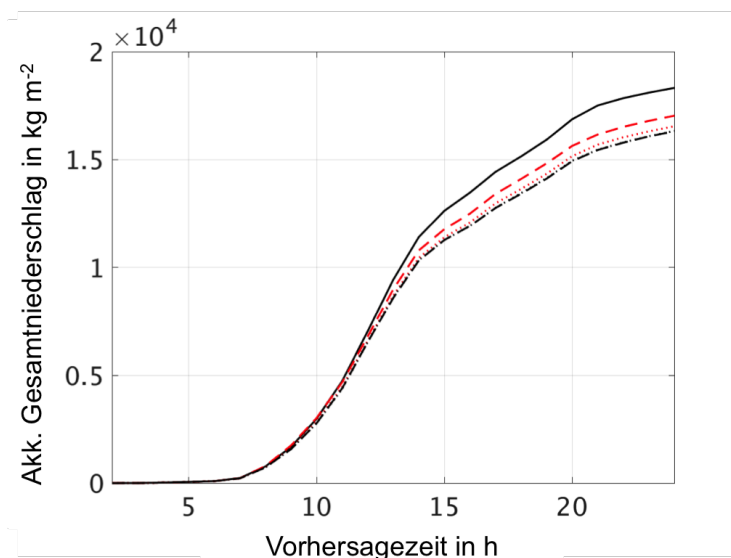


Abbildung 5.12: Dargestellt ist der akkumulierte Gesamtniederschlag im Umkreis von 200 km um das Jungfraujoch herum in Abhängigkeit von der Simulationszeit.

In Abbildung 5.12 ist der Gesamtniederschlag im Umkreis von 200 km um das Jungfraujoch in Abhängigkeit der Zeit dargestellt. Nach etwa 7 Stunden setzt er bei allen fünf Simulationen fast zeitgleich mit Erreichen der Front ein und ähnelt sich auch im weiteren Verlauf sehr. Generell fällt in den Simulationen $P13\text{-mean}_{INP_{\text{mikro}}}$ und $P13\text{-JFJ}_{INP_{\text{mikro}}}$ am wenigsten Niederschlag und in der *control*-Simulation mit 18% Steigerung am meisten. Die Simulationen $N12\text{-mean}_{INP_{\text{mikro}}}$ und $N12\text{-JFJ}_{INP_{\text{mikro}}}$ liegen dazwischen, mit einer Steigerung von 4% der $N12\text{-mean}_{INP_{\text{mikro}}}$ -Simulation in Bezug auf die $P13\text{-mean}_{INP_{\text{mikro}}}$ -Simulation und einer Steigerung von nur 1% bei der $N12\text{-JFJ}_{INP_{\text{mikro}}}$ -Simulation. Demnach ist auch hier entscheidender, welche Parametrisierung an sich verwendet wird, da mit den gleichen Schemata ein ähnliches Verhalten resultiert.

Generell zeigt die Analyse der unterschiedlichen Aerosolkonzentrationen, dass verschiedenen Konzentrationen zwar einen kleinen Einfluss auf die Wolkeneigenschaften haben, allerdings viel entscheidender ist, welches heterogene Eisnukleationsschema verwendet wird.

5.6 Vergleich der Simulationen mit Satellitendaten und Daten der INUIT-Messkampagne

Zusätzlich zu der Evaluation der mikrophysikalischen Prozesse innerhalb der simulierten Wolken wird im folgenden Unterkapitel untersucht, ob durch die implementierten Änderungen im Modell eine Verbesserung der Simulationen verglichen mit Messdaten

festzustellen ist. Im ersten Abschnitt werden hierfür die Simulationen mit Satellitendaten abgeglichen und im zweiten Teil mit den Ergebnissen der großen INUIT-Messkampagne am Jungfraujoch.

5.6.1 Vergleich der simulierten Phase der Wolkendecke mit Satellitendaten

Neben dem Vergleich der simulierten Daten mit den gemessenen Konzentrationen am Jungfraujoch werden diese auch im Folgenden mit Satellitendaten verglichen. Hierzu wird der CLARA-Datensatz verwendet, einem Datensatz der Wolkeneigenschaften wiedergibt (Karlsson et al., 2017; <https://wui.cmsaf.eu>). Die Daten hierfür stammen aus Messungen mit NOAA und METOP Satelliten, die eine erdnahe polare Umlaufbahn besitzen. Für den Vergleich mit den Simulationsergebnissen soll nun die Phase der Wolkenobergrenze vom 15. Februar um 00 UTC verwendet werden (siehe Abb. 5.13(b)), also nach einer Simulationszeit von insgesamt 14 Stunden.

Für die Ableitung der Phase der Wolkenobergrenze aus den Modelldaten, werden die Gitterpunkte der obersten Wolkenschicht mit Hilfe desselben Schwellwertes q_{grenz} mit $1,0 \cdot 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ ermittelt, der auch bisher für die statistische Auswertung verwendet wurde. An diesen Punkten wird dann die Wolkenphase bestimmt, wobei eine Mischphasenwolke als flüssige Phase gewertet wird.

Bei der Phasenanalyse der Wolkenobergrenze der *control*-Simulation, sowie der *N12-JFJ_{INP_{mikro}}*- und *P13-JFJ_{INP_{mikro}}*-Simulation fällt ins Auge, dass alle drei sich im gesamten Simulationsbereich doch sehr ähneln (siehe Abb. 5.13). Bei Berücksichtigung der Temperatur, die an der Oberkante auftreten, ist dies allerdings logisch (siehe Abb. 5.14). So liegt diese Temperatur im gesamten östlichen Teil des gezeigten Ausschnittes unter -40° C , einem Temperaturbereich der überwiegend von der homogenen Eisnukleation bestimmt wird. Lediglich im westlichen Bereich des Modellgebietes liegt die Temperatur in dem für die heterogene Eisnukleation relevanten Bereich.

Hier bestehen die Wolken an ihrer Obergrenze in der *control*-Simulation im Vergleich zu denen der *N12-JFJ_{INP_{mikro}}*- und *P13-JFJ_{INP_{mikro}}*-Simulation häufiger aus Eis anstatt aus Wasser. Dies ist beispielweise gut im südwestlichen Quadranten der Abbildung 5.13 zu erkennen. Es deckt sich zudem mit den bisherigen Erkenntnissen am Jungfraujoch, bei denen die *control*-Simulation stets einen größeren Eiswassergehalt verglichen mit den anderen beiden besaß. Zwischen den beiden Simulationen *N12-JFJ_{INP_{mikro}}* und *P13-JFJ_{INP_{mikro}}* ist dagegen nur ein sehr kleiner Unterschied zu erkennen. So ist an sich das Verhältnis der Wolken mit gefrorener Obergrenze zu denen mit flüssiger fast identisch und lediglich die räumliche Verteilung der Phase unterscheidet sich marginal.

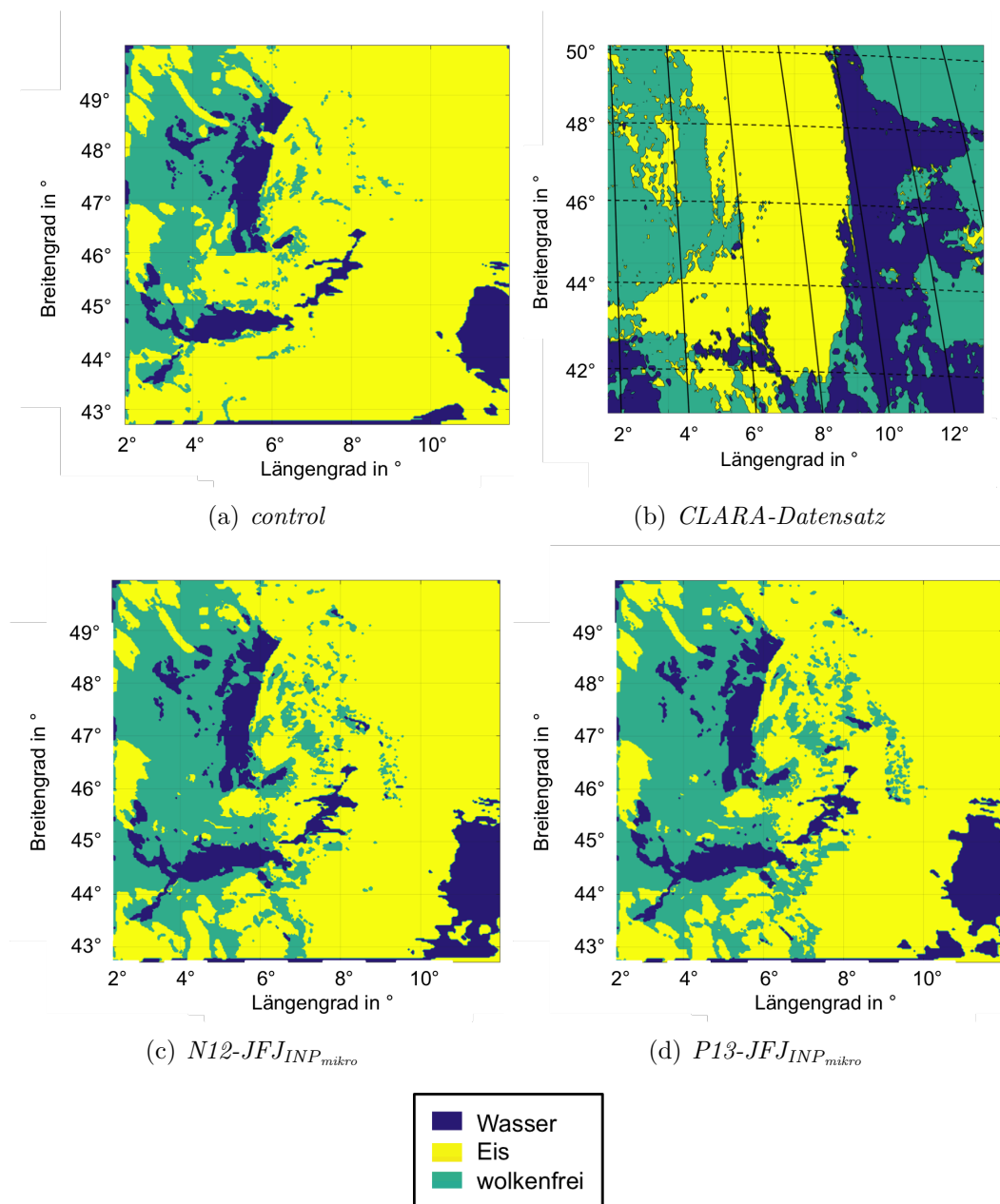


Abbildung 5.13: Dargestellt ist die Phase der Wolkenoberschicht der Simulationen sowie des CLARA-Datensatzes am 15. Februar um 00UTC. In den blauen Gebieten besteht die Wolkenobergrenze aus Wasser, in gelben aus Eis und die grünen Wolken sind wolkenfrei.

Wie in den Simulationen besteht auch die oberste Wolkenschicht des CLARA-Datensatzes über den Alpen zu einem großen Teil aus der Eisphase. In den gemessenen Daten ist allerdings vor dieser Eisfront ein Gebiet mit einer flüssigen Wolkenobergrenze beziehungsweise einem wolkenfreien Gebiet davor zu erkennen. Dies spiegeln die Simulationsdaten alle nicht wieder. So ist in den Simulationen die ganze östliche Hälfte des Simulationsgebietes fast ausschließlich mit Eiswolken bedeckt.

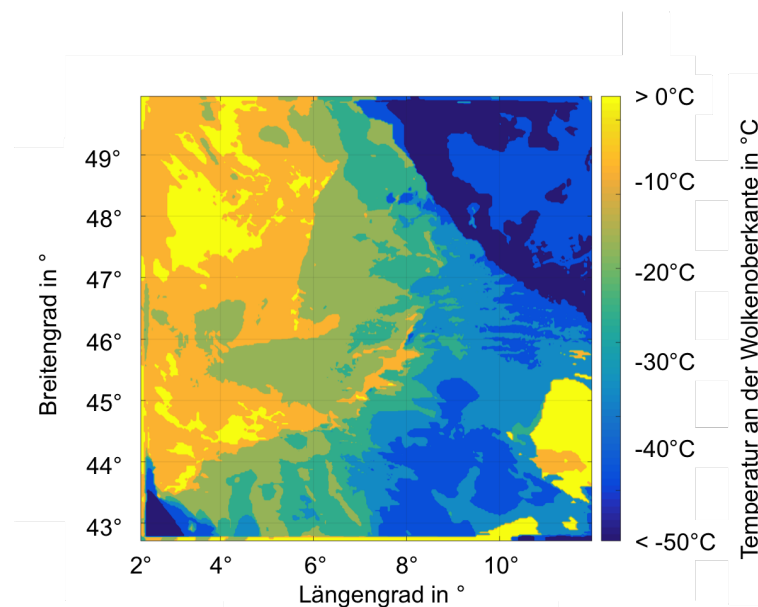


Abbildung 5.14: Dargestellt ist die Temperatur der Wolkenoberkante in den *control*-Simulation für den 15. Februar um 00UTC.

Unter Berücksichtigung des Eiswasserpfade (siehe Abb. 5.15) ist ersichtlich, dass es sich bei diesen Wolken nicht um sehr dünne Wolken handelt, die vom Satelliten möglicherweise nicht erkannt wurden. Es ist vielmehr mit Hilfe der Eis- und Flüssigwasserpfade zu erkennen, dass die Simulationen eine Front aufweisen, die zunächst aus der gefrorenen Phase und im Weiteren Verlauf aus der flüssigen Phase besteht. In den Satellitenaufnahmen des CLARA-Datensatzes ist dahingegen die Front zu erkennen, die genau umgekehrt erst eine flüssige Wolkenoberkante und später eine gefrorene besitzt. Unter Berücksichtigung, dass IFS Reanalysedaten mit einer horizontalen Auflösung von 7 km für die Initialisierung des Modells sowie für die Randdaten verwendet werden, ist die Abweichung zwischen Realität und Simulation absehbar und doch relativ gering in diesen Simulationen.

5.6.2 Vergleich der Messdaten der INUIT-JFJ-Feldkampagne mit den Simulationen

In Abbildung 5.16 sind die Zeitreihen der gemessenen Eis-Residualpartikel Konzentrationen während der INUIT-JFJ-Messkampagne und die mit dem COSMO-Modell simulierten Eisanzahlkonzentrationen für den 14. Februar ab 10 UTC dargestellt. Die Eisresidualkonzentrationen wurden mit dem „Ultra-High Sensitivity Aerosol“ Spektrometer gemessen, einem optischen Partikelspektrometer, das den Größenbereich der Akkumulationsmode abdeckt. Genau genommen sind die Eis-Residualpartikelkonzentrationen im Allgemeinen nicht ganz identisch mit den Eisanzahlkonzentrationen. Da dies aber im Idealfall zutrifft, stellen sie auch zumeist eine sehr gute Näherung dafür dar und werden im Folgenden

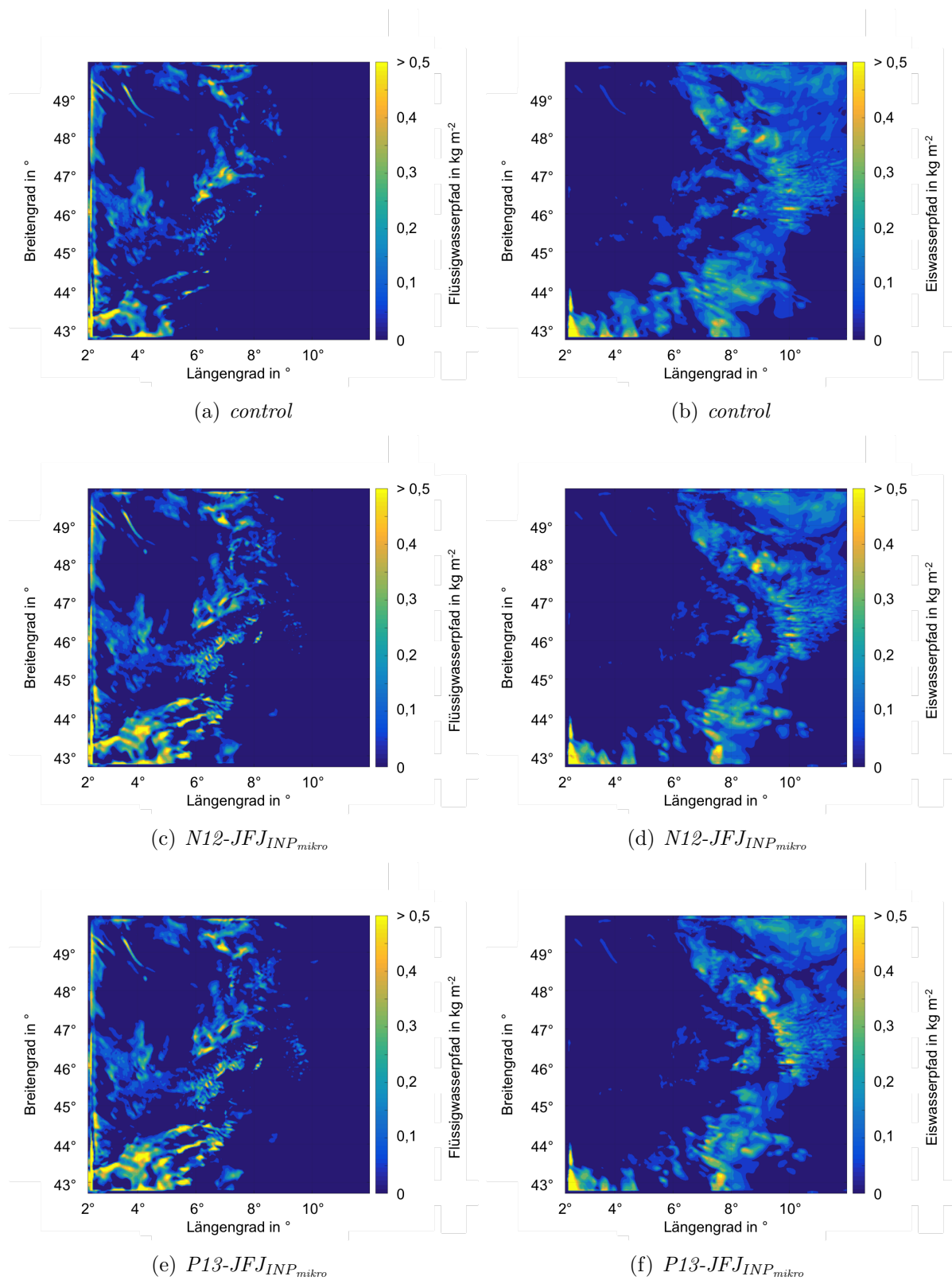


Abbildung 5.15: Dargestellt sind die Eis- und Flüssigwasserpfade der *control*-Simulation sowie der *N12-JFJ_{INP}_{mikro}*- und *P13-JFJ_{INP}_{mikro}*-Simulationen am 15. Februar um 00UTC.

als Vergleich für die im Modell auftretenden Eisanzahlkonzentrationen verwendet. Die grau markierten Bereiche in Abbildung 5.16 markieren jeweils Zeiträume, in denen das Spektrometer ausgeschaltet war.

Generell ist die Übereinstimmung zwischen den gemessenen Konzentrationen und den simulierten recht gut. So steigt die Eisanzahlkonzentration in allen Simulationen am Jungfraujoch zu zwei Zeitpunkten deutlich an. Das erste Ereignis tritt etwa in der Simulationszeit von 8 Stunden bis 23 Stunden auf und das zweite ab etwa 27 Stunden. Während des ersten Eiswolkenereignis wurden, wenn das Spektrometer angeschaltet war, Eisresidualkonzentrationen von etwa 10^3 m^{-3} gemessen und auch die Eisanzahlkonzentrationen aller drei Simulationen besitzen dieselbe Größenordnung (siehe Abb. 5.16).

Das zweite Wolkenereignis beginnt anschließend am 15. Februar 2013 gegen 14 UTC. Nun weisen jedoch die Wolken in den Simulationen deutlich geringere Eisanzahlkonzentrationen auf als die Messungen. So liegen die simulierten Werte nur bei 10 m^{-3} , während sie in den gemessenen Wolken wieder Werte von 10^3 m^{-3} erreichen. Dies besitzt seine Ursache darin, dass die Simulationszeit nun doch schon fast 30 Stunden beträgt und die thermodynamischen Variablen nicht mehr im ausreichenden Maße genau simuliert werden (siehe Abb. 5.17). So weicht nach einer Simulationszeit von 30 Stunden die Temperatur um 3,5 K voneinander ab und nach 36 Simulationsstunden sogar um

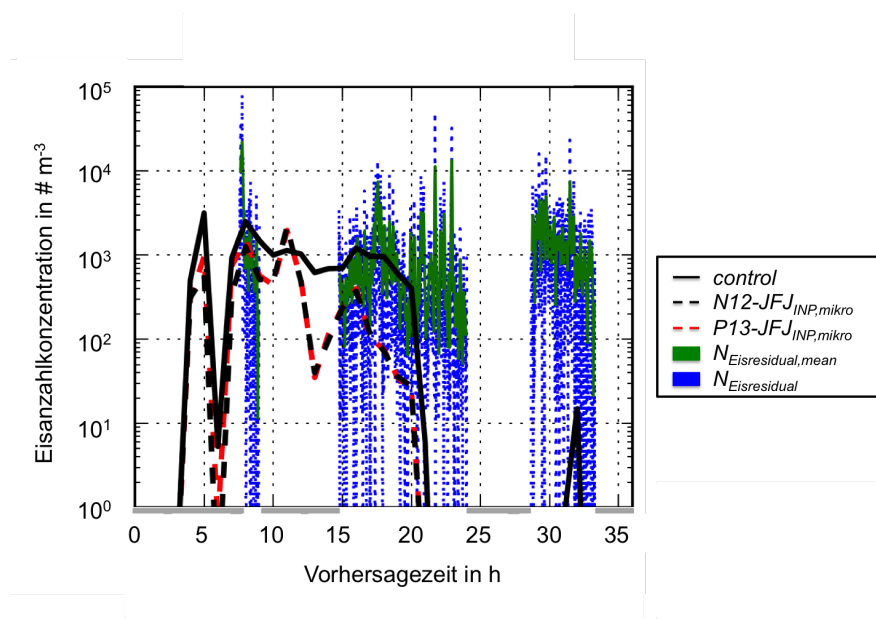


Abbildung 5.16: Gegenüberstellung der mit dem „Ultra-High Sensitivity Aerosol“ Spektrometer gemessenen Eisresidualkonzentrationen mit der simulierten Zeitreihen der Eisanzahlkonzentration der drei Simulationen *control*, *N12-JFJ_{INP,mikro}* und *P13-JFJ_{INP,mikro}* für den Zeitraum des 14. Februar 2013 ab 10 UTC. In den grau hinterlegten Zeitfenstern fand keine Messung mit dem Spektrometer statt.

5 K (siehe Abb. 5.17(a)). Aber auch die relative Feuchte spiegelt nicht mehr ganz die gemessenen Werte wieder (siehe Abb. 5.17(b)). Wird allerdings berücksichtigt, dass für die Modellinitialisierung sowie auch für die Randdaten während der Simulation IFS Reanalysedaten mit einer horizontalen Auflösung von 7 km verwendet werden und nicht wie für die operationellen Simulationen Randdaten mit einer Auflösung von 2,8 km, ist diese Abweichung nach 24 Stunden absehbar und noch relativ gering. Jedoch sollte sich daher aber der Vergleich zwischen den gemessenen und simulierten Werten auf die ersten 24 Stunden der Simulation beschränken.

In Abbildung 5.18 ist der gemessene Flüssigwassergehalt der Wolken am Jungfraujoch sowie die der simulierten Wolken gezeigt. Gemessenen wurde hierbei mit zwei *Particulate Volume Monitors* (PVM-100; Gerber, 1991). Mit Hilfe der PVM-100 wird das von einem 780 nm stammende und an den Tropfen gestreute Laserlicht gemessen, um dies anschließend mit Hilfe eines räumlichen Filters in eine Volumenkonzentration der Tropfen zu überführen. Beim Vergleich fällt auf, dass sich das Jungfraujoch in den Messungen ab circa 18 UTC am 14. Februar 2013 in Wolken mit Flüssigkondensat befindet, während in den Messungen dies auf die beiden Zeiträume begrenzt ist, zu denen bereits auch die Eisanzahlkonzentration merklich anstieg (siehe Abb. 5.16). Sehr gut stimmen hier allerdings die Größenordnung der gemessenen und simulierten Konzentrationen während des ersten Zeitraumes überein, die in allen Fällen etwa $2,0 \cdot 10^{-4} \text{ kg kg}^{-1}$ betragen. Diese Übereinstimmung spiegelt sich auch im Vergleich der mittleren, gemessenen Flüssigwassergehalte und der über das erste Wolkenereignis gemittelten, simulierten Flüssigwassergehalte wieder. So liegt nach Kupiszewski et al. (2016) der mittlere mit dem PVM-100 gemessene Flüssigwassergehalt bei $0,19 \text{ g m}^{-3}$, und im Vergleich dazu der der

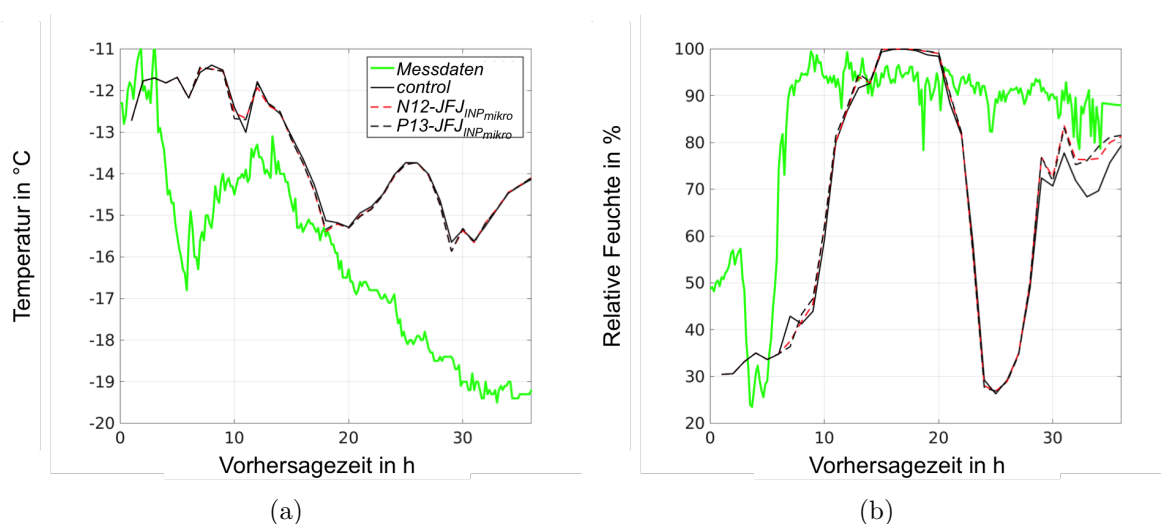


Abbildung 5.17: Gegenüberstellung der gemessenen Lufttemperatur und relativen Feuchte der MeteoSwiss Messstation am Jungfraujoch mit den simulierten Zeitreihen der drei Simulationen *control*, *N12-JFJ_{INP}_{mikro}* und *P13-JFJ_{INP}_{mikro}* für den Zeitraum des 14. Februar 2013 ab 10 UTC.

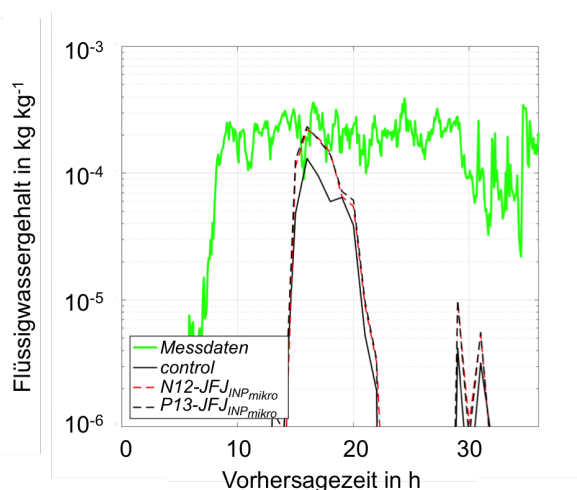


Abbildung 5.18: Gegenüberstellung des mit einem PVM-100 gemessenen Flüssigwassergehalt der Wolken am Jungfraujoch mit den simulierten Zeitreihen der drei Simulationen *control*, *N12-JFJ_{INP_mikro}* und *P13-JFJ_{INP_mikro}* für den Zeitraum des 14. Februar 2013 ab 10 UTC.

control-Simulationen bei $0,17 \text{ g m}^{-3}$, der der *N12-JFJ_{INP_mikro}*-Simulation bei $0,32 \text{ g m}^{-3}$ und der der *P13-JFJ_{INP_mikro}*-Simulation bei $0,33 \text{ g m}^{-3}$. Jedoch hat ein anderes Messgerät zur selben Zeit und für den gleichen Zeitraum einen Flüssigwassergehalt von $0,26 \text{ g m}^{-3}$ gemessen. Somit liegen alle drei Simulationen doch sehr nahe an den Messungen.

Anders beim Vergleich der mittleren Eisfraktionen, so liegt der gemessene Wert nach Kupiszewski et al. (2016) im Mittel bei 0,12. In den Simulationen wurde für alle Wolken-gitterpunkte im Umkreis von 100 km um das Jungfraujoch herum, an denen die Summe aus Eis- und Flüssigwassergehalt mindestens $1,0 \cdot 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ beträgt und deren Höhe 6000 m nicht übersteigt, die mittlere Eisfraktion an Hand des mittleren Quotienten aus Eiswassergehalt zu der Summe aus Eiswasser- und Flüssigwassergehalt gebildet. Diese so bestimmte mittlere Eisfraktion beträgt 0,26 bei der *N12-JFJ_{INP_mikro}*-Simulation und 0,22 bei der *P13-JFJ_{INP_mikro}*-Simulation. In der *control*-Simulation besitzt diese dahingegen jedoch deutlich höhere Werte mit 0,43. Der Eisanteil dieser Wolken ist somit doppelt so groß wie bei der Verwendung der neuen Parametrisierungen und vierfach so hoch wie der in den gemessenen Wolken. Somit liegen die Simulationen mit den neuen, physikalisch realistischeren Immersionsparametrisierungen deutlich näher an den Messungen als die der *control*-Simulation.

5.6.3 Vergleich der Simulationen mit Ergebnissen einer weiteren Simulationsstudie zu diesem Wolkenevent

Anders als diese Studie hat eine weitere Studie von Farrington et al. (2016) im Allgemeinen keine gute Übereinstimmung zwischen den gemessenen und simulierten

Werten gezeigt. Die Simulationen der Studie von Farrington et al. wurden mit Hilfe des WRF-Modells in der Version 3.6 (Skamarock et al., 2006) in Verbindung mit dem 2-Momenten-Schema nach Morrison et al. (2005a, 2009) durchgeführt. Die räumliche Auflösung der Simulationen betrug 1 km und 99 vertikale Höhenschichten mit einer minimalen Dicke von rund 60 m an der Oberfläche. In dem 2-Momenten-Schema ist das Immersionsgefrieren nach Bigg (1953) implementiert, sowie das Gefrieren von Tropfen infolge von Kollisionen mit Eiskeimen nach Meyer et al. (1992). Für das Depositions- und Kondensationsgefrieren ist mit Hilfe der Cooper-Gleichung (Cooper, 1986; Rasmussen et al., 2002) und somit auch in Abhängigkeit der Anzahlkonzentration von Eiskeimen dargestellt. Verglichen wurden die Ergebnisse dieser Studie mit Messungen während der INUIT-JFJ-Messkampagne mit Hilfe eines *Two-Dimensional Stereo Hydrometeor Spectrometer* (2D-S). Das 2D-S hält neben den Anzahlkonzentrationen der gemessenen Eispartikel im Bereich von 10 – 1260 μm auch noch deren Größenkonzentrationen bereit.

So wurden in der Studie von Farrington et al. für das Wolkenereignis vom Abend des 14. Februars 2013 ein Flüssigwassergehalt von circa $7 \cdot 10^{-4} \text{ kg kg}^{-1}$, ein Eiswassergehalt von etwa $1 \cdot 10^{-2} \text{ kg kg}^{-1}$ und eine Eisanzahlkonzentration von rund 10^3 kg^{-1} gemessen. Für den Flüssigwassergehalt stimmten diese absoluten Werte recht gut mit den simulierten in der Studie von Farrington et al. überein, während sowohl der Eiswassergehalt der simulierten Wolken als auch die Eisanzahlkonzentration dieser um einen Faktor von rund 10^3 von den gemessenen abwichen. Anders in der Studie dieses Kapitels, wo sowohl die simulierte Eisanzahlkonzentration circa 10^3 kg^{-1} fast identisch zur gemessenen ist als auch der simulierte Flüssigwassergehalt mit etwa $3 \cdot 10^{-4} \text{ kg kg}^{-1}$ recht nah an den Messwerten liegt. Lediglich der Eiswassergehalt der hier simulierten Wolken weicht mit rund $7 \cdot 10^{-5} \text{ kg kg}^{-1}$ auch sehr stark von den Messungen mit dem 2D-S ab. Allerdings liegt die Eisfraktion der Wolken gemessen mit dem 2D-S bei annähernd 90% und damit deutlich höher als nach Kupiszewski et al. (2016), wo sie für das Wolkenereignis vom 14. Februar 2013, wie bereits erwähnt, im Mittel bei 0,12 lag. Daher scheint der gemessene Eisgehalt der Wolken im Vergleich zu anderen Messungen auch relativ hoch zu sein.

Anders als in dieser Studie hat Farrington et al. die simulierten Wolkenvariablen am Gipfelpunkt des Jungfraujochs mit den gemessenen Werten am Jungfraujoch verglichen. Da das Jungfraujoch in der Simulation rund 280 m unterhalb des tatsächlichen Jungfraujoch mit 3466 m liegt, herrscht am simulierten Jungfraujoch eine leicht wärmere Temperatur, die zum Teil für die Abweichung zwischen Messung und Simulation verantwortlich sein könnte. Aber auch in der etwas niedrigeren Höhe verändern sich die Wolkenvariablen wie Eisanzahlkonzentration in den Simulationen dieser Arbeit kaum, obwohl in der Temperatur und relativen Feuchte ein deutlicher Unterschied durch die Höhe zu erkennen ist (siehe Anhang C.1 und C.2). Somit kann dies nicht Ursache für die Abweichungen sein. Da die Temperatur und relative Feuchte in den Farrington-Simulationen an sich deutlich besser simuliert wurde als in dieser Studie und auch die deutlich effektivere Immersionsparametrisierung nach Bigg (1953) in den Studien von Farrington et al. angewendet wurde, scheint das mikrophysikalische Gesamtfeedback der beiden Zwei-

Momenten-Schemata (Seifert and Beheng, 2006; Morrison et al., Morrison et al.) an sich anders zu wirken, so dass die Zusammensetzung der Wolke deutlich voneinander abweichen.

5.7 Fazit und Schlussfolgerungen

In diesem Kapitel wurden zwei der in Kapitel 2 vorgestellten neuen, aerosolspezifischen Immersionsparametrisierungen sowie der dort auch vorgestellten Prozessierungsschemata aktivierter Eiskeime bei der Simulation eines realen Wolkenereignisses am Jungfraujoch verwendet. Hierbei steht vor allem im Fokus, wie der Einfluss der Neuerungen bezüglich der heterogenen Eiskernung auf die Simulation großräumiger, realer Wolkengebiete ist. So sollen auch diese Ergebnisse mit denen der idealisierten Studien verglichen werden, um allgemein den Einfluss auf simulierte Wolken abschätzen zu können. Des Weiteren wurde untersucht, welche Simulationen und somit auch die Verwendung welcher Schemata bessere Übereinstimmung mit den gemessenen Werten aufweisen. Zudem wurden in diesem Kapitel analysiert, wie groß der Unterschied zwischen den Simulationen ist, wenn anstatt der Aerosolkonzentrationen, die am Jungfraujoch während der Wolkenereignisse gemessen wurden, simulierte, gemittelte Werte für Mitteleuropa verwendet werden.

Insgesamt wurden neun Simulationen durchgeführt, um alle diese gerade genannten Einflussfaktoren zu analysieren. Die sich aus den Untersuchungen der Simulationen ergebenden wichtigsten Schlussfolgerungen lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Generell ähneln sich die Simulationen mit den drei Immersionsparametrisierungen Meyer, N12 und P13 sehr. So gibt es nur geringe Unterschiede zum Beispiel bezüglich der Lage der Gebiete, in denen sich eine Eiswolke oder Flüssigwolke befindet, sowie in den auftretenden Niederschlägen der Simulationen.
- Durch Verwendung der neuen realistischeren Schemata N12 und P13 wird der Eiswassergehalt der simulierten Wolken um etwa 20% im Vergleich zur Meyer-Parametrisierung verringert. Dies resultiert aus der deutlich geringeren Effektivität der neuen Parametrisierungen bei Temperaturen von über -15°C .
- Im Gegensatz dazu ist der Flüssigwassergehalt der Wolken unter Verwendung der modernen Immersionsparametrisierungen deutlich gestiegen und erreicht etwa den doppelten Gehalt innerhalb der Wolken im Vergleich zur Meyer-Parametrisierung.
- Genauso wie in den idealisierten Sensitivitätsstudien wird auch in den Simulationen des realen Wolkenereignisses eine deutlich reduzierte Effektivität der verschiedenen Immersionsparametrisierungen durch das Gefrieren von Regentropfen abgefangen. Dadurch dass bei N12 und P13 sowie bei wärmeren Temperaturen weniger Eispartikel gebildet werden, existiert hier mehr Flüssigwasser in den Wolken, wodurch sich mehr Regentropfen bilden, die im weiteren Verlauf dann vermehrt gefrieren.

- Zudem ist in dieser Studie das Bereifen von Eis durch Wolkenwasser sehr wichtig, da es hier Hauptquelle für den Eisgehalt in den Wolken ist. Dieser Prozess ist für die Meyers-Parametrisierung stark gesteigert. Zusammen mit den sowieso schon sehr vielen gebildeten Eispartikeln bei Temperaturen von -20°C und wärmer, führt dies dazu, dass dadurch in diesem Temperaturbereich der Bereifungsprozess sehr effektiv ist und diese Wolken dann zu schnell durchfrieren.
- Der erhöhte Flüssigwassergehalt der Wolken in den Simulationen mit N12 und P13 führt weiter dazu, dass hier durch das Regentropfengefrieren auch der Graupelgehalt in diesen Wolken deutlich größer ist als bei der Meyer-Parametrisierung. Dies führt einerseits zu einem erhöhten Anteil des Niederschlags in Form von Graupel, es erhöht andererseits aber auch deutlich den Hallet-Mossop-Prozess in diesen Simulationen.
- Wie auch schon in den idealisierten Studien kompensiert das Modell selbst die erhöhten Eisanzahlkonzentrationen sehr stark durch die beiden mikrophysikalischen Prozesse der Autokonversion und der Akkreszenz von Eis zu Schnee. So weichen die Eisanzahlkonzentrationen meist nur bis zu 50 % voneinander ab, obwohl die Anzahlraten des Immersionsgefrierens sich um das 100-fache unterscheiden.
- Trotz der doch deutlich unterschiedlichen Effektivität der Bildung von Schnee in den Wolken durch die Autokonversion und Akkreszenz, unterscheidet sich der Schneegehalt in den Simulationen nicht markant voneinander. Dies folgt daher, da der Schnee nicht durch die Autokonversion und Akkreszenz sondern vor allem durch den Prozess des Depositionswachstums von Wasserdampf an Masse zunimmt, der jedoch für alle Simulationen sehr effektiv ist. Somit ist der Einfluss der Immersions-Parametrisierungen auf den Schneegehalt der Wolken nicht sehr groß und es treten nur Unterschiede von etwa 20 % auf.
- Generell weisen die Simulationen des realen Wetterereignisses am Jungfraujoch eine gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen der idealisierten Studie für Temperaturen um die -20°C und wärmer auf. Für tiefere Temperaturen nehmen dann in den idealisierten Wolken die Eisanzahlkonzentrationen ab, während sie in der realen Studie in P13 und N12 zunehmen. Dies jedoch wird dadurch ausgelöst, dass die Wolkenentwicklung der realen Studie häufig bei -40°C und kälter stattfindet, ein Bereich, der von der idealisierten Studie zwar erfasst wird, aber nur am Rande.
- Anders als die neuen-modernen Immersionsparametrisierungen hat die Verwendung der unterschiedlichen Eiskeimprozessierungs-Schemata nur einen sehr kleinen Einfluss auf die simulierten Wolken. So unterscheiden sich diese nur merkbar im Schneegehalt der Wolken voneinander und dort auch nur mit maximal etwa 5 %.
- Die Analyse der Simulationen mit den unterschiedlichen Staubaerosolkonzentrationen hat ergeben, dass trotz der etwa vierfach erhöhten Staubaerosolanzahl der Einfluss auf die simulierten Wolken gering ist. So liegt die Änderung der simulierten Wolkenvariablen bei Verwendung des N12-Schematas fast immer unter 5 % und bei Verwendung von P13 meist sogar bei weniger als 1 %. Es ist somit deutlich wichtiger, welche Parametrisierung an sich verwendet wird, als genaue vorhergesagte oder gemessene Aerosolkonzentrationen. Generell ist der Einfluss der verschiedenen an-

genommenen Eiskeimkonzentrationen fast ausschließlich nur für Temperaturen von über -20°C vorhanden.

- Der Vergleich mit lokalen Messungen vom 14. Februar 2013 vom Jungfrauojoch während der INUIT-JFJ-Feldmesskampagne zeigt, dass tendenziell durch die Verwendung aller drei Eiskernkeimungsmechanismen realistische Eisanzahlkonzentrationen in den simulierten Wolken auftreten. Im Gegensatz dazu zeigt die Analyse von Messung zu Modell weiter, dass die deutlich höheren Flüssigwassergehalte mit N12 und P13 eine bessere Übereinstimmung mit den Messungen darstellen. Dadurch liegen auch die Eisfraktionen, die in den simulierten Wolken bei N12 und P13 auftreten, viel näher an den Messungen als unter Verwendung des Standard-Eiskernkeimungsmechanismus nach Meyer et al. (1992).
- Der Vergleich mit lokalen Messungen am Jungfrauojoch zeigte zudem, dass schon nach einer Simulationsdauer von 30 Stunden die thermodynamischen Variablen wie Temperatur und Feuchte nicht mehr in ausreichendem Maße genau vorhergesagt werden können. Dies führte dazu, dass dann auch die heterogene Eiskernkeimung nicht mehr exakt simuliert werden kann und folglich die gemessenen Eisanzahlkonzentrationen fast um das 100-fache von den simulierten Werten abweichen.
- Beim Vergleich der Satellitendaten fällt auf, dass die beiden Simulationen mit N12 und P13 einen größeren Anteil flüssiger Wolken beziehungsweise Mischphasenwolken aufweisen und somit eine etwas bessere Übereinstimmung mit den gemessenen Daten zeigen. Hierbei ist es weniger von Bedeutung welches Schema der heterogenen Eiskernkeimung an sich verwendet wird, da sich beide sehr ähneln und markante Unterschiede zum Meyer-Schema aufweisen.

Kapitel 6

Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

In dieser Arbeit wurde für das COSMO-Modell in Koppelung mit dem Zwei-Momenten-Wolkenmikrophysikschema (Seifert and Beheng, 2006) eine ganzheitliche Darstellung der heterogenen Eisnukleation entwickelt und vorgestellt.

Hierzu wurden zunächst vier moderne heterogene Eisnukleationsschemata (Niemand et al., 2012; Phillips et al., 2013; Niedermeier et al., 2014; DeMott et al., 2015) implementiert, die nun für den Prozess der heterogenen Eispartikelbildung neben der Abhängigkeit der thermodynamischen Variablen der Temperatur und relativen Feuchte auch eine Aerosol-Abhängigkeit beinhaltet. Bisher wurde für das Immersionsgefrieren meist das Schema nach Meyer et al. (1992) verwendet, welches aerosolspezifische Variablen wie deren Anzahlkonzentration, deren Größenverteilung oder auch deren exakte Zusammensetzung bei der Berechnung außen vor lässt.

Da aber in orographischen Mischphasenwolken Eispartikel meist heterogen gebildet werden, ist gerade eine gute Darstellung von Aerosolen und deren Einbeziehung in die Nukleationsschemata sehr wichtig. Mit Hilfe heutiger Aerosol-Module wie COSMO-ART (Vogel et al., 2009) oder dem M7 Aerosolmodul (Vignati and Stier, 2004; Zubler et al., 2011) ist eine detaillierte Simulation von Aerosolen möglich und steht der numerischen Berechnung des Nukleationsprozesses zur Verfügung. Um weiter auch explizit das Auswaschen von Aerosolen durch Hydrometeore, das sogenannte *Scavenging*, im Modell berücksichtigen zu können, wurden zu den vier neuen Immersionsparametrisierungen auch zwei unterschiedliche Aerosolprozessierungs-Schemata entwickelt und implementiert. So kann im COSMO-Modell nun einerseits das Auswaschen der Aerosole durch die Aktivierung als Eiskeime dargestellt werden und andererseits die Sedimentation derer innerhalb von Hydrometeoriten zur Erdoberfläche sowie die Wiederfreisetzung durch das Verdunsten von Hydrometeoriten, das sogenannte *Recycling*.

Neben der Entwicklung der ganzheitlichen Beschreibung der heterogenen Eispartikelbildung legt diese Arbeit zudem seinen Schwerpunkt auch auf eine detaillierte Prozessanalyse dieser Änderungen im Modell auf die Entwicklung simulierter, orographischer Mischphasenwolken. Eigens hierfür wurde die Ausgabe wichtiger, ausgewählter mikrophysikalischer Prozessraten eingebaut, mit deren Hilfe dann sowohl umfangreiche idealisierte Studien für den Temperaturbereich zwischen 0°C und -35°C ausgewertet wurden, als auch ein reales Fallbeispiel vom 14. Februar 2013 am Jungfraujoch in den

Schweizer Alpen. Zu dieser Zeit fand hier eine umfangreiche INUIT-Messkampagne statt, durch die neben Tagesgängen der Temperatur und relativen Feuchte auch viele andere Messwerte, die für die heterogene Eiskernbildung von Bedeutung sind, zur Verfügung stehen. An Hand dieser realen Studie wurden die Ergebnisse der idealisierten Studien verifiziert und zudem evaluiert, ob durch die Modelländerungen die Simulationen eine bessere Übereinstimmung mit den Messdaten aufwiesen als bei Verwendung des Meyer-Schematas.

Im Folgenden werden die einzelnen Kapitel und deren wichtigsten Schlussfolgerungen zusammengefasst.

Im ersten Kapitel wurde die homogene und heterogene Eiskernbildung in der Atmosphäre an sich, ihr Einfluss auf Wolken sowie deren Parametrisierung und die Anwendung dieser in numerischen Wettermodellen diskutiert.

In Kapitel 2 wird das verwendete numerische Wettermodell, das COSMO-Modell, sowie das Zwei-Momenten-Wolkenmikrophysikschema vorgestellt. Anschließend werden die vier neu-implementierten heterogenen Eiskernbildungsparametrisierungen diskutiert sowie die detaillierte Beschreibung der beiden Aerosolprozessierungs-Schemata.

In Kapitel 3 wird in einer umfangreichen, idealisierten Studie das Feedback einer einzelnen simulierten orographischen Mischphasenwolke auf die vier verschiedenen Immersionsparametrisierungen untersucht. Hierbei zeigten die simulierten Wolken, dass die Verwendung der unterschiedlichen heterogenen Eiskernbildungsschemata zu einer Abweichung von bis zu 20 % bezüglich der Eiskernkonzentration führte. Da jedoch die Depositionswachstumsrate, die Hauptquelle der Eiskernmasse in den simulierten Wolken war, in allen Simulationen ähnlich effektiv war, wurde der Unterschied in den Eiskernkonzentrationen abgepuffert und der Unterschied zwischen den simulierten Eiskerngehalten betrug nur noch 12 %. In Bezug auf die Schneekernkonzentration wirkten sich die unterschiedlichen Schemata wieder stärker aus. Die drei Schemata nach Niemand et al. (2012), DeMott et al. (2015) und Niedermeier et al. (2014) mit ihrer relativ hohen Aktivierungseffektivität bei Temperaturen unter -25°C ließen ein konstantes Reservoir sehr vieler kleiner Eiskern in oberen Wolkenschichten entstehen, das kontinuierlich in die tiefer gelegenen Schneeschichten sedimentiert und so zu einer um 15 % höheren Schneekernkonzentration in diesen Simulationen führte. Die Evaluation der Simulationen zeigte zudem, dass das Modell mittels der Parametrisierung des Regentropfengefrierens stets versuchte den ursprünglichen Effekt durch die unterschiedlichen Immersions-Schemata zu kompensieren.

In Kapitel 4 wird eine weitere idealisierte Studie hintereinanderliegender orographischer Mischphasenwolken zur Analyse der Aerosolprozessierungsschemata vorgestellt. Hier zeigt sich, dass diese Transportschemata einen sehr großen Einfluss auf die Immersionsgefriereraten haben. So wird bei einer erstmaligen Wolkenbildung das Immersionsgefrieren um bis zu 70 % reduziert und in darauffolgenden sogar um bis zu 95 %. In den Simulationen war dabei deutlich der Einfluss des *Recyclings* zu erkennen, der zu einer etwas höheren Immersionsgefriererate führte. Allerdings wurde diese Reduktion der heterogenen Eiskernbildungsrate in den Simulationen stets durch das Gefrieren von Regentropfen kompensiert und teilweise sogar überkompensiert. So wiesen die Wolken

unter Berücksichtigung der Aerosolprozessierung einen um 11 % größeren Eiswasser- und einen um 25 % größeren Schneegehalt auf.

Aufbauend auf den idealisierten Studien wurde in Kapitel 5 die reale Fallstudie vom Jungfraujoch ausgewertet. Hierbei zeigten die Simulationen mit den neuen Immersionsparametrisierungen nach Niemand et al. (2012) und Phillips et al. (2013) eine deutliche Verbesserung der simulierten Flüssigwassergehalte in Bezug auf die gemessenen Tagesgänge der Messkampagne. Durch die Verwendung des Meyer-Schematas wurden in der Wolke schon bei relativ warmen Temperaturen zu viele Eispartikel gebildet, wodurch die Wolken zu schnell durchfroren. Hinsichtlich der simulierten Eisanzahlkonzentrationen wiesen alle Simulationen recht gute Übereinstimmungen mit den Messwerten auf. Generell zeigten die Simulationen der realen Fallstudie die gleichen mikrophysikalischen Feedbacks des Wolkensystems hinsichtlich der unterschiedlichen heterogenen Eiskondensationsschemata wie die idealisierten Studien. So wird erneut die Reduzierung des Immersionsgefrierens durch das Gefrieren von Regentropfen abgefangen beziehungsweise überkompensiert, so dass die Wolken mit Niemand et al. (2012) und Phillips et al. (2013) einen etwa 20 % höheren Schneegehalt und einen höheren Graupelgehalt besaßen. Hinsichtlich der unterschiedlichen Eiskeimtransportschemata zeigten die Wolken dieser Studie nur ein sehr schwaches Feedback, wobei der maximale Unterschied im Schneegehalt bei 5 % lag. Auch eine Änderung der verwendeten Eiskeimkonzentrationen um das Vierfache zeigte nur ein schwaches Feedback, dass einerseits meist nur bei Temperaturen über -20°C beobachtet werden konnte und andererseits oft weniger als 5 % betrug. Zusammengefasst zeigte die reale Studie, dass die Wahl der verwendeten Immersionsparametrisierung deutlich wichtiger ist, als exakt bestimmte Aerosolkonzentrationen oder die Verwendung eines Eiskeimprozessierungsschematas.

Zusammenfassend wurde in dieser Arbeit eine neu-entwickelte Beschreibung des Immersionsgefrierens für das COSMO-Modell vorgestellt sowie detailliert mikrophysikalisch untersucht. Von in der Literatur zu ähnlichen oder verwandten Themengebieten publizierten Arbeiten hebt sich diese Dissertation dadurch ab, dass ihr Fokus neben der ganzheitlichen Darstellung der heterogenen Eiskondensation unter Berücksichtigung der Aerosolprozessierung nicht nur auf einer sehr umfangreichen, idealisierten Studien simulierter orographischer Mischphasenwolken liegt, sondern diese Arbeit zudem eine reale Fallstudie zur Verifikation der Ergebnisse beinhaltet. Folgende Aspekte werden dabei in dieser Arbeit behandelt:

- Erstmalig wurde eine umfassende idealisierte Studie mit mehr als 30 Simulationen zur statistischen Einflussanalyse von vier moderner heterogener Immersionsparametrisierungen auf orographische Mischphasenwolken für den gesamten relevanten Temperaturbereich von -35°C bis 0°C vorgestellt und detailliert mikrophysikalisch ausgewertet.
- Durch die umfangreiche idealisierte Studie konnte gezeigt werden, dass abhängig von den unterschiedlichen gewählten Eiskondensationsparametrisierungen sich die Eisanzahlkonzentration und der Schneegehalt der simulierten Wolken um bis zu 20 % voneinander unterschieden. Hierbei war vor allem wichtig, wie viele Eispartikel durch

die Parametrisierungen bei Temperaturen unter -25°C gebildet wurden. Diese so meist in höheren Schichten der Wolke gebildeten Eispartikel stellten dort ein kontinuierliches Reservoir neuer Eispartikel dar, die von dort in die tiefer gelegene Wolkenschicht sedimentierten, wo sie weiter zu Schneepartikel umgewandelt wurden.

- Die idealisierten Studien der Aerosolprozessierung zeigten den sehr großen Einfluss eines solchen Schematas auf die Immersionsgefriertrate. So wurden durch die Entwicklung einer vorherigen orographischen Mischphasenwolke so viele Aerosole aktiviert, dass in einer darauffolgenden Wolke fast keine mehr für die Aktivierung zur Verfügung standen. Hierbei zeigten die Simulationen sowohl den Einfluss des Auswaschens der Aerosole als auch das *Recycling* der Aerosole durch Verdunstung der Hydrometeore.
- Das COSMO-Modell zeigte ferner, dass der Einfluss der reduzierten Immersionsgefriertrate stets durch die Parametrisierung des Regentropfengefrierens kompensiert und teilweise sogar überkompensiert wurde. Dies führt beispielsweise dazu, dass in der realen Fallstudie praktisch kein Einfluss der Aerosolprozessierung mehr zu erkennen war.
- Die reale Studie zeigte zudem auch, dass primär die verwendete heterogene Eiskernierungsparametrisierung den größten Einfluss auf die simulierten Wolken hat, wobei hierbei die gleichen mikrophysikalischen Prozesse beeinflusst wurden wie bei den idealisierten Studien. Gerade für Temperaturen um die -5°C , wo der Hallett-Mossop-Prozess stattfindet, führt der erhöhte Flüssigwassergehalt der Wolken bei Verwendung moderner Immersionsparametrisierungen zu einer Verstärkung dieses Prozesses und so zu einem deutlich größeren Graupelgehalt. Hinsichtlich der Variation der verfügbaren Aerosolanzahlkonzentrationen konnte in den Simulationen festgestellt werden, dass dieser Einfluss auf die simulierten Wolken deutlich geringer ausfällt. Lediglich für Temperaturen unter -35°C , wo der Wettbewerb zwischen homogener und heterogener Nukleation stattfindet, ist bei der relativ ineffektiven Immersionsgefriertrate nach Phillips et al. (2013) ein deutlicher Einfluss der Aerosolreduktion zu erkennen. Für die deutlich effektivere Parametrisierung nach Niemand et al. (2012) in diesem Temperaturbereich ist dieser allerdings schon nicht mehr zu erkennen.
- Allgemein ist eine deutliche Verbesserung der Genauigkeit der Simulationen hinsichtlich der Messungen der INUIT-JFJ-Messkampagne erkennbar. So wiesen die Simulationen mit den beiden Parametrisierungen nach (Niemand et al., 2012) und Phillips et al. (2013) nicht nur eine gute Übereinstimmung mit den Messungen hinsichtlich der Eisanzahlkonzentrationen auf, sondern auch in Bezug auf die Flüssigwassergehalte. Unter Verwendung des Schemata nach Meyer et al. (1992) waren die simulierten Flüssigwassergehalte mit fast 50 % weniger deutlich kleiner und widersprachen hier den Messungen. Auf Grund der realistischeren Flüssigwassergehalte besaßen die simulierten Wolken unter Verwendung der beiden modernen Immersionsschemata dann auch realistischere Eisfraktionen. Dieser Effekt konnte auch beim Vergleich mit Satellitendaten festgestellt werden. So führte die Verwendung

von Niemand et al. (2012) und Phillips et al. (2013) zu einem deutlich höheren Anteil flüssiger Wolken an der Wolkenoberkante und so einem realistischeren Simulationsergebnis.

Das in dieser Arbeit entwickelte und vorgestellte Konzept ermöglicht eine realistische Darstellung der heterogenen Eisnukleation und weist gute Übereinstimmung von Simulationsdaten mit Messergebnissen eines realen Wolkenereignisses auf. Es liefert entscheidende Impulse zur detaillierten Analyse wolkenmikrophysikalischer Prozesse in orographischen Mischphasenwolken und stellt somit die Grundlage für weitere Studien dar.

Anhang A

zu Kapitel 3

A.1 Akkumulierter Gesamtniederschlag der Simulationen mit einer Oberflächentemperatur von -14°C

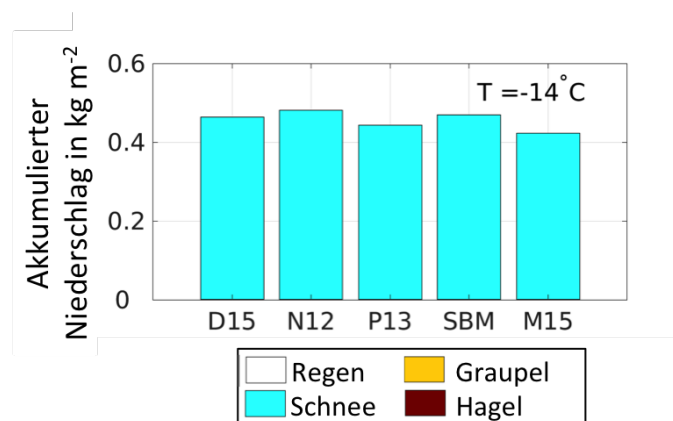


Abbildung A.1: Akkumulierter Gesamtniederschlag in kgm^{-2} im Umkreis von 200 km des Berges nach 9 Stunden der Vorhersage für ausgewählter Simulationen der Studie mit einer Oberflächentemperatur von -14°C . Der Niederschlag setzt sich dabei zusammen aus Regen (weiß), Schnee (blau), Graupel (gelb) und Hagel (rot).

A.2 Mittlere Schneeanzahlkonzentration der Simulationen mit einer Oberflächentemperatur von -14°C

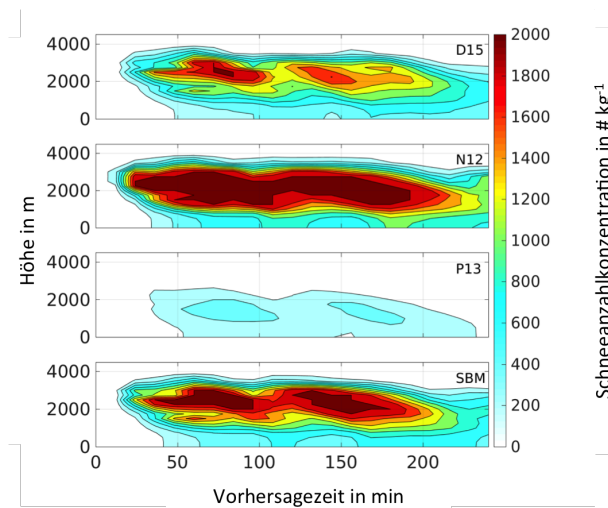


Abbildung A.2: Gemittelte Werte der Schneeanzahlkonzentration aller Simulationen mit einer Oberflächentemperatur von $T_S = -14^{\circ}\text{C}$. Dazu wurden alle Variablen schichtweise für das in Abb. 3.5(d) markierte Gebiet gemittelt, wobei auch wolkenfreie Gitterpunkte in die Mittelung einbezogen wurden.

Anhang B

zu Kapitel 4

B.1 Aktivierte Eiskeime der ersten Wolke

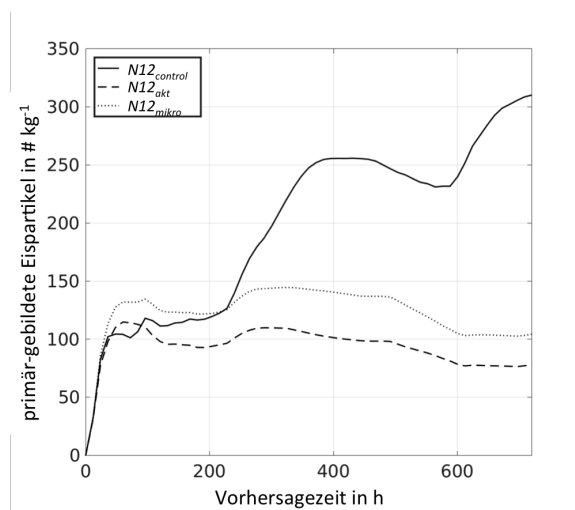


Abbildung B.1: Dargestellt sind die mittlere Anzahlkonzentrationen der primär-gebildeten Eispartikel in Abhängigkeit von der Temperatur der Mischphasenwolken am ersten der beiden Berge. In die Mittelung mit einbezogen wurden alle Gitterpunkte im schwarz markierten Bereich in Abbildung 4.2(b).

B.2 Regentropfenkonzentration in der ersten Wolke

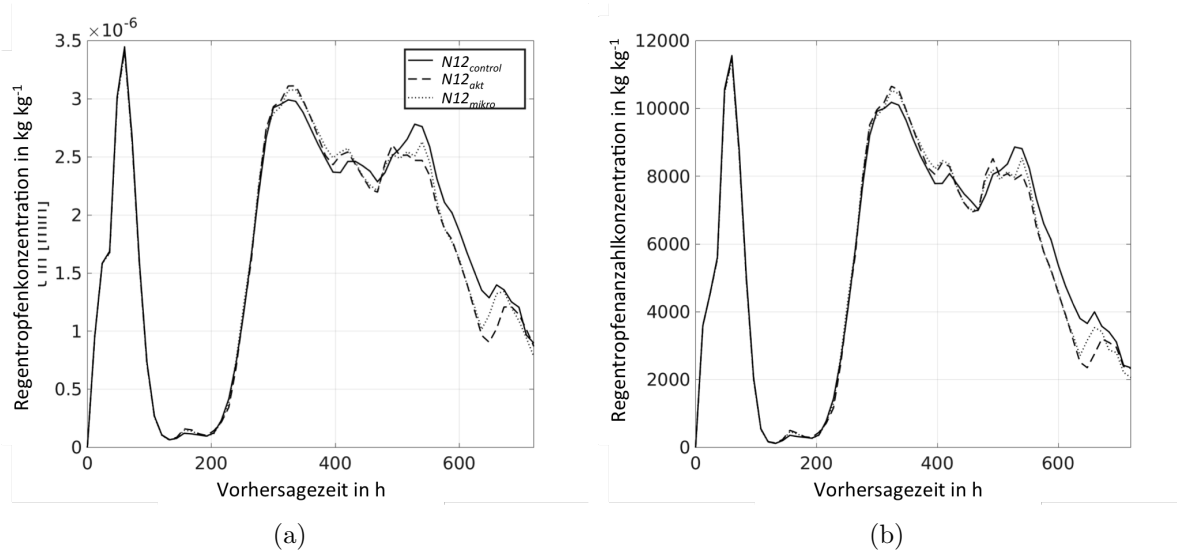


Abbildung B.2: Zeitreihen der mittleren Regentropfenkonzentration (a) und der mittleren Regentropfenanzahlkonzentration (b). In die Mittelung mit einbezogen wurden alle Gitterpunkte im schwarz markierten Bereich in der Nähe des ersten Berges in Abbildung 4.2(b).

B.3 Mikrophysikalische Prozesse in der zweiten Wolke

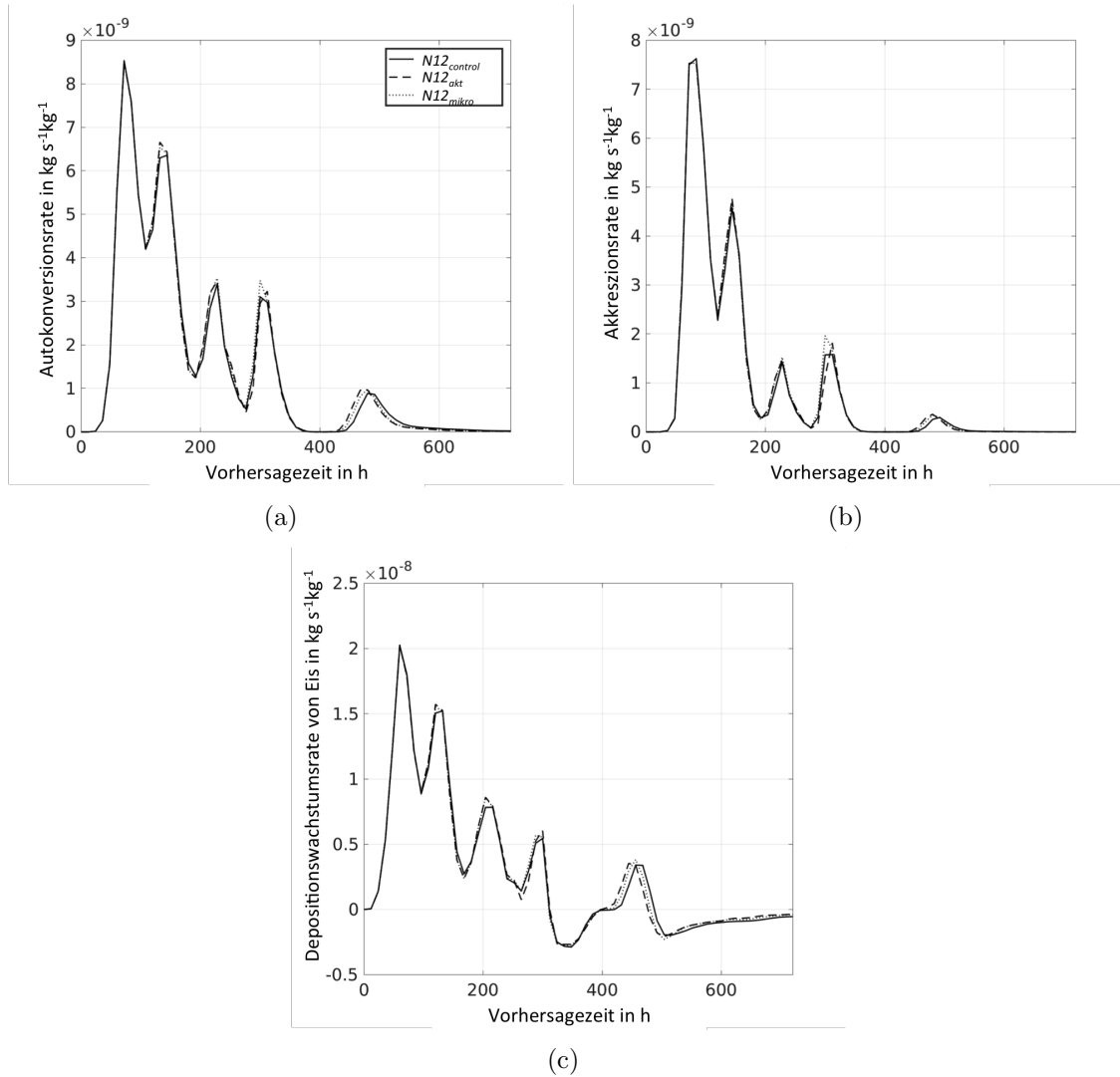


Abbildung B.3: Zeitreihen der gemittelten, mikrophysikalischen Prozessraten der Autokonversion von Eis zu Schnee (a), der Akkrezions von Eis (b) und des Depositionswachstums von Eis (c). In die Mittelung mit einbezogen wurden alle Gitterpunkte im schwarz markierten Bereich in der Nähe des ersten Berges in Abbildung 4.2(b)).

Anhang C

zu Kapitel 5

C.1 Vergleich mit Farrington et al. (2015) - Zeitreihen der Temperatur und relativen Feuchte

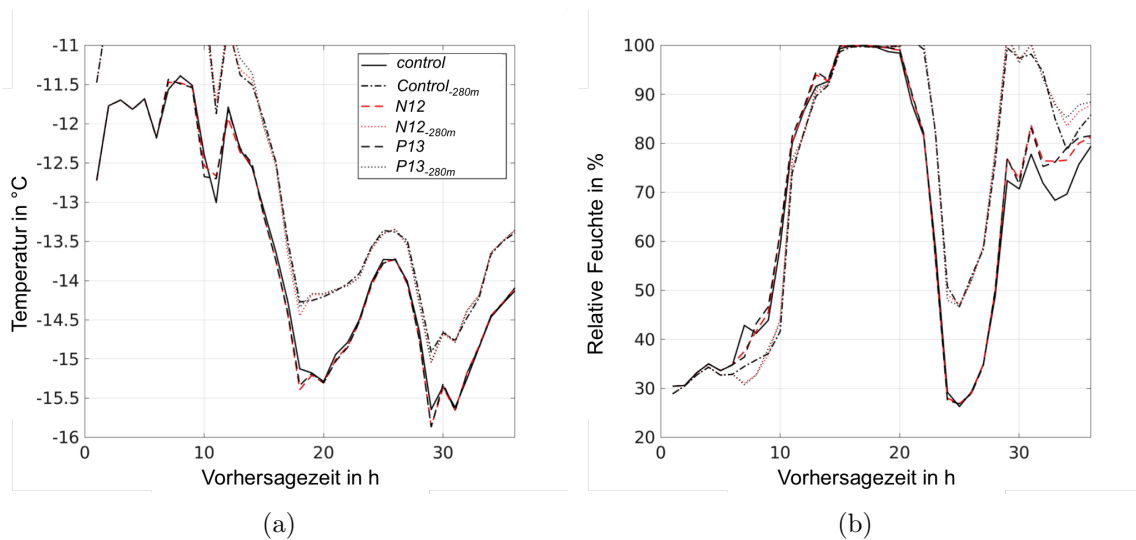


Abbildung C.1: Zeitreihen der Temperatur (a) und relativen Feuchte (b) am Jungfraujoch sowie 280 Höhenmeter unterhalb des Jungfraujochs in der *control*-Simulation, der *N12-JFJ_{INP}_{mikro}* und *P13-JFJ_{INP}_{mikro}*-Simulationen mit dem Startzeitpunkt am 14. Februar 2013 um 10 UTC.

C.2 Vergleich mit Farrington et al. (2015) - Zeitreihen der Wolkenvariablen

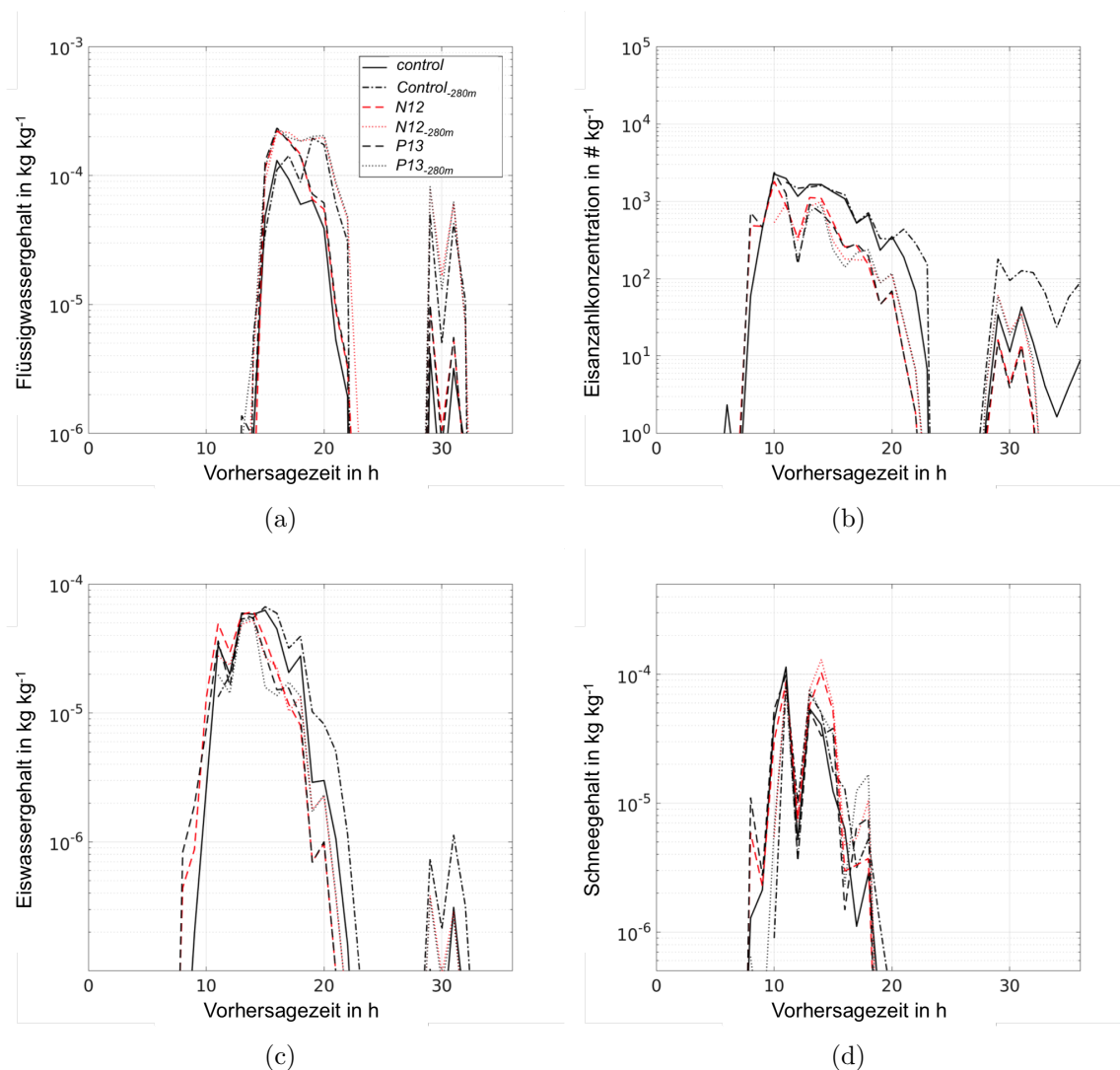


Abbildung C.2: Zeitreihen der Flüssigwassergehalte (a), der Eisanzahlkonzentrationen (b), der Eiswassergehalte (c) und der Schneegehalte (d) am Jungfraujoch sowie 280 Höhenmeter unterhalb des Jungfraujochs in der *control*-Simulation, der *N12-JFJ_{INP}_{mikro}* und *P13-JFJ_{INP}_{mikro}*-Simulationen mit dem Startzeitpunkt am 14. Februar 2013 um 10 UTC.

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen und Symbole

Abkürzungen

AIDA <i>control</i>	engl. <i>Aerosol Interaction and Dynamics in the Atmosphere</i> Simulationen der Studie aus Kapitel 5 unter Verwendung des Schematas nach Meyer et al. (1992)
CFDC	engl. <i>Continuous Flow Diffusion Chamber</i>
CH	Schweiz
CLARA	engl. <i>CM-SAF cLouds Albedo RAdiation data record</i> (Karlsson et al., 2017; https://wui.cmsaf.eu)
COSMO	engl. <i>COnsortium for small Scale MOdelling</i> (Doms und Baldauf, 2015; Doms et al., 2007)
COSMO-ART	mit dem COSMO-Model koppelbares online Aerosolmodul (Vogel et al., 2009)
D15	Parametrisierung nach DeMott et al. (2015)
<i>D15-14</i>	Simulation mit D15 bei einer Oberflächentemperatur von -14°C der Studie aus Kapitel 3
<i>D15_{all}</i>	alle Simulationen mit D15 der Studie aus Kapitel 3
<i>D15-neu</i>	Simulation in Kapitel 3.2 mit dem vergrößerten Anwendungsbereich von -12°C bis -35°C
<i>D15-org</i>	Simulation in Kapitel 3.2 mit dem ursprünglichen Anwendungsbereich von -21°C bis -35°C
INP	Eiskeim oder engl. <i>Ice Nucleating Particle</i>
INP _{akt}	Aerosoltransport-Schema siehe Kapitel 2.4.1
INP _{mikro}	Aerosoltransport-Schema siehe Kapitel 2.4.2
INUIT	Abkürzung einer Deutschen Forschungsgemeinschaft finanzierten Forschergruppe aus dem Englisch für <i>Ice Nuclei research UnIT</i> (DFG-FOR 1525)
INUPIAQ	Abkürzung einer NERC Forschungsgemeinschaft finanzierten Forschergruppe aus dem Englisch für <i>Ice NUcleation Process Investigation And Quantification</i>

JFJ	Jungfraujoch
N12	Parametrisierung nach Niemand et al. (2012)
$N12_{control}$	Simulation mit N12 ohne Aerosoltransport-Schema der Studie aus Kapitel 4
$N12_{INP_{akt}}$	Simulation mit N12 und INP_{akt} der Studie aus Kapitel 4
$N12_{INP_{mikro}}$	Simulation mit N12 und INP_{mikro} der Studie aus Kapitel 4
$N12_{-14}$	Simulation mit N12 bei einer Oberflächentemperatur von -14°C der Studie aus Kapitel 3
$N12_{all}$	alle Simulationen mit N12 der Studie aus Kapitel 3
$N12\text{-mean}_{INP_{mikro}}$	Simulationen mit N12, INP_{mikro} und mittleren Aerosolkonzentrationen für Europa der Studie aus Kapitel 5
$N12\text{-JFJ}_{control}$	Simulationen mit N12, ohne Aerosoltransport-Schema und gemessenen Aerosolkonzentrationen am JFJ aus Kapitel 5
$N12\text{-JFJ}_{INP_{akt}}$	Simulationen mit N12, INP_{akt} und gemessenen Aerosolkonzentrationen am JFJ aus Kapitel 5
$N12\text{-JFJ}_{INP_{mikro}}$	Simulationen mit N12, INP_{mikro} und gemessenen Aerosolkonzentrationen am JFJ aus Kapitel 5
NERC	engl. <i>Natural Environment Research Council</i>
NOAA	engl. <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
P13	Parametrisierung nach Phillips et al. (2013)
$P13_{control}$	Simulation mit P13 ohne Aerosoltransport-Schema der Studie aus Kapitel 4
$P13_{INP_{akt}}$	Simulation mit P13 und INP_{akt} der Studie aus Kapitel 4
$P13_{INP_{mikro}}$	Simulation mit P13 und INP_{mikro} der Studie aus Kapitel 4
$P13_{-14}$	Simulation mit P13 bei einer Oberflächentemperatur von -14°C der Studie aus Kapitel 3
$P13_{all}$	alle Simulationen mit P13 der Studie aus Kapitel 3
$P13\text{-mean}_{INP_{mikro}}$	Simulationen mit P13, INP_{mikro} und mittleren Aerosolkonzentrationen für Europa der Studie aus Kapitel 5
$P13\text{-JFJ}_{control}$	Simulationen mit P13, ohne Aerosoltransport-Schema und gemessenen Aerosolkonzentrationen am JFJ aus Kapitel 5
$P13\text{-JFJ}_{INP_{akt}}$	Simulationen mit P13, INP_{akt} und gemessenen Aerosolkonzentrationen am JFJ aus Kapitel 5
$P13\text{-JFJ}_{INP_{mikro}}$	Simulationen mit P13, INP_{mikro} und gemessenen Aerosolkonzentrationen am JFJ aus Kapitel 5
PVM	engl. <i>Particulate Volume Monitors</i>
SBM	Parametrisierung nach Niedermeier et al. (2014) (Soccerballmodel)
SBM_{-14}	Simulation mit SBM bei einer Oberflächentemperatur von -14°C der Studie aus Kapitel 3
SBM_{all}	alle Simulationen mit SBM der Studie aus Kapitel 3

WRF	engl. <i>Weather Research and Forecasting</i>
WBF-Prozess	Wegener-Bergeron-Findeisen-Prozess

Konstanten

k	Boltzmann-Konstante mit $1,38064852 \cdot 10^{-23} \text{ JK}^{-1}$
π	Zahl Pi mit 3,1415926...

Lateinische Symbole und Variablen

a_{RH}	Konstante zur Berechnung der relativen Feuchte in den Simulationen aus Kapitel 3 und Kapitel 4
A'	Konstante zur Berechnung der heterogenen Eisnukleationsrate nach Hoose et al. (2010)
A_{2MOM}	Koeffizient der Anzahldichteverteilungsfunktion der Hydrometeore im Zwei-Momenten-Wolkenmikrophysikschema
b_{RH}	Konstante zur Berechnung der relativen Feuchte in den Simulationen aus Kapitel 3 und Kapitel 4
c_{RH}	Konstante zur Berechnung der relativen Feuchte in den Simulationen aus Kapitel 3 und Kapitel 4
cf_{D15}	Kalibrierungsfaktor bei D15
$d_{mean,I}$	mittlerer Durchmesser der für die Simulationen verwendeten Aerosolkonzentrationen der Mode I
$d_{mean,II}$	mittlerer Durchmesser der für die Simulationen verwendeten Aerosolkonzentrationen der Mode II
$D_{ap,mean}$	mittlerer Aerosoldurchmesser
$D_{ap,X}$	Aerosoldurchmesser der Mode X
f	Formfaktor zur Berechnung der heterogenen Eisnukleationsrate nach Hoose et al. (2010)
f_i	Anzahldichteverteilungsfunktion der Hydrometeorklasse i
F_R	Froude-Zahl
$\Delta g^\#$	Aktivierungsenergie, die zur heterogenen Bildung eines Eispartikels Keimbildungsenergie, die zur heterogenen Bildung eines Eispartikels nötig ist
Δg_g°	
h	Höhe
\dot{j}_{het}	heterogene Nukleationsrate
\dot{j}_{hom}	homogene Nukleationsrate
r_{ap}	Aerosolradius
k_{Dep}	Änderungsrate der Anzahldichte der aktiven Oberflächendefekte pro Volumen hinsichtlich der Gefriernukleation in Abhängigkeit der Temperatur und relativen Feuchte bezüglich Eis

k_{freeze}	Änderungsrate der Anzahldichte der aktiven Oberflächendefekte pro Volumen hinsichtlich der Gefriernukleation in Abhängigkeit der Temperatur
K_h	turbulenter Diffusionskoeffizient für Wärme
L_i	Massendichte der i -ten Hydrometeoriklasse
M_i^k	k -tes Moment der Anzahldichteverteilungsfunktion der Hydrometeoriklasse i im 2-Momenten-Wolkenmikrophysikschema
$n_{ap,X}$	Anzahldichteverteilungsfunktion der aktivierten INP der Aerosolmode X
n_s	Anzahldichte der aktiven Oberflächendefekte pro Volumen
n_s^{Dep}	Anzahldichte der aktiven Oberflächendefekte pro Volumen hinsichtlich der Depositionsnukleation
n_s^{freeze}	Anzahldichte der aktiven Oberflächendefekte pro Volumen hinsichtlich der Gefriernukleation
n_{site}	Anzahl der Nukleationsflächen pro Aerosolpartikel im SBM
$N_{act,INP}$	Anzahl der aktivierten INPs
$N_{act,INP-Eis}$	Anzahl der aktivierten und in Eis suspendierten INPs
N_{ap}	Gesamtanzahl der Aerosole
$N_{ap,i}$	Gesamtanzahl der Aerosole der Mode i
$N_{ap,0.5}$	Gesamtanzahl der Aerosole, deren Durchmesser größer als $0,5 \mu\text{m}$ ist
N_d	Brunt-Väsilälä Frequenz
N_{Eis}	Gesamtanzahl der Eispartikel
ΔN_{Eis}	Änderungsanzahl der Eispartikel pro Zeitschritt im COSMO-Modell
$N_{Graupel}$	Gesamtanzahl der Graupelpartikel
$\Delta N_{Graupel}$	Änderungsanzahl der Graupelpartikel pro Zeitschritt im COSMO-Modell
N_{Hagel}	Gesamtanzahl der Hagelpartikel
ΔN_{Hagel}	Änderungsanzahl der Hagelpartikel pro Zeitschritt im COSMO-Modell
N_i	Eispartikelanzahl
$N_{i,j}$	Eispartikelanzahl des Bins j
N_{IN}	Gesamtanzahl der aktivierten INP in D15
N_{INP}	Gesamtanzahl der aktivierten INP
$N_{INP,j}$	Anzahl der aktivierten INP des Größensegmentes j
$N_{INP,X}$	Anzahl der aktivierten INP der Aerosolmode X
N_{Schnee}	Gesamtanzahl der Schneepartikel
ΔN_{Schnee}	Änderungsanzahl der Schneepartikel pro Zeitschritt im COSMO-Modell
$N_{tot,j}$	Gesamtanzahl der Aerosole des Größensegmentes j
N_{totINP}	Gesamtanzahl der Eiskeime

N_{unfr}	Anzahl der ungefrorenen, unterkühlten Tropfen
p	Druck
p_0	Druck an der Erdoberfläche
p_{Θ}	Wahrscheinlichkeitsdichteverteilungsfunktion des Kontaktwinkels im SBM
P_{fr}	Wahrscheinlichkeit eines Tropfens zu Gefrieren im SBM
\vec{r}	Ortsvektor
r_{ap}	Aerosolradius
r_N	Aerosol- beziehungsweise Nukleusradius
r_{Tr}	Tropfenradius
RH	relative Feuchte
s_{site}	Oberfläche einer Nukleationsfläche für einen Aerosolpartikel im SBM
S_{ae}	mittlere Oberfläche der Aerosole
$S_{ap,j}$	Oberfläche der Aerosolpartikel des Größensegmentes j
S_{evap}	Quellterm durch Verdunstung hinsichtlich der aktivierten INP
S_{het}	Quellterm durch heterogene Nukleation hinsichtlich der aktivierten INP
S_{melt}	Quellterm durch Schmelzen hinsichtlich der aktivierten INP
S_{sed}	Quellterm durch Sedimentation hinsichtlich der aktivierten INP
S_i	Übersättigung bezüglich Eis
S_i^k	Quellterm hinsichtlich des Momentes M_i^k im Zwei-Momenten-Wolkenmikrophysikschema
S_w	Übersättigung bezüglich Wasser
t	Zeit
dt	Zeiteinheit
T	Temperatur
T_S	Oberflächentemperatur
u	horizontale Windgeschwindigkeit in x -Richtung
\vec{v}	Windgeschwindigkeit
\vec{v}_s	Sedimentationsgeschwindigkeit von Tropfen
$\overline{v_{i,k}}$	mittlere Sedimentationsgeschwindigkeit hinsichtlich des Momentes M_i^k
V_{unfr}	Volumen der ungefrorenen, unterkühlten Tropfen
w_{cb}	Vertikalgeschwindigkeit an der Wolkenbasis
x_i	Partikelmasse der i -ten Hydrometeoriklasse
x	horizontale Koordinate
y	horizontale Koordinate
z	vertikale Koordinate
z_{lin,z_0}	konstante Höhe zur Berechnung der relativen Feuchte in den Simulationen von Kapitel 3 und Kapitel 4

Griechische Symbole und Variablen

α_{D15}	Konstante bei D15
β_{D15}	Konstante bei D15
γ_{D15}	Konstante bei D15
δ_{D15}	Konstante bei D15
Θ	Kontaktwinkel im SBM
λ_{2MOM}	Koeffizient der Anzahldichteverteilungsfunktion im Zwei-Momenten-Wolkenmikrophysikschema
μ_{2MOM}	Koeffizient der Anzahldichteverteilungsfunktion im Zwei-Momenten-Wolkenmikrophysikschema
μ_X	Korrelationsfunktion der Aerosolmode X bei P13
μ_Θ	mittlerer Kontaktwinkel für Θ im SBM
ν_{2MOM}	Koeffizient der Anzahldichteverteilungsfunktion im Zwei-Momenten-Wolkenmikrophysikschema
ρ_i	Änderungsrate der relativen Feuchte bezüglich Eis
ρ_I	Massendichte der für die Simulationen verwendeten Aerosolkonzentrationen der Mode I
ρ_{II}	Massendichte der für die Simulationen verwendeten Aerosolkonzentrationen der Mode II
σ_I	Standardabweichung der für die Simulationen verwendeten Aerosolkonzentrationen der Mode I
σ_{II}	Standardabweichung der für die Simulationen verwendeten Aerosolkonzentrationen der Mode II
σ_{ap}	Standardabweichung einer Aerosolverteilung
σ_Θ	Standardabweichung der Gaußschen Normalfunktion für Θ im SBM
τ	Änderungsrate der Temperatur

Literaturverzeichnis

- AbdulRazzak, H. and Ghan, S. J. (2000). A parameterization of aerosol activation: 2. multiple aerosol types. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D5):6837–6844.
- Atkinson, J. D., Murray, B. J., Woodhouse, M., Whale, T. F., Baustian, K. J., Carslaw, K. S., Dobbie, S., O’Sullivan, D., and Malkin, T. (2013). The importance of feldspar for ice nucleation by mineral dust in mixed-phase clouds. *Nature*, 498(342):355–358.
- Barklie, R. H. D. and Gokhale, N. R. (1959). The freezing of supercooled water drops. *Scientific Report, Stormy Weather Group, McGill University, Montreal*, MW-30(5):43–64.
- Bigg, E. K. (1953). The formation of atmospheric ice crystals by the freezing of droplets. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 79(342):510–519.
- Bott, A. (1989). A positive definite advection scheme obtained by nonlinear renormalization of the advective fluxes. *Monthly Weather Review*, 117(5):1006–1016.
- Broadley, S. L., Murray, B. J., Herbert, R. J., Atkinson, J. D., Dobbie, S., Malkin, T. L., Condliffe, E., and Neve, L. (2012). Immersion mode heterogeneous ice nucleation by an illite rich powder representative of atmospheric mineral dust. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(1):287–307.
- Chen, J.-P., Hazra, A., and Levin, Z. (2008). Parameterizing ice nucleation rates using contact angle and activation energy derived from laboratory data. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(24):7431–7449.
- Connolly, P. J., Möhler, O., Field, P. R., Saathoff, H., Burgess, R., Choularton, T., and Gallagher, M. (2009). Studies of heterogeneous freezing by three different desert dust samples. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(8):2805–2824.
- Cooper, W. A. (1986). Ice initiation in natural clouds. *Meteorological Monographs*, 43:29–32.
- Cotton, R. J. and Field, P. R. (2002). Ice nucleation characteristics of an isolated wave cloud. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128(585):2417–2437.
- Cozic, J., Verheggen, B., Weingartner, E., Crosier, J., Bower, K. N., Flynn, M., Coe, H., Henning, S., Steinbacher, M., Henne, S., Collaud Coen, M., Petzold, A., and Baltensperger, U. (2008). Chemical composition of free tropospheric aerosol for PM1 and

- coarse mode at the high alpine site Jungfraujoch. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(2):407–423.
- Crawford, I., Bower, K. N., Choulaton, T. W., Dearden, C., Crosier, J., Westbrook, C., Capes, G., Coe, H., Connolly, P. J., Dorsey, J. R., Gallagher, M. W., Williams, P., Trembath, J., Cui, Z., and Blyth, A. (2012). Ice formation and development in aged, wintertime cumulus over the UK: observations and modelling. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(11):4963–4985.
- Crosier, J., Bower, K. N., Choulaton, T. W., Westbrook, C. D., Connolly, P. J., Cui, Z. Q., Crawford, I. P., Capes, G. L., Coe, H., Dorsey, J. R., Williams, P. I., Illingworth, A. J., Gallagher, M. W., and Blyth, A. M. (2011). Observations of ice multiplication in a weakly convective cell embedded in supercooled mid-level stratus. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(1):257–273.
- de Boer, G., Hashino, T., and Tripoli, G. J. (2010). Ice nucleation through immersion freezing in mixed-phase stratiform clouds: Theory and numerical simulations. *Atmospheric Research*, 96:315 – 324.
- DeMott, P. (1995). Quantitative descriptions of ice formation mechanisms of silver iodide-type aerosols. *Atmospheric Research*, 38(1):63 – 99.
- DeMott, P. J., Prenni, A. J., Liu, X., Kreidenweis, S. M., Petters, M. D., Twohy, C. H., Richardson, M. S., Eidhammer, T., and Rogers, D. C. (2010). Predicting global atmospheric ice nuclei distributions and their impacts on climate. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(25):11217–11222.
- DeMott, P. J., Prenni, A. J., McMeeking, G. R., Sullivan, R. C., Petters, M. D., Tobo, Y., Niemand, M., Möhler, O., Snider, J. R., Wang, Z., and Kreidenweis, S. M. (2015). Integrating laboratory and field data to quantify the immersion freezing ice nucleation activity of mineral dust particles. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(1):393–409.
- DeMott, P. J., Rogers, D. C., and Kreidenweis, S. M. (1997). The susceptibility of ice formation in upper tropospheric clouds to insoluble aerosol components. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D16):19575–19584.
- Diehl, K. and Mitra, S. K. (2015). New particle-dependent parameterizations of heterogeneous freezing processes: sensitivity studies of convective clouds with an air parcel model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(22):12741–12763.
- Diehl, K. and Wurzler, S. (2004). Heterogeneous drop freezing in the immersion mode: Model calculations considering soluble and insoluble particles in the drops. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(16):2063–2072.
- Doms, G. and Baldauf, M. (2015). *A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM, Part I: Dynamics and Numerics*. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Germany.

- Doms, G., Forstner, J., Heise, E., Herzog, H.-J., Raschendorfer, M., and co authors (2007). *A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM, Part II: Physical Parameterization*. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Germany.
- Eikenberg, S., Köhler, C., Seifert, A., and Crewell, S. (2015). How microphysical choices affect simulated infrared brightness temperatures. *Atmospheric Research*, 156:67 – 79.
- Ervens, B. and Feingold, G. (2012). On the representation of immersion and condensation freezing in cloud models using different nucleation schemes. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(13):5807–5826.
- Ervens, B. and Feingold, G. (2013). Sensitivities of immersion freezing: Reconciling classical nucleation theory and deterministic expressions. *Geophysical Research Letters*, 40(12):3320–3324.
- Farrington, R. J., Connolly, P. J., Lloyd, G., Bower, K. N., Flynn, M. J., Gallagher, M. W., Field, P. R., Dearden, C., and Choulaton, T. W. (2016). Comparing model and measured ice crystal concentrations in orographic clouds during the INUPIAQ campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(8):4945–4966.
- Fletcher, N. (1962). *The Physics of Rain Clouds*. Cambridge University Press.
- Garvert, M. F., Woods, C. P., Colle, B. A., Mass, C. F., Hobbs, P. V., Stoelinga, M. T., and Wolfe, J. B. (2005). The 13-14 December 2001 IMPROVE-2 event. Part II: Comparisons of MM5 model simulations of clouds and precipitation with observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(10):3520–3534.
- Gerber, H. (1991). Direct measurement of suspended particulate volume concentration and far-infrared extinction coefficient with a laser-diffraction instrument. *Applied Optics*, 30(33):4824–4831.
- Grabowski, W. W. and Morrison, H. (2017). Modeling condensation in deep convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(7):2247–2267.
- Haag, W. and Kärcher, B. (2004). The impact of aerosols and gravity waves on cirrus clouds at midlatitudes. *Journal of Geophysical Research*, 109:D12202.
- Hallet, J. and Mossop, S. C. (1974). Production of secondary ice particles during the riming process. *Nature*, 249(8):26–28.
- Hande, L. B., Engler, C., Hoose, C., and Tegen, I. (2015). Seasonal variability of Saharan desert dust and ice nucleating particles over Europe. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(8):4389–4397.
- Heymsfield, A. J. and Sabin, R. M. (1989). Cirrus crystal nucleation by homogeneous freezing of solution droplets. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(14):2252–2264.
- Hiron, T. and Flossmann, A. I. (2015). A study of the role of the parameterization of heterogeneous ice nucleation for the modeling of microphysics and precipitation of a convective cloud. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72(9):3322–3339.

- Hoose, C., Kristjansson, J. E., Chen, J.-P., and Hazra, A. (2010). A classical-theory-based parameterization of heterogeneous ice nucleation by mineral dust, soot, and biological particles in a global climate model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(8):2483–2503.
- Hoose, C. and Möhler, O. (2012). Heterogeneous ice nucleation on atmospheric aerosols: a review of results from laboratory experiments. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(20):9817–9854.
- Jeffery, C. A. and Austin, P. H. (1997). Homogeneous nucleation of supercooled water: Results from a new equation of state. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D21):25269–25279.
- Jiwen, F., Tianle, Y., M., C. J., Steven, G., Alexander, K., Ruby, L. L., Zhanqing, L., J., M. V., and Mikhail, O. (2009). Dominant role by vertical wind shear in regulating aerosol effects on deep convective clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D22).
- Kanitz, T., Seifert, P., Ansmann, A., Engelmann, R., Althausen, D., Casiccia, C., and Rohwer, E. G. (2011). Contrasting the impact of aerosols at northern and southern midlatitudes on heterogeneous ice formation. *Geophysical Research Letters*, 38(17). L17802.
- Kärcher, B., Hendricks, J., and Lohmann, U. (2006). Physically based parameterization of cirrus cloud formation for use in global atmospheric models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D1). D01205.
- Karlsson, K.-G., Anttila, K., Trentmann, J., Stengel, M., Fokke Meirink, J., Devasthale, A., Hanschmann, T., Kothe, S., Jääskeläinen, E., Sedlar, J., Benas, N., van Zadelhoff, G.-J., Schlundt, C., Stein, D., Finkensieper, S., Håkansson, N., and Hollmann, R. (2017). CLARA-A2: the second edition of the CM SAF cloud and radiation data record from 34 years of global AVHRR data. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(9):5809–5828.
- Khain, A. P., BenMoshe, N., and Pokrovsky, A. (2008). Factors determining the impact of aerosols on surface precipitation from clouds: An attempt at classification. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(6):1721–1748.
- Khvorostyanov, V. I. and Curry, J. A. (2008). Kinetics of cloud drop formation and its parameterization for cloud and climate models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(9):2784–2802.
- Kirshbaum, D. J. and Durran, D. R. (2004). Factors governing cellular convection in orographic precipitation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(6):682–698.
- Köhler, C. G. and Seifert, A. (2015). Identifying sensitivities for cirrus modelling using a two-moment two-mode bulk microphysics scheme. *Tellus B*, 67(244494).

- Köhler, H. (1922). Zur Kondensation des Wasserdampfes in der Atmosphäre. *Geof. Publ.*, 2(7).
- Koop, T., Luo, B., Tsia, A., and Peter, T. (2006). Water activity as the determinant for homogeneous ice nucleation in aqueous. *Nature*, 406(8):611–614.
- Korolev, A. V., Isaac, G. A., Cober, S. G., Strapp, J. W., and Hallett, J. (2003). Microphysical characterization of mixed-phase clouds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129(587):39–65.
- Krämer, M., Schiller, C., Afchine, A., Bauer, R., Gensch, I., Mangold, A., Schlicht, S., Spelten, N., Sitnikov, N., Borrmann, S., de Reus, M., and Spichtinger, P. (2009). Ice supersaturations and cirrus cloud crystal numbers. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(11):3505–3522.
- Krüger, B., Grassian, V., Cowin, J., and Laskin, A. (2004). Heterogeneous chemistry of individual mineral dust particles from different dust source regions: the importance of particle mineralogy. *Atmospheric Environment*, 38(36):6253 – 6261.
- Kupiszewski, P., Zanatta, M., Mertes, S., Vochezer, P., Lloyd, G., Schneider, J., Schenk, L., Schnaiter, M., Baltensperger, U., Weingartner, E., and Gysel, M. (2016). Ice residual properties in mixed-phase clouds at the high-alpine Jungfraujoeh site. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(20):12,343–12,362. 2016JD024894.
- Lamb, D. and Verlinde, J. (2011). *Physics and Chemistry of Clouds*. Cambridge University Press.
- Lance, S., Shupe, M. D., Feingold, G., Brock, C. A., Cozic, J., Holloway, J. S., Moore, R. H., Nenes, A., Schwarz, J. P., Spackman, J. R., Froyd, K. D., Murphy, D. M., Brioude, J., Cooper, O. R., Stohl, A., and Burkhardt, J. F. (2011). Cloud condensation nuclei as a modulator of ice processes in arctic mixed-phase clouds. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(15):8003–8015.
- Lohmann, U. (2002). A glaciation indirect aerosol effect caused by soot aerosols. *Geophysical Research Letters*, 29(4):11–1–11–4.
- Lohmann, U. and Feichter, J. (2005). Global indirect aerosol effects: a review. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5(3):715–737.
- Meyer, M. P., DeMott, P. J., and Cotton, W. R. (1992). New primary ice-nucleation parameterizations in an explicit cloud model. *Journal of Applied Meteorology*, 31(7):708–721.
- Morrison, H., Curry, J. A., and Khvorostyanov, V. I. (2005a). A new double-moment microphysics parameterization for application in cloud and climate models. Part I: Description. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(6):1665–1677.

- Morrison, H., Shupe, M. D., Pinto, J. O., and Curry, J. A. (2005b). Possible roles of ice nucleation mode and ice nuclei depletion in the extended lifetime of arctic mixed-phase clouds. *Geophysical Research Letters*, 32(18).
- Morrison, H., Thompson, G., and Tatarskii, V. (2009). Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one- and two-moment schemes. *Monthly Weather Review*, 137(3):991–1007.
- Mühlbauer, A. and Lohmann, U. (2008). Sensitivity studies of the role of aerosols in warm-phase orographic precipitation in different dynamical flow regimes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(8):2522–2542.
- Mülmenstädt, J., Sourdeval, O., Delanoë, J., and Quaas, J. (2015). Frequency of occurrence of rain from liquid-, mixed-, and ice-phase clouds derived from A-Train satellite retrievals. *Geophysical Research Letters*, 42(15):6502–6509. 2015GL064604.
- Murray, B. J., Broadley, S. L., Wilson, T. W., Atkinson, J. D., and Wills, R. H. (2011). Heterogeneous freezing of water droplets containing kaolinite particles. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(9):4191–4207.
- Niedermeier, D., Ervens, B., Clauss, T., Voigtländer, J., Wex, H., Hartmann, S., and Stratmann, F. (2014). A computationally efficient description of heterogeneous freezing: A simplified version of the Soccer ball model. *Geophysical Research Letters*, 41(2):736–741.
- Niedermeier, D., Hartmann, S., Shaw, R. A., Covert, D., Mentel, T. F., Schneider, J., Poulain, L., Reitz, P., Spindler, C., Clauss, T., Kiselev, A., Hallbauer, E., Wex, H., Mildenerger, K., and Stratmann, F. (2010). Heterogeneous freezing of droplets with immersed mineral dust particles - measurements and parameterization. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(8):3601–3614.
- Niedermeier, D., Shaw, R. A., Hartmann, S., Wex, H., Clauss, T., Voigtländer, J., and Stratmann, F. (2011). Heterogeneous ice nucleation: exploring the transition from stochastic to singular freezing behavior. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(16):8767–8775.
- Niemand, M., Möhler, O., Vogel, B., Vogel, H., Hoose, C., Connolly, P., Klein, H., Bingemer, H., DeMott, P., Skrotzki, J., and Leisner, T. (2012). A particle-surface-area-based parameterization of immersion freezing on desert dust particles. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(10):3077–3092.
- Paukert, M. (2016). *Droplet freezing in clouds induced by mineral dust particles: Sensitivities of precipitation and radiation*. PhD thesis, Karlsruhe Institute of Technology.
- Paukert, M., Hoose, C., and Simmel, M. (2017). Redistribution of ice nuclei between cloud and rain droplets: Parameterization and application to deep convective clouds. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9:514–535.

- Phillips, V. T. J., Demott, P. J., Andronache, C., Pratt, K. A., Prather, K. A., Subramanian, R., and Twohy, C. (2013). Improvements to an empirical parameterization of heterogeneous ice nucleation and its comparison with observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(2):378–409.
- Phillips, V. T. J., Donner, L. J., and Garner, S. T. (2007). Nucleation processes in deep convection simulated by a cloud-system-resolving model with double-moment bulk microphysics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64:738–761.
- Pinsky, M., Khain, A., and Korolev, A. (2014). Analytical investigation of glaciation time in mixed-phase adiabatic cloud volumes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(11):4143–4157.
- Pousse-Nottelmann, S., Zubler, E. M., and Lohmann, U. (2015). Microphysical processing of aerosol particles in orographic clouds. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(16):9217–9236.
- Pruppacher, H. R. and Klett, J. D. (1997). *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Rasmussen, R. M., Geresdi, I., Thompson, G., Manning, K., and Karplus, E. (2002). Freezing drizzle formation in stably stratified layer clouds: The role of radiative cooling of cloud droplets, cloud condensation nuclei, and ice initiation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(4):837–860.
- Rotunno, R. and Houze, R. A. (2007). Lessons on orographic precipitation from the mesoscale alpine programme. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133(625):811–830.
- Schwikowski, M., Seibert, P., Baltensperger, U., and Gaggeler, H. (1995). A study of an outstanding Saharan dust event at the high-alpine site Jungfraujoeh, Switzerland. *Atmospheric Environment*, 29(15):1829 – 1842.
- Segal, Y. and Khain, A. (2006). Dependence of droplet concentration on aerosol conditions in different cloud types: Application to droplet concentration parameterization of aerosol conditions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D15). D15204.
- Seifert, A. (2002). *Parametrisierung wolkenmikrophysikalischer Prozesse und Simulation konvektiver Mischwolken*. Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe.
- Seifert, A. and Beheng, D. K. (2006). A two-moment cloud microphysics parameterization for mixed-phase clouds. Part 1: Model description. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 92(1):45–66.
- Seinfeld, J. H. and Pandis, S. N. (2006). *Atmospheric Chemistry and Physics. 2d ed.* John Wiley & Sons, Inc, Hoboken.

- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, X.-Y., Wang, W., Powers, J. G., and Baker, D. M. (2006). *A Description of the Advanced Research WRF Version 3*. NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR.
- Smith, R. B. (1980). Linear theory of stratified hydrostatic flow past an isolated mountain. *Tellus*, 32(4):348–364.
- Solomon, A., Feingold, G., and Shupe, M. D. (2015). The role of ice nuclei recycling in the maintenance of cloud ice in arctic mixed-phase stratocumulus. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(18):10631–10643.
- Stith, J. L., Ramanathan, V., Cooper, W. A., Roberts, G. C., DeMott, P. J., Carmichael, G., Hatch, C. D., Adhikary, B., Twohy, C. H., Rogers, D. C., Baumgardner, D., Prenni, A. J., Campos, T., RuShan, G., Anderson, J., and Feng, Y. (2009). An overview of aircraft observations from the Pacific Dust Experiment campaign. *Journal of Geophysical Research*, 114(D05207).
- Twohy, C. H., Kreidenweis, S. M., Eidhammer, T., Browell, E. V., Heymsfield, A. J., Bansemer, A. R., Anderson, B. E., Chen, G., Ismail, S., DeMott, P. J., and van den Heever, S. C. (2009). Saharan dust particles nucleate droplets in eastern atlantic clouds. *Geophysical Research Letters*, 36(1).
- Twomey, S. and Squires, P. (1959). The influence of cloud nucleus population on the microstructure and stability of convective clouds. *Tellus*, 11(4):408–411.
- Vali, G. (1999). Ice nucleation theory. http://www-das.uwyo.edu/~vali/nucl_th.pdf. In *NCAR/ASP 1999 Summer Colloquium*.
- Vali, G., DeMott, P. J., Möhler, O., and Whale, T. F. (2015). Technical note: A proposal for ice nucleation terminology. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(18):10263–10270.
- Vignati, E. and Wilson, J. and Stier, P. (2004). M7: An efficient size-resolved aerosol microphysics module for large-scale aerosol transport models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D22).
- Vogel, B., Vogel, H., Bäumer, D., Bangert, M., Lundgren, K., Rinke, R., and Stanelle, T. (2009). The comprehensive model system COSMO-ART - radiative impact of aerosol on the state of the atmosphere on the regional scale. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(22):8661–8680.
- Wex, H., Augustin-Bauditz, S., Boose, Y., Budke, C., Curtius, J., Diehl, K., Dreyer, A., Frank, F., Hartmann, S., Hiranuma, N., Jantsch, E., Kanji, Z. A., Kiselev, A., Koop, T., Möhler, O., Niedermeier, D., Nillius, B., Rösch, M., Rose, D., Schmidt, C., Steinke, I., and Stratmann, F. (2015). Intercomparing different devices for the investigation of ice nucleating particles using Snomax as test substance. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(3):1463–1485.

- Whitby, K. T. (1978). The physical characteristics of sulfur aerosols. *Atmospheric Environment*, 12(8):135–159.
- Wolff, S. (2010). *Parametrisierung und Simulation des Auswaschens von Aerosolpartikeln*. Karlsruher Institut für Technologie, Institut für Meteorologie und Klimaforschung.
- Wolke, R., Hellmuth, O., Knoth, O., Schröder, W., Heinrich, B., and Renner, E. (2004). The chemistry-transport modeling system Im-Muscat: Description and citydelta applications. *Air Pollution Modeling and Its Application XVI, Springer*, page 427?439.
- Young, K. C. (1974). A numerical simulation of wintertime, orographic precipitation: Part I. Description of model microphysics and numerical techniques. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31(7):1735–1748.
- Zubler, E. M., Folini, D., Lohmann, U., Lüthi, D., Muhlbauer, A., Pousse-Nottelmann, S., Schär, C., and Wild, M. (2011). Implementation and evaluation of aerosol and cloud microphysics in a regional climate model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D2). D02211.