

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное агентство по образованию
ГОУ ВПО
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ
(РГГМУ)

Допущена к защите
Зав. кафедрой д.ф.-м.н., профессор
А.Д. Кузнецов

Кафедра экспериментальной физики
атмосферы

Дипломный проект
Исследование влияния аэрозоля на
кристаллизацию облачных капель

Выполнила А.А. Артюхова
гр. М-523
Руководитель канд. ф.-м. н.,
доцент В.В. Чукин

Санкт-Петербург

2007

Содержание.

	Введение.....	Стр. 3
1	Атмосферный аэрозоль.....	4
1.1	Источники образования аэрозоля.....	4
1.2	Трансформация аэрозоля.....	
	6
1.3	Основные характеристики и пространственно- временное распределение аэрозоля.....	11
2	Образование облачных капель.....	14
2.1	Образование капель.....	14
2.2	Зависимость числа облачных капель от относительной влажности воздуха.....	18
2.3	Распределение аэрозоля по размерам.....	24
3	Кристаллизация капель.....	32
3.1	Гомогенная и гетерогенная кристаллизации.....	32
3.2	Скорость гомогенной и гетерогенной кристаллизации.....	35
4	Расчет зависимости доли замерзших капель от температуры при различной концентрации аэрозоля.....	40
	Заключение.....	45
	Список используемых источников.....	46
	Приложение.....	47

Введение

Целью дипломного проекта является определение влияния атмосферного аэрозоля на кристаллизацию облачных капель.

Актуальность работы определяется существующим интересом к особенностям формирования глобального поля облачности, в связи с возрастающей антропогенной деятельностью и ее влиянием на изменение современного климата окружающей среды.

В процессе работы над дипломным проектом необходимо решить следующие задачи:

- 1) рассмотреть теоретические основы процесса влияния аэрозольных частиц на кристаллизацию капель;
- 2) построить математическую модель процесса кристаллизации капель с учетом влияния атмосферных аэрозолей;
- 3) провести численное математическое моделирование кристаллизации облачных капель.

В первой главе рассматриваются виды аэрозолей, в зависимости от источников их образования, физико-химических свойств, а также пространственно-временному распределению антропогенных аэрозолей и особенностям фазовых переходов воды в загрязненной атмосфере.

Во второй главе сначала описывается зависимость числа облачных капель от относительной влажности воздуха. Затем рассматривается распределение аэрозоля по размерам.

В третьей главе рассматриваются виды кристаллизации и описывается связь между концентрацией частиц аэрозоля и кристаллизацией облачных капель.

В четвертой главе рассматривается математическая модель и результаты моделирования.

1. Атмосферный аэрозоль

1.1 Источники образования аэрозоля

Аэрозоли представляют собой частицы вещества (твердые и жидкие) во взвешенном состоянии в газовой (воздушной) среде. Они распространены в приземном слое, тропосфере и стратосфере. Время жизни их различно: от нескольких часов до многих лет. В тропосфере различают три типа распределения частиц: фоновое, океаническое и континентальное. Частицы могут попасть в атмосферу в «готовом» виде, но значительная их часть образуется в результате химических реакций между газообразными, жидкими и твердыми веществами, включая пары воды.

В зависимости от размеров частиц различают три класса аэрозольных систем: высоко-, средне- и грубодисперсные. Системы частиц размером более 0,001 мкм и менее 0,1 мкм относятся к высокодисперсным, они могут находиться в атмосфере месяцами и даже годами (1 микрометр – 10^{-6} м). Глаз человека обычно воспринимает частицы размером более 10 мкм, относящиеся к грубодисперсным. Продолжительность нахождения таких частиц в воздухе исчисляется минутами и даже секундами. Между высокодисперсными и грубодисперсными находятся среднедисперсные системы, с размером от 0,1 до 10 мкм, такие частицы способны часами висеть в воздухе. Основной вклад

в массовую концентрацию атмосферных аэрозолей вносят грубодисперсные и среднедисперсные системы.

Помимо размеров частиц очень важным параметром аэрозольных систем является концентрация, т.е. число частиц в единице объема (см^3). В среднем над океаном и в горах на высоте 1000-2000 м счетная концентрация составляет 1000. в сельской местности – 10000, а в больших городах до 100 тыс. частиц в 1 см^3 [5].

Большое количество аэрозолей образуется в результате естественных природных процессов. В среднем почвы и растительный мир дают свыше 40%, водная поверхность 10-20% всех атмосферных аэрозолей. Промышленные предприятия вносят 20%, а транспорт до 10% аэрозолей[. По самым осторожным оценкам количество частиц ежегодно попадающих в воздушный бассейн Земли в результате деятельности человека достигает около 1 млрд. т. в год, что составляет 10% от всей массы загрязняющих веществ. Химический состав частиц различен, это диоксид кремния – песок, токсичные металлы, пестициды, углеводороды и др. Максимальный антропогенный вклад приходится на сульфаты.

Основной источник антропогенных аэрозолей – процесс горения. Энергетика и транспорт дают 2/3 общего количества антропогенных аэрозолей. Среди прочих источников аэрозолей – металлургические предприятия, производство строительных материалов, химические производства.

Аэрозоли способны изменять климат Земли. Высокодисперсные частицы промышленных выбросов являются ядрами конденсации в городах, это способствует повышению интенсивности осадков на 5-10% по сравнению с

сельской местностью [13]. Аэрозоли, осаждаясь в альвеолах легких, способны вызвать тяжелое заболевание у людей – пневмокониозы. Аэрозоли могут нести на себе радиоактивность, вирусы, микробы, грибки, вызвать смоги и кислые дожди, то есть создавать угрозу для жизни человека. Кроме того, пыль может стать причиной разрушительных взрывов. Взрывоопасными в аэрозольном состоянии называются и такие “невинные” вещества, как чай, крахмал, сахар, мука, которые не являются взрывчатыми материалами, но в определенных условиях могут гореть настолько интенсивно, что порой процесс оканчивается взрывом. Чем объясняется повышенная активность веществ, находящихся в аэрозольном состоянии?

Для количественной характеристики запыленности воздуха в настоящее время используется преимущественно весовой метод (гравиметрия). Кроме того, существует счетный метод. Весовые показатели определяют массу пыли в единице объема воздуха. Это прямые методы измерения запыленности. Существует также группа косвенных методов измерения запыленности. Под косвенными методами понимают методы как с выделением пыли из воздуха, основанные на определении ее массы путем использования различных физических явлений (интенсивности излучения, электрического поля, оптической плотности и т.д.).

Наиболее распространенными является гравиметрический метод определения весовой концентрации пыли. Через аналитический фильтр просасывается определенный объем запыленного воздуха. Массу всей витающей пыли без разделения на фракции рассчитывают по привесу фильтра. Метод применяется для определения разовых и среднесуточных

концентраций пыли в воздухе населенных пунктов и санитарно-защитных зон в диапазоне от 0.04 до 10 мг/м³.

1.2 Трансформация аэрозоля

Неотъемлемой частью воздуха являются витающие в нем твердые и жидкие аэрозольные частицы. Даже в центральных районах Антарктиды, наиболее удаленных от цивилизованного мира, в одном кубическом сантиметре воздуха содержится не менее 100 аэрозольных частиц. Химическая природа, физические характеристики и концентрация в воздухе этих частиц в значительной степени определяют основные физико-химические свойства всей воздушной среды. Твердые аэрозольные частицы имеют самые разнообразные формы, образующие три основных класса.

К первому классу относят частицы, размеры которых во всех трех измерениях примерно равны. Такие частички с аэродинамической точки зрения можно считать шариками или кубиками. Ко второму классу относят частицы, размер которых в одном измерении много меньше, чем в двух других. Это пластинки, чешуйки, листочки и т.п. К третьему классу относят частицы, размер которых в одном измерении много больше, чем в двух других. Это призмы, иглы, ворсинки, волокна и т.п.

Важнейшей характеристикой аэрозольных частиц (помимо их химической природы) является величина (размер), которая меняется в очень широком диапазоне: самая маленькая аэрозольная частица выглядит на фоне самой большой так, как выглядит детский воздушный шарик на фоне земного шара.

Одним из важнейших открытий явилось обнаружение в воздухе высокодисперсных частиц, размер которых составляет от тысячных до десятых долей микрона (микрометра (мкм): 1 мкм равен одной миллионной доле 1 м), и определение исключительной роли этих частиц в формировании среды обитания человека. Именно эти частицы определяют качество воздуха, от которого зависят степень жизненного и трудового комфорта человека, продуктивность животных, урожайность растений и многое другое.

Различают два механизма первичного образования аэрозольных частиц: при разрушении сплошности твердых (дезинтеграции) и жидких (диспергировании) веществ и при соединении (конденсации) молекул ранее испарившегося вещества. Процессы образования пыли при шлифовке или дроблении из-за относительной крупности частиц и благодаря хорошей их видимости невооруженным глазом хорошо известны всем. Практически не видны процессы образования пыли при разрушении волокон ткани, наших собственных волос, бумаги и других материалов и предметов, образующие хорошо всем известную домашнюю пыль. Не наблюдая процессы первичного образования домашней пыли, мы хорошо видим процессы ее вторичного образования при взметывании с поверхностей осаждения и при специальном или случайном «выхлопывании» из «мягких» вещей (одеяло, подушка, «пыльная» одежда, тканевая обивка диванов и кресел, ковры и т.п.).

Таким образом, мы видим не процесс истинного рождения аэрозольных частиц, а лишь процесс попадания уже образовавшихся аэрозольных частиц в воздух. При разбрызгивании (диспергировании) жидких веществ образуется мельчайший аэрозоль из капелек жидкости, видимый (в самых крупных каплях), но не имеющий своего названия в русском языке. В английском языке

такой аэрозоль называется «спрей» (spray). В последние годы с появлением импортных дезодорантов и освежителей воздуха термин «спрей» все чаще стал встречаться в русской речи.

Процессы образования аэрозоля конденсации чаще всего недоступны глазу человека (и оптическим средствам его усиления). Считается, что аэрозоли конденсации имеют размеры от 0,001 мкм до 10 мкм, аэрозоли дезинтеграции – от 0,1 мкм до 100 мкм[11]. Нижней границей размеров аэрозолей можно считать размер частицы, содержащей порядка 10 молекул и не отражающейся от твердой поверхности при ударе об нее. Верхней границей размеров аэрозоля следует считать размер частицы, способной еще двигаться преимущественно вместе с газовой средой. Такая способность зависит не только от размера частицы, но и от ее формы, а главное от интенсивности турбулентности. В обычных условиях приземного слоя атмосферы для капелек воды верхней границей будет размер в 40-60 мкм.

Твердые или жидкие частички с размерами от 100 мкм до 1000 мкм (0,1 мм) называют аэровзвесьями и они могут находиться в воздухе только при больших скоростях его перемещения и турбулизации. Размер аэрозольных частиц определяет как характер их поведения в воздушной среде, так и возможности их наблюдения. Аэрозоли с размерами меньше 0.15 - 0.30 мкм можно обнаружить только с помощью сложного комплекса оборудования, включающего электронные микроскопы. Поэтому наблюдение за такими аэрозолями – очень дорогостоящее мероприятие и производится исключительно в научных целях. Аэрозоли с размерами больше 0.15 - 0.3 мкм уже можно наблюдать с помощью оптических приборов.

Для получения полной и точной картины аэрозольной обстановки нужно знать, сколько частиц и каких размеров содержится в воздухе, для чего исследователи строят спектры распределения аэрозольных частиц по размерам.

Установлено, что содержание аэрозольных частиц в чистом воздухе быстро уменьшается с увеличением размера частиц: от 1000 частиц размером 0.3 мкм до 1 частицы размером 2 мкм (в 1 кубическом сантиметре объема). Частиц с размерами 10 мкм и более в обычных условиях в воздухе практически нет, а частицы с размером более 20 мкм, попав в воздух, очень быстро выпадают из него, образуя пыль, которую мы вынуждены все время убирать[4].

Мельчайшие живые организмы и их части также могут содержаться в воздухе и называются биоаэрозолями. Вирусы имеют размеры менее 0.1 мкм, бактерии – от 1 мкм до 15 мкм, споры – от 3 мкм до 20 мкм, пыльца растений – от 10 мкм до 60 мкм.

Любое вещество в форме аэрозоля обладает высокой химической активностью, что обусловлено структурой возникающей дисперсной системы, обеспечивающей тесное соприкосновение двух различных фаз на поверхности. При этом повышается также и физическая активность вещества за счет резкого увеличения поверхности дисперсной фазы. Например, диспергирование одного литра воды в аэрозольные частицы размером 1 мкм увеличивает общую поверхность в сто тысяч раз! Все это приводит к тому, что любое вещество, находясь в диспергированном состоянии, проявляет свои свойства, полезные или вредные, в гораздо большей степени, чем в исходном состоянии. Особенно существенным становится изменение свойств исходного вещества при очень малых размерах аэрозольной частицы, соизмеримых с

сотней межатомных расстояний. Такие частицы, обнаруживающие отклонение химических и физических свойств от свойств отдельных молекул и от свойств исходного вещества, называют кластерами.

Подчеркнем, что аэрозольные частицы все время участвуют в различных атмосферных процессах, а потому представляют собой динамическую систему. Основными процессами являются осаждение и укрупнение частиц – коагуляция. Поскольку все эти процессы разворачиваются во времени, то можно считать, что аэрозоль стареет со временем (крупнеет и исчезает). Постоянно идут процессы рождения новых, в том числе высокодисперсных, частиц.

Мощными природными источниками аэрозолей являются лесные пожары, морские штормы, пылевые бури, извержения вулканов. Одним из мощных очистителей атмосферы от аэрозолей является дождь. Все эти явления четко локализованы в пространстве и во времени и существенно меняют сложившееся до их появления аэрозольное равновесие. Атмосферный аэрозоль, наблюдаемый вдали от таких явлений, в первую очередь, от источников образования аэрозоля, принято называть фоновым. Выделяют несколько основных составляющих фонового аэрозоля.

Во-первых, это континентальный аэрозоль, имеющий размеры от нескольких мкм до нескольких десятков мкм, содержащий кремний и алюминий и представляющий различные осколки горных пород. Во-вторых, это морской аэрозоль, имеющий размеры от самых малых до 10 мкм, содержащий натрий, калий, магний, кальций, хлор и представляющий унесенные ветром с поверхности морей и океанов и высохшие капельки морской воды. В-третьих, это природный фотохимический смог, имеющий

размер до 0,1 мкм, содержащий различные органические химические соединения и представляющий собой продукт конденсации выделяемых растениями летучих соединений (эфирных масел). В-четвертых, это старый витающий аэрозоль, родившийся при пожарах (в значительной мере – сажа) или при извержении вулканов (в том числе частицы сульфата аммония и серной кислоты, составляющие основу стратосферного аэрозоля).

Содержащиеся в воздухе высокодисперсные аэрозольные частицы определяют функционирование теплового режима атмосферы, преобразуя и отражая в космос энергию солнечного излучения, являются основными носителями атмосферного электричества и радиоактивности, служат ядрами конденсации воды в облаках, определяя динамику влаги в атмосфере.

1.3 Основные характеристики и пространственно-временное распределение частиц аэрозоля

Атмосферный аэрозоль является продуктом сложной совокупности химических и физических процессов. Вследствие сложности этих процессов и относительно короткого времени жизни аэрозоля его химический состав и физические характеристики очень изменчивы. Пространственно-временная изменчивость характеристик аэрозоля настолько велика, а данные наблюдений в такой степени фрагментарны, что пока еще невозможны достаточно достоверные оценки общего бюджета аэрозоля различных типов, а имеющиеся оценки мощности глобальных источников аэрозоля природного и антропогенного происхождения сугубо ориентировочны.

В зависимости от состава или источников можно выделить следующие типы природного аэрозоля:

- продукты испарения морских брызг;
- поднятая ветром в атмосферу минеральная пыль;
 - вулканический аэрозоль (как непосредственно выброшенный в атмосферу, так и образовавшийся за счет газофазных реакций);
 - частицы биогенного происхождения (непосредственно выброшенные в атмосферу и образовавшиеся в результате конденсации летучих органических соединений, например терпенов, а также химических реакций между этими соединениями);
 - думы от сжигания биоты на суше;
 - продукты природных газофазных реакций (например, сульфаты, возникающие за счет восстановленной серы, поступающей с поверхности океана)[14].

По этому же принципу антропогенный аэрозоль можно классифицировать следующим образом:

- непосредственные промышленные выбросы частиц (например, частиц сажи, дыма, дорожной пыли и др.);
- продукты газофазных реакций. Целесообразно, помимо этого, различать тропосферный и стратосферный (преимущественно вулканический) аэрозоль.

Большое внимание привлекают следующие газофазные реакции образования аэрозоля:

- однородная гомомолекулярная нуклеация (образование новых устойчивых жидких или твердых мельчайших частиц из газовой фазы при наличии лишь одного газового компонента);
- однородная гетеромолекулярная нуклеация (аналогичный процесс в присутствии двух или более газов);

- гетерогенная гетеромолекулярная конденсация (рост уже существующих частиц за счет адсорбции газа).

Исключительно сложны и пока еще плохо изучены фотохимические и химические реакции, которые ответственны за первоначальную трансформацию «высоко летучего» газа в газовый компонент, являющийся исходным для образования аэрозоля. По-видимому, наиболее существенны следующие процессы:

- реакции сернистого газа с радикалами гидроксила, которые в конечном счете приводят к образованию молекул серной кислоты и сернокислотного аэрозоля;

- реакции неметановых углеводородных соединений с озоном и (или) радикалами гидроксила с образованием альдегидов, спиртов, карбоксильных и дикарбоксильных кислот (как правило, вторичные продукты этих реакций вступают в реакцию с оксидами азота, что приводит к образованию органических нитратов).

Очень важную роль в химии атмосферы играют озон и радикалы гидроксила (HO и HO_2), которые прямо или косвенно являются продуктами фотохимических реакций (именно поэтому процессы газофазного образования частиц характеризуются обычно хорошо выраженным суточным ходом).

В заключении главы можно сказать, что в атмосфере присутствуют большое количество аэрозолей, таких как почвенные, океанические, стратосферные, вторичные, антропогенные (сернистые соединения, нитраты, органические аэрозоли, сажа и пепел). Также аэрозоль подразделяется по источникам возникновения: океан, почва (минеральная пыль), вулканы, частицы биогенного происхождения, продукты природных

газофазных реакций. Материалы данной главы могут быть использованы для определения влияния аэрозолей на кристаллизацию облачных капель.

2.1 Образование капель

Фазовые переходы воды играют важную роль в микрофизике облаков.

Возможны следующие фазовые переходы:

Пар \Leftrightarrow жидкость (конденсация, испарение)

Жидкость \Leftrightarrow твердое состояние (замерзание, таяние)

Пар \Leftrightarrow твердое состояние (сублимация, возгонка).

В метеорологии особенно важны переходы слева направо – это переходы в направлении увеличения молекулярного порядка, которые фактически и являются процессами облакообразования. Особенностью физики облаков является то, что такие фазовые переходы происходят в условиях термодинамического равновесия. Условия равновесия в термодинамической системе, состоящей из водяного пара и большого объема воды, описываются уравнением Клаузиуса - Клапейрона . Насыщение определяется как равновесное состояние, при котором скорости испарения и конденсации равны.

Для перехода в более упорядоченные состояния молекулам приходится преодолевать высокий потенциальный барьер. Наличие потенциального барьера, связанного с поверхностными силами, не позволяет пару конденсироваться на каплях, если упругость пара равна насыщающей относительно большего объема воды. Другими словами, не следует ожидать образования водяных капель, если влажный воздух адиабатически охлаждается до точки насыщения. В чистом водяном паре капельки начинают образовываться только тогда, когда относительная влажность достигает нескольких сотен процентов!

Классическая задача требует ответа на вопрос, почему в атмосфере образуются облачные капли сразу же, как только поднимающийся воздух достигает насыщения. В основе лежит тот факт, что атмосферный воздух содержит значительное число частиц микронных и субмикронных размеров, которые и служат центрами конденсации. Эти частицы называются ядрами конденсации. Процесс, в результате которого в газообразной фазе зарождаются капли на присутствующих инородных частицах, называется гетерогенной нуклеацией. Образование капель в чистом водяном паре, требующие огромных пересыщений и не играющее никакой роли в атмосфере, называется гомогенной нуклеацией. Процессы фазовых переходов, при которых преодолевается энергетический потенциальный барьер, типа переходов пар-жидкость или жидкость-лед называется процессом нуклеации.

В атмосфере представлены многие виды ядер конденсации. Некоторые из ядер обводняются при относительной влажности меньше 100%; этим объясняется, в частности, образование дымки, ухудшающей видимость. Относительно крупными считаются ядра конденсации, на которых могут образовываться облачные капли. По мере охлаждения влажного воздуха при адиабатическом подъеме относительная влажность приближается к 100%. При этом все большее количество гигроскопических ядер становится центрами конденсации. Если подъем продолжается, то благодаря охлаждению образуется пересыщение, которое «рассасывается» за счет процессов конденсации на ядрах и уже образовавшихся каплях. Под пересыщением понимается превышение относительной влажности над равновесным значением 100%. Так, воздух с относительной влажностью 101.5% имеет пересыщение 1.5%[4]. В атмосфере всегда достаточно ядер конденсации,

чтобы обеспечить образование облаков при относительной влажности, едва превышающей 100%. Это важная особенность атмосферы.

Воздух в вершине продолжающего расти облака со временем может охладиться до температур ниже 0°C. Переохлажденные облачные капли, возможно, замерзнут, а возможно и нет; это зависит от наличия ледяных ядер. Замерзание капель чистой воды (гомогенное замерзание) наблюдается лишь при достижении температуры -40°C. Однако, если имеются подходящие ядра, капли могут замерзнуть уже при нескольких градусах ниже нуля. Хотя действие подобных аэрозолей, играющих роль ледяных ядер, понято еще не полностью, существенно то, что они довольно редко встречаются в атмосфере, в отличие от имеющихся в изобилии ядер конденсации. Поэтому пересыщения, превышающие несколько десятых долей процента, крайне необычны для атмосферы, в то время как водяные капли в переохлажденном состоянии встречаются регулярно. Нередко встречаются переохлаждения -15°C и ниже. Благодаря этому основным способом искусственного воздействия на облака является введения в них дополнительных ледяных ядер.

Облако представляет собой совокупность капелек радиусом около 10 мкм в количестве порядка 10^2 в 1см^3 . Как правило, эта структура чрезвычайно устойчива, и капли почти не проявляют стремления к объединению или изменению своих размеров, если не говорить об общем росте всей совокупности капель. Осадки развиваются в тех случаях, когда совокупность облачных капель становится неустойчивой и некоторые из капель растут за счет других. Есть две причины, приводящие к неустойчивости микроструктуры облаков. Первая заключается в том, что капли сталкиваются

и сливаются друг с другом (процесс коагуляции капель). Этот процесс может быть существенным в любых облаках. Вторая причина состоит во взаимодействии капель с ледяными кристаллами и проявляется лишь в тех облаках, вершины которых поднимаются выше уровня 0 °С.

Анализ аэродинамических сил, действующих между очень мелкими каплями, показывает, что их нелегко заставить столкнуться. Небольшая капля, падающая через облако еще более мелких капель, будет сталкиваться лишь с незначительной их частью на своем пути, пока ее радиус не станет больше примерно 18 мкм [1]. Поэтому следует ожидать, что облака, содержащие незначительное число капель радиусом больше 18 мкм, будут сравнительно устойчивы по отношению к коагуляционному росту. В облаках со значительным числом крупных капель могут развиваться осадки.

Если ледяной кристалл находится в окружении большого числа переохлажденных капель, то состояние будет неустойчивым. Равновесное давление пара над льдом меньше, чем над водой, при той же температуре, и, следовательно, ледяной кристалл будет расти за счет диффузии пара, а капли будут испаряться, восполняя убыль пара. Перенос пара зависит от разности равновесных давлений пара над водой и над льдом; он наиболее интенсивен при температуре около -15 °С.

Стоит ледяному кристаллу вырасти и сделаться заметно крупнее капель, как он начинает падать относительно их; тогда становятся возможными столкновения кристалла с каплями. Если кристаллы сталкиваются главным образом с другими ледяными кристаллами, то образуются снежинки, а если они захватывают капли, то может образоваться крупа или град. Когда ледяная частица опускается ниже уровня 0 °С, она может растаять и выпасть через

основание облака как капля, неотличимая от капель, образовавшихся благодаря коагуляции. В холодную погоду или при наличии крупных градин ледяная частица, конечно, может достигнуть земли не растаявшей.

Частицы имеют широкий диапазон размеров, концентраций и скоростей падения. Существует громадное различие размеров типичных ядер конденсации и облачных капель, а также облачных и дождевых капель. Чтобы размеры дождевых капель достигались примерно за 20 минут после начала конденсации на ядрах, процессы роста облачных частиц должны быть достаточно быстрыми. Только при этом условии можно объяснить образование естественных осадков за реальное время.

2.1 Зависимость числа облачных капель от относительной влажности воздуха.

Капля будет устойчива, если ее размер превышает определенное критическое значение. В среднем капли размером больше критического растут, а более мелкие исчезают. Критический размер определяется не чем иным, как балансом противоположно направленных скоростей роста и испарения. Эти скорости в свою очередь зависят от того, образуются ли капли в свободном пространстве (гомогенная конденсация) или в контакте с инородными телами (гетерогенная конденсация). В случае гомогенной нуклеации чистой воды скорость формирования зародышей зависит от парциального давления водяного пара в среде, поскольку оно определяет частоту, с которой молекулы воды сталкиваются с каплей. Процесс испарения сильно зависит от температуры капли и ее поверхностного натяжения,

поскольку молекулы на поверхности капли должны получить дополнительное количество энергии для преодоления сил связи, чтобы покинуть поверхность.

Если устанавливается равновесие между жидкостью и паром, это значит, что скорости конденсации и испарения выровнялись и давление пара стало равным равновесному. Из рисунка 2.1 видно, что значения относительной влажности воздуха, при которых капли чистой воды находящиеся в равновесии с водяным паром (не испаряются и не растут) уменьшаются с увеличением радиуса капли. Это уменьшение особенно заметно при малых радиусах капли. В дальнейшем с увеличением радиуса капли, уменьшение относительной влажности воздуха происходит значительно медленнее.

Представленный рисунок 2.1 получен на основе формулы Томпсона, предназначенной для расчета равновесного давления пара над поверхностью капли :

$$e_s(r) = e_s(\infty) \exp(2\sigma / rR_v\rho_L T) \quad (2.1)$$

- $e_s(r)$ – насыщающее давление пара над поверхностью сферической капли, Па;
- r – радиус капли, м;
- σ – коэффициент поверхностного натяжения, Дж/м²;
- ρ_L – плотность воды, кг/м³;
- T – температура, К;
- R_v – газовая постоянная водяного пара, равная 461 Дж/(кг*К);
- $e_s(\infty)$ – насыщающее давление пара над плоской поверхностью воды, Па.

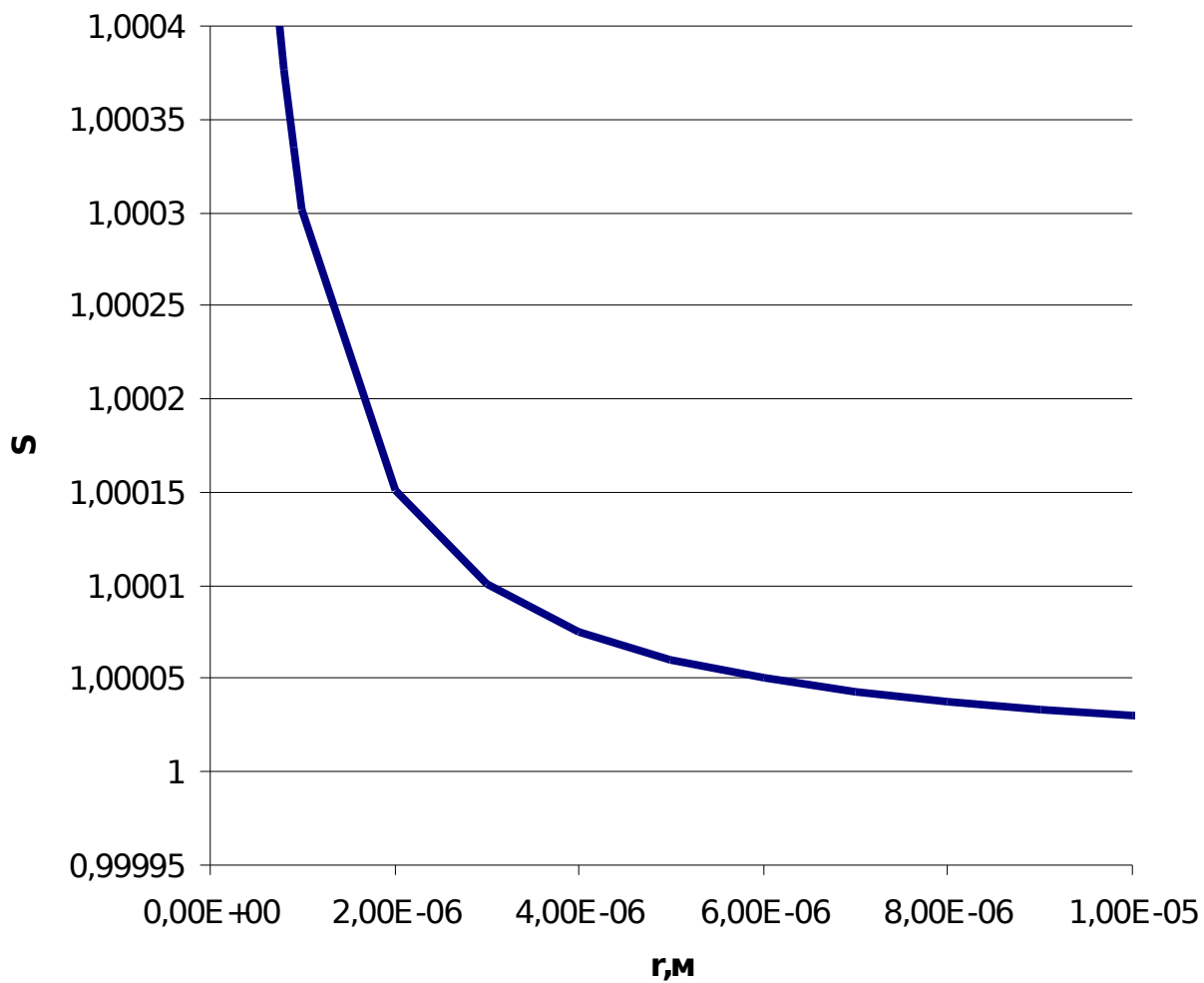


Рисунок 2.1 Зависимость критического радиуса облачных капель от относительной влажности воздуха.

С уменьшением размера капли давление пара, требуемое для равновесия, возрастает. Это уравнение в несколько иной форме впервые вывел Вильям Томсон, чтобы объяснить подъем жидкости в капиллярных трубках, поэтому его называют формулой Томсона.

Поверхностное натяжение – это свободная энергия, приходящая на единицу площади поверхности жидкости. Оно может быть определено как работа, которую требуется совершить, чтобы при постоянной температуре увеличить поверхность жидкости на единицу площади. Поскольку работа есть произведение силы на расстояние, работа на единицу площади имеет размерность отношения силы к единице длины. Поверхностное натяжение воды равно приблизительно 0.075 Дж/м^2 в диапазоне температур, представляющем интерес в метеорологии.

Результирующая скорость роста капли радиусом r пропорциональна разности $e - e_s(r)$, где e обозначает фактическое давление пара. Значит, капли, имеющие такой радиус, что $e - e_s(r) > 0$, будут расти, тогда как капли с таким радиусом, что $e - e_s(r) < 0$ будут испаряться. Следовательно, критический размер r_c – это радиус, при котором $e - e_s(r) = 0$ или $e = e_s(\infty) \exp(2\sigma / r_c R_v \rho_L T)$. Отсюда

$$r_c = 2\sigma / R_v \rho_L T \ln S, \quad (2.2)$$

где $S = e / e_s(\infty)$ – относительная влажность в долях от насыщающего значения. Для того чтобы капля, образовавшаяся в результате случайных

столкновений молекул воды, была устойчива, она должна вырасти до радиуса, превышающего r_c .

В таблице 2.1 (см. ниже) приведены значения критического радиуса и число молекул в каплях с критическим радиусом при температуре 0 °С при различной относительной влажности.

Из таблицы 2.1 видно, что для устойчивости очень мелких капелек требуются очень большие пересыщения. Если пересыщение равно 1%, что соответствует $S = 1.01$, то капли радиусом меньше 0.121 мкм неустойчивы и будут испаряться.

При гомогенной нуклеации капли критического размера образуются в результате случайных столкновений молекул воды. Если капли захватывают еще одну молекулу, становясь при этом сверхкритическими (так как с увеличением размера капель уменьшается скорость их роста, которая в свою очередь пропорционально увеличивается). Капли сверхкритического размера, следовательно, растут самопроизвольно.

Таблица 2.1 – Зависимость критического радиуса и числа молекул, образующих каплю, от относительной влажности воздуха (при $t=0$ °С)

Относительная влажность S	Критический радиус r _c мкм	Число молекул N
1	∞	∞
1.01	$1.208 \cdot 10^{-1}$	$2.468 \cdot 10^8$
1.1	$1.261 \cdot 10^{-2}$	$2.807 \cdot 10^5$
1.5	$2.964 \cdot 10^{-3}$	$3.645 \cdot 10^3$
2	$1.734 \cdot 10^{-3}$	730
3	$1.094 \cdot 10^{-3}$	183
4	$8.671 \cdot 10^{-4}$	91
5	$7.468 \cdot 10^{-4}$	58
10	$5.221 \cdot 10^{-4}$	20

Скорость нуклеации – это скорость, с которой образуются капли сверхкритического размера; она равна произведению концентрации капель критического размера на скорость, с которой такая капля захватывает еще одну молекулу и становится сверхкритической. С помощью методов статистической термодинамики скорость нуклеации в единице объема записывается в виде

$$J = 4\pi r_c^2 \frac{e}{\sqrt{2\pi mkT}} Zn \exp\left(-\frac{4\pi r_c \sigma}{3kT}\right), \quad (2.3)$$

- где m – масса молекул воды, равная $2.99 \cdot 10^{-26}$ кг;
 Z – коэффициент, имеющий порядок 10^{-2} ;
 k – постоянная Больцмана, равная $1.38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К;
 n – концентрация молекул пара, м^{-3} .

Подставив в (2.3) r_c в зависимости от S , получим выражение для скорости гомогенной нуклеации в функции степени насыщения при данной температуре. Важной характеристикой этой зависимости является то, что скорость нуклеации переходит от неизмеримо малых до крайне больших значений в очень узком интервале S . Значение S , при котором это имеет место, называется критической степенью насыщения S_c и соответствует $J = 1 \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$. Эти значения легко измеряются. Значения S_c при 275.2 К равно 4.2, а при 261.0 К составляет 5.0 [2]. Такие большие значения относительной влажности никогда не наблюдаются в атмосфере; более обычны пересыщения меньше 1%, поэтому гомогенная нуклеация воды имеет второстепенное значение по сравнению с гетерогенной.

2.2 Распределение аэрозоля по размерам

Природные аэрозоли, часть которых гигроскопична, имеют широкий диапазон размеров – от радиуса около 10^{-3} мкм для малых ионов, представляющих собой заряженные кластеры, состоящие из нескольких молекул, до радиуса 10 мкм для наиболее крупных частиц соли, продуктов сгорания и пыли [9]. Концентрации аэрозолей изменяются в широких пределах в зависимости от места и времени. Малые ионы не играют роли в образовании капель, они лишь незначительно облегчают нуклеацию по сравнению с гомогенной нуклеацией. С другой стороны, и 10-микронные частицы, по-видимому, несущественны из-за ограниченного времени пребывания их в атмосфере. Частицы радиусом до 100 мкм наблюдались у земли и даже до высоты основания облака при грозе. Поднятые с земли сильным ветром, эти частицы, прежде чем осесть на землю, могут оставаться в воздухе лишь непродолжительное время. Тем не менее если бы они были вовлечены в облако, то могли бы играть некоторую роль в развитии облаков.

Согласно Броку [2], около 75% общей массы аэрозольного материала в атмосфере дают природные и антропогенные первичные источники; это поднимаемая ветром пыль (20%), морские брызги (40%), лесные пожары (10%), а также сгорание топлива и другие промышленные процессы (5%). Оставшиеся 25% приписывают вторичным источником, к которым относится процесс превращения некоторых газовых составляющих атмосферы в

мельчайшие частички благодаря фотохимическим и другим реакциям. Независимо от механизма поступления в атмосферу аэрозоли непрерывно испытывают разнообразные химические и физические превращения, включая коагуляцию, конденсацию, вымывание частицами облаков и осадков, седиментацию, диспергирование и смешение.

Влияние концентрации аэрозоля на количество облачных капель в зависимости от их радиуса, мы можем наблюдать на рисунке 2.2. Количество образующихся облачных капель зависит как от влажности воздуха, так и от концентрации ядер аэрозоля. При относительной влажности $S > 1$ наиболее крупные из обводненных ядер конденсации ($r > r_{кр}$) продолжают расти. Таким образом, число растущих капель определяется числом ядер конденсации с радиусами больше критического. Поскольку критический размер ядра зависит от влажности воздуха S , то при повышении относительной влажности активизируются ядра меньшего размера и, соответственно, образуется большее число капель. Число образующихся капель в 1 м^3 облака оказывается равно числу частиц аэрозоля в 1 м^3 , с радиусом больше $r_{кр}$.

Распределение аэрозоля по размерам, так же как и распределение по размерам облачных или дождевых капель или частиц вообще, обычно описывается с помощью функции распределения $n(r)$, определяемой так, что $n(r)dr$ равно числу частиц в единичном объеме воздуха, радиусы которых лежат в интервале между r и $r + dr$. С другой стороны, можно воспользоваться интегральным распределением

$$N(r) = \int_r^{\infty} n(r')dr', \quad 2.2.1$$

выражающим число частиц в единичном объеме, радиусы которых больше r .

Очевидно что

$$n(r) = - \frac{d}{dr} N(r) \cdot$$

Вследствие широкого диапазона, в котором изменяется как n , так и r , для аэрозолей часто применяют функцию распределения $n_1(r)$ определяемую как

$$n_1(r) = - \frac{d}{d(\log r)} N(r)$$

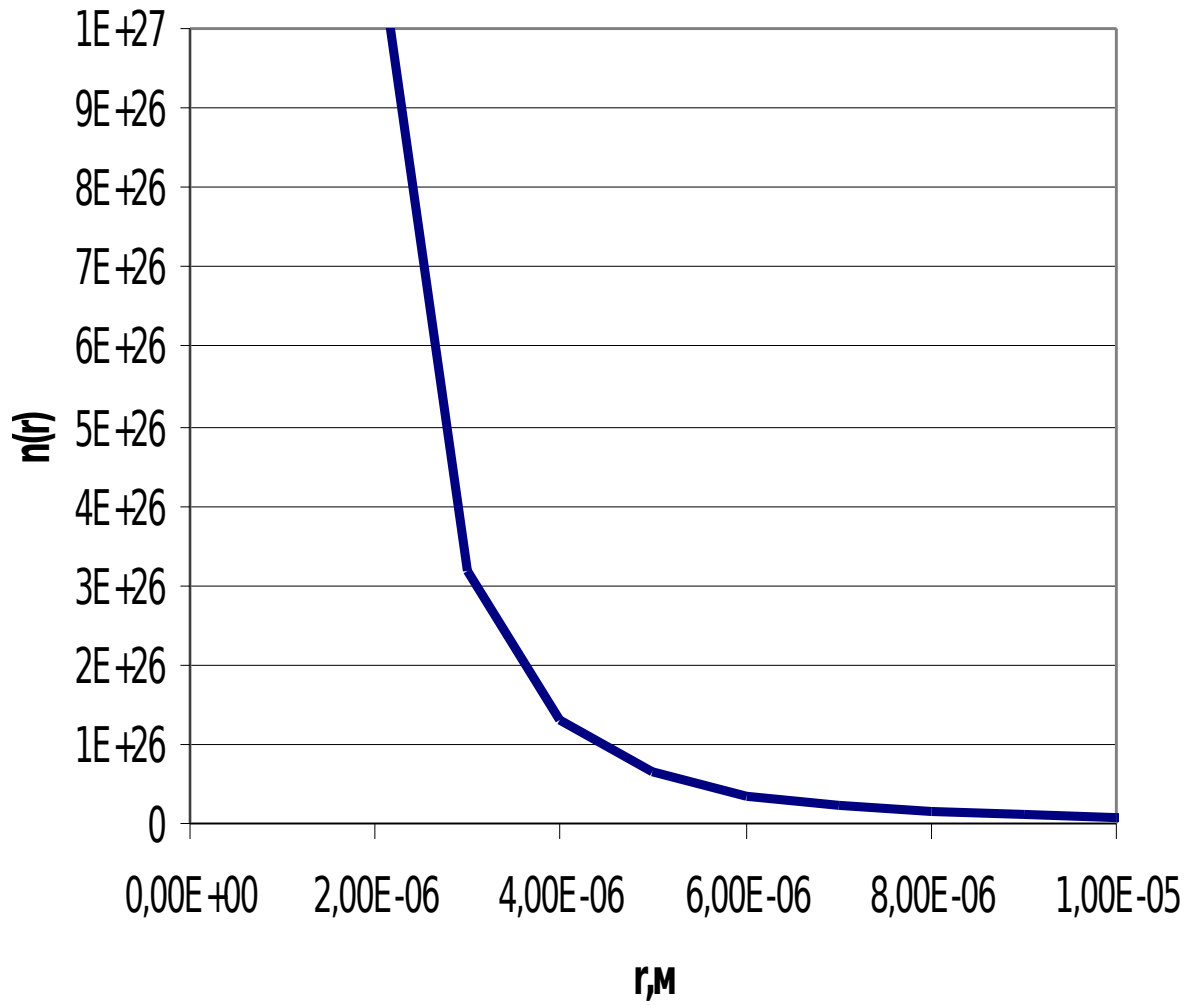


Рисунок 2.2 Функция распределения аэрозоля по радиуса

и равную числу частиц в единичном интервале размеров $d(\log r)$. Очевидно,

$$n_1(r) = m(r).$$

Используя рисунок 2.1 можно определить число облачных капель по формуле 2.2.1

Слинн [2] дал детальное, но все еще идеализированное описание типичных аэрозольных спектров. Его распределения иллюстрируют ряд фоновых и крайних условий. Он нашел, что наиболее последовательный способ сравнения столь разнообразных данных обеспечивался при использовании распределений $A(D)$, которые выражают общую площадь поперечного сечения аэрозольных частиц, попадающих в те или иные интервалы приращений логарифма диаметра. Эти распределения связаны с основным распределением $n(r)$ соотношением

$$A(D) = \frac{1}{2} \pi D^3 n\left(\frac{D}{2}\right)$$

Таким образом, $A(D)d(\ln D)$ равно полному поперечному сечению аэрозольных частиц в единичном объеме воздуха, диаметры которых содержатся в интервале $d(\ln D)$.

Хотя спектры аэрозолей весьма изменчивы, все же для многих приложений, нужно иметь приближенные аналитические описания или модели, характеризующие форму спектров. Одной из таких моделей, которая часто используется, является распределением Юнге, определяемое в виде $n_1 r \sim r^3$ или $dN/d(\log r) \sim r^3$.

Это следует из того наблюдения, что спектр фонового аэрозоля, построенный в логарифмических координатах как функция распределения по логарифму размера частиц в интервале радиусов между 10^{-1} и 10 мкм, часто может быть аппроксимирован прямой с угловым коэффициентом -3.

Ядра конденсации составляют часть аэрозоля. В зависимости от размера выделяют ядра Айткена ($r < 0.2$ мкм), крупные ядра ($0.2 \text{ мкм} < r < 1 \text{ мкм}$) и гигантские ядра ($r > 1$ мкм). В таблице 2.2 в сжатой форме представлены данные о типичных концентрациях этих ядер в нижней тропосфере [].

Таблица 2.2 – Типичные концентрации ядер конденсации

Регион	Ядра Айткена	Крупные ядра	Гигантские ядра
Над морем	$10-10^2$	*	*
Над сушей	10^3-10^6	10^2	1

* Частицы из морской соли с концентрацией, зависящей от скорости ветра и волнения моря.

Считается, что континентальные аэрозоли имеют три основные компоненты в интервале размеров больше 0.1 мкм. Первая – морская соль, преобладающая в составе ядер размером больше 1 мкм. Вторая – сульфатная компонента, преобладающая в частицах диаметром от 0.1 до 1 мкм; это либо серная кислота, либо соль, возможно сульфат аммония. Третья компонента – нерастворимые частицы, вероятно попадающие из почвы; их концентрация зависит от состояния почвы и средней скорости ветра у земли. Относительное значение этих трех компонент обычно зависит от предыстории воздушной массы.

Ядра конденсации того или иного типа всегда содержатся в атмосфере в достаточном количестве; облака образуются всякий раз, когда имеются вертикальные движения воздуха и достаточная влажность. В некоторых случаях осадки образуются с большей вероятностью, если совокупность ядер состоит из крупных частиц, имеющих небольшую концентрацию, а не из многочисленных мелких ядер.

Некоторые виды измерений атмосферных ядер не имеют отношения к физике облаков. Например, при подсчетах ядер Айткена счетчиками с камерой расширения, по существу, регистрируются все ядра конденсации в пробе атмосферного воздуха. В камере расширения создаются пересыщения в несколько сотен процентов, так что активируются почти все имеющиеся ядра. В атмосфере в процессах облакообразования участвуют только ядра, активирующиеся при пересыщениях около 1% и ниже. Именно поэтому такие ядра стали называть облачными ядрами конденсации, чтобы отличить их от ядер конденсации вообще. В физике облаков важное значение имеет зависимость числа активировавшихся ядер, на которых образуются облачные капли, от пересыщения. Такой «спектр активности» измеряется приборами, называемыми диффузионно-градиентными облачными камерами. Их два типа: температурная градиентная и химическая градиентная камеры. В этих камерах можно создать очень малые пересыщения порядка нескольких десятых долей процента ($S - 1$) с высокой точностью. В камеру засасывается проба воздуха, и там создается заданное пересыщение; оптическим методом наблюдается и подсчитывается число ядер, растущих до критического размера. Затем пересыщение немного увеличивается, и число центров конденсации снова подсчитывается. Установлено, что содержащееся в

единичном объеме воздуха число ядер, для которых критическое пересыщение меньше $(S-1)$, нередко может быть приближенно описано соотношением вида

$$N = C(S-1)^k, \quad (2.4)$$

где C и k – параметры, зависящие от типа воздушной массы. Джусто привел данные о спектрах активности ядер для некоторых местностей. Судя по ним, для морских условий характерны значения $C=50$ и $k=0.4$, а для континентальных – значения $C=4 \cdot 10^3$ и $k=0.9$. По-видимому, можно ожидать, что спектры активности в любом конкретном районе будут лежать между этими крайними случаями.

Предполагая спектр активности в форме (2.4.), Туми показал, что концентрация капель, образующихся в восходящем со скоростью U потоке воздуха, может быть выражена через U , C и k . Для значений k между 0.4 и 1.0 его результат может приближенно записать в виде

$$N \approx 0.88C^{2/(k+2)} (7 \cdot 10^{-2} U^{3/2})^{k/(k+2)}, \quad (2.5)$$

где N – в см^{-3} , U – в $\text{см}/\text{с}$, а C – соответствует пересыщению в процентах. Туми [2] также получил выражение для максимального пересыщения в восходящем потоке воздуха, которое можно приближенно представить как

$$(S - 1)_{\max} \approx 3.6[(1.6 * 10^{-3} U^{3/2}) / C]^{1/(k+2)}, \quad (2.6)$$

где $(S - 1)$ выражено в процентах.

В поисках экспериментального подтверждения наличия тесной связи между совокупностью ядер и образующимися облачными каплями начаты сопоставления спектров активности ядер с наблюдаемыми спектрами размеров облачных капель. Развитие облака после завершения стадии его образования и в особенности количество и характер выпавших осадков контролируются в большей степени крупномасштабными процессами, а именно восходящим движением воздуха и притоком влаги в облако, и в меньшей – микрофизической структурой облака.

В заключении второй главы можно сказать, что в атмосфере присутствуют природные аэрозоли, часть которых гигроскопична, имеют широкий диапазон размеров – от радиуса 10^{-3} мкм до радиуса 10 мкм.. А концентрации аэрозолей изменяются в широких пределах в зависимости от места и времени. Распределение аэрозоля по размерам описывается с помощью функции распределения $n(r)$. С другой стороны, чтобы рассчитать количество облачных капель мы можем воспользоваться интегральным распределением, выражающим число частиц в единичном объеме, радиусы которых больше r .

3 Кристаллизация капель

3.1 Гомогенная и гетерогенная кристаллизация

Если облако проникает до слоев атмосферы, находящейся выше нулевой изотермы, то становится вероятным появление ледяных кристаллов. К образованию льда могут привести переходы двух типов: замерзание жидких капель и прямой переход пара в твердую фазу (сублимация). Оба этих перехода представляют собой процессы льдообразования, и в принципе возможно как гомогенное, так и гетерогенное зарождение твердой фазы.

Гомогенное льдообразование, так же как и зарождение жидкой фазы, описывается двумя уравнениями, одно из которых описывает размер устойчивого зародыша, а другое – вероятность появления зародыша благодаря случайной перегруппировки молекул. Оба уравнения зависят от свободной энергии поверхности раздела кристалл – жидкость, аналогичной поверхностному натяжению в уравнении, описывающем появления зародыша жидкости. Анализируя некоторые данные о температуре замерзания капель чистой воды, Кунц и Мейсон [2] пришли к выводу, что свободная энергия поверхности раздела лед – жидкость должна быть приблизительно равна 0.020 Дж/м^2 . Подстановка этого значения в уравнения позволяет сделать следующий вывод: капли радиусом меньше 5 мкм должны самопроизвольно замерзать при температуре около -40°C , что согласуется с большинством наблюдений. Получается также, что более крупные капли должны замерзать при немного более высоких температурах; это тоже согласуется с наблюдениями. Впоследствии Хоббс и Кетчам [2] измерили поверхностную энергию, получив значение $0.033 \pm 0.003 \text{ Дж/кг}$ при 0°C . Это значение согласуется со значением, найденным Кунцем и Мейсоном, поскольку можно ожидать, что свободная энергия несколько увеличивается с повышением температуры.

Теория предсказывает, что гомогенная сублимация должна происходить только при крайне высоких пересыщениях; так при температуре на несколько градусов ниже 0°C требуется более чем 20-кратное пересыщение относительно льда, причем критическое значение пересыщения увеличивается с понижением температуры. Согласно Флетчеру, эксперименты по гомогенной сублимации показывают, порог льдообразования составляет около -60°C при восьмикратном пересыщении относительно воды. Теоретическое и экспериментальное исследование этого фазового перехода осложняется тем, что при таких крайних условиях возможна гомогенная конденсация, сопровождаемая замерзанием капель, и это можно принять за гомогенную сублимацию. Несмотря на возникающую неопределенность, ясно, что гомогенная сублимация не может происходить в атмосфере, поскольку столь большие пересыщения никогда не наблюдаются.

С другой стороны, в естественных облаках жидкие капли наблюдались при температурах, близких к -40°C , поэтому можно полагать, что гомогенное замерзание встречается в атмосфере хотя бы в некоторых облаках. В естественных облаках капли не всегда замерзают, когда температура падает ниже 0°C , поскольку в облаке масса воды распределяется по большому числу очень мелких капель. И для того чтобы облако полностью оледенело, в каждой капле должно произойти образование зародышей льда.

Ледяные кристаллы начинают обычно появляться в облаке, когда температура падает ниже примерно -15°C . Это значит, что происходит гетерогенное льдообразование. Вода в контакте с большинством веществ будет замерзать при температурах выше -40°C , и пар будет сублимироваться на большинстве веществ при пересыщениях и переохлаждениях более низких,

чем требуется для гомогенного льдообразования. Таким образом, зарождению льда в переохлажденной воде и пересыщенной среде способствует присутствие инородных поверхностей или взвешенных частиц.

Лед зарождается наиболее легко на поверхностях, имеющих структуру кристаллической решетки, геометрически подобную структуре льда. Веществом, наиболее близким ко льду по структуре кристаллической решетке, насколько это известно, является йодистое серебро (AgI). В теории и эксперименте по гетерогенному льдообразованию сталкиваются с проблемой определения того, какой из процессов – сублимация или образование капель и их замерзание – протекает в заданных условиях. Различить эти процессы можно в том особом случае, когда частицы нерастворимы, а упругость пара в среде выше насыщающей упругости над льдом, но ниже насыщающей упругости над водой. В этих условиях при достаточно низких температурах может произойти нуклеация, то есть образование зародышей льда. Естественно, что при этом она обеспечивается прямой сублимацией, поскольку при недосыщении над водой на нерастворимых частицах конденсация невозможна. Вообще говоря, конденсация более вероятна при малых переохлаждениях и больших пересыщениях, тогда как сублимация – при больших переохлаждениях и малых пересыщениях. В связи с отсутствием ясности часто говорят просто о явлении льдообразования, а не о более частых явлениях – льдообразовании путем замерзания или льдообразованием путем сублимации. Таким же образом об атмосферных частицах, служащих центрами зарождения льда, можно с уверенностью говорить как о ледяных ядрах, не конкретизируя, являются ли они ядрами замерзания или ядрами сублимации.

3.2 Скорость гомогенной и гетерогенной кристаллизации воды

Энергия, необходимая для образования водяных и ледяных ядер различного размера из молекул водяного пара, определяется формулой:

$$\Delta G_{ВЛ} = -L_{ВЛ} \ln\left(\frac{T_{ПЛ}}{T}\right) \frac{4}{3} \pi \frac{\rho_{Л}}{m_{В}} r^3 + 4\pi\sigma_{ВЛ} r^2 \quad (3.1)$$

где $\Delta G_{ВЛ}$, энергия, затрачиваемая для образования кристалла льда в
– воде, Дж;
 $L_{ВЛ}$ – теплота фазового перехода
–
 k – постоянная Больцмана, равная $1.38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К;
–
 $m_{В}$ – масса молекулы воды, равная $2.99 \cdot 10^{-26}$ кг;
–
 T – температура воздуха, К;
–
 $T_{ПЛ}$ – температура плавления ;

- r — радиус образующегося ядра, м;
- $\sigma_{вл}$ — поверхностная энергия натяжения на границе между водой и льдом, зависящая от температуры воздуха $0.0397875 + 1.3 \cdot 0.00025 \cdot T$ Дж/м²;
- $\rho_{л}$ — плотность льда, равная 917 кг/м³;

На рисунке 4.1 мы видим, какую работу нужно совершить, чтобы образовался кристалл льда радиусом r .

Из рисунка видно, что существует критический радиус ядер $r_{кр}^*$.

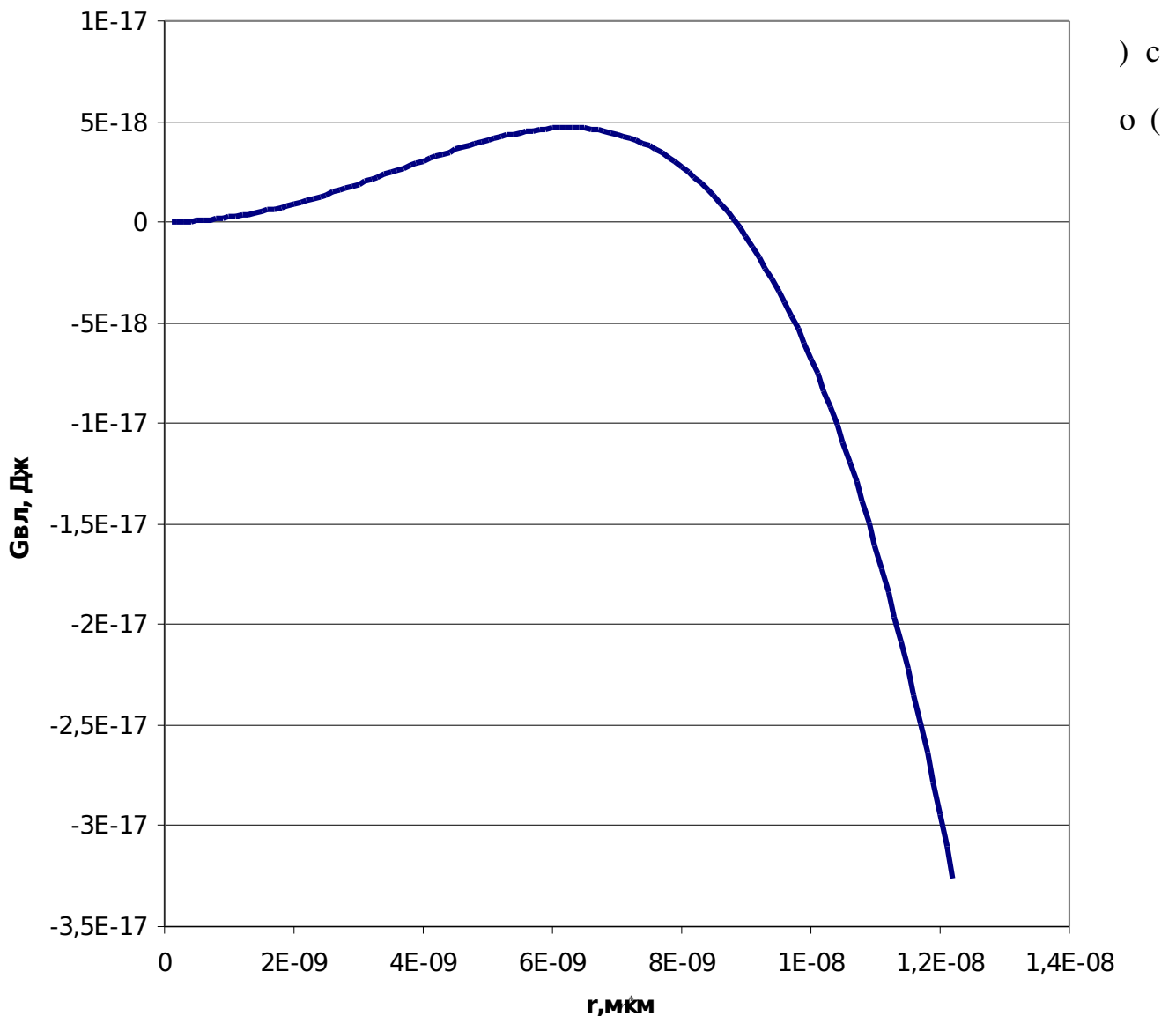


Рисунок 4.1 Энергия, затрачиваемая на образование кристалла льда в зависимости от размера образующегося кристалла

Максимальные затраты энергии необходимы для создания капли или кристалла критического размера. Для создания капель и кристаллов меньшего или большего размера требуются меньшие энергетические затраты.

Получить формулу для определения $r_{кр}^*$ можно последовательно взяв производную от формулы (3.1) и приравняв ее нулю $\left[\frac{d\Delta G}{dr} = 0 \right]$:

$$\frac{d(\Delta G_{ВЛ})}{dr} = -L_{ВЛ} \ln\left(\frac{T_{ПЛ}}{T}\right) 4\pi \frac{\rho_L}{m_B} r^2 + 8\pi\sigma_{ВЛ} r = 0, \quad (3.2)$$

В результате получаем значение критического радиуса кристалла льда :

$$r^* = \frac{2 \cdot \sigma_{ВЛ} \cdot m_B}{L_{ВЛ} \cdot \ln\left(\frac{T_{ПЛ}}{T}\right) \rho_L}, \quad (3.3)$$

где r^* — критический радиус кристалла льда, м.

—

При образовании кристалла льда с радиусом r^* совершается максимальная работа:

$$\Delta G_{ВЛ}^{\max} = (r^*)^2 \left(4\pi\sigma_{ВЛ} - \frac{8\pi}{3}\sigma_{ВЛ} \right) = \frac{4}{3}\pi\sigma_{ВЛ}^3 \frac{4m_B^2}{L_{ВЛ} \ln^2\left(\frac{T_{ПЛ}}{T}\right) \rho_L^2} \quad (3.4)$$

$$\Delta G_{ВЛ}^{\max} = \frac{16\pi\sigma_{ВЛ}^3 m_B^2}{3L_{ВЛ}^2 \ln^2\left(\frac{T_{ПЛ}}{T}\right) \rho_L^2}$$

Если к частице радиусом $r_{кр}$ присоединится хотя бы одна молекула, то размер частицы станет больше критического и начнется рост такой частицы. Для определения числа таких частиц, появляющихся таким путем за единицу времени, необходимо найти произведение числа соударений на $N_B(r_{кр})$. Таким

образом, скорость кристаллизации ядер кристаллов льда, размером r^* будет определяться формулой :

$$J_{ВЛ}^{(гом)} = J_0 \cdot \exp\left[\frac{-\Delta G_{ВЛ}^{max}}{k \cdot T}\right], \quad (3.5)$$

где $J_{ВЛ}$ — скорость кристаллизации, $м^{-3} \cdot с^{-1}$;
 J_0 — постоянная, равная 10^{30} , $м^{-3} \cdot с^{-1}$;
 k — постоянная Больцмана, равная $1.38 \cdot 10^{-23}$ Дж/К.

Поскольку в воде присутствуют частицы аэрозоля, то процесс кристаллизации начинается при более высоких температурах. Для расчета гетерогенной кристаллизации можно воспользоваться формулой, аналогичной формуле 3.5 для расчета скорости гомогенной кристаллизации

$$J_{ВЛ}^{(гет)} = J_0 \cdot \exp\left[\frac{-\Delta G_{ВЛ}^{max}}{k \cdot T''}\right], \quad (3.6)$$

где $J_{ВЛ}$ — скорость гетерогенной кристаллизации, $м^{-3} \cdot с^{-1}$;
 J_0 — постоянная, равная 10^{30} , $м^{-3} \cdot с^{-1}$;
 T'' —

Для расчета коэффициента, являющегося аналогом температуры, можно использовать формулу:

$$T'' = T_0 + \frac{235 - T_0}{245 - T_0} \cdot (T - T_0) \quad (3.7)$$

Вероятность в течении одной единицы замерзания капель определяется формулой:

$$P = \frac{4}{3} \pi r^3 J_{вл}, \quad (3.6)$$

где P — вероятность образования ядра критического радиуса, $\text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$.

—

В заключении третьей главы, можно сказать, что существует два механизма кристаллизации переохлажденной воды: гомогенный и гетерогенный. Выяснили, что существует критический радиус, и что спонтанно образующиеся ядра с радиусами менее критического с течением времени распадаются, а ядра с радиусами больше критического продолжают расти. Также были выведены формулы для расчета гомогенной и гетерогенной кристаллизации.

4.1 Расчет зависимости доли замерзших капель от температуры при различной концентрации аэрозоля

Как указывалось выше, существует два возможных механизма кристаллизации переохлажденной воды: гомогенный, когда зародышевые кристаллы льда образуются в чистой воде в результате случайной группировки молекул, и, гетерогенный, когда ледяные зародыши образуются на поверхности содержащихся в воде нерастворимых льдообразующих ядер[6]. Скорость гомогенного и гетерогенного образования зародышей в зависимости от температуры, представлены на рисунке 4.1.

Интенсивность гетерогенного льдообразования прежде всего зависит от концентрации аэрозольных частиц, находящихся в каплях воды или в воздухе. Из рисунка 4.1 мы видим, что присутствие аэрозоля в атмосфере влияет на температуру кристаллизации капель. Поскольку в воде присутствуют ядра кристаллизации, то процесс образования кристаллов льда начинается при

существенно более высоких значениях температуры. При скорости кристаллизации $J_{\text{вл}}=1\text{E}+16 \text{ м}^{-3}\text{с}^{-1}$ капли замерзают спонтанно и фактически мгновенно. Температура, при которой происходит такая кристаллизация, называется температурой спонтанной кристаллизации и наблюдается при температуре $T=235\text{K}$ для гомогенной кристаллизации и при температуре $T=245\text{K}$ для гетерогенной кристаллизации. При $T=273.15\text{K}$ скорости гомогенной и гетерогенной кристаллизации равны нулю.

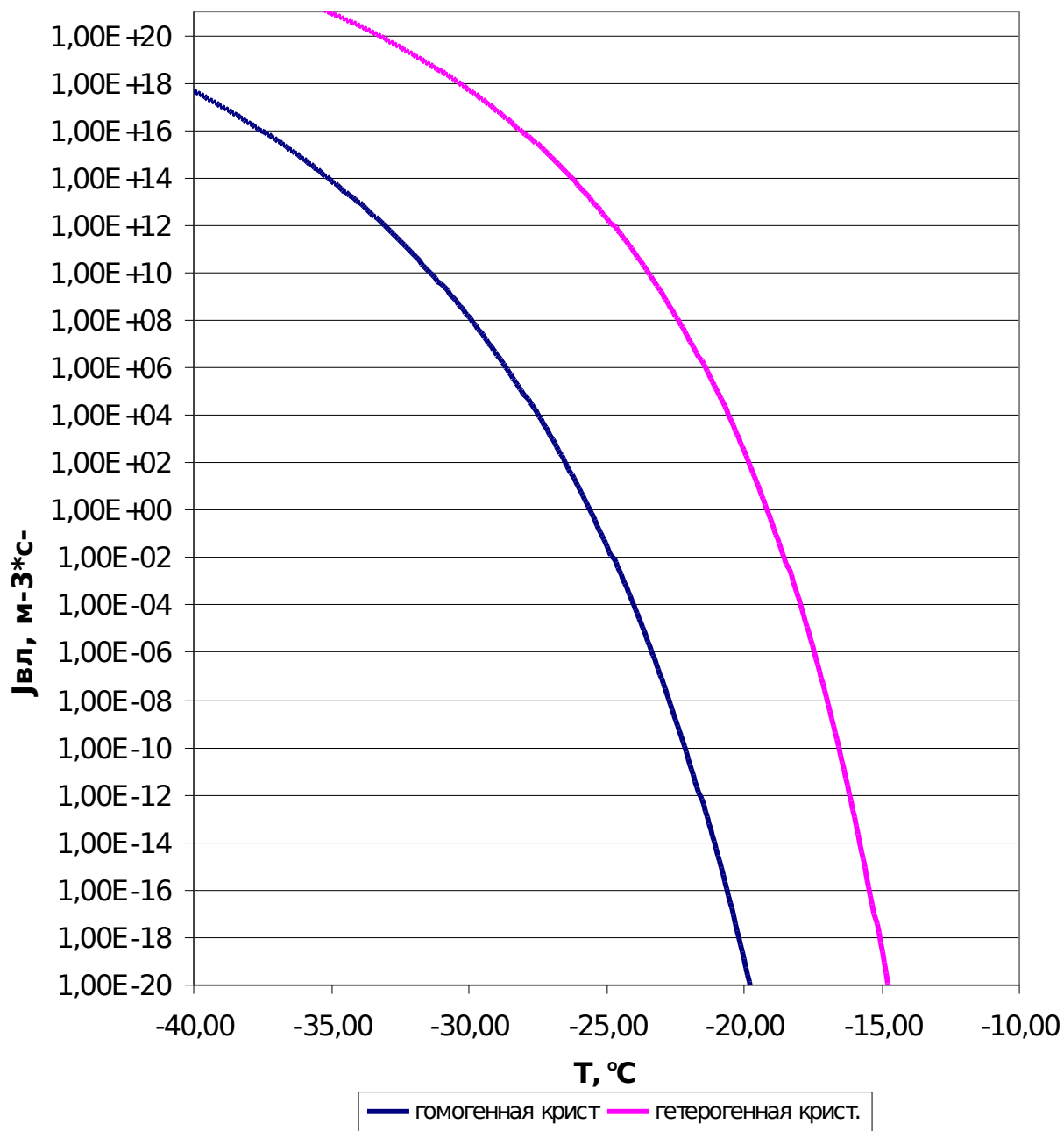


Рисунок 4.1 График зависимости скорости гомогенной и гетерогенной кристаллизации от температуры.

Результатом нашей работы стали графики зависимости доли замерзших капель от температуры при различной концентрации аэрозоля, которые представлены на рисунке 4.2. Результаты были получены при расчетах с шагом по времени 100 секунд и скорости подъема частицы 0.1 м/с. Расчеты представлены в приложении. Для расчета была использована формула:

$$W = N_{\text{л}} / (N_{\text{в}} + N_{\text{л}}) \quad (4.1)$$

Из рисунка 4.2 видно, как изменение температуры влияет на образование кристаллов льда. Значения температуры кристаллизации будет зависеть от количества аэрозольных частиц, что видно из таблицы 4.1

Таблица 4.1 – Зависимость температуры кристаллизации от концентрации аэрозоля

$N_{\text{а}}, \text{М}^{-3}$	$T_{\text{кр}}, \text{°C}$
10^{12}	-31.0
10^{10}	-28.6
10^8	-27.2
10^6	-26
10^4	-24.9
10^2	-23.9

Из таблицы видно, что чем больше концентрация аэрозоля, тем ниже температура кристаллизации капель. Так, в случае, когда концентрация аэрозоля равна 10^{12} , температура кристаллизации $T_{\text{кр}} = -31 \text{ °C}$; а если концентрация равна 10^{10} – капли замерзают при температуре выше на 2.4 °C. А в последнем случае, когда концентрация аэрозоля становится 10^2 , мы наблюдаем значительное увеличение температуры ($T_{\text{кр}} = -23.9 \text{ °C}$).

Для анализа графика возьмем содержание аэрозоля равным 10^8 . При уменьшении температуры до $T = -26.8 \text{ °C}$, кристаллизация капель не

наблюдается, а при температуре $T = -27.2$ °C происходит резкое увеличение роста кристаллов. Когда температура опускается ниже -27.5 °C, то замерзают все кристаллы.

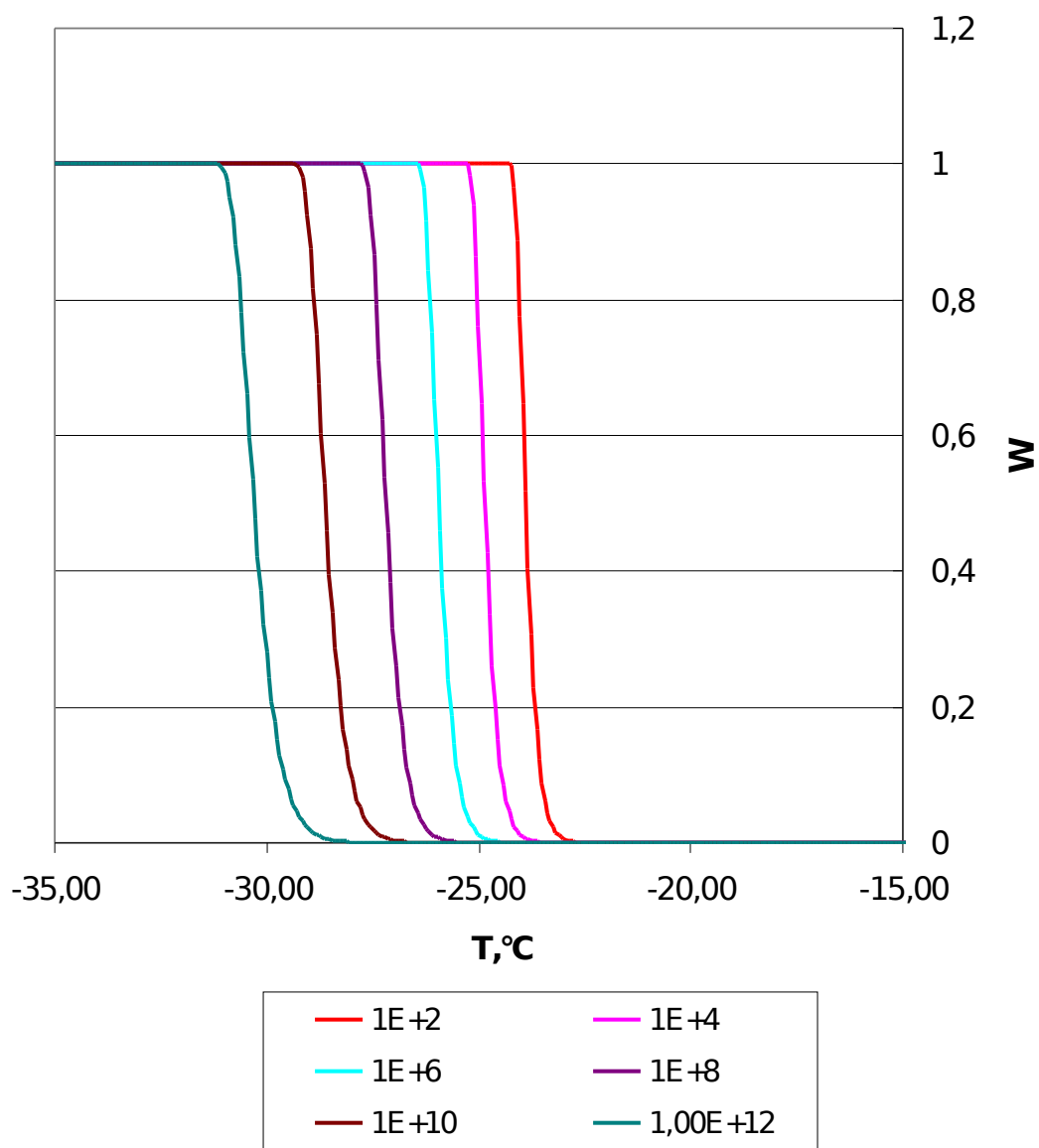


Рисунок 4.2 Зависимость доли замерзших капель от температуры при различной концентрации аэрозоля

В пятой главе мы рассмотрели математическую модель, учитывающую наличие частиц аэрозоля в атмосфере, а также рассмотрели зависимость доли замерзших капель от температуры. Из представленных данных можно сделать вывод, что частицы аэрозоля в значительной степени влияют на скорость кристаллизации капель в атмосфере. Причем, чем больше содержание аэрозольных частиц, тем быстрее и при более высокой температуре происходит процесс льдообразования.

Заключение.

В результате работы над дипломным проектом получены следующие результаты:

- выявлено, что в атмосфере присутствуют аэрозоли, такие как почвенные, океанические, стратосферные, вторичные, антропогенные. В зависимости от размеров частиц различают три класса аэрозольных систем: высоко-, средне- и грубодисперсные. Помимо размеров частиц очень важным параметром аэрозольных систем является концентрация, т.е. число единиц в объеме;

- показано как концентрация аэрозоля влияет на количество облачных капель в зависимости от их радиуса. А также как относительная влажность воздуха влияет на радиус капель;

- рассмотрены два возможных способа кристаллизации переохлажденных капель: гомогенный и гетерогенный. А также были выведены формулы для расчета скорости кристаллизации капли вероятности замерзания капель (в зависимости от температуры воздуха и радиуса капли);

- установлено, что при гетерогенном льдообразовании (т.е. с содержанием аэрозольных частиц) капля замерзает быстрее (при более высокой температуре), чем при гомогенном;

- результатом нашей работы стал график, показывающий зависимость доли замерзших капель от температуры при различной концентрации аэрозоля. Выявлено, что чем больше содержание аэрозоля, тем выше температура, следовательно капли быстрее замерзают;

- в ходе написания дипломной работы поставленная цель была достигнута и определена роль влияния атмосферного аэрозоля на кристаллизацию облаков.

На основании результатов полученных в данной работе можно осуществить моделирование доли замерзших капель от температуры при различной концентрации аэрозоля.

Список используемых источников

1 Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии . физика атмосферы. – Л.:Гидрометеоиздат, 1984. –751с.

2 Мейсон Б. Дж. Физика облаков / Перевод с англ. – Л.: Гидрометеоиздат, 1961. – 541 с.

3 Качурин Л. Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989.

4 Роджерс Р.Р. Краткий курс физики облаков/Пер. с англ. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 231 с.

5 Райст П. Аэрозоли. Введение в теорию/Пер. с англ. – М.: Мир, 1987.– 278с.

6 Бекряев В.И. Практикум по курсу “Физические основы воздействия на атмосферные процессы” –Л.: Изд-во ЛПИ, 1977. – 106 с.

7 Атмосфера / Под ред. Ю.С. Седунова, С.И. Авдюшина, Е.П. Борисенкова и др. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 509.

8 Чукин В. В. Черновые работы

9 Ивлев Л.С. Химический состав и структура атмосферных аэрозолей. – Л.: ЛГУ, 1982. – 366 с.

10 Ивлев Л. С., Андреев С. Д. Оптические свойства атмосферных аэрозолей. – Л.: ЛГУ, 1986.

11 Физика и химия атмосферных аэрозолей./Под ред. Ивлева Л.С.– СПб ун-т, 1997.

12 Седунов Ю.С. Физика образования жидкокапельной фазы в атмосфере. – Л.: Гидрометиздат.

13 Аэрозоль и климат / Под ред. К.Я. Кондратьева. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 511 с.

14 Кондратьев К.Я. Глобальный 0 науки и техники. Метеорология и климатология. Т.17. – М.: ВИНТИ, 1987. – 313 с.