

А. Г. АМИРАНАШВИЛИ

Т. Г. ГЗИРИШВИЛИ



**АЭРОЗОЛИ
И ЛЕДЯНЫЕ
КРИСТАЛЛЫ
В АТМОСФЕРЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИИ
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

А. Г. АМИРАНАШВИЛИ, Т. Г. ГЗИРИШВИЛИ

АЭРОЗОЛИ И ЛЕДЯНЫЕ КРИСТАЛЛЫ В АТМОСФЕРЕ



ТБИЛИСИ
«МЕЦНИЕРЕБА»
1991

A. G. AMIRANASHVILI
T. G. GZIRISHVILI

**AEROSOLS AND ICE CRYSTALS IN
THE ATMOSPHERE**

TBILISI
"METSNIEREBA"
1991

ა. ამირანაშვილი
თ. გზირიშვილი

აეროზოლები და ყინულის
კრისტალები ატმოსფეროში

თბილისი

„მეცნიერება“

1991

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	9
ГЛАВА I. Распределение аэрозолей в нижней тропосфере	11
ГЛАВА II. Распределение и накопление аэрозолей в облаках	25
§ 1. Экспериментальные данные о естественной радио – активности в кучевых облаках	25
§ 2. Экспериментальные данные о распределении аэрозолей в кучевых облаках	29
§ 3. Лабораторное исследование вымывания аэрозолей облачными каплями	32
§ 4. Теоретическая модель вертикального распределения аэрозолей в развивающихся кучевых облаках	38
§ 5. Расчет накопления и распределения аэрозольной примеси в мощном конвективном облаке	45
ГЛАВА III. Расчет распространения льдообразующего реагента от трасс противорадиовых изделий "Алазани" в восходящем турбулентном потоке воздуха	53
ГЛАВА IV. Об одном механизме стимулирования льдообразования в облаках	60
ГЛАВА V. Исследование некоторых атмосферных процессов подвергнутых воздействию	88
§ 1. Взаимодействие озона с частицами атмосферного аэрозоля	89
§ 2. Исследование реакции облаков в результате их засева искусственными ледяными ядрами	99
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	102
ЛИТЕРАТУРА	104

УДК 551.578

26.23

52.852

A 62

В монографии приведены результаты многолетних полевых, лабораторных и теоретических исследований распределения естественных и искусственных аэрозолей в атмосфере и облаках и их роли в образовании ледяных зародышей.

Рассмотрены механизмы накопления аэрозолей в облаках, проведены расчеты распространения льдообразующих аэрозолей от трасс полета противогоревых изделий. Изучены процессы модификации частиц аэрозоля, образования ледяного зародыша на них, структурирования и фазового превращения в адсорбированном слое воды.

Развита модель механизма стимулирования гетерогенной нуклеации, объясняющая явление льдообразования на частицах различных веществ. Исследованы некоторые механизмы генерации вторичных кристаллов.

Предложена новая концепция о причинах существования несоответствия концентрации ледяных ядер и ледяных кристаллов в облаках.

Редактор докт. физ.-мат. наук В. Г. Х о р г у а н и

Рецензенты: канд. физ.-мат. наук А. М. О к у д ж а в а
канд. физ.-мат. наук Н. А. Б е г а л и ш в и л и

1803020000
А ————— 16-90
М 607 (06) - 91

ISBN 5-520-00676-8

© Издательство "Мецниереба",
1991

ВВЕДЕНИЕ

Начало семидесятых годов ознаменовалось новой вехой в истории развития науки в области физики атмосферы и, в частности, физики облаков. Благодаря значительным успехам, достигнутым в деле создания новой эффективной измерительной техники, в ряде научных центров мира были выполнены прецизионные лабораторные эксперименты и проведены комплексные широкомасштабные исследования в натуральных условиях в атмосфере.

Наиболее интенсивно за прошедший период исследуется атмосферный аэрозоль в целом, а также его важнейшие составные части - облачные ядра конденсации (ЯК) и ледяные ядра (ЛЯ). Все возрастающий интерес, проявляемый к изучению льдообразующих свойств атмосферного аэрозоля обуславливается несколькими факторами. В первую очередь - это познавательная сторона в изучении сложных облачных микрофизических процессов. Далее - преднамеренная модификация погоды и непреднамеренное воздействие на атмосферу мощных индустриальных источников загрязнения и всех остальных явлений, связанных с экологией нашей планеты. Отметим три основных момента, которые придадут особую важность этой проблеме /Hobbs, 1976/. Первый из них состоит в том, что пока далеко не полностью мы понимаем механизм образования ледяных частиц в облаках. Второй - измеренные в облаках высокие концентрации ледяных кристаллов (ЛК) ($N_{лк} \gg 10 \text{ л}^{-1}$), значительно превосходят ту оптимальную величину концентрации $N_{лк} \approx 1 \text{ л}^{-1}$, которая требуется для роста частиц твердых осадков по схеме Бергерона путем отложения льда из пара в условиях насыщения над водой. И, наконец, информация о концентрации ЛЯ и ЛК в облаках особенно важна для обоснования методики воздействия для вызывания осадков или подавления градовых и грозовых процессов. Действительно, например, основной причиной невыпадения осадков из облачных систем с достаточным содержанием воды является малочисленность ЛЯ, и методика воздействия предполагает их искусственное увеличение путем внесения в облака дополнительных ЛЯ.

На пути решения вышеперечисленных основных вопросов физики облаков стоят большие трудности, среди которых следует отметить особо проблему, известную в литературе как "явление размножения ЛК". Она заключается в том, что при сравнении измеренных значений концентрации ледяных кристаллов $N_{лк}$ и ледяных ядер $N_{ля}$ обнаруживается высокое значение коэффициента размножения ЛК - $R_x = N_{лк} / N_{ля} = 10^2 \cdot 10^4$. При этом почти все сформировавшиеся представления при объяснении этого феномена основываются на рассмотрении трех механизмов:

1. Механическое дробление хрупких ЛК при их столкновении с частицами крупы или с другими кристаллами.
2. Фрагментация относительно больших переохлажденных капель в процессе их замерзания.
3. Образование ледяных осколков от изморози или инея.

Анализ исследований показывает, что все попытки разрешения проблемы размножения кристаллов, которые основываются на привлечении действия механических сил, приводят к весьма ограниченным показателям коэффициента размножения ($R_x \sim 10$). Было предпринято несколько безуспешных попыток путем привлечения представлений гетерогенной нуклеации объяснить процесс размножения ЛК. Основную причину неудач следует искать в ошибочном предположении о контактной нуклеации как об основном механизме образования первичных ЛК в облаках (Young, 1974).

Хочется особо отметить возможное принципиальное возражение по отношению правомерности существования этой проблемы, вернее, по отношению к той постановке задачи, благодаря которой возникла эта проблема. Она заключается в том, что сравниваются несопоставимые величины! Действительно, величина $N_{лк}$ измерялась внутри облака, а $N_{ля}$ - вне облака, или в условиях безоблачной атмосферы. Таким образом исключается из рассмотрения то обстоятельство, что физико-химические свойства частиц атмосферного аэрозоля существенно будут трансформированы под влиянием факторов, характерных при обострениях атмосферных процессов. Именно в результате такого подхода к явлению на основании многочисленных измерений, выполненных в естественных условиях при безоблачном состоянии атмосферы "установлено", что лишь незначительная часть от общего количества атмосферного аэрозоля составляют ледяные ядра - примерно из 10^9 атмосферных частиц при температуре выше -15°C лишь одна обладает свойствами льдообразующего ядра!

Основную часть общей массы аэрозольного материала в атмосфере дают природные и антропогенные источники Земли. При этом аэрозольная компонента атмосферы формируется в основном с помощью двух механизмов: превращение газ-частица и механическое дробление твердой и водяной поверхности Земли, выделение в атмосферу промышленных, транспортных выбросов и частиц растительного происхождения. Диапазон размеров атмосферных аэрозольных частиц весьма широк - от 10^{-2} мкм до нескольких сотен микрометра. Общая концентрация аэрозоля n в зависимости от размера меняется в больших пределах и в целом уменьшается с высотой.

Технические возможности термодиффузионных и термоэлектрических диффузионных камер позволили исследователям в результате наземных и самолетных измерений показать, что концентрация ледяных ядер в одном и том же месте для разных периодов года, а также для различных районов, колеблется в широком диапазоне.

Лабораторные эксперименты показывают, что для того, чтобы аэрозольная частица определенных физико-химических свойств проявила себя как ледяное ядро, решающее значение имеет состояние насыщения среды водяным паром - ниже определенной температуры среда должна быть как минимум насыщена относительно льда, а выше этой температуры - насыщена относительно воды.

Среднее значение концентрации ЛЯ, активных при переохлаждении атмосферного воздуха на Δt , дается выражением /Fletcher, 1962/:

$$N_{\text{ля}} = A \cdot \exp(\lambda' \Delta t)$$

где $A = 10^{-5} \text{ л}^{-1}$, $\lambda' = 0,6$.

Согласно этой формуле, при понижении температуры на 4°C концентрация ЛЯ увеличивается на порядок. Значения величин A и λ' зависят от размеров ЛЯ /Хоргуани, 1984, 1985/: при изменении диаметра ядра в диапазоне $0,1 + 100$ мкм A меняется в пределах $10^{-5} + 10^{-2}$ соответственно. Возрастание концентрации ЛЯ с увеличением пересыщения водяных паров относительно льда неодинаково при различных температурах и зависит от размеров ядер. Зависимость концентрации ЛЯ от пересыщения особенно чувствительна для мелких частиц при низких температурах. Например, для ядра размером $0,1$ мкм в области недонасыщения над водой при -8°C $N_{\text{ля}} = 0,05 \text{ л}^{-1}$, а при -20°C $N_{\text{ля}} = 2 \text{ л}^{-1}$. В то же время частицы атмосферных аэрозолей,

диаметр которых варьирует в диапазоне частиц Айткена проявляют значительно низкую льдообразующую активность, чем частицы больших размеров. В частности, концентрация частиц больших размеров проявляет положительную корреляцию с концентрацией ЛЯ.

На основе результатов многочисленных экспериментов Хоргуани 1984, 1985/, проведенных в натуральных условиях, В.Г.Хоргуани развивается идея о важной роли гигантских (Г) - $1 < d < 30$ мкм и сверхгигантских (СГ) - $d > 30$ мкм - аэрозолей в образовании ледяных зародышей в облаках - при высокой температуре (-8°C) 70% всех льдообразующих ядер составляют Г и СГ частицы.

Сравнение данных измерений концентрации Г и СГ дисперсных аэрозольных частиц с концентрацией Г и СГ ЛЯ позволяют сформулировать основные результаты исследований следующим образом:

1. Концентрация Г и СГ ЛЯ при -20°C на один-два порядка, а при -8°C - на три-четыре порядка меньше концентрации Г дисперсных аэрозольных частиц.

2. Если концентрация дисперсного аэрозоля над наиболее чистой подстилающей поверхностью /например, Черное море/ составляет для частиц $10 < d < 30$ мкм около 50 л^{-1} , то для промышленных районов /например, Донецк/ эта величина доходит до 130 л^{-1} . В то же время концентрация Г и СГ ЛЯ при $t = -20^{\circ}\text{C}$ определяется величинами $3,7 \text{ л}^{-1}$ и $14,5 \text{ л}^{-1}$ соответственно.

3. При температурах выше -10°C концентрация Г и СГ ЛЯ для одной и той же местности - за исключением промышленных районов - изменчива в пределах порядка. При отсутствии инверсионных слоев наблюдается увеличение концентрации Г и СГ ЛЯ до высоты 500-1000 м и затем ее уменьшение.

Одновременно, по мере развития измерительной техники в виде счетчиков ледяных частиц, проведено множество измерений концентрации ледяных кристаллов в облаках различного типа. В результате этих экспериментов обнаружен поразительный феномен - концентрация ледяных частиц $N_{\text{ЛК}}$ в облаках на несколько порядков больше той, которую можно было бы ожидать по результатам измерений концентрации ледяных ядер в свободной атмосфере. Самолетные измерения /Hourge и др. 1976/, проведенные над Каскадными Горами США в орографических и фронтальных облаках показывают, что величина R_x увеличивается с увеличением температуры вершины облака (T_c). Например, для кучевого облака при $T_c = -9^{\circ}\text{C}$ $R_{x\text{max}} = 10^5$, а при $T_c = -20^{\circ}\text{C}$ $R_x \rightarrow 1$. Для облаков типа кумулус и стратокумулятус зависимость

между $R_{\text{хлап}}$ и T_c дается выражением (коэффициент корреляции 0,86):

$$\lg R_{\text{хлап}} = 5 + 0,2 T_{c, \text{ср}}$$

которое перестает быть надежным при $T_c > -12^\circ\text{C}$.

Как в слоистых фронтальных, так и в конвективных орографических облаках наблюдаются высокие концентрации ледяных кристаллов $\sim 100 \text{ л}^{-1}$. Но во фронтальных облаках не отмечается какая-либо зависимость $N_{\text{лк}}$ от T_c .

Эффективность механизма размножения кристаллов льда путем механического дробления хрупких кристаллов была исследована Хоббсом и др. /Hobbs и др. 1974, Hourze и др. 1976/. Самолетные измерения в районе Каскадных Гор показали, что 95% собранных образцов ледяных частиц составили нерегулярные кристаллы. В пользу механизма механического дробления говорят результаты наблюдений /Vardiman, Grant 1974/, проведенных в конвективных облаках над Скалами Колорадо. По мнению авторов, механическое дробление кристаллов реализуется путем их взаимостолкновения, приводящего к размножению кристаллов льда с весьма ограниченным показателем эффекта: $R_x \sim 10$.

Мейсон и Мейбанк /Mason, Maybank 1960/, Качурин и Бекряев /Качурин, Бекряев 1960/ развивают мысль о том, что кристаллизующиеся капли в облаках могут быть источником обильного количества ледяных частиц. Однако Дай и Хоббс /Dye, Hobbs 1966, 1968/ продемонстрировали, что результаты Мейсона и Мейбанка были обусловлены содержанием в каплях примеси CO_2 в больших количествах и в целом не выполнялись условия, характерные для естественных облаков. Далее, в лабораторных опытах было показано /Hobbs, Alkezweeny 1968/, что лишь в диапазоне температур $-20 + -32^\circ\text{C}$ наблюдается явление выбрасывания ледяных осколков от свободно падающих, кристаллизующихся капель размером $50 + 150 \text{ мкм}$. Для капель диаметром меньше 50 мкм вышеуказанный эффект не наблюдается. Браунскоум и Торндайк /Browascombe, Thorndyke 1968/ получили схожий результат. Измеренное ими отношение числа ледяных частиц к числу замерзающих капель составило $1,12 + 1,30$. Пруппахер и Шламп /Pruppacher, Schlamp 1975/ нашли, что при определенных значениях температуры поверхности капли 42% от общего числа свободно падающих капель диаметром 410 мкм , замерзающих в результате срабатывания контактного механизма нуклеации, выбрасывали с каждой капли по одному ледяному осколку, 8,5% -

раскалывались на две или три ледяные частицы и до 6,3% - разрывались на большое число (>3) очень малых ледяных частиц.

Ввиду малого числа вторичных фрагментов, производимых замерзающими каплями, Хоббс и Аткинсон /Hobbs, Atkinson 1976/ приходят к выводу, что вышеописываемый процесс не может быть ответственным за столь большое различие между концентрациями ледяных ядер и кристаллов.

Вслед за этими работами были выполнены лабораторные и натурные исследования /Hallett, Mossop 1974 ; Mossop, Hallett 1974 ; Mossop и др. 1974 ; Mossop и др. 1972/, в которых более многосторонне и в лучшем приближении к естественным условиям рассматривался процесс размножения кристаллов. Основные параметры исследованных облаков были следующими: водность $\sim 1 \text{ г} \cdot \text{м}^{-3}$, диаметр и концентрация капель $5 + 45 \text{ мкм}$ и 500 см^{-3} соответственно. Результаты этих исследований можно сформулировать следующим образом:

а) генерирование ледяных осколков происходит в диапазоне температур $-3 + - 8^\circ\text{C}$ (максимальная скорость генерации наблюдается при -5°C) и при скорости столкновения гидрометеоров равной $2,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

б) явление "размножения" наблюдается только в тех облаках, которые содержат капли больших размеров. Скорость генерации "осколков" наиболее хорошо коррелируется с концентрацией капель, диаметр которых $\geq 24 \text{ мкм}$.

в) при выполнении условий, сформулированных в пунктах а и б, 100%-ая вероятность возникновения одного вторичного фрагмента обеспечивается 250 каплями, сталкивающимися с ледяной поверхностью, покрытой изморозью. Это эквивалентно 350 осколкам, которые может производить ледяное отложение массой в 1 мг.

Наблюдения Гагина /Gagin 1975/, проведенные в зимних континентальных облаках кучевых форм, подкрепляют необходимость выполнения вышеприведенных, довольно жестких условий инициирования процесса размножения ледяных частиц. Было показано, что в облаках, где температура ниже -12°C и концентрация капель диаметром $> 24 \text{ мкм}$ незначительна, величина $R_x \sim 1$. В тех же случаях, когда $R_x \gg 1$ в диапазоне температур $-12 + - 25^\circ\text{C}$, Хоббс и Аткинсон /Hobbs, Atkinson 1976 / считают, что это могло быть вызвано разрушением хрупких кристаллов. Анализируя все возможные механизмы, они приходят к выводу, что заключение о непричастности гетерогенной нуклеации к процессу размножения кристаллов является преждевременным, особенно

если учесть ограниченность познаний о роли контактной нуклеации в облаках. Измерения Вали /Vali 1972/ продемонстрировали малую вероятность эффективности контактного механизма гетерогенной нуклеации по стимулированию процесса размножения ЛК. Остается без ответа вопрос - каков будет эффект по отношению к малым каплям, наберется ли достаточное число ядер из огромного количества атмосферных аэрозолей, способное вызвать контактную нуклеацию.

В самое последнее время Гагиным и Ноизисом /Gagin, Nozyce 1984/ были проведены блестящие эксперименты по исследованию особенностей межкапельного дисперсного аэрозоля, результаты которых показывают, что относительно высокое пересыщение над водой, которое устанавливается в процессе кристаллизации каплей, активизирует естественные дисперсные частицы, находящиеся в окрестности капли, и вызывает резкое повышение концентрации ледяных кристаллов. Еще раньше Никс и Фукута /Nix, Fucuta, 1974/, исходя из того, что температура переохлажденной замерзающей капли поднимается до 0°C , и возникшие вследствие этого тепловые и паровые потоки создают волну перенасыщения пара над водой (S') вокруг "теплой" капли показали, что максимум величины S' определяется температурой окружающей среды. Так, например, в случае температуры среды равной -15°C замерзающая капля размером в 1 мм создает 15%-ое перенасыщение пара над водой.

В работе Гагина и Ноизиса /Gagin, Nozyce 1984/ показано, что область, где наблюдается повышение пересыщения пара над водой, по размерам значительно больше диаметра замерзающей капли. Например, для 50 - микронной капли диаметр сферы распространения области повышенного перенасыщения составляет 1,5 мм. В условиях эксперимента среднее значение $S' \approx 7\%$. Авторы приходят к выводу, что концентрация ледяных кристаллов пропорциональна концентрации переохлажденных каплей всех размеров. Этот вывод убедительно подтвержден в натурных исследованиях Хоббса и Ронгно , /Hobbs, Rangno, 1985 /, в которых была обнаружена высокая корреляционная связь между концентрациями ледяных кристаллов и водяных облачных каплей. Гагин и Ноизис полагают, что цепочка явлений, приводящая к массовой кристаллизации облака, первоначально с момента возникновения локальных пересыщений над водой, начинается с малой скоростью: вторичные ледяные кристаллы вызывают кристаллизацию новых переохлажденных каплей , которые со своей стороны порождают множество других ледяных кристаллов и процесс идет в нарастающем темпе, пока не приведет к максимальной кристаллизации облака.

Рабочий объем экспериментальной установки, где велось наблюдение за появлением кристаллов, составлял $3 \cdot 10^{-2} \text{ см}^3$. Авторы оценивают, что появление одного кристалла соответствует существованию концентрации ледяных ядер при условии перенасыщения в 7% относительно воды равной приблизительно $3 \cdot 10^4 \text{ л}^{-1}$; диаметр аэрозольных частиц, находящихся внутри рабочего объема, был равен $0,3 + 0,5 \text{ мкм}$.

Следует отметить, что измерения ЛК в выше рассмотренных работах осуществлялись с помощью фотоэлектрических спектрометрических приборов типа FSSSP -100 или PMS и репликаторов, обеспечивающих обнаружение ЛК, размер которых больше 100 мкм. По всей видимости, и это подтверждается последними литературными данными, при учете ледяных частиц меньших размеров реальная концентрация ЛК окажется значительно выше, чем измеренная с помощью вышеуказанной аппаратуры. Следует также отметить, что большая часть имеющихся данных измерений ЛЯ относится к температурному диапазону от -15 до -20°C , тогда как температурный диапазон измерений ЛК более широк.

Вали, сравнивая результаты измерений различных авторов (Vali 1985), обнаружил, что при грозах, сопровождаемых сильными порывами ветра и осадками наблюдаются большие вариации содержания ЛЯ и ЛК (измерения проводились одними и теми же комплексами приборов). До прохождения фронта за период короткой временной шкалы (от часа до одного дня) концентрация ЛЯ оставалась более-менее постоянной. Вали приходит к выводу, что процесс генерирования ЛЯ является более сложным, по сравнению с бытующими представлениями. Возможно, сложности в понимании механизмов формирования ЛЯ возникают в результате протекания в атмосфере реакций нескольких компонентов, развитием или распадом нуклеативных свойств аэрозольных частиц из-за взаимодействия с ними других составляющих атмосферы.

В данной работе представлены результаты многолетних полевых, лабораторных и теоретических исследований содержания аэрозолей в атмосфере, проявления их нуклеативных свойств при различных внешних условиях.

В последующих главах данной работы будут представлены результаты многолетних теоретических, лабораторных и натуральных исследований распределения и накопления аэрозолей в атмосфере и облаках, проявления их нуклеативных свойств при модификации под влиянием внешних условий.

Г л а в а I

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АЭРОЗОЛЕЙ В НИЖНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ

Широкий диапазон размеров атмосферных аэрозолей накладывает определенные условия на методику определения концентрации и спектра размеров частиц аэрозолей. Так, при использовании счетчика Шольца /Селезнева, 1966/ регистрируются ядра радиусом $r \leq 2 \cdot 10^{-5}$ см. При этом можно определить лишь концентрацию частиц. В ряде случаев, особенно когда необходимо иметь информацию о концентрации и спектре размеров частиц аэрозолей в локальном пространстве, удобным является использование импакторных ловушек /Левин, 1961; Балабуев и др., 1972; Хоргуани, 1984/.

При изучении аэрозолей в атмосфере нами использовались мембранные фильтры фирмы "СИНПОР", размер пор которых составлял $1,0 + 1,5$ мкм, что позволяло захватывать частицы размером $0,1 + 0,15$ мкм практически со 100% коэффициентом улавливания /Спурный и др., 1964/. При исследованиях атмосферы воздух прокачивался через фильтр площадью 1 см^2 со скоростью 5 л. мин^{-1} в течение 5-10 минут. Воздухозаборное устройство обеспечивало условия изокINETИЧНОСТИ. В качестве насоса использовалась малогабаритная воздуходувка ПРВ. Объем воздуха измерялся газовым счетчиком с точностью до 0,1 литра /Стыро, Амиранашвили, 1983 /.

Исследовались крупные и гигантские аэрозоли в трех диапазонах размеров: 1) $0,35 < r < 1,0$ мкм; 2) $1,0 \leq r < 2,0$ мкм 3) $r \geq 2,0$ мкм

Одновременно проводилось исследование естественных радиоактивных аэрозолей атмосферного воздуха по методике, описанной в работе Амиранашвили А.Г., Хунджа Т.Г. (1975), общего содержания аэрозолей оптическим методом и концентрация атмосферного озона /Гущин, 1972; Амиранашвили и др., 1978/.

Полеты совершались над различными районами Грузии в пределах нижнего пятикилометрового слоя атмосферы с интервалом высот 500 м.

На пространственное распределение аэрозолей в атмосфере большое влияние оказывают метеорологические факторы (турбулентный обмен, наличие термических задерживающих слоев, облачность и др.).

Величина концентрации аэрозолей зависит от характера подстилающей поверхности, наличия промышленных предприятий и др.

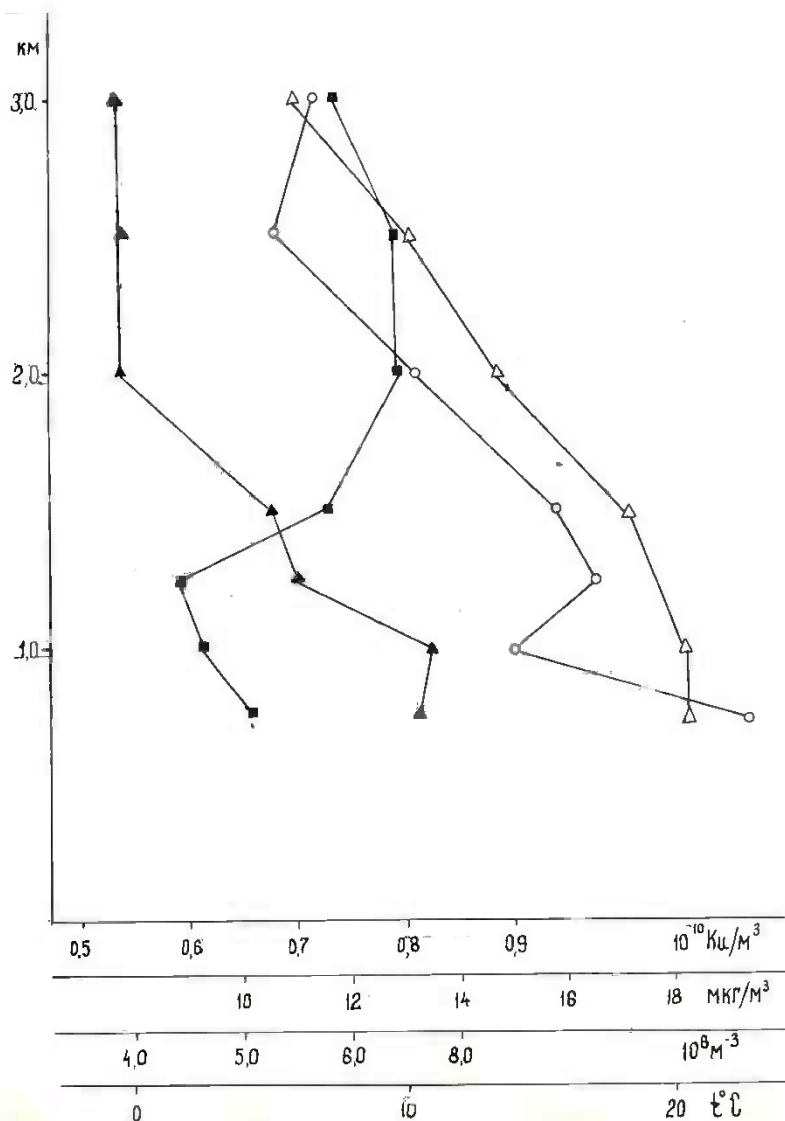


Рис. 1.1. Вертикальные профили распределения в атмосфере естественной радиоактивности ▲, аэрозолей ■, озона ○ и температуры в районе г. Тбилиси 15 октября 1976 г.

Концентрация любых аэрозолей с высотой, в общем, убывает, однако случаев, когда наблюдалось бы монотонное уменьшение по вертикали содержание аэрозолей обнаружено не так уж много. Так, для естественных радиоактивных аэрозолей таких случаев было не более 1/3 всех дней зондирования. Для счетной концентрации аэрозолей в пределах трехкилометрового слоя атмосферы из более чем 50 профилей вертикального распределения нет ни одного с монотонным убыванием по высоте.

Чаще всего накопление аэрозолей происходило в слое 2-3 км, т.е. в слое, где образуется кучевая облачность. Очевидно, накапливаясь в облаках, аэрозоли длительное время остаются в атмосфере и после их распада. Что касается естественной радиоактивности, если и не происходит ее накопления в "аэрозольных облаках", то, по крайней мере, сильно уменьшается скорость падения величины активности с высотой. Для накопления аэрозолей в различных слоях атмосферы не обязательно существование инверсионных или изотермических слоев. Достаточно измениться градиенту температуры (в сторону уменьшения), что свидетельствует об изменении турбулентного режима в различных слоях, как в этих зонах или под ними происходит накопление аэрозолей. В случаях, когда наблюдаются инверсии температуры, степень накопления аэрозолей сильнее.

Для примера обратимся к рис. 1.1, на котором изображены вертикальные профили распределения в атмосфере естественной радиоактивности, аэрозолей, озона и температуры в районе г.Тбилиси 15 октября 1976 года. Как видно из рисунка, вертикальное распределение радиоактивных и нерадиоактивных аэрозолей довольно сходно друг с другом. Однако следует отметить, что в зонах под изотермией или инверсией температуры накопление нерадиоактивных аэрозолей происходит значительно сильнее, чем радиоактивных. Вертикальное распределение озона имеет ход, обратный распределению как радиоактивных, так и нерадиоактивных аэрозолей. Этот эффект можно объяснить тем, что часть озона расходуется на аэрозолях. Картины, аналогичные рис. 1.1, получены нами и в других полетах в безоблачной атмосфере.

Влияние городского транспорта и промышленных предприятий на содержание аэрозолей иллюстрируется на рис. 1.2. Как видно из этого рисунка, в районе г.Тбилиси содержание аэрозолей всех размеров в среднем выше, чем в районе Кахети. Из рисунка также видно, что концентрация аэрозолей, начиная с высоты 1,5 км, мало меняется

с высотой в обоих районах. Наибольшая разница в величинах концентрации аэрозолей наблюдается на высоте 1,0 км.

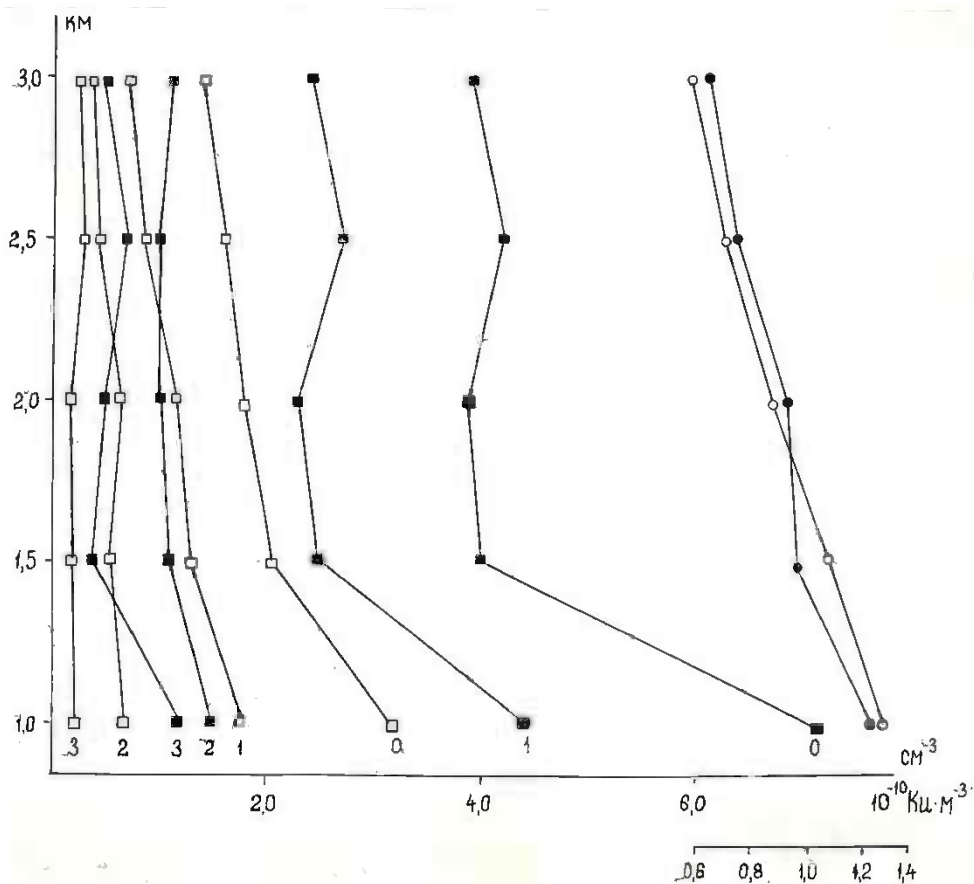


Рис. 1.2. Вертикальное распределение аэрозолей над Тбилиси ■ и Кахетией □. Кружочки - продукты распада радона. 1, 2, 3, - диапазоны размеров аэрозолей. о - суммарная концентрация аэрозолей

По данным о вертикальном распределении естественной радиоактивности можно оценить значение коэффициента турбулентного обмена в атмосфере по известной формуле [Стыро, 1959]:

$$K = \frac{\lambda (z - z_0)^2}{\ln^2 q_0/q}$$

где λ - постоянная распада радона;

q и q_0 - активность продуктов распада радона на уровнях Z и Z_0 - соответственно.

Указанное выражение можно использовать и для послойного определения величины K . Так, если $Z - Z_0 = 1000$ м, то это выражение примет вид

$$K = \frac{2,1}{\ln^2 q_0/q}$$

С использованием последней формулы были проведены оценки величины K в свободной атмосфере на разных высотах. В качестве исходных данных использовались осредненные профили вертикального распределения продуктов распада радона в нижнем пятикилометровом слое атмосферы для безоблачных дней при сходных синоптических ситуациях. Результаты расчетов представлены в табл. 1.1.

Т а б л и ц а 1. 1

Вертикальное распределение коэффициента турбулентного обмена в свободной атмосфере над различными районами Грузии для безоблачных дней

Высота км	Коэффициент турбулентности, $m^2 \cdot c^{-1}$	
	Кахетия	Тбилиси
1,5	17 ± 5	24 ± 6
2,0	12 ± 3	26 ± 6
2,5	11 ± 4	19 ± 5
3,0	13 ± 3	13 ± 3
3,5	6 ± 2	9 ± 3
4,0	4 ± 2	6 ± 2
4,5	3 ± 1	4 ± 2

Из таблицы следует, что для обоих районов характерна одна и та же закономерность - величина коэффициента турбулентности в слое 1,5+3,0 км выше, чем в слое 3,5 + 4,5 км. По всей видимости шероховатость подстилающей поверхности оказывает влияние на турбулентное перемешивание до высот 2,5 + 3,0 км. Выше этого слоя воздушное течение стремится к ламинарному. Тенденция к убыванию значения коэффициента турбулентности начинается с высоты - 2,5 км. Очевидно этот уровень ориентировочно можно считать высотой пограничного слоя атмосферы для указанных районов.

Из табл. 1.1 также следует, что величина K в пределах пограничного слоя атмосферы в районе Кахети ниже, чем в районе Тбилиси. Этот факт, видимо, объясняется как географическим расположением указанных районов, так и влиянием городских застроек на шероховатость подстилающей поверхности. Кроме того, в городских районах может быть сильнее выражена термическая турбулентность из-за повышенной температуры подстилающей поверхности (результат нагрева построек, асфальта и др.). Изменение турбулентного режима выше 2,5 + 3,0 км по всей видимости является одной из причин частого накопления в этих слоях и под ними радиоактивных и нерадиоактивных аэрозолей. Отметим, что в работах / Ивлев и др., 1976; Эльмесов, Степанов, 1975 / получено накопление аэрозолей на высотах 1,5 + 2,0 км над поверхностью земли, что, кроме влияния облачности, может быть вызвано уменьшением интенсивности турбулентного перемешивания с высотой.

Сложность вертикального распределения аэрозолей в атмосфере, частое накопление их в различных слоях воздуха свидетельствует о том, что аэрозольные частицы находятся в атмосфере в квазивзвешенном состоянии, то есть хорошо переносятся турбулентными вихрями и имеют невысокую скорость седиментации.

Для оценки средней скорости осаждения аэрозолей в атмосфере можно использовать выражение, описывающее вертикальное их распределение в турбулентной среде /Селезнева, 1966; Матвеев, 1965/, которое при $K = \text{const}$ имеет вид:

$$n = n_0 e^{-\frac{\bar{v}}{K} (z - z_0)},$$

где n и n_0 - концентрация примесей на высоте z и z_0 соответственно

\bar{v} - средняя скорость осаждения аэрозолей.

После несложных преобразований для \tilde{v} можно получить следующее выражение:

$$\tilde{v} = \lambda (z - z_0) \frac{\ln n_0/n}{\ln^2 q_0/q}$$

На основании данных о естественной радиоактивности и концентрации аэрозолей в атмосфере нами была проведена оценка величины \tilde{v} . Результаты вычислений представлены в табл. 1.2. Здесь же представлены данные о среднем времени пребывания τ аэрозолей в нижней тропосфере, которое рассчитывалось по формуле: $\tau = \frac{H}{\tilde{v}}$, где $H = 5000$ м.

Т а б л и ц а 1. 2

Средняя скорость осаждения аэрозолей различных размеров и среднее время их пребывания в нижней тропосфере

диапазон размеров, мкм	0,35 ± 1,0	1,0±2,0	>2,0
Средняя скорость осаждения, см.с ⁻¹	0,21± 0,06	0,41±0,09	0,45±0,07
Среднее время пре- бывания в тропос- фере, сутки	28±8	14±3	13±2

Оценка величины средней скорости осаждения аэрозолей, полученная нами, в общем неплохо согласуется с аналогичными оценками, сделанными в других работах. Так, Махонько К.П. (1968) определил скорость \tilde{v} для продуктов ядерных взрывов в условиях "хорошей погоды" 0,1 см.с⁻¹ (размеры частиц продуктов деления 0,1±1,0 мкм). По данным Лактионова /Лактионов, 1960/, величина седиментация для аэрозолей размерами 0,1±3,0 мки равна 0,75±0,6 см.с⁻¹. Отметим также, что данные табл. 1.2 находятся в близком соответствии с величинами скорости седиментации для аэрозолей

носителей некоторых микроэлементов, полученными в работе /Абесалашвили др., 1977/: для железа $\tilde{v} = 0,12 \text{ см. с}^{-1}$; для свинца $\tilde{v} = 0,22 \text{ см. с}^{-1}$; для кальция $\tilde{v}=0,27 \text{ см.с}^{-1}$; для магния $\tilde{v} = 0,25 \text{ см. с}^{-1}$. Обратим внимание на то, что значения \tilde{v} не являются установившейся скоростью падения аэрозольных частиц в спокойном воздухе. Значения \tilde{v} характеризуют скорость сухого осаждения аэрозолей в турбулентной среде и поэтому могут значительно превышать величины скорости установившегося падения для аэрозолей тех же размеров.

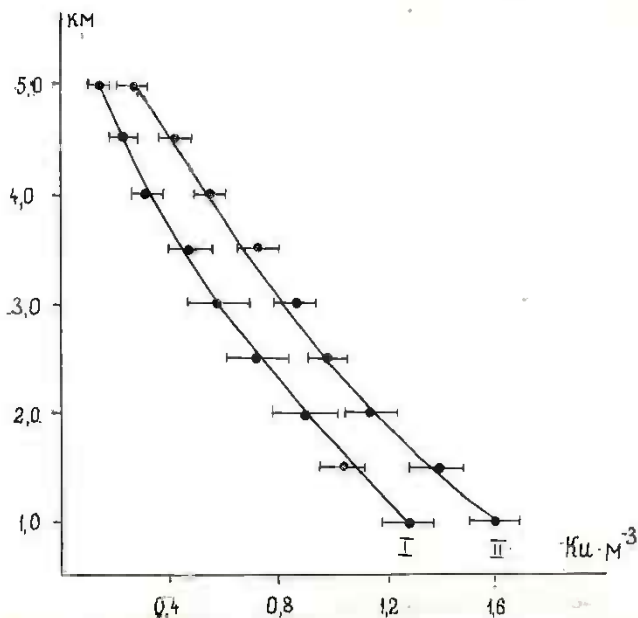


Рис. 1.3. Вертикальное распределение естественной радиоактивности в безоблачные дни (I) и в дни с кучевыми облаками (II)

Колебание концентраций как естественных радиоактивных, так и нерадиоактивных аэрозолей в различные дни на одной и той же высоте в атмосфере довольно значительны. Так, для нерадиоактивных аэрозолей эти колебания могут достигать 500-1000% от среднего. Сильным временным колебаниям подвержено общее содержание

гигантских аэрозолей $N_{\Gamma}(r > 1 \text{ мкм})$, оптические измерения их общего содержания в столбе воздуха атмосферы с единичным поперечным сечением). В разные дни величина N_{Γ} может меняться в 5-10 раз. Следует отметить, что колебания общего содержания больших аэрозолей $N_{\text{Б}}(0,1 < r < 1 \text{ мкм})$ значительно ниже. Не так значительны и колебания общего содержания естественной радиоактивности в столбе атмосферного воздуха с единичным поперечным сечением. Интересно отметить, что временной ход общего содержания естественной радиоактивности атмосферы и временной ход общего содержания аэрозолей в трехкилометровом слое атмосферы сходны между собой, однако по величинам их общего содержания корреляционной связи не наблюдается.

Изучение влияния конвективной облачности на распределение аэрозолей в атмосфере имеет большой интерес и может иметь определенное применение для различных задач физики атмосферы и облаков. Хотя детальных исследований в этом плане и не проводилось, в некоторых работах [Саркисов и др., 1973; Эльмесов, Степанов, 1975] указывалось, что в слоях атмосферы от 1,5 до 2,5 км постоянно образующаяся и рассеивающаяся облачность может способствовать накоплению в этих слоях аэрозолей, особенно гигантских. На довольно долгое сохранение радиоактивного "следа" после разрушения облачности указывает и Кириченко [Кириченко 1962 а, б].

Варбуртон и др. [Warburton и др. 1965] обнаружил повышение α -активности продуктов распада радона при горизонтальных полетах во влажных участках воздуха за 15-20 минут до начала образования облаков. Аналогичные выводы сделал Ишии [Ishii 1960]. Очень часто рост кучевых облаков ограничивается наличием инверсионных слоев, которые также могут способствовать накоплению аэрозолей в зонах возникновения и исчезновения облачности.

Исследования, проведенные нами, подтвердили существование эффекта влияния слабо развитой конвективной облачности на распределение естественных радиоактивных и нерадиоактивных аэрозолей в атмосфере.

На рис. 1.3 изображено вертикальное распределение естественной радиоактивности в атмосфере осредненное для безоблачных дней и дней с кучевыми облаками. Как видно из этого рисунка, в среднем величина активности короткоживущей α -радиоактивности в дни с облаками выше, чем в безоблачные дни для всех уровней в пределах пятикилометрового слоя атмосферы.

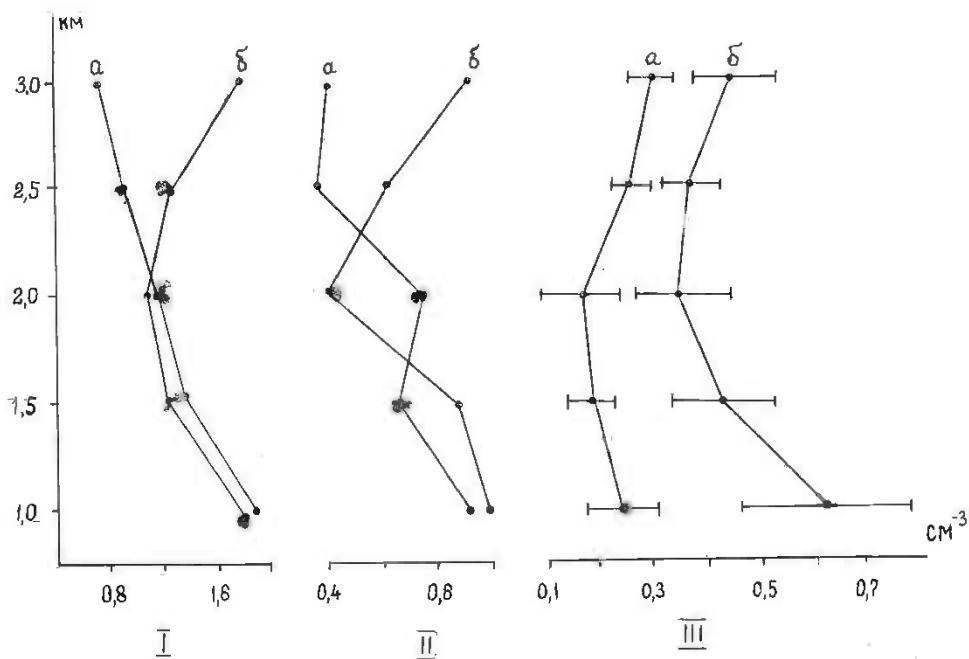


Рис. 1. 4. Вертикальное распределение аэрозолей в безоблачные дни (а) и в дни с кучевыми облаками (б)

На следующем рисунке 1.4 показано распределение по вертикали в нижнем трехкилометровом слое атмосферы счетной концентрации аэрозолей в трех диапазонах размеров в безоблачные дни и в дни с кучевыми облаками. Интересно отметить, что концентрации частиц с $r >$

Таблица 1. 3

Высота, км	Облачные дни			Безоблачные дни	
	кальций + магний	свинец, отн. ед.	железо	кальций+ магний	свинец отн. ед
1,0	17,4±1,1	2,4±0,9	5,4±1,1	14,9±1,0	2,4±1,0
1,5	10,7±1,1	1,6±0,4	4,6±0,9	11,0±1,1	1,0±0,1
2,0	7,3±1,4	2,2±0,3	3,3±1,4	10,2±1,4	1,5±0,3
2,5	10,3±2,1	4,6±1,8	3,5±0,6	9,6±0,8	1,8±0,6
3,0	8,8±1,8	2,4±0,4	4,7±1,3	8,3±0,9	1,5±0,4
Число профилей	4	5	4	3	4

2 мкм в дни с облаками значительно превышают концентрации этих же частиц для безоблачных дней на всех уровнях зондирования. Для аэрозолей размерами 0,35-2,0 мкм эффект влияния конвективной облачности обнаруживается лишь в слое 2,5-3,0 км

Т а б л и ц а 1. 4

Влияние конвективной облачности на общее содержание короткоживущей α - радиоактивности в пятикилометровом слое атмосферы (Q_α) общее содержание счетной концентрации аэрозолей в трехкилометровом слое атмосферы (Ω_I) и общее содержание больших и гигантских аэрозолей в атмосфере ($\Omega_{II}, \Omega_{III}$), измеренных оптическим методом (в скобках указано число случаев)

Аэрозоли	Безоблачные дни	Дни с кучевыми облаками	Дни с предгрозовой обстановкой
Q_α			
$10^{-7} \text{Ки} \cdot \text{м}^{-2}$	$3,6 \pm 0,4$ (11)	$4,8 \pm 0,4$ (24)	$2,9 \pm 0,5$ (4)
Ω_I			
10^9 м^{-2}	$3,8 \pm 0,4$ (5)	$4,6 \pm 0,6$ (9)	$3,2 \pm 0,5$ (3)
Ω_{II}			
10^9 м^{-2}	$1,6 \pm 0,3$ (5)	$1,8 \pm 0,2$ (9)	$1,4 \pm 0,3$ (3)
Ω_{III}			
10^9 м^{-2}	$0,7 \pm 0,1$ (5)	$1,4 \pm 0,2$ (9)	$0,6 \pm 0,15$ (3)
Ω_σ			
10^{12} м^{-2}	$2,1 \pm 0,1$ (19)	$2,6 \pm 0,3$ (12)	-
Ω_Γ			
10^9 м^{-2}	$1,4 \pm 0,4$ (19)	$2,7 \pm 0,3$ (12)	-

Аналогичным изменениям под влиянием слабо развитой конвективной облачности подвержены и микроэлементы. В табл. 1.3 представлены осредненные вертикальные распределения различных микроэлементов в дни с кучевыми облаками и в безоблачные дни в районе Кахети. Несмотря на небольшое количество фактического материала, все же можно заметить, что в "чистой" атмосфере содержание микроэлементов ниже, чем в дни с кучевыми облаками. Так, содержание кальция и магния в аэрозолях в безоблачные дни в пределах трехкилометрового слоя атмосферы в среднем плавно падает с высотой, тогда, как в облачные дни, после уменьшения их концентрации в пределах двухкилометрового слоя воздуха происходит заметное накопление этих микроэлементов на высотах 2,5 и 3,0 км. Практически такой же ход с высотой для облачных дней имеет железо. Что касается свинца, то, начиная с уровня 1,5 км, его содержание в среднем больше для облачных дней, чем для "чистой" атмосферы на всех остальных высотах.

В табл. 1.4 представлены данные об общем содержании короткоживущей α - радиоактивности в пятикилометровом слое атмосферы, общем содержании аэрозолей в трехкилометровом слое атмосферы и общем содержании больших и гигантских аэрозолей во всей толще атмосферы, измеренных оптическим методом с поверхности земли, для безоблачных дней, дней с кучевыми облаками и дней с сильно развитой конвективной облачностью (предгрозовая обстановка).

Из этой таблицы следует, что если в дни со слабо развитой кучевой облачностью постоянно развивающиеся и разрушающиеся облака способствуют увеличению общего содержания радиоактивных и нерадиоактивных аэрозолей по сравнению с безоблачными днями, то в дни с сильно развитой конвективной облачностью, когда большая часть пространства занята мощно-кучевыми облаками, общее содержание продуктов распада радона и аэрозолей в нижней тропосфере из-за накопления их в облаках уменьшается. Таким образом, сильно развитая конвективная облачность, в отличие от слабо развитой, способствует уменьшению содержания аэрозолей в атмосфере. Здесь следует отметить, что помимо накопления аэрозолей в мощных конвективных облаках часть их сильными конвективными потоками может выноситься за пределы нижней тропосферы, что также способствует уменьшению их общего содержания в нижней тропосфере.

В табл. 1.5 представлена информация о соотношениях между общим содержанием радиоактивных и нерадиоактивных аэрозолей в облачные и

безоблачные дни. Из этой таблицы видно, что продукты распада радона, аэрозоли размерами 0,1+2,0 мкм и микроэлементы (за исключением кальция и магния) примерно одинаково накапливаются в нижней тропосфере в дни с кучевыми облаками, по сравнению с безоблачными днями.

Т а б л и ц а 1.5

Содержание естественных радиоактивных и нерадиоактивных аэрозолей в столбе атмосферного воздуха с единичным поперечным сечением в облачные дни по отношению к безоблачным дням (%).

продукты распада радона	Кальций и магний	Свинец	Аэрозоли в различных диапазонах размеров			Оптические измерения аэрозолей	
			0,35+1,0 мкм	1,0+2,0 мкм	>2,0 мкм	0,1+1,0 мкм	>1,0 мкм
133	104	147	121	113	200	124	193

Значительно большему влиянию подвержены гигантские частицы. В дни с кучевыми облаками содержание их в атмосфере примерно в два раза выше, чем в безоблачные дни. Здесь отметим, что увеличение содержания гигантских аэрозолей в дни с облачностью происходит также и за счет образования конгломератов из больших частиц после испарения капель.

В дни с кучевой облачностью конвекция и турбулентные движения сильнее развиты, чем в безоблачные дни. Эти факторы должны вызывать усиленный поток аэрозолей из низлежащих слоев воздуха, богатыми ими в более высокие слои атмосферы, где и происходит вначале их накопление в кучевых облаках, а затем, после разрушения облаков, образование зон с повышенным содержанием аэрозолей.

Вертикальное распределение коэффициента турбулентного перемешивания, рассчитанного по данным о естественной радиоактивности атмосферы, в безоблачные дни и в дни с кучевыми облаками представлено на рис.1.5. Из этого рисунка видно, что в дни с кучевой облачностью повышенные значения коэффициента турбулентности наблюдаются в слое облакообразования - 2,0 + 3,5 км. Повышенная турбулентность в дни с кучевыми облаками вызывает и повышенный выход радона из почвы. Так для облачных дней величина экскаляции

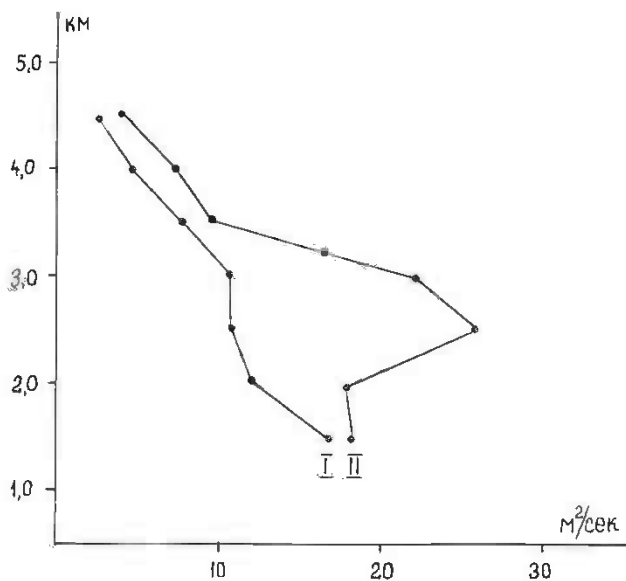


Рис. 1. 5. Вертикальное распределение коэффициента турбулентности в свободной атмосфере в безоблачные дни и в дни с кучевыми облаками (I и II соответственно)

радона, исходя из данных табл. 1.4, равна $(5,0 \pm 0,4) \cdot 10^{-13} \text{Ки} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, что примерно на 33% превышает значение эксхалции радона для безоблачных дней.

Таким образом, как видно из изложенного, несмотря на значительную разницу в размерах больших и гигантских аэрозолей и аэрозолей-носителей естественной радиоактивности (дочерние продукты распада радона связаны с аэрозольными частицами радиусом $10^{-5} + 10^{-6}$ см с максимумом на частицах $(2+5)10^{-6}$ см [Махонько 1963]), в их поведении в атмосфере обнаруживаются многие сходные черты. Поэтому в целом ряде случаев по поведению естественных радиоактивных аэрозолей можно судить о поведении нерадиоактивных аэрозолей.

Г л а в а II

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И НАКОПЛЕНИЕ АЭРОЗОЛЕЙ В ОБЛАКАХ

§ 1 Экспериментальные данные о естественной радиоактивности в кучевых облаках

Методика определения естественной радиоактивности облачной среды и облачных капель описана в работе Стыро Б.И., Амираншвили А.Г. (1979). В этой же работе представлены экспериментальные данные о естественной радиоактивности облаков. Во время полевых работ 1973-1977 гг. было исследовано 70 вертикальных профилей распределения радиоактивности облачных капель и 50 вертикальных профилей радиоактивности облачной среды и воздуха. У нижней границы облаков в большинстве случаев наблюдается накопление естественной радиоактивности. На рис. 2.1 и 2.2 изображены усредненные вертикальные распределения радиоактивности облачной среды, капель и воздуха для облаков с вертикальной мощностью 800-1200 и 1200-1500 м соответственно. Для более ясного представления о степени накопления естественной радиоактивности в облаках величины радиоактивности среды, капель и облачного воздуха нормированы к величине α - радиоактивности продуктов распада радона в свободной атмосфере на высоте нижней границы облаков. Как видно из этих рисунков вертикальные распределения радиоактивности капель, среды и воздуха в кучевых облаках в обоих диапазонах мощностей сходны друг с другом. Однако можно заметить, что в более мощных облаках накопление естественных радионуклидов происходит значительно интенсивнее. Так, радиоактивность облачного воздуха у нижней границы облаков мощностью 1200-1500 м и воздуха, натекающего из подоблачного слоя, почти одинакова, тогда как в облаках мощностью 800-1200 м значение радиоактивности облачного воздуха у нижней границы облака примерно на 30% меньше, чем в подоблачном слое. Величина радиоактивности облачной среды в среднем на всех высотах превышает значение

радиоактивности воздуха в свободной атмосфере на уровне нижней границы кучевых облаков. Этот факт свидетельствует о том, что

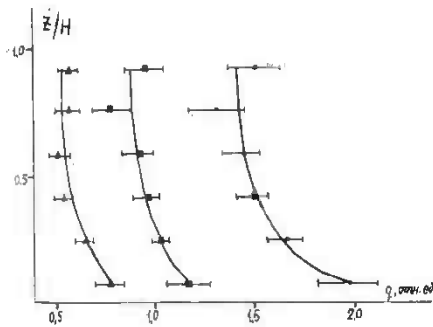


Рис. 2.1 Усредненное вертикальное распределение радиоактивности облачной среды ●, капель ■ и воздуха ▲ для облаков вертикальной мощностью 800-1200 м

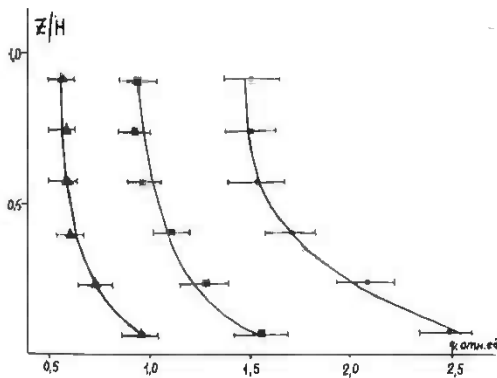


Рис. 2.2 Усредненное вертикальное распределение радиоактивности облачной среды ●, капель ■ и воздуха ▲ для облаков вертикальной мощностью 1200-1500 м

вовлечение в облако окружающего воздуха происходит и через боковые границы облака.

Накопление естественной радиоактивности происходит в основном в нижней кромке облака, причем в более мощных облаках степень накопления радионуклидов сильнее. Для облаков с вертикальной мощностью от 600 до 1500 м содержание радионуклидов в облачной среде у нижней границы облаков в 2-4 раза превышает величину радиоактивности воздуха, поступающего через нижнее основание. В средней части облаков степень накопления незначительно зависит от их вертикальной мощности (табл. 2.1).

Т а б л и ц а 2. 1

Значения радиоактивности облачных капель и удельной радиоактивности облачной воды в средней части кучевых облаков

Параметр	Мощность облаков, м		
	700-1100	1100-1500	1500-2200
Радиоактивность капель, 10^{-10} Ки м ⁻³	$0,58 \pm 0,05$	$0,65 \pm 0,08$	$0,72 \pm 0,07$
Удельная радиоактивность облачной воды, 10^{-10} Ки.г ⁻¹	$0,94 \pm 0,18$	$0,76 \pm 0,15$	$0,74 \pm 0,15$

Отметим, что величина удельной радиоактивности облачной воды рассчитывалась с использованием данных о водности облаков, полученных параллельно с измерением естественной радиоактивности.

В табл. 2.2 приводится среднее вертикальное распределение радиоактивности облачных капель и удельной радиоактивности воды для продуктов распада радона в кучевых облаках мощностью 800 - 1500м.

Т а б л и ц а 2. 2

Вертикальное распределение радиоактивности облачных капель и удельной радиоактивности облачной воды в кучевых облаках мощностью 800-1500 м.

Параметр	Зона облака, Z/H				
	0-0,2	0,2-0,4	0,4-0,6	0,6-0,8	0,8-1,0
Радиоактивность капель, 10^{-10} Ки.м ⁻³	$1,1 \pm 0,1$	$0,8 \pm 0,07$	$0,65 \pm 0,05$	0,65	0,65
Удельная радиоактив- ность, 10^{-10} Ки.г ⁻¹	$5,7 \pm 1,8$	$2,3 \pm 0,5$	$1,4 \pm 0,3$	$1,2 \pm 0,2$	$2,6 \pm 0,5$
Коэффициент концен- трирования, 10^6	$5,6 \pm 1,8$	$3,0 \pm 1,0$	$1,8 \pm 0,6$	$1,6 \pm 0,5$	$3,4 \pm 1,1$

Здесь же представлены данные о коэффициенте концентрирования, который колеблется внутри облака в зависимости от высоты над нижней границей от $(1,6 \pm 0,5) \cdot 10^6$ до $(5,7 \pm 0,8) \cdot 10^6$ и в среднем для кучевых облаков мощностью 800-1500 м составляет $(3,7 \pm 0,7) \cdot 10^6$. Значение удельной радиоактивности облачной воды в среднем колеблется от $(4,4 \pm 0,9) \cdot 10^{-10}$ до $(1,2 \pm 0,2) \cdot 10^{-10} \text{ Ки} \cdot \text{г}^{-1}$. Удельная радиоактивность облачной воды в 5-20 раз может превышать величину удельной радиоактивности осадков /Стыро, 1968/.

Данные о естественной радиоактивности облаков позволяют провести оценку таких важных характеристик облаков, как параметр вымывания Λ продуктов распада радона облачными каплями, коэффициент коагуляции, скорость восходящего потока воздуха в конвективном облаке /Стыро, Амиранашвили 1979/. Так, значение параметра вымывания для облаков вертикальной мощностью 600-1800 м меняется в пределах от $4 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ до $16 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ и зависит от мощности облаков Н. Уравнение регрессии имеет вид:

$$\Lambda \approx (9,6 \cdot H - 1) \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1} \quad (H \text{ в км})$$

Эффективная скорость восходящего потока в кучевых облаках вертикальной мощностью от 600 до 1800 м также зависит от вертикальной мощности облаков. Уравнение регрессии имеет вид:

$$w \approx (0,38 H - 0,12) \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} \quad (H \text{ в км})$$

Скорость потока радона через единицу площади нижнего основания облака будет:

$$E_D \approx 0,5 \cdot (0,38 H - 0,12) \cdot 10^{-10} \text{ Ки} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$$

(Средняя концентрация радона на нижнем уровне облаков составляет $(0,5 \pm 0,1) \cdot 10^{-10} \text{ Ки} \cdot \text{м}^3$).

Т а б л и ц а 2.3

Вертикальная мощность облака, м	500	800	1000	1500	2000
Величина потока радона, $10^{-10} \text{ Ки} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$	0,03	0,09	0,13	0,23	0,32
Величина потока аэрозолей, $10^6 \text{ м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$					
0,35 + 1,0 мкм	0,10	0,3	0,4	0,7	1,0
1,0 + 2,0 мкм	0,06	0,15	0,2	0,35	0,5
>2,0 мкм	0,03	0,07	0,1	0,2	0,25

Скорость потока аэрозолей через единицу площади нижнего основания облака будет:

$$E_a \approx n_1 \cdot (0,38 H - 0,12) \cdot 10^6 \text{ м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$$

Результаты расчетов для потока радона и аэрозолей различных размеров через нижнее основание облака представлены в табл. 2.3.

Отметим, что поток радона и аэрозоля через нижнее основание облака на несколько порядков может превышать их поток с поверхности земли в атмосферу. Это вполне реально, так как площадь, занятая основаниями кучевых облаков, значительно меньше эманлирующей поверхности земли.

§2 Экспериментальные данные о распределении аэрозолей в кучевых облаках

Вертикальное распределение аэрозолей в кучевых облаках похоже на вертикальное распределение радиоактивности облачной среды. Чаще всего концентрация аэрозолей резко падала в нижней трети облаков, а затем либо медленно убывала по высоте, либо оставалась постоянной. Это иллюстрируется рис. 2.3, на котором изображено вертикальное распределение радиоактивных изотопов и суммарной концентрации нерадиоактивных аэрозолей в облачной среде 2.10.1976 г. в районе оз. Севан. Как видно, оба профиля распределения довольно сходны друг с другом. Тем не менее можно заметить, что в нижней части облака величина концентрации аэрозолей уменьшается значительно сильнее, чем величина активности продуктов распада радона в облачной среде (примерно в 4 раза и 2,5 раза соответственно).

Накопление нерадиоактивных аэрозолей в облаках происходит сильнее, чем радиоактивных (особенно в нижней части кучевых облаков). Это видно из рис. 2.4. Как и в предыдущем случае, уменьшение концентрации нерадиоактивных аэрозолей в нижней части облака гораздо сильнее, чем радиоактивных.

Следует учесть, что аэрозоли различных размеров накапливаются в облаках по-разному. Это видно из рис. 2.5, на котором изображено осредненное вертикальное распределение аэрозолей различных размеров в облачной среде. Из этого рисунка видно, что сильнее всего накапливаются гигантские аэрозоли ($r > 2,0$ мкм). Однако здесь следует указать, что гигантские аэрозольные частицы могут создаваться в облаке из более мелких аэрозолей путем присоединения их к облачным

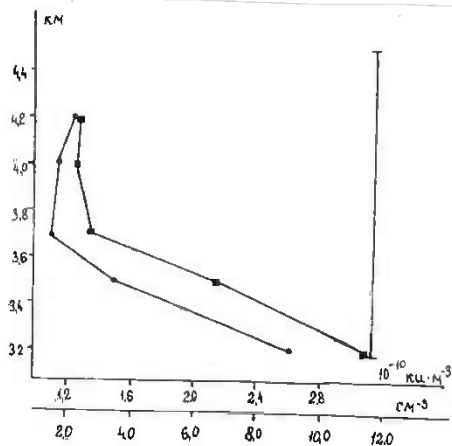


Рис. 2.3 Вертикальное распределение естественной радиоактивности ● и аэрозолей ■ в облачной среде в районе озера Севан. Значком I обозначены вертикальные границы облака

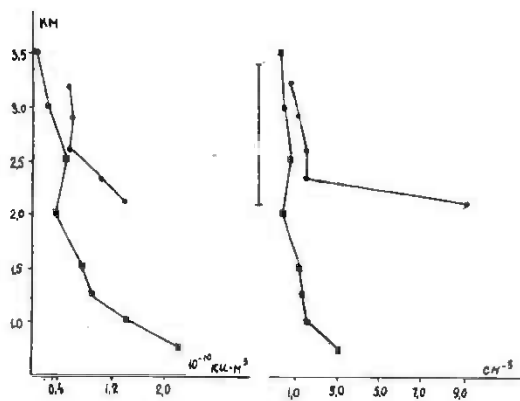


Рис. 2.4 Вертикальное распределение естественной радиоактивности и аэрозоля в свободной атмосфере ■ и облачной среде ● в районе Кахетии 9 октября 1976 г. Значком I обозначены вертикальные границы облака

каплям с образованием конгломератов аэрозольных частиц. Все три кривые распределения довольно похожи друг на друга - резкое падение концентрации аэрозолей в нижней трети облака, затем - слабое убывание с высотой. Похожие профили для распределения микроэлементов в облаке получены Махонько и др. [Махонько и др., 1972]. В работе [Батонин и др., 1971] отмечается, что у нижней границы облаков концентрация серебра может возрасти более чем в 100 раз, тогда как в среднем по облаку содержание этого микроэлемента примерно в 5 раз больше, чем в атмосфере. Коэффициент концентрирования для аэрозолей нерадиоактивного происхождения выше, чем для радиоактивных. Это следует из табл. 2.4, в которой приведены данные о содержании аэрозолей на каплях, в облачной воде и о коэффициенте концентрирования их в облачной воде.

Как видно из этой таблицы (как и в случае естественных радиоактивных аэрозолей), коэффициент концентрирования имеет максимальное значение в нижней части облака. Величина коэффициента концентрирования для гигантских аэрозолей гораздо больше, чем для аэрозолей радиусом $0,35 < r < 2$ мкм. Значения коэффициента концентрирования в средней части облака для аэрозолей размерами

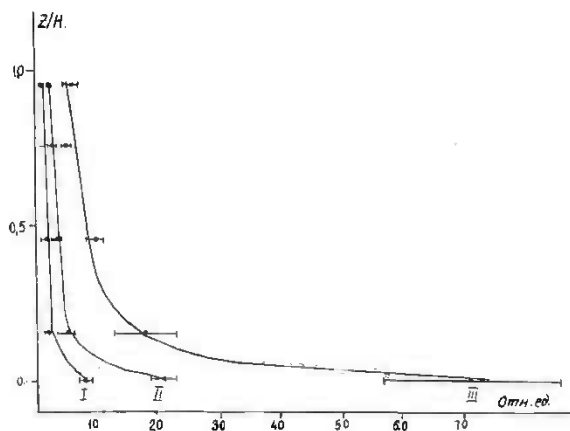


Рис. 2. 5. Осредненное вертикальное распределение аэрозолей разных размеров в облачной среде (для 9 облаков вертикальной мощностью $1,0 + 1,5$ км)

Т а б л и ц а 2. 4

Вертикальное распределение аэрозолей различных размеров на облачных каплях, в облачной воде и значения коэффициента концентрирования аэрозолей в облачной воде (среднее по 9 кучевым облакам вертикальной мощностью 1000-1500 м)

Зона облака	Диапазон размеров аэрозолей, мкм	Содержание аэрозолей на каплях, 10^6 м^{-3}	Коэффициент концентрирования, 10^6	Содержание аэрозолей в облачной воде, 10^6 г^{-1}
Нижняя часть	0,35 + 1,0	8 ± 2	47 ± 30	40 ± 15
	1,0 + 2,0	8 ± 2	100 ± 60	40 ± 15
	>2,0	9 ± 3	300 ± 160	45 ± 16
Средняя часть	0,35 + 1,0	$1,5 \pm 0,3$	$4,0 \pm 1,8$	$3,3 \pm 0,5$
	1,0 + 2,0	$1,3 \pm 0,25$	$7,3 \pm 4,1$	$2,9 \pm 0,9$
	>2,0	$1,1 \pm 0,25$	16 ± 8	$2,4 \pm 0,7$
Верхняя часть	0,35 + 1,0	$1,40 \pm 0,35$	$6,6 \pm 3,6$	$5,6 \pm 1,4$
	1,2 + 2,0	$0,90 \pm 0,15$	9 ± 4	$3,6 \pm 0,9$
	>2,0	$1,00 \pm 0,25$	27 ± 15	$4,0 \pm 1,4$

0,35-1,0 мкм того же порядка, что и в работе Стыро и др., (1975) для атмосферной пыли. Высокое значение коэффициента концентрирования для гигантских аэрозолей, видимо, является причиной того, что в дни с кучевыми облаками содержание их в атмосфере примерно в два раза больше, чем в безоблачные дни. Коэффициенты концентрирования для радиоактивных аэрозолей и аэрозолей размерами 0,35-2,0 мкм имеют значительно меньшие значения. Соответственно кучевая облачность оказывает меньшее влияние на накопление их в атмосфере.

§ 3 Лабораторное исследование вымывания аэрозолей облачными каплями

Лабораторный комплекс для изучения взаимодействия аэрозолей с облачными каплями создан на базе термобарокамеры объемом 8 м^3 и обводной трубы термобарокамеры высотой 12 м (рис. 2.6 и 2.7

соответственно). Указанный комплекс включает в себя диспергаторы воды для создания искусственной облачной среды, а также аппаратуру и устройства для регистрации микрофизических параметров облаков и аэрозолей. В качестве диспергаторов воды использовались пневматические форсунки и дисковые распылители. Измерение концентрации и спектра размеров облачных капель производилось методом седиментации. Концентрация и размеры аэрозольных частиц определялись с помощью мембранных фильтров с последующей обработкой данных на оптическом микроскопе с выходом на телевизионный монитор, а в ряде случаев с помощью серийно выпускаемого прибора АЗ-5.

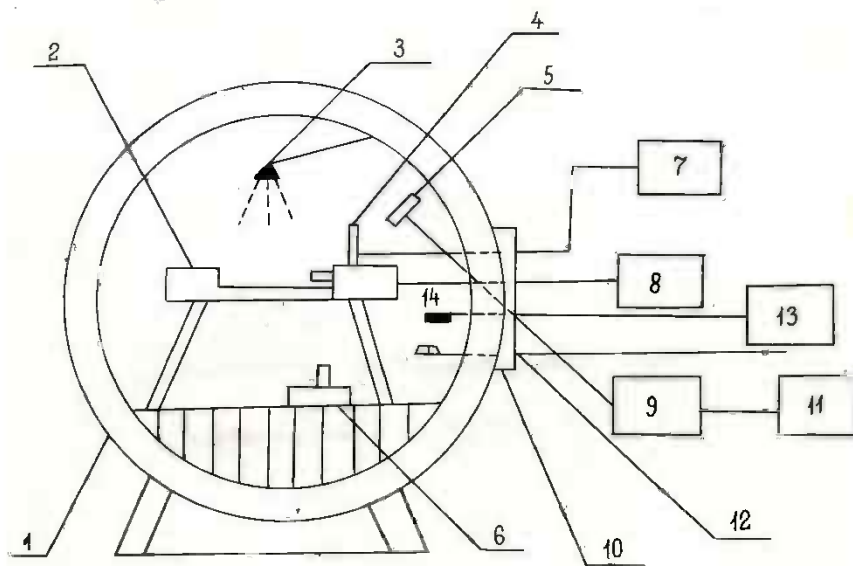


Рис. 2.6 Лабораторный комплекс для изучения вымывания аэрозолей облачными каплями в камере 8 м³. 1-термобарокамера объемом 8 м³; 2-измеритель прозрачности; 3-форсунки или парогенератор; 4 - датчик измерителя влажности; 5-заборник проб аэрозолей; 6-устройство для сжигания препарата; 7-измеритель влажности "Диво-1Л"; 8-самписец Н338-1М; 9-компрессор; 10-люк камеры; 11-газомер 2ГЧС; 12-седиментатор; 13-счетчик аэрозолей АЗ-5; 14-заборная трубка счетчика аэрозолей АЗ-5 с электрообогревом

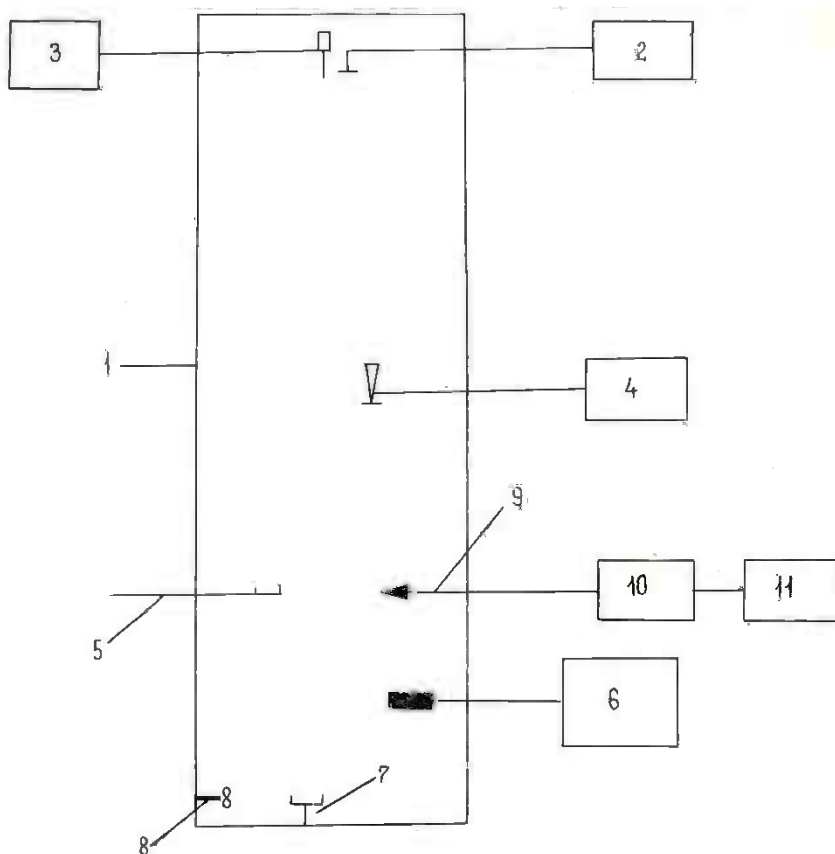


Рис. 2. 7 Лабораторный комплекс для изучения вымывания аэрозолей в обводной трубе

- 1-обводная труба термобарокамеры; 2-дисковый распылитель воды; 3-генератор дождевых капель; 4-сбрасывающее устройство для аэрозолей; 5-заборник проб оседающих капель и частиц аэрозолей; 6-счетчик аэрозолей АЗ-5; 7-приемник падающих капель дождя; 8-вентилятор; 9-заборник проб аэрозолей на мембранные фильтры; 10-воздушный компрессор; 11-газомер.

Предварительно изучалось фоновое содержание аэрозолей. Аэрозоли диспергировались путем сжигания кусочков рубероида. Средний радиус частиц дыма при экспериментах в камере объемом 8 м^3 составлял $\sim 1 \text{ мкм}$. Аэрозоли стабильно находились в камере около 2 часов. После отбора проб аэрозолей включалась форсунка под давлением $3,5 \text{ атм}$ и камера наполнялась водным туманом. Средний размер капель составлял 20 мкм по диаметру, концентрация - около 700 см^{-3} , водность в среднем составляла 3 г.м^{-3} . Время воздействия составляло 10-20 минут. Продолжительность жизни тумана регистрировались измерителем прозрачности.

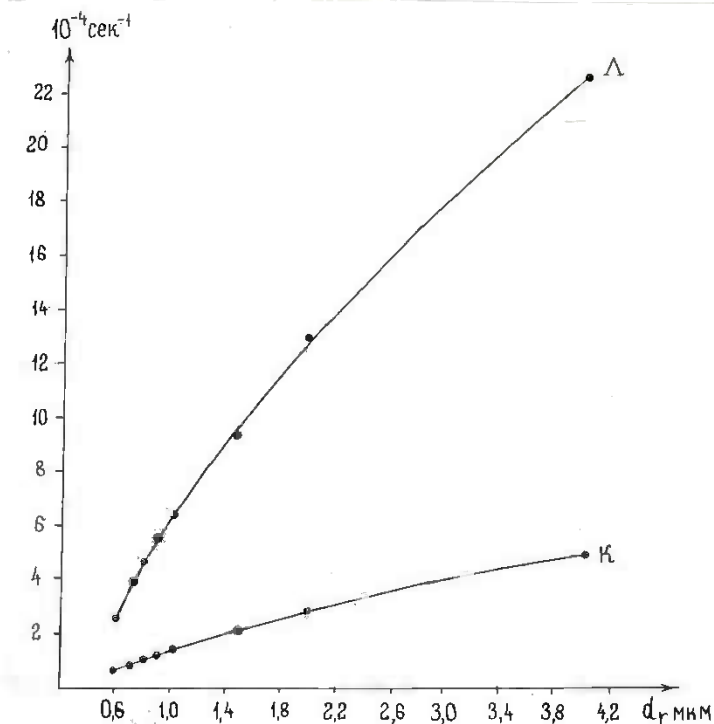


Рис. 2.8 Зависимость параметра вымывания Λ и коэффициента коагуляции k от размеров частиц аэрозолей. Средний диаметр капель 68 мкм

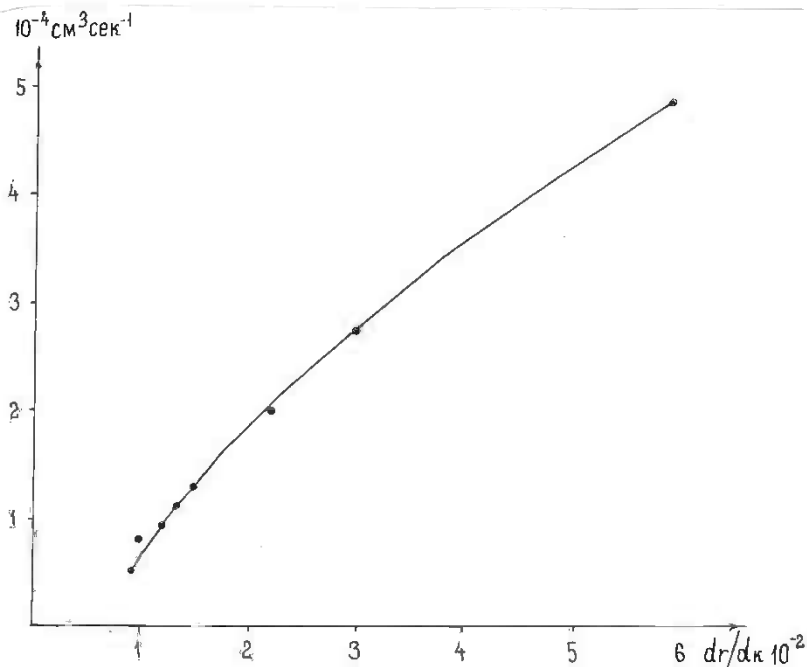


Рис. 2.9 Зависимость коэффициента коагуляции k от отношения размеров частиц аэрозолей к размеру капель. Средний диаметр капель 68 мкм

После осаждения тумана вновь измерялась концентрация аэрозолей и по формуле

$$\Lambda = \frac{1}{t} \ln \frac{N_0}{N}$$

определялся коэффициент вымывания Λ , где t - время воздействия туманом, N_0 и N начальная и конечная концентрация аэрозолей соответственно. Результаты измерений представлены в табл. 2.5.

Т а б л и ц а 2. 5

Оценка параметра вымывания и коэффициента коагуляции k по
экспериментам в камере объемом 8 м^3

N	Начальная концентра- ция аэро- золей, 10^3 см^{-3}	Конечная концент- рация аэрозо- лей, 10^3 см^{-3}	Время жизни тумана мин.	Λ 10^{-4} с^{-1}	Концентрация капель, см^{-3}	k $10^{-6} \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$
1	28	7	10	23	880	2,6
2	31	9	12	17	800	2,1
3	35	11	15	13	560	2,3
4	40	13	20	9	640	1,4
5	29	8	17	13	724	1,8
6	45	16	20	9	560	1,6
7	37	12	13	14	688	2,0
8	32	10	18	11	690	1,6
9	25	6	15	16	624	2,6
10	41	14	15	12	760	1,6
Среднее				14	692	2,0

Как видно из этой таблицы, значение параметра Λ изменяется от $9 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ до $23 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ при среднем значении $14 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$. Данные этой таблицы в среднем совпадают с результатами, полученными при самолетных исследованиях /Стыро, Амираншвили 1979/.

В обводной трубе водный туман создавался с помощью дискового распылителя конструкции Проблемного Центра по применению химии в сельском хозяйстве. Средний диаметр капель составлял около 70 мкм , концентрация около 5 см^{-3} , водность около 1 г.м^{-3} . Концентрация и спектр размеров аэрозольных частиц (продуктов горения смолы) измерялись прибором АЗ-5. На рис. 2.8 приведены графики зависимости Λ и k от размера аэрозольных частиц, а на рис. 2.9 - график зависимости коэффициента коагуляции от отношения диаметра аэрозолей к среднему диаметру водяных капель. Как видно из этих рисунков, при одинаковой водности параметры Λ и k больше для крупных частиц. Эти данные неплохо согласуются с данными,

полученными другими авторами для облаков по параметру вымывания. Что касается коэффициента коагуляции, то в нашем случае значения его примерно на 1-2 порядка выше, чем у других авторов (за исключением работы Стыро и др., 1975).

§4 Теоретическая модель вертикального распределения аэрозолей в развивающихся кучевых облаках

В этом и следующем параграфе рассмотрим две несложные теоретические модели вертикального распределения аэрозолей в развивающихся Стыро, Амираншвили и др., 1979/ и мощных кучевых облаках.

Если пренебречь боковым вовлечением окружающего воздуха в кучевое облако, то выражение для нестационарного вертикального распределения продуктов распада радона, продолжительность жизни которого больше времени образования облака, при не меняющейся с высотой скорости восходящего потока воздуха будет иметь вид

$$\frac{\partial q_{\text{Э}}}{\partial t} + w \frac{\partial q_{\text{Э}}}{\partial z} + (\lambda_{\text{Э}} + \wedge) q_{\text{Э}} - \lambda_{\text{Э}} q_0 = 0, \quad (2.1)$$

где $q_{\text{Э}}$ - эффективная радиоактивность короткоживущих продуктов распада радона в облачном воздухе;

w - скорость восходящего потока;

$\lambda_{\text{Э}}$ - эффективная постоянная распада;

\wedge - параметр нерадиоактивного вымывания;

q_0 - активность радона в облаке, которая считается не зависящей от высоты. Это не является грубым

допущением, так как в потоке $q = q_0 \exp\left(-\frac{\lambda}{w} Z\right)$ и при $Z \sim 10^3$ и $w \sim 0,1 \text{ м.с}^{-1}$ $q \approx q_0 = \text{const.}$

Граничное и начальное условия будут иметь вид

$$\begin{aligned} q_{\text{Э}}(Z=0) &= q_0, \\ q_{\text{Э}}(t=0) &= q_0. \end{aligned} \quad (2.2)$$

Первое из этих условий означает, что величина радиоактивности продуктов распада радона в натекающем потоке воздуха не меняется со временем. Второе условие обозначает, что в момент образования облака радиоактивность радона имеет постоянное по всей высоте облака значение.

Для решения уравнения (2.1) сделаем замену переменной

$$\xi = Z + at. \quad (2.3)$$

Тогда уравнение в частных производных (2.1) приводится к обыкновенному дифференциальному уравнению первого порядка:

$$\frac{dq_{\text{Э}}}{d\xi} + \frac{\lambda_{\text{Э}} + \wedge}{w + a} q_{\text{Э}} = \frac{\lambda_{\text{Э}}}{w + a} q_0. \quad (2.4)$$

Решение уравнения (2.4) не представляет большого труда Жамке, 1971/ и имеет вид

$$q_{\text{Э}} = q_0 \frac{\lambda_{\text{Э}}}{\lambda_{\text{Э}} + \wedge} + C \exp \left(- \frac{\lambda_{\text{Э}} + \wedge}{w + a} (Z+at) \right). \quad (2.5)$$

Определяя a и C из условия (2.2), окончательно имеем

$$q_{\text{Э}} = q_0 \frac{\lambda_{\text{Э}}}{\lambda_{\text{Э}} + \wedge} \left[1 + \frac{\wedge}{\lambda_{\text{Э}}} \exp \left(- \frac{(\lambda_{\text{Э}} + \wedge)Zt}{Z + wt} \right) \right]. \quad (2.6)$$

В частности, при $t \rightarrow \infty$ получаем стационарное вертикальное распределение радиоактивности продуктов распада радона в облачном воздухе

$$q_{\text{Э}} = q_0 \frac{\lambda_{\text{Э}}}{\lambda_{\text{Э}} + \wedge} \left[1 + \frac{\wedge}{\lambda_{\text{Э}}} \exp \left(- \frac{\lambda_{\text{Э}} + \wedge}{w} Z \right) \right]. \quad (2.7)$$

Решение уравнения (2.1) для этого случая приведено в работе Стыро и др. (1968).

При $Z \rightarrow \infty$ получим изменение радиоактивности короткоживущих продуктов распада радона в зоне облака, куда не поступают из низлежащих слоев указанные продукты распада:

$$q_{\text{Э}} = q_0 \frac{\lambda_{\text{Э}}}{\lambda_{\text{Э}} + \wedge} \left[1 + \frac{\wedge}{\lambda_{\text{Э}}} \exp \left((-\lambda_{\text{Э}} + \wedge)t \right) \right] \quad (2.8)$$

Выражение (2.8) позволяет оценить время, необходимое для установления состояния нерадиоактивного равновесия между радонам и продуктами его распада. Очевидно, это время будет зависеть от параметра \wedge . Чем больше \wedge , тем быстрее наступит состояние нерадиоактивного равновесия.

Если предположить, что облачные капли находятся во взвешенном состоянии или хотя бы не перемещаются на большие расстояния по вертикали, то процес радиоактивации на различных уровнях в пределах облака можно представить в виде следующего уравнения:

$$\frac{d\tilde{q}_\Theta}{dt} = -\lambda_\Theta \tilde{q}_\Theta + \hat{\lambda} q_0 \frac{\lambda_\Theta}{\lambda_\Theta + \hat{\lambda}} \left[1 + \frac{\hat{\lambda}}{\lambda_\Theta} \exp \left(- \frac{(\lambda_\Theta + \hat{\lambda}) Z t}{Z + w t} \right) \right] \quad (2.9)$$

с начальным условием

$$\tilde{q}_\Theta \Big|_{t=0} = 0, \quad (2.10)$$

где \tilde{q}_Θ - радиоактивность капель в единице объема облака.

Решение уравнения (2.9) с учетом условия (2.10) имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} \tilde{q}_\Theta = & q_0 \frac{\hat{\lambda}}{\lambda_\Theta + \hat{\lambda}} (1 - e^{-\lambda_\Theta t}) + q_0 \frac{\hat{\lambda}^2 Z^k}{(\lambda_\Theta + \hat{\lambda}) w} e^{-\lambda_\Theta t} \left(\frac{Z + w t}{w} \right) \times \\ & \times \sum_{n=0}^{\infty} \frac{\left(\frac{\lambda_\Theta + \hat{\lambda}}{w} Z \right)^n}{n!} \left\{ \sum_{k=1}^{n+1} \frac{\left(\frac{\lambda_\Theta + \hat{\lambda}}{w} Z \right)^{k-1}}{(n+1) \dots (n+2-k)} \left[\left(1 + \frac{w}{Z} t \right)^{n+2-k} \right] \times \right. \\ & \times e^{\frac{(\lambda_\Theta + \hat{\lambda}) Z t}{Z + w t} - 1} \left. + \frac{\left(\frac{\lambda_\Theta + \hat{\lambda}}{w} Z \right)^{n+1}}{(n+1)!} e^{-\frac{(\lambda_\Theta + \hat{\lambda}) Z}{w}} \left[E_1 \left(\frac{(\lambda_\Theta + \hat{\lambda}) Z}{w} \right) - \right. \right. \\ & \left. \left. - E_1 \left(\frac{(\lambda_\Theta + \hat{\lambda}) Z^2}{(Z + w t) w} \right) \right] \right\} \quad (2.11) \end{aligned}$$

Здесь $E_1(x)$ - интегральная показательная функция.

Для нерадиоактивных аэрозолей выражения (2.7) и (2.11) значительно упрощаются ($\lambda_\Theta = 0$).

Так, вертикальное нестационарное распределение невесомых нерадиоактивных аэрозолей в облачном воздухе имеет вид

$$x = x_0 \exp \left[- \frac{\hat{\lambda} z t}{Z + w t} \right] \quad (2.12)$$

В частности, при $t \rightarrow \infty$ имеет место известное стационарное вертикальное распределение аэрозолей в облачном воздухе

$$x = x_0 \exp \left[- \frac{\hat{\lambda}}{w} Z \right] \quad (2.13)$$

Когда $Z \rightarrow \infty$ получаем временное изменение содержания аэрозолей в воздухе тех зон облака, куда из низлежащих, подоблачных слоев облака аэрозоли не поступают:

$$a = a_0 \exp(-\lambda t) \quad (2.14)$$

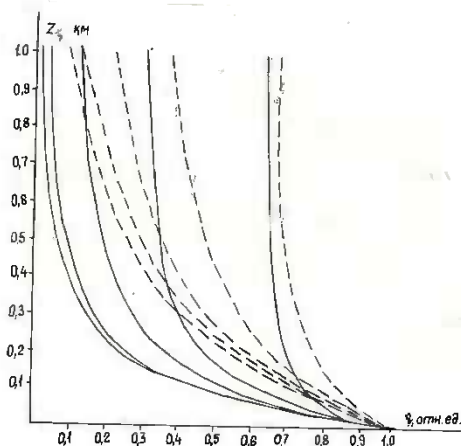


Рис. 2.10. Вертикальное распределение продуктов распада радона в облачном воздухе через 10, 30, 60, 120 и 180 мин. (слева направо) после образования облака при $\lambda = 8 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$; $w = 0,1 \text{ м.с}^{-1}$ - сплошные кривые, $w = 0,25 \text{ м.с}^{-1}$ - пунктирные кривые

Решение (2.14) формально напоминает уравнение радиоактивного распада (с постоянной распада λ).

Вертикальное нестационарное распределение нерадиоактивных аэрозолей на каплях облака имеет вид:

$$a/a_0 = \frac{\lambda(Z+wt)}{w} e^{-\frac{\lambda Zt}{Z+wt}} + \left(\frac{\lambda Z}{w}\right)^2 e^{-\frac{\lambda Z}{w}} \left[E_i\left(\frac{\lambda Z}{w}\right) - E_i\left(\frac{\lambda Z^2}{(Z+wt)w}\right) \right] - \frac{\lambda Z}{w} \quad (2.15)$$

На рис. 2.10 представлены профили распределения продуктов распада радона в облачном воздухе. Из рисунка видно, что уменьшение значения q_0 происходит интенсивно в течение первого часа существования облака, а затем скорость уменьшения q_0 значительно убывает. При $w = 0,1 \text{ м.с}^{-1}$ (сплошные линии) падение радиоактивности происходит в нижней части кучевого облака, в остальной части q_0 мало меняется с высотой. При $w = 0,25 \text{ м.с}^{-1}$ (пунктирные линии)

продукты распада радона из подоблачного слоя проникают в более высокие слои облака. В этом случае величина $q_{\text{э}}$ все время уменьшается с высотой.

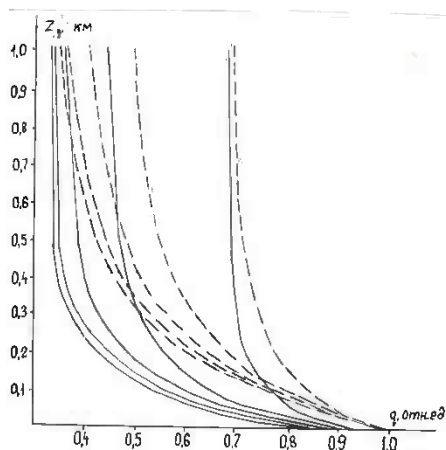


Рис. 2.11 Вертикальное распределение нерадиоактивных аэрозолей в облачном воздухе через 10, 30, 60, 120 и 180 мин. (слева направо) после образования облака при $\lambda = 8 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$; $w = 0,1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ - сплошные кривые, $w = 0,25 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ - пунктирные кривые

Вертикальное распределение нерадиоактивных аэрозолей в облачном воздухе в различные моменты времени изображено на рис. 2.11. Указанные профили весьма похожи на кривые, приведенные на предыдущем рисунке, однако концентрация нерадиоактивных аэрозолей в облачном воздухе в данном случае уменьшается значительно сильнее, чем $q_{\text{э}}$.

На рис. 2.12 и 2.13 показаны вертикальные распределения в разные моменты времени радиоактивных и нерадиоактивных аэрозолей на облачных каплях при различных значениях w . Из этих рисунков видно, что профили по характеру распределения похожи друг на друга. Однако можно заметить и разницу - нерадиоактивные аэрозоли с

течением времени накапливаются значительно интенсивнее, чем радиоактивные, что особенно выражено у нижней кромки облаков. При одних и тех же значениях λ накопление аэрозолей тем больше, чем больше w .

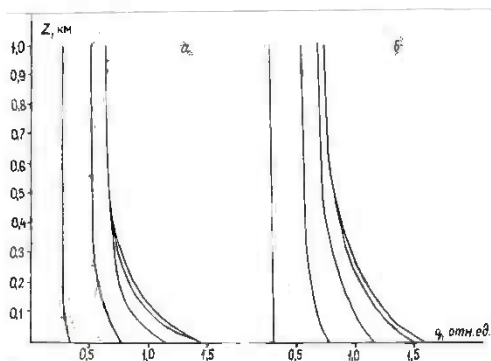


Рис. 2.12 Вертикальное распределение продуктов распада радона на каплях облака через 10, 30, 60, 120 и 180 мин. после образования облака при $\lambda = 8 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ а) - $w = 0,1 \text{ м.с}^{-1}$ б) - $w = 0,25 \text{ м.с}^{-1}$

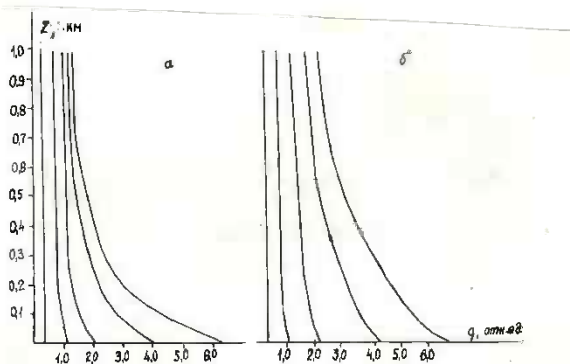


Рис 2.13 Вертикальное распределение нерадиоактивных аэрозолей на каплях облака через 10, 30, 60, 120 и 180 мин. после образования облака при $\lambda = 8 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$, а) - $w = 0,1 \text{ м.с}^{-1}$, б) - $w = 0,25 \text{ м.с}^{-1}$

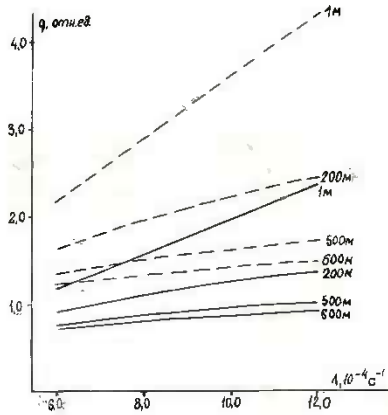


Рис. 2.14 Накопление продуктов распада радона (сплошные линии) и нерадиоактивных аэрозолей на облачных каплях в течение часа после образования облака в зависимости от параметра вымывания при $w = 0,25 \text{ м.с}^{-1}$

На рис. 2.14 изображен процесс накопления радиоактивных и нерадиоактивных аэрозолей на облачных каплях в течение часа после образования облака в зависимости от параметра λ на разных высотах в облаке при $w = 0,25 \text{ м.с}^{-1}$. Из рисунка следует, что степень накопления аэрозолей значительно зависит от параметра λ .

Отметим, что теоретические профили вертикального распределения радиоактивных и нерадиоактивных аэрозолей в облаках качественно неплохо совпадают с экспериментальными, приведенными ранее. Отметим также, что в слоистых облаках накопление нерадиоактивных аэрозолей из-за длительности их существования (несколько часов и даже суток) может происходить сколь угодно. Число их на облачных каплях может на несколько порядков превосходить содержание в том же объеме вне облачного воздуха. Эти оценки несложно провести из выражения (2.15).

§5. Расчет накопления и распределения аэрозольной примеси
в мощном конвективном облаке

Представим облако в виде фильтра с подвижной верхней границей (рис. 2.15). Введем следующие обозначения:

- q_0 - концентрация аэрозолей у нижней границы облака;
- q_H - концентрация аэрозолей у верхней границы облака;
- $w(t)$ - скорость восходящего потока воздуха в облаке, зависящая от времени;
- $H(t)$ - вертикальная мощность облака, зависящая от времени;
- Q - общее содержание аэрозолей в облачной среде - в параллелепипеде высотой H и единичным поперечным сечением.

Если предположить, что конвективное облако является фильтром, то справедливо следующее уравнение:

$$\frac{dQ}{dt} = q_0 w - q_H w. \quad (2.16)$$

Значение q_H , по определению, есть $q_0 \cdot e^{-\lambda t}$, где t - время пребывания аэрозоля в облаке. $t = \frac{H}{\bar{w}}$, где \bar{w} - средняя скорость восходящего потока воздуха. С учетом указанного выражение (2.16) примет вид

$$\frac{dQ}{dt} = q_0 w \left[1 - e^{-\lambda \frac{H}{\bar{w}}} \right]. \quad (2.17)$$

Значения H и w для конвективного облака можно аппроксимировать выражениями:

$$\left. \begin{aligned} w &= w_0 + bt \\ H &= H_0 + at \end{aligned} \right\}$$

Общее содержание аэрозоля в столбе воздуха H с единичным поперечным сечением связано со значениями концентрации аэрозолей в облачной среде q следующим выражением:

$$\int_0^{H(t)} q \, dZ = Q \quad (2.19)$$

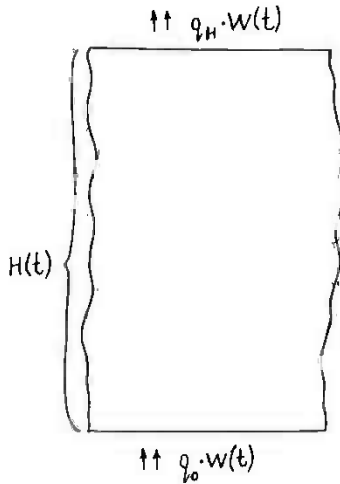


Рис. 2.15 Схематическое изображение облака

Решение уравнения (2.17) реализовано с использованием метода Рунге-Кутты Жалиткин, 1978/.

Результаты расчета накопления и распределения примеси в конвективном облаке приведены на рис. 2.16-2.18. Заданы следующие параметры облака:

$$w = 1 + 0,0025 t; \quad t - \text{в сек}; \quad w - \text{м.с}^{-1}$$

$$H = 2,8 t; \quad t - \text{в сек}; \quad H - \text{м.}$$

t меняется от 0 до 3600 сек; за это время вертикальная мощность облака H растет от 0 до 10000 м, а скорость w изменяется от 1 до 10 м.с⁻¹. Значение параметра λ взято $5 \cdot 10^{-4} \text{с}^{-1}$ и 10^3с^{-1} .

На рис. 2.16 приведены кривые накопления аэрозолей в облаке в течение часа его существования. Параметр λ значительно влияет на степень накопления. По достижению облака вертикальной мощности 10 км при $\lambda = 10^{-3} \text{с}^{-1}$ содержание аэрозолей в облаке в 1,5 раза больше, чем при $\lambda = 5 \cdot 10^{-4} \text{с}^{-1}$. Для сравнения на рис. 2.19 приведено вертикальное распределение аэрозолей в свободной атмосфере, рассчитанное по формуле

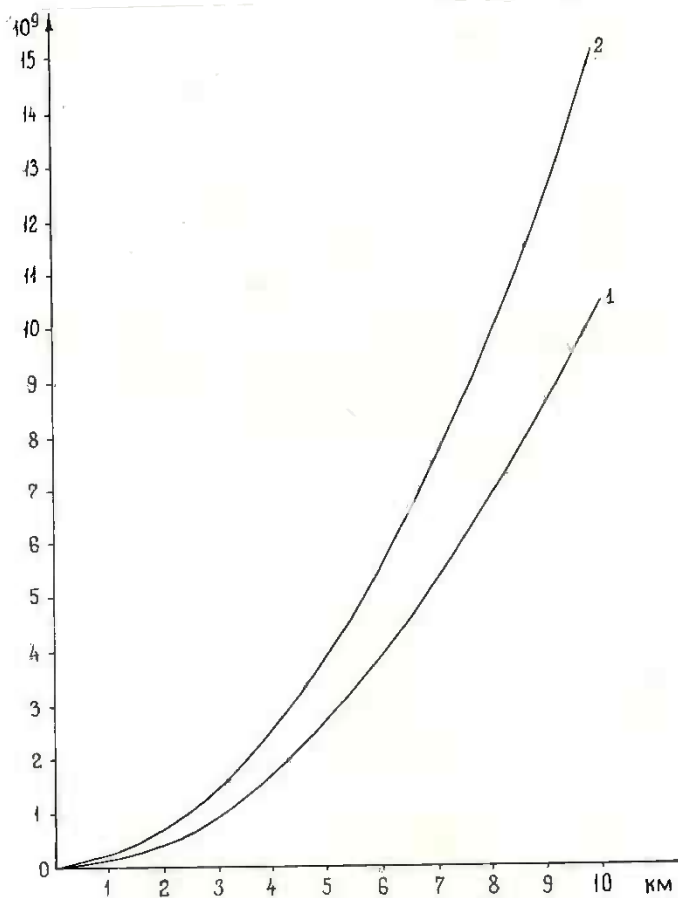


Рис. 2.16 Накопление аэрозолей в конвективном облаке

$$w = 1 + 0,0025 t; H = 2,8 t; q_0 = 10^6 \text{ м}^{-3}$$

$$1) - \lambda = 5 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}; \quad 2) - \lambda = 10^{-3} \text{ с}^{-1}$$

$$q_{\text{CB}} = q_0 e^{-\frac{\tilde{v}}{K} z}$$

где \tilde{v} - скорость осаждения аэрозолей; K - коэффициент турбулентной диффузии. В данном случае для K взято значение $20 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$, а для \tilde{v} - $2 \cdot 10^{-3} \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ и $4 \cdot 10^{-3} \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. В первом случае (кривая I на рис. 2.19) содержание аэрозолей в десятикилометровом слое воздуха атмосферы с поперечным сечением 1 м^2 составляет $6,3 \cdot 10^9$ частиц. Сопоставление этих значений со значениями Q , представленными на рис. 2.16,

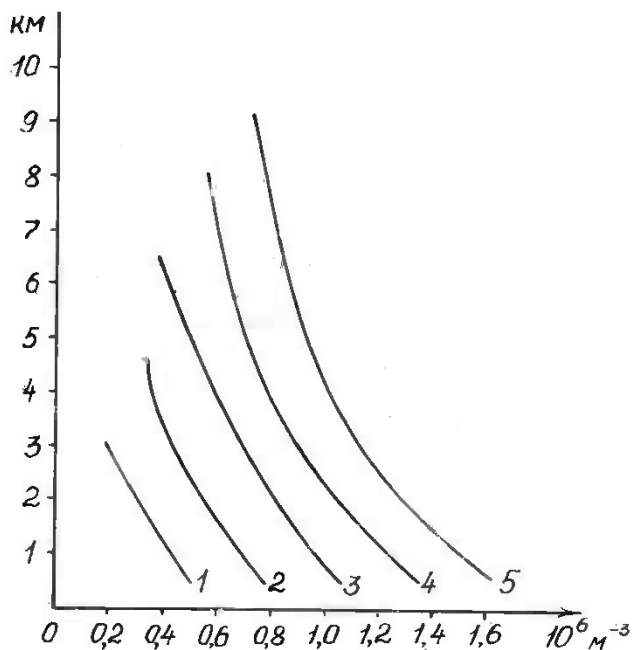


Рис. 2.17 Вертикальное распределение аэрозолей в конвективном облаке в различные моменты времени
 1 - через 20 мин., 2 - через 30 мин., 3 - через 40 мин.,
 4 - через 50 мин., 5 - через 60 мин., w , H , q_0 и $\hat{\alpha}$ те же, что и на рис. 2.16

показывает, что через час после развития облака в нем содержание аэрозолей больше, чем в том же объеме в свободной атмосфере: для аэрозолей размерами $0,35-1,0 \text{ мкм}$ - в 2,4 раза и в 1,7 раз больше

при $\lambda = 10^{-3}$ и $5 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ соответственно; для аэрозолей размерами 1,0-2,0 мкм - в 3,5 раза и в 2,5 раза больше при $\lambda = 10^{-3}$ и $5 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ соответственно.

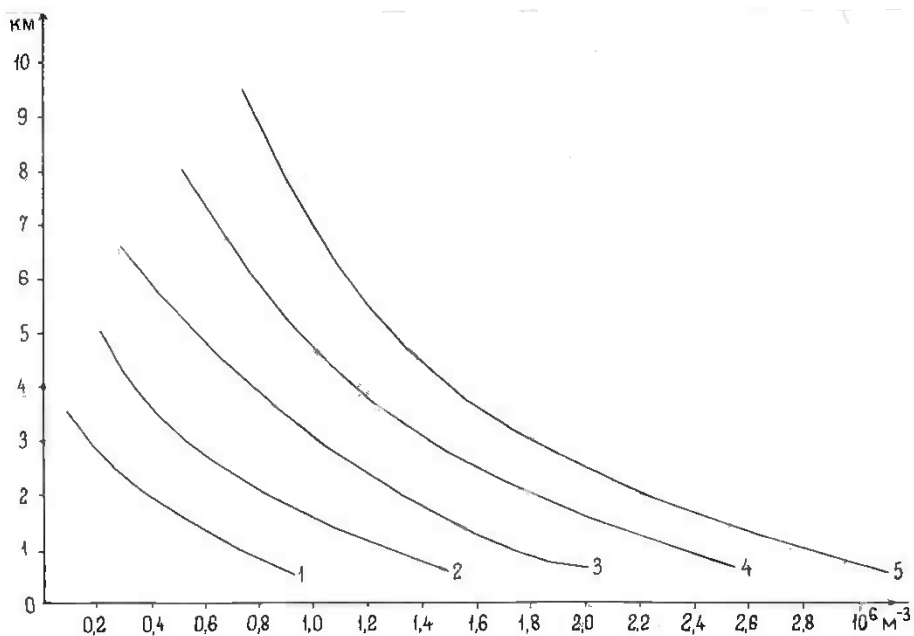


Рис. 2.18 Вертикальное распределение аэрозолей в конвективном облаке при $\lambda = 10^{-3} \text{ с}^{-1}$.
Остальные параметры те же, что и на рис. 2.17

На рис. 2.17 и 2.18 приведены вертикальные профили концентрации аэрозолей в конвективном облаке в различные моменты времени. Из этих рисунков хорошо видна зависимость накопления аэрозолей в облаке от параметра λ при прочих равных условиях. Накопление аэрозолей, в основном, происходит в нижней части облака. Затем концентрация аэрозолей убывает с высотой. Со временем содержание аэрозолей в облаке растет.

На рис. 2.20 приведены графики зависимости отношения содержания аэрозолей в облаке через час после его развития к концентрации аэрозолей в свободной атмосфере на том же уровне. Эти отношения меняются от 1,5 до 6 в зависимости от размера аэрозолей.

высоты и параметра λ при прочих равных условиях ($K = 20 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$; $w = 1 + 0,0025 t$; $H = 2,8 t$). Указанный график хорошо подтверждает описанный ранее экспериментальный факт, что в атмосфере после распада облаков наблюдаются области с повышенным содержанием аэрозолей.

Если предположить, что в облако поступает льдообразующий, а не пассивный аэрозоль и из-за роста на этих ядрах кристаллов льда он полностью остается в облаке, по формуле $Q' = q_0' w t$ можно в первом приближении оценить накопление в облаке ядер кристаллизации. Так, для облака высотой 5 км число ядер будет примерно $5 \cdot 10^3 \cdot q_0'$, высотой 8 км - $12 \cdot 10^3 \cdot q_0'$, высотой 10 км - $18 \cdot 10^3 \cdot q_0'$; где q_0' - концентрация льдообразующих ядер на уровне нижней границы облака. Сопоставление этих расчетов с рис. 2.16 показывает, что степень накопления пассивных аэрозолей и льдообразующих ядер одного порядка (для пассивного аэрозоля накопление в облаке при $\lambda = 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ примерно составляет: для 5 км - $3,7 \cdot 10^3 \cdot q_0$; для - 8 км - $9,5 \cdot 10^3 \cdot q_0$; для 10 км - $14,5 \cdot 10^3 \cdot q_0$, где q_0 - концентрация пассивного аэрозоля на уровне нижней границы облака).

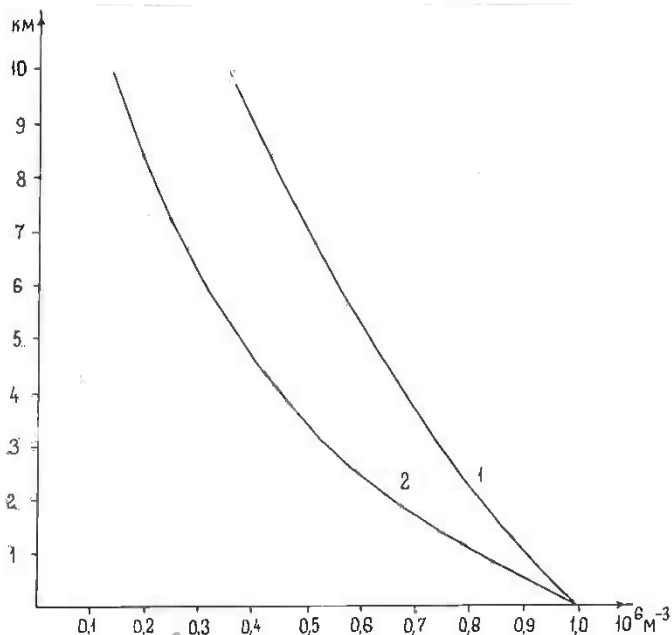


Рис. 2.19 Вертикальное распределение аэрозолей в свободной атмосфере

Таким образом, в зависимости от содержания ледяных ядер в свободной атмосфере, число их в облаках, даже без учета активации инактивных аэрозольных частиц, может быть довольно значительным. В практике активных воздействия на атмосферные процессы

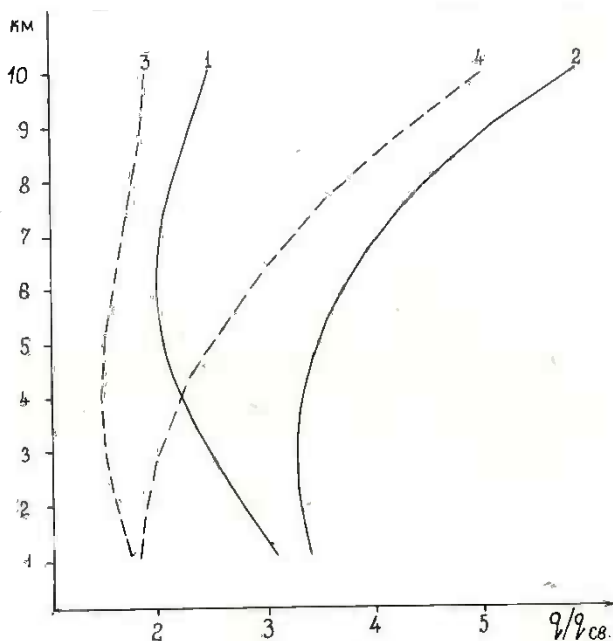


Рис. 2.20 Соотношение между содержанием аэрозолей в конвективном облаке и в свободной атмосфере на той же высоте

1. $-\tilde{v} = 2 \cdot 10^{-3} \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$; $\wedge = 10^{-3} \text{ с}^{-1}$; 2. $-\tilde{v} = 4 \cdot 10^{-3} \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$

$\wedge = 10^{-3} \text{ с}^{-1}$; 3. $-\tilde{v} = 2 \cdot 10^{-3} \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$; $\wedge = 5 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$;

4. $-\tilde{v} = 4 \cdot 10^{-3} \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$; $\wedge = 5 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$;

(противоградовые работы, вызывание осадков и др.) пока не учитывается наличие в облаках естественного фона ЛК. Например, для получения положительного эффекта при воздействии на градовые облака считается, что достаточно в зонах образования града создать концентрацию искусственных льдообразующих ядер $\geq 10^4 \text{ м}^{-3}$. В настоящее время эффективность противоградовых работ в СССР составляет примерно 75 %. Воздействие на сверхмощные градовые

процессы остаются пока неэффективными. Одной из причин этого может являться быстрое рассеяние по объему облака внесенного ракетами льдообразующего реагента турбулентностью и вертикальными потоками воздуха. В следующей главе работы представлены численные расчеты распространения льдообразующего реагента от трасс полета противоградовых изделий "Алазани" в восходящей турбулентной струе воздуха.

Г л а в а III

РАСЧЕТ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЛЬДОБРАЗУЮЩЕГО РЕАГЕНТА ОТ ТРАСС ПРОТИВОГРАДОВЫХ ИЗДЕЛИИ "АЛАЗАНИ" В ВОСХОДЯЩЕМ ТУРБУЛЕНТНОМ ПОТОКЕ ВОЗДУХА

Если представить облако в виде бесконечного по горизонтали восходящего потока воздуха с коэффициентом турбулентности K и предположить, что скорость потока и величина турбулентного перемешивания постоянны во времени и пространстве, то решение уравнения диффузии для мгновенного точечного источника имеет вид:

$$q = \frac{q_0}{(4\pi kt)^{3/2}} \exp - \frac{(z-wt)^2 + x^2 + y^2}{4Kt} \quad (3.1)$$

Здесь: K - коэффициент турбулентного обмена,
 w - скорость восходящего потока воздуха,
 q_0 - мощность точечного источника.

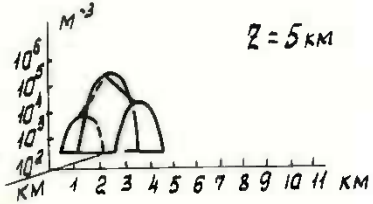
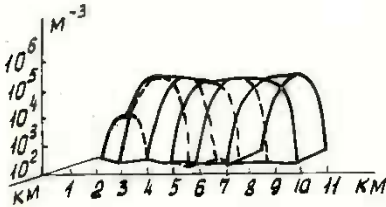
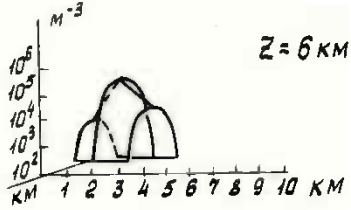
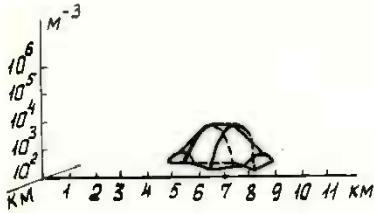
Разбивая траекторию полета ракеты на множество точечных источников и используя принцип суперпозиции из выражения (3.1), нетрудно получить формулу для расчета распространения льдообразующего реагента от трассы полета противорадового изделия

$$q = \frac{q_0}{(4\pi K)^{3/2}} \sum_{i=1}^N \left[\exp \left\{ - \frac{[(z-z_i) - w(t-t_i)]^2 + y^2 + (x-x_i)^2}{4K(t-t_i)} \right\} \right] / (t-t_i)^{3/2} \quad (3.2)$$

Здесь x_i, y_i, z_i - координаты множества точечных источников в моменты времени t_i ; $1 \leq i \leq N$; $0 \leq t_i \leq 35$; t - время выделения реагента, равное 35 сек.

Расчеты проводились на ЭВМ БЭСМ-6. На рис. 3.1 хорошо прослеживается динамика изменения концентраций льдообразующего реагента при углах пуска $\alpha = 50^\circ, 65^\circ$, величине коэффициента турбулентной диффузии $K = 300 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$, скорости восходящего потока

Через 2 мин.



Через 4 мин.

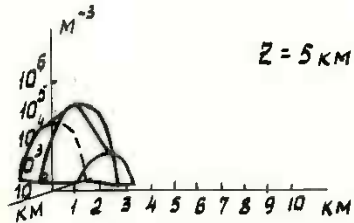
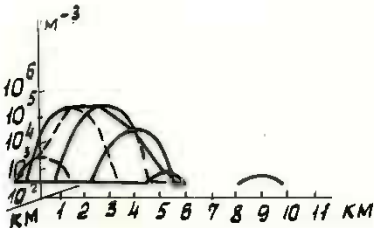
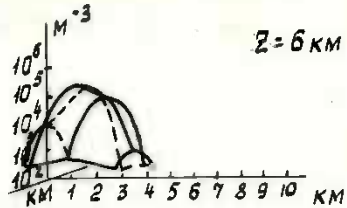
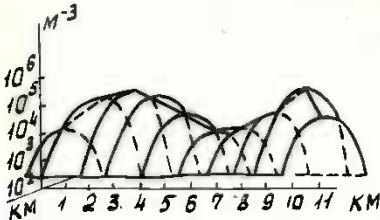


Рис. 3.1 Изолинии концентрации льдообразующего реагента, выделяемого ракетой "Алазани-2М" при угле пуска 50° (а) и 65° (б). $K = 300 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, $w = 15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$

$w = 15 \text{ м.с}^{-1}$, через 2 мин. и через 4 мин. после запуска противораковой ракеты "Алазани-2 М". Для $\alpha = 50^\circ$ уже через 2 мин. после запуска противораковой ракеты на уровне 6 км наблюдается реагент с концентрацией 10^4 м^{-3} . Это указывает на то, что скорость восходящего потока воздуха $w = 15 \text{ м.с}^{-1}$ довольно быстро перемещает реагент в верхнюю часть облака. Через 4 мин. после запуска ракеты на уровне 6 км реагент с указанной концентрацией занимает максимальный объем. Для $\alpha = 65^\circ$ и $w = 15 \text{ м.с}^{-1}$ реагент еще быстрее перемещается вверх, но не успевает рассеиваться турбулентным перемешиванием, что обуславливает меньшие объемы, засеянные реагентом.

Представление об изменении во времени площадей, засеянных реагентом с концентрацией более 10^4 м^{-3} на различных уровнях в зависимости от K , w и угла запуска изделий "Алазани-2 М", дают таблицы 3.1-3.3. Как следует из этих таблиц, реагент распространяется в облаке крайне неравномерно. При $\alpha = 40^\circ$ с увеличением величины K площади, засеянные реагентом данной концентрации, растут. Характерным для $\alpha = 65^\circ$ является то, что количество зон, засеянных реагентом с концентрацией $\geq 10^4 \text{ м}^{-3}$, больше для всех высот, чем при $\alpha = 40^\circ$ и 50° . Однако величины площадей меньше. Таким образом, при высоких скоростях восходящего потока воздуха из-за быстрого продувания реагента через облако для достижения положительного эффекта воздействия необходимо увеличить интенсивность введения ракет в облако.

На рис. 3.2 приведены изолинии распределения реагента с концентрацией $\geq 10^4 \text{ м}^{-3}$ при серийном пуске ракет "Алазани-2М". Как видно из этого рисунка, при серийном запуске можно ограничиться меньшим количеством ракет в залпе. Рисунок также позволяет оценить промежутки времени, через которые необходимо проводить дополнительное воздействие.

Таким образом, как видно из иллюстраций, для поддержания в различных зонах облака высоких концентраций льдообразующего реагента, превышающего естественный фон, необходимо частое повторение инъекций изделиями "Алазани-2М" особенно при высоких значениях скорости восходящего потока воздуха и коэффициента турбулентного обмена.

Анализируя результаты, приведенные в главах 2 и 3, можно положить, что накоплением естественного аэрозоля в облаках конвективного типа можно объяснить увеличение содержания в них

ледяных кристаллов примерно на один порядок при благоприятных условиях (соответствующих динамических и микрофизических характеристиках облаков, обуславливающих значения параметра вымывания). Определенную роль в образовании кристаллов в облаках может играть и естественная радиоактивность капель. По нашим измерениям содержание продуктов распада радона на каплях облака может достигать значений $(1-6) \cdot 10^{-10} \text{кв.г}^{-1}$ (или $2 \cdot 10^2 - 1,3 \cdot 10^3 \text{расп. мин. г}^{-1}$). По данным работы /Rosinski и др., 1972/ температура замерзания капель с радиоактивностью $57-1,1 \cdot 10^3 \text{ расп. мин.г}^{-1}$

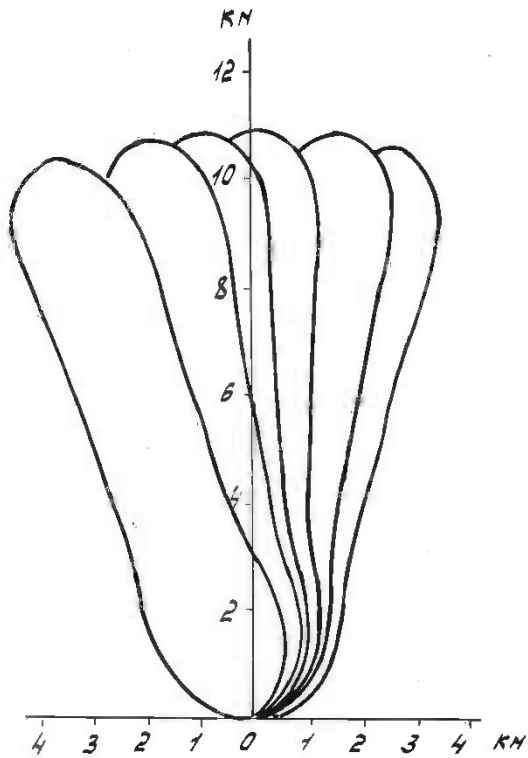


Рис.3.2 Изолинии концентрации реагента $\geq 10^4 \text{м}^{-3}$ при серийном пуске противораковых ракет на 3-6 минуте после запуска. Угол пуска 40° , $K = 300 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, $w = 15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, высота 6 км

повышается на $(2-3)^{\circ}\text{C}$ по сравнению с температурой замерзания дистиллированной воды, равной $-20,5^{\circ}\text{C}$ (для капель размером 2 мм по диаметру). Таким образом, естественная радиоактивность вполне может быть одним из факторов, способствующим размножению кристаллов льда, хотя о количественной стороне говорить пока рано.

Т а б л и ц а 3. 1

Площади, засеянные реагентом с концентрацией $\geq 10^4 \text{ м}^{-3}$, при значении коэффициента турбулентной диффузии $100 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$

w м. с ⁻¹	H (км)	Площадь (км ²)																		
		$\alpha = 40^{\circ}$						$\alpha = 50^{\circ}$						$\alpha = 65^{\circ}$						
		1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	
ВРЕМЯ (мин.)																				
5	3	3	0	6	6	5	4	3	2	0	3	3	3	0	1	1	1	2	1	
	4	0	1	4	8	10	11	0	5	6	5	5	4	0	1	1	2	3	2	
	5	0	0	0	0	3	7	0	0	2	6	9	11	0	1	1	2	2	3	
	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	1	2	2	2	3	3
	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	3	5	5	4
15	3	2	2	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	
	4	0	4	3	0	0	0	2	2	2	0	0	0	1	1	1	0	0	0	
	5	0	1	7	5	0	0	0	5	4	3	0	0	1	1	2	1	0	0	
	6	0	0	1	9	7	1	0	0	7	5	3	1	1	1	1	2	2	0	
	7	0	0	0	1	10	8	0	0	0	7	7	4	0	2	2	2	2	2	
25	3	2	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	
	4	2	2	0	0	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	5	0	5	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	
	6	0	0	0	0	0	0	0	5	2	0	0	0	0	1	1	0	0	0	
	7	0	0	6	4	0	0	0	0	5	2	0	0	2	1	2	1	0	0	

Не ясна пока и роль ионизационных процессов, протекающих в облаках под действием космического излучения и α -излучения продуктов распада радона, в процессе образования ледяных зародышей и кристаллов льда. С одной стороны происходит зарядка капель воды

Т а б л и ц а 3, 2

Площади, засеянные реагентом с концентрацией $\geq 10^4 \text{ м}^{-3}$,
при значении коэффициента турбулентной диффузии $300 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$

\bar{w} м. с^{-1}	H (км)	Площадь (км^2)																	
		$\alpha = 40^\circ$						$\alpha = 50^\circ$						$\alpha = 65^\circ$					
		1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
В Р Е М Я (мин.)																			
5	3	6	11	14	14	11	10	2	5	6	6	6	5	2	3	4	4	4	3
	4	0	4	10	15	19	22	4	9	13	15	14	12	2	3	4	4	5	6
	5	0	0	0	3	10	14	0	1	7	12	16	19	2	3	4	4	6	6
	6	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	5	11	2	4	5	5	6	6
	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	7	8	10	10
15	3	4	6	0	0	0	0	2	3	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
	4	2	11	8	1	0	0	5	5	3	1	0	0	1	3	3	0	0	0
	5	0	4	15	11	3	0	0	9	9	5	1	0	1	3	3	3	0	0
	6	0	0	5	16	15	5	0	0	11	14	6	3	2	3	4	4	5	1
	7	0	0	0	6	18	19	0	0	1	13	18	8	1	5	4	5	4	5
25	3	4	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
	4	5	5	0	0	0	0	4	2	0	0	0	0	2	1	0	0	0	0
	5	0	11	3	0	0	0	2	6	1	0	0	0	2	2	0	0	0	0
	6	0	4	12	0	0	0	0	9	6	0	0	0	2	3	3	0	0	0
	7	0	0	12	9	0	0	0	14	4	0	0	0	3	3	3	2	0	0

в результате взаимодействия их с ионами, что в дальнейшем оказывает влияние на процессы замерзания капель. С другой стороны ионы являются хорошими центрами конденсации. При пролете α -частиц вблизи капель может иметь место следующее: образование на легких ионах ядер конденсации и интенсивная перекачка на них водяного пара с крупных капель; одновременное охлаждение капель из-за испарения и образования в ее окрестностях локальных зон с пересыщением.

Т а б л и ц а 3.3

Площади, засеянные реагентом с концентрацией $\geq 10^4 \text{ м}^{-3}$,
при значении коэффициента турбулентной диффузии $500 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$

w м.с ⁻¹	H (км)	Площадь (км ²)																	
		$\alpha = 40^\circ$						$\alpha = 50^\circ$						$\alpha = 65^\circ$					
		1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6
В Р Е М Я (мин.)																			
5	3	8	15	19	20	18	15	4	7	9	8	8	8	2	3	5	5	6	6
	4	0	7	13	20	24	27	6	12	17	20	21	20	2	4	4	3	8	7
	5	0	0	0	7	14	20	0	3	10	16	20	23	2	4	6	7	8	8
	6	0	0	0	0	0	5	0	0	0	3	10	15	4	7	8	9	9	10
	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	9	12	13	14
15	3	7	7	0	0	0	15	3	3	0	0	0	0	2	3	0	0	0	0
	4	3	15	12	0	0	27	7	8	5	1	0	0	1	3	3	0	0	0
	5	0	6	0	0	0	20	0	12	15	7	3	0	2	4	5	5	1	0
	6	0	0	0	0	0	5	0	0	21	20	10	4	2	5	6	7	6	1
	7	0	0	0	0	0	0	0	0	4	17	23	13	3	8	6	7	8	7
25	3	5	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0
	4	6	7	0	0	0	0	6	3	0	0	0	0	2	2	0	0	0	0
	5	0	13	4	0	0	0	4	10	2	0	0	0	2	4	0	0	0	0
	6	0	5	18	0	0	0	0	12	7	0	0	0	2	5	5	0	0	0
	7	0	0	14	11	0	0	0	2	18	6	0	0	4	5	5	3	0	0

В этих зонах находящийся межоблачный аэрозоль может быстро превращаться в ледяной зародыш. Однако это предположение требует экспериментальной проверки, которую намечено сделать в Институте геофизики АН Грузии.

В последующих главах книги будут рассмотрены некоторые механизмы, которые способствуют размножению кристаллов в облаках в результате взаимодействия атмосферного аэрозоля с различными параметрами внешней среды.

Г л а в а IV

ОБ ОДНОМ МЕХАНИЗМЕ СТИМУЛИРОВАНИЯ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ В ОБЛАКАХ

В данном разделе развивается оригинальная идея о механизме льдообразования в облаках, которая в состоянии объяснить в первом приближении совокупности имеющихся сведений об облачных ледяных кристаллах. Суть этой концепции состоит в том, что скорость процесса льдообразования прямо связана с наличием активированных атмосферными процессами грубодисперсных аэрозольных частиц. Если принять, что частицы аэрозоля, диаметр которых меняется в диапазоне от 10 до 30 мкм, играют основную роль в образовании ледяных зародышей [Хоргуани, 1984], и, что при этом $n / N_{\text{ля}} = 10^2 - 10^4$, где n - концентрация указанных частиц атмосферного аэрозоля, из сравнения $n/N_{\text{лк}}$ и R_x напрашивается соотношение $n = N_{\text{лк}}$. Вся работа, проделанная нами, направлена на доказательство возможности существования этого фундаментального для микрофизики облаков равенства.

На рис. 4.1 изображена блок-схема, отражающая наши представления о генерировании ЛК в облаках. Его определяющими звеньями являются следующие:

1. Рассматриваются ЛЯ и ЛК в одних и тех же условиях - внутри облака (секция 2).

2. Весь нерастворимый в воде атмосферный аэрозоль континентального происхождения можно условно подразделить на два типа, один из которых характеризуется наличием поверхности неоднородностей (например, типа окислов, пор, сколов, трещин и др.), которые проявляют себя существованием нескомпенсированного связанного заряда (известные как специфические полярные адсорбенты), а другой - инертной, энергетически однородной поверхностью, (известны как неспецифические адсорбенты).

Для той части аэрозоля, которая представлена одноатомными

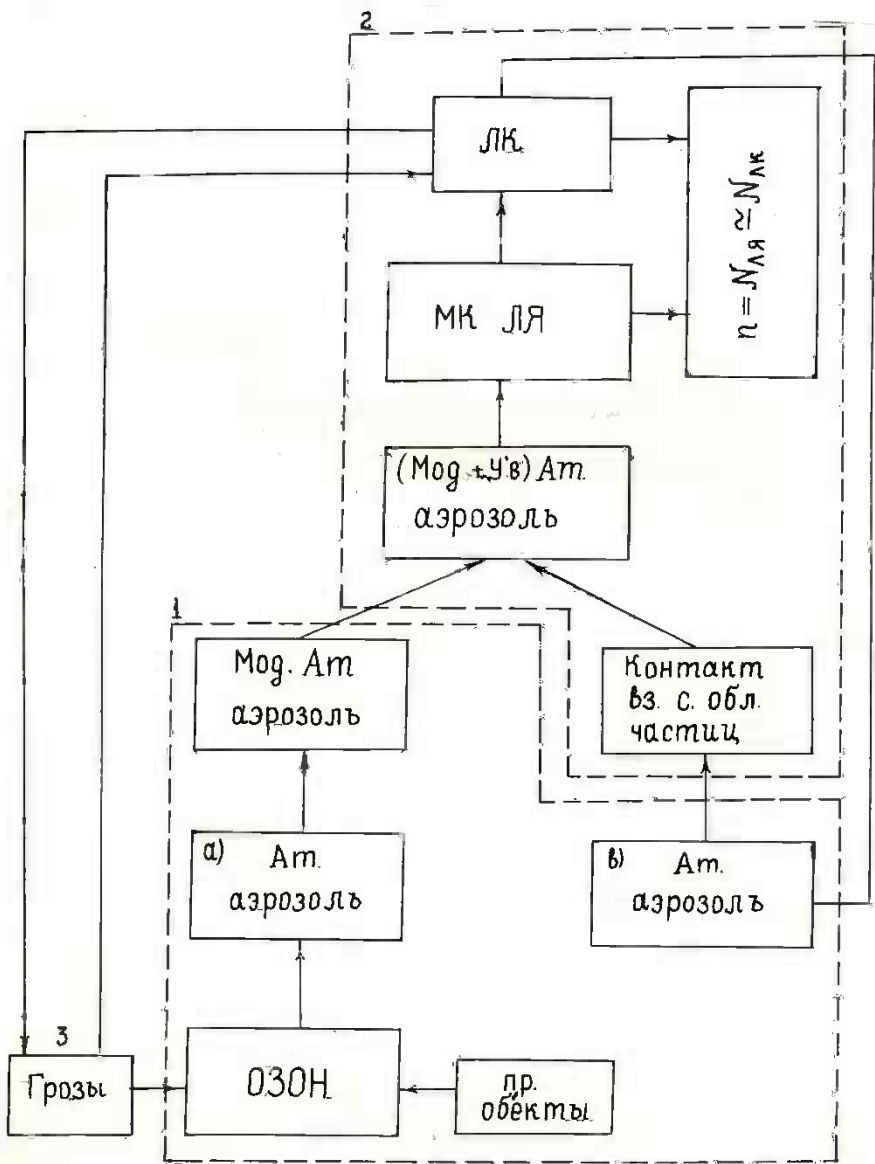


Рис. 4.1. Блок - схема процесса стимулирования гетерогенной нуклеации льда в облаках

веществами, а также всех тех веществ, что имеют ровную поверхность без силовых центров на ней (частицы углеродных соединений, аэрозоль растительного происхождения), модификация в направлении повышения льдообразующей активности рассматривается как совокупность следующих друг за другом явлений.

1. Генерация зарядов на поверхности частиц в результате окислительных процессов, контактного заряжения и грозовых процессов - секции 1, 2 и 3.

2. Адсорбция паров воды на них в условиях насыщения или пересыщения над водой.

3. Зародышеобразование льда - секция 2.

Концентрации углеродных и углеводородных компонент атмосферного аэрозоля имеют тенденцию возрастания по мере увеличения числа промышленных объектов. Для частиц аэрозоля, на поверхности которых с самого начала существуют силовые центры (аэрозоль почвенного происхождения SiO_2 , CaSO_4 и др.), в основном рассматривается непосредственное адсорбированное модифицирование путем экранирования силовых центров самого адсорбента-носителя; наилучшие условия модификации - пересыщение над водой.

Т а б л и ц а 4. 1

Влияние окисления озонм на активность веществ

Вещество	Повышение температуры замерзания капли в результате воздействия частиц, окисленных озонм		
	без нагревания $\Delta t_1, ^\circ\text{C}$	эффект нагревания, $\Delta t_2, ^\circ\text{C}$	влияние влажной среды, $\Delta t_3, ^\circ\text{C}$
Сажа	7,0	5,0	6,6
"ОУ-А"	3,3	5,5	7,5
CaSO_4	2,7	4,4	5,7
SiO_2	1,3	5,5	6,0

При проведении лабораторных экспериментов были использованы как традиционные для физики атмосферы технические средства, (камеры смещения различных классов), так и нетрадиционные (микрокалоримет-

ры). Первые из них позволяют исследовать процесс в макроскопическом, а второй - в микроскопическом приближениях.

Результаты экспериментов по исследованию льдообразующей активности окисленных озонем частиц термически графитированной сажи (ТГС), угля марки "ОУ-А", CaSO_4 и SiO_2 путем реализации контактного механизма нуклеации приведены в табл. 4.1 (Гзиришвили и др., 1975, Гзиришвили и др., 1984). Из опытов видно, что эффект окисления на повышение льдообразующей активности частиц максимален для инертных веществ (сажа $\Delta t_1 \approx 7^\circ\text{C}$) и минимален для гидроксильированного вещества SiO_2 - $\Delta t_1 \approx 1^\circ\text{C}$. В результате частичного дегидроксильирования поверхности частиц CaSO_4 и SiO_4 независимо от окисления происходит заметное повышение значений их пороговых температур кристаллизации (два последних столбца таблицы).

В то же время опыты показали, что частицы ТГС, окисленные озонем, повышают температуру замерзания переохлажденной капли размером 200 мкм на 10°C , если частицы сажи до контакта с каплей выдерживались в условиях 70% влажности. Когда относительная влажность ко льду составляла 110%, эффект возрастал и капля замерзала при температуре -8°C . Однако немодифицированные частицы сажи инактивны независимо от предварительной выдержки в различных условиях влажности (переохлаждение капли достигало -23°C).

С целью исследования выхода количества ядер кристаллизации с единицы массы порошков сажи и ликоподия в зависимости от температуры были проведены эксперименты в камере смешения объемом 8 м^3 . Путем применения методики Катца был обеспечен режим, при котором среда в камере оказывалась насыщенной относительно воды во всем интервале варьируемой температуры тумана. Воздействие немодифицированным реагентом сажи и ликоподия на переохлажденный туман не вызывало образования кристаллов льда в исследуемом диапазоне отрицательных температур среды - самая низкая температура среды составляла -20°C . В то же время окисление частицы этих препаратов инициировали появление ледяных кристаллов в переохлажденном тумане уже при -6°C и -8°C с величиной выхода кристаллов около 10^{11} и 10^8 г^{-1} соответственно. При понижении температуры до -13°C величина выхода для сажи увеличивалась до 10^{12} г^{-1} .

В последующих экспериментах продемонстрировано влияние поверхностных зарядов подложки на процесс льдообразование в

случаях действия имерсионного механизма замерзания (Гзиришвили, Глики, 1967; Gzirishvili, Kartsivadze 1968; Гзиришвили 1969). Были исследованы два вещества: холестерин, который характеризуется высокой льдообразующей активностью, и нафталин, не обладающий этим свойством. Кончик кристаллов этих веществ погружался в дистиллированную воду, залитую в тонкостенную прозрачную кювету. Противоположной части кристаллов подавался электрический потенциал. При подаче на кристалл нафталина потенциала 3000 в образование льда наблюдалось у его поверхности при температуре примерно -3°C , а при случае холестерина, уже при температуре -1°C .

Далее удалось обнаружить эффект кристаллизации, обусловленный разделением зарядов между каплей и поверхностью частиц (Гзиришвили, Карцивадзе, 1964). Капля диаметром 1 мм, содержащая частички йодистого серебра, подвешивалась на тонком волоске и замерзала при $-6 + -7^{\circ}\text{C}$. При этом в процессе замерзания капля претерпевала деформацию, превращаясь в эллипсоид вращения с большой осью, перпендикулярной базисной плоскости льда и совпадающей с оптической осью кристаллов. Одновременно наблюдалась миграция частиц AgI вдоль плоскостей скольжения льда и выход на поверхность замерзшей капли, где они располагались цепочками вдоль плоскостей (0001).

При наблюдении этого же процесса в вертикально направленном электрическом поле ($E = 2000 \text{ в.см}^{-1}$) в результате поляризованного взаимодействия частиц наблюдается электрофоретическое движение суспензии. Когда под влиянием электрофоретических сил частицы суспензии начинают выходить на наружную поверхность капли, т.е. при образовании тройной границы фаз - капля начинает замерзать. Есть соображение, что при этом происходит разрыв двойного электрического слоя и на поверхности частиц суспензии возникают связанные заряды, которые инициируют льдообразование в капле. При этом отмечается тенденция расположения плоскостей скольжения льда вдоль электрического поля, образование двух пакетов параллельных плоскостей, составляющих между собой острый угол.

С целью изучения тонкой структуры вышеизложенных эффектов были выполнены калориметрические измерения систем сажа-вода и кремнезем-вода (Gzirishvili 1985; Гзиришвили, 1986; Гзиришвили и др., 1988). Основные термодинамические параметры вышеуказанных систем были определены с помощью дифференциального сканирующего калориметра. Опыты выполнялись в Институте физики АН Грузии. Описание и теплофизические характеристики используемого

калориметра, а также методика измерения и обработки результатов, подробно описаны в работах (Привалов и др., 1964; Бакрадзе, Монаселидзе, 1971).

Для объемной жидкости плавление и замерзание характеризуется разрывами значений таких важнейших параметров, как теплоемкость, вязкость, коэффициент диффузии - то есть имеет место резкий фазовый переход. Условием проявления этого события является участие большого числа взаимодействующих молекул, обладающих достаточным числом степеней свободы. Мельчайшие капли или водяные кластеры, заключенные в микропорах развитых поверхностей, проявляют заметные отклонения от равновесного поведения жидкости, характерного для сравнительно больших объемов. Вот почему в большинстве случаев при колориметрических исследованиях различных систем предпочитают режим прогрева и, соответственно, получение эндотермической термограммы, по сравнению с режимом охлаждения и получения экзотермической термограммы. Действительно, в последнем случае трудно избежать эффекта переохлаждения и, как следствие, экзотермического перехода при значительно более низкой температуре, чем ожидаемая температура кристаллизации. Однако выдвигаются веские аргументы против такого суждения. Во-первых, переохлаждение следует считать скорее правилом, чем исключением, так как фазовый переход для данных параметров среды произойдет при определенном переохлаждении и, во-вторых, структурные нарушения в адсорбированном слое следует отличать от фазовых превращений: тепловые эффекты при структурных изменениях сравнительно малы и при расшифровке максимумов кривых на термограмме это обстоятельство следует учитывать (Адамсон 1984).

В качестве подложки была выбрана термически графитированная сажа - типичный представитель углеродных тел. Немодифицированная поверхность сажи может проявить только дисперсионное взаимодействие с соприкасающейся с ней жидкостью и практически не вызовет в последней структурных изменений.

Порошок окисленного озоном сажи, весом в несколько миллиграммов, увлажненный добавлением определенной массы воды, помещали в капсулу и закрывали герметически. Исследовались три образца с различным содержанием воды: 0,12 г воды на 1 г высушенной сажи, т.е. содержание воды составляло 12 %, и далее образцы с содержанием воды 214 % и 396 %.

Образцы охлаждались до -50°C со скоростью 10 град.мин^{-1} и

выдерживались в измерительной ячейке более 20 минут. После этого начинали сканирование путем нагревания капсулы до комнатной температуры со скоростью 1 град. мин^{-1} .

На рис. 4.2 приведены термограммы системы окисленная сажа - вода, полученные в режиме "непрерывного нагрева". Установлено, что окисленный озонем образец, когда содержание воды составляет около 10 %, не обнаруживает эндотермических переходов вплоть до -50°C (назовем условно - состояние адсорбата "нулевым"). При увеличении содержания воды в образцах наблюдаются четко выраженные два пика, которые указывают на то, что вода над поверхностью окисленной сажи находится в двух различных состояниях. Температуры плавления закристаллизовавшейся воды в этих двух - I и II состояниях - равны -17 и 0°C соответственно. В случае системы немодифицированная сажа - вода наблюдалось практически только II состояние воды.

В результате калориметрических измерений была установлена зависимость энтальпии плавления от содержания воды в саже (рис. 4.3). Из рисунка видно, что для II состояния воды (объемная вода) теплота плавления растет линейно с увеличением содержания в образце воды (кривая 2), тогда как для первого состояния (рис. 4.2) величина энтальпии плавления практически не меняется при увеличении доли воды в образце (кривая 1). Тангенс угла наклона кривой 2 дает для дифференциальной энтальпии плавления воды в состоянии II величину 74 кал. г^{-1} , которая на 6 единиц меньше величины, характерной для объемной воды.

Количество связанной воды можно найти по точке пересечения кривой 3 суммарной энтальпии плавления с осью абсцисс - оно получается равным примерно 0,5 грамма воды на один грамм сажи.

Модифицирование частиц аэрозоля типа специфических адсорбентов (аэрозоль почвенного происхождения) рассматривается как результат экранирования адсорбатов силовых центров адсорбента. Фазовые переходы вода-лед в адсорбированном состоянии на частицах аэрозоля вышеуказанного класса исследуются на примере аморфного кремнезема с помощью сканирующего дифференциального калориметра в режиме охлаждения. Результаты измерений показывают (рис. 4.4): когда содержание воды в системе составляет 50 % экзотермическая термограмма характеризуется высоким, острым максимумом при температуре -9°C и растянутым по температурной шкале от -10°C до -50°C пологим максимумом при -16°C (кривая 1). В результате уменьшения содержания воды в образце до 7 % вследствие спекания

образца на воздухе в условиях $P/P_0 \leq 8,0$ большой максимум на экзотермической термограмме исчезает и появляются три максимума при температурах -32°C , -37°C и -42°C (кривая 2).

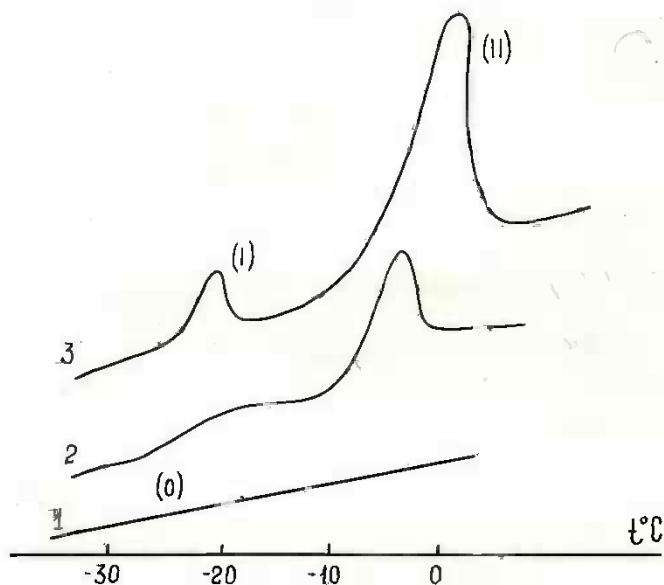


Рис. 4.2 Термограммы окисленного аэрозоля сажи. Содержание воды в граммах на один грамм высушенной сажи:

1 - 0,12; 2 - 2,14; 3 - 3,96

Допустим, что в порах ледяная и водяная фазы находятся в равновесном состоянии и, что ледяная масса имеет сферическую форму, размер которой близок к размеру поры. Подобное равновесное состояние описывается с помощью уравнения (Pruppacher, Klett, 1978):

$$\ln \frac{T_0}{T} = \frac{2M\delta_{ws}}{La_s} \left[\frac{1}{\bar{\rho}_i} - \frac{1}{\bar{\rho}_w} \right] + \frac{2M\delta_{iw}}{Lq_1 a_1} \quad (4.1)$$

где $T_0 = 273^\circ\text{K}$, T - температура равновесного состояния системы, δ_{ws} и δ_{iw} - удельные поверхностные энергии между водой-субстратом и водой-льдом соответственно, $\bar{\rho}_i$ и $\bar{\rho}_w$ - средние значения плотности льда и воды, M - молекулярный вес воды, L - молярная скрытая теплота плавления, a_s - радиус поры, a_1 - радиус ледяной сферы.

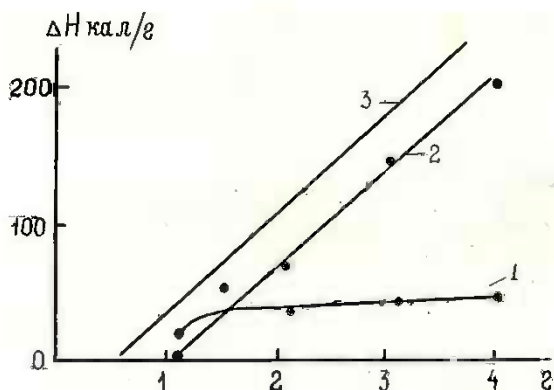


Рис. 4.3 Зависимость энтальпии плавления от содержания воды в саже

При $P/P_0 \leq 0,8$ величина адсорбции на SiO_2 меняется в пределах $6 + 8$ мкмоль·м⁻² и $\delta_{ws} = -100$ эрг·см⁻² (Егоров, 1963). Величина $\delta_{iw} = 20$ эрг·см⁻². Допуская, что $a_i \leq a_s$, для $T = 241^\circ\text{K}$, 236°K , 231°K по вышеприведенному уравнению получается $a_i = 16 \text{ \AA}$, 14 \AA , 12 \AA соответственно. Несколько неожиданно указанные значения a_i оказались в диапазоне тех размеров, которые характеризуют распределение пор по размерам, рассчитанное по изотерме адсорбции азота при -195°C на кремнеземе (Gregg, Sing, 1967).

Калориметрические измерения окисленного озонем образца кремнезема дают результаты, которые качественно и количественно отличаются от вышеприведенных: второй пик (после большого пика, соответствующего кристаллизации объемной воды) исчезает при довольно высоком содержании воды (22 %) в кремнеземе и одновременно наблюдается увеличение доли закристаллизовавшейся воды в порах размером 14 \AA . Зависимость температуры кристаллизации воды в порах размером 16 \AA обнаруживает примечательную особенность (рис. 4.5) - по мере уменьшения содержания воды в SiO_2 увеличивается различие в температурах замерзания для окисленного образцов кремнезема. При низких пересыщениях для окисленного кремнезема затруднен фазовый переход вода - лед в большей степени, чем для неокисленного образца. Но в целом, для обоих случаев температуры кристаллизации весьма низки. Это можно объяснить тем, что при

значениях $P/P_0 \leq 0,8$ толщина адсорбированного слоя $h = 5 \text{ \AA}$ (Gregg, Sing 1967), а для образования ледяной фазы на поверхности SiO_2 требуется условие: $h \geq 3\text{H}_2\text{O}$ (Егорова и др., 1963).

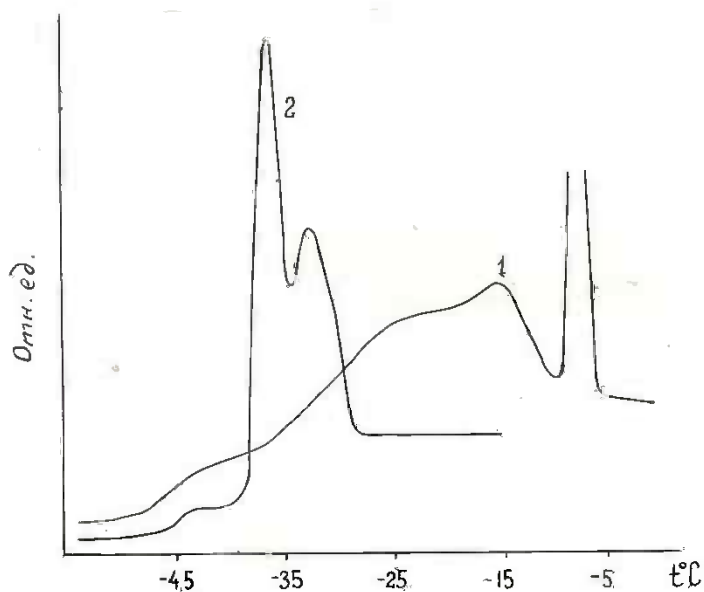


Рис. 4.4 Экзотермическая термограмма системы кремнезем-вода:
1 - содержание воды 50 % ; 2 - содержание воды 7 %

Для проявления высокой льдообразующей активности частицами аэрозоля типа кремнезема необходимо наличие адсорбента достаточной толщины, что возможно в условиях высоких пересыщений.

Вышерассмотренные результаты экспериментов послужили основой для развития теоретической модели льдообразования на частицах аэрозоля (Гзиришвили 1988; Гзиришвили и др. 1988; Гзиришвили, 1980). Во всех известных записях уравнения гетерогенной нуклеации величины межфазовой удельной поверхностной энергии (δ) и пересыщенного пара (P/P_0) представлены как независимые параметры. Но, поскольку между этими величинами существует известная функциональная зависимость то уравнение гетерогенной нуклеации окажется не в состоянии описать корректно явление зародышеобразования в тех случаях, когда удельная поверхностная

энергия между паром (материнская фаза) и льдом (дочерняя фаза) проявляет большую чувствительность к величине пересыщения пара.

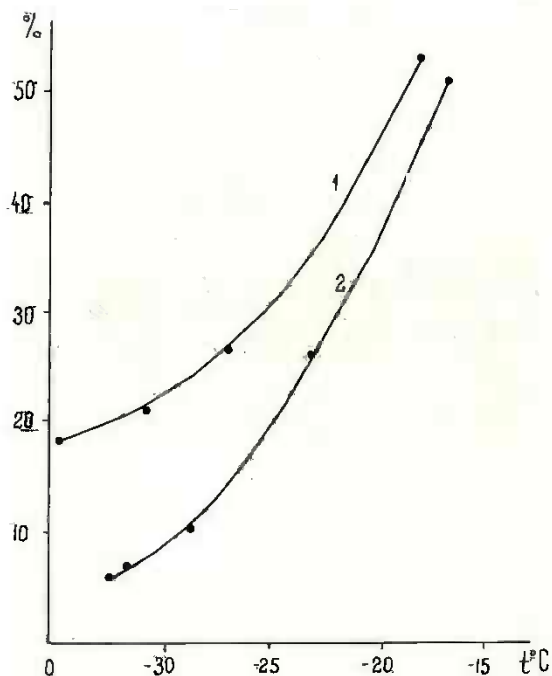


Рис. 4.5 Температуры кристаллизации адсорбата в зависимости от содержания воды в кремнеземе: 1 - окисленный кремнезем, 2 - неокисленный кремнезем

Существуют различные предположения о форме зародыша. Обычно во всех случаях принимается вынужденное допущение об изотропности поверхностного натяжения для всей поверхности зародыша, что ограничивает возможности рассмотрения процесса в феноменологическом приближении для зародышей малых размеров. В связи с этим допущением выбор формы зародыша не имеет принципиального значения. Обычно считают, что зародыш имеет форму сферического сегмента.

Известно, что влиянием кривизны подложки на процесс нуклеаций можно пренебречь во всех тех случаях, когда величина кривизны больше радиуса зародыша (Робертсон, Паунд 1977). Диапазон переохлаждения

конвективных облаков и размеров ледяных ядер в них дает возможность ограничиться рассмотрением подложки с плоской поверхностью. Исходя из того, что доля гидрофобной части поверхности ледяных ядер существенно больше гидрофильной (Gruppacher, Klett, 1978), разумно рассмотреть возникновение ледяного зародыша из паровой фазы над точечным зарядом, расположенным на гидрофобной матрице. Как правило, при описании процесса образования дочерней фазы над точечным зарядом эффект выигрыша электрической энергии учитывается добавлением к уравнению свободной энергии зародыша дополнительного члена:

$$1/2 q^2 (1/\epsilon_1 - 1/\epsilon) (1/R - 1/r),$$

где ϵ_1 и ϵ - диэлектрические проницаемости среды и зародыша.

Представление об электростатическом эффекте зародышеобразования могут дать следующие оценочные данные (Робертсон, Паунд, 1977): для $q = 1e$ с радиусом $r = 1 \text{ \AA}$ уменьшение свободной энергии сферы с радиусом $R = 10 \text{ \AA}$ составляет 10^{-11} эрг, что сравнимо со свободной энергией, вычисленной по (4.2) при $\delta_{пл} = 100 \text{ эрг.см}^{-2}$. Более сложные случаи рассмотрены у Чернова, Трусова, (1969). Основной вывод при учете данного эффекта сводится к тому, что с увеличением величины q будет возрастать вероятность зарождения дочерней фазы. Если такой вывод оправдан при гетерогенном зарождении жидких капель и зародышей твердой фазы для одноатомных, простых по структуре веществ, то в случае льдообразование он не находит экспериментального подтверждения (Edwards и др. 1970; Gruppacher, Pflaum 1975): адсорбированная или конденсированная вода над силовым центром подложки переохлаждается до значительно более низких температур, чем над сравнительно инертной поверхностью.

Учитывая вышеизложенное, ниже предпринимается попытка рассмотреть в свете адсорбционных явлений процесс зарождения и роста зародышей льда, расположенного на точечном заряде, до критических размеров. При этом исследуется влияние энергических характеристик подложки и пересыщения пара на явление гетерогенной нуклеации.

К вышеприведенным соображениям, согласно которым нужно отказаться от традиционного способа учета "электростатического эффекта", следует добавить, что если удастся отразить влияние заряда на скорость нуклеации через параметр δ , то получим наиболее чувствительный и информативный способ выражения вышеуказанного эффекта при феноменологическом описании гетерогенной нуклеации.

Если ледяной зародыш имеет форму сферического сегмента, тогда выражение для свободной энергии имеет вид:

$$\Delta F_i = \left[\frac{4PR^3}{3} \frac{\mu_\infty - \mu}{V_m^e} + PR^2 \delta_{пл} \right] \left[2 + m \right] \left[1 - m \right]^2, \quad (4.2)$$

где $\mu_\infty - \mu$ - разность химических потенциалов кристалла и пара, V_m^e - объем молекулы, m - коэффициент сублимации, который связан с коэффициентами конденсации m_K и кристаллизации $m_{кр}$ следующим образом (Isaka, 1966):

$$m = \frac{m_K \delta_{пв} + m_{кр}}{\delta_{пл}}. \quad (4.3)$$

Индексы п, в, л - обозначают соответственно пар, вода, лёд. Согласно уравнению Гиббса

$$\delta_{пл} = \delta_{пл}^0 - k T n_0 \int_{\sigma} \theta = f(P/P_0) \theta \, d \ln P, \quad (4.4)$$

где $\delta_{пл}^0$ - межповерхностная удельная энергия между паром и льдом при отсутствии жидкой фазы на поверхности субстрата, k - постоянная Больцмана, T - температура, n_0 - максимально возможное число адсорбированных молекул на единице площади адсорбента, $\theta = n/n_0$ - коэффициент покрытия поверхности адсорбента, n - число фактически адсорбированных молекул на единице площади адсорбента.

Функциональная зависимость между величинами P/P_0 и θ выражается с помощью уравнения Де Бура (Де Бур, 1962)

$$P = P_0 k_2 \frac{\theta}{1-\theta} \exp \left[\frac{\theta}{1-\theta} - k_1 \theta \right], \quad (4.5)$$

где $k_1 = 2 \cdot a_2 \cdot n_0 / kT$ - величина, характеризующая взаимодействие адсорбированных молекул, a_2 - двумерный аналог константы a в

уравнении Ван-Дер-Ваальса. $k_2 = \frac{n_0}{P_0} \frac{\sqrt{MT}}{3,52 \cdot 10^{22} \tau_0} \exp \left[- \frac{Q_S - L}{kT} \right]$ -

характеризует взаимодействие адсорбированных молекул с поверхностью подложки, Q_S - энергия взаимодействия адсорбент-адсорбат, L - теплота конденсации. k_1 и k_2 - константы ДеБура.

Нами вводится коэффициент $k_2^1 = k_2 \cdot \exp \left[- \frac{\bar{d} E}{kT} \right]$, где

\bar{d} - дипольный момент молекулы, E - составляющая поля заряда, на

котором образуется зародыш, лежащий в плоскости поверхности подложки. Произведение $\bar{d} E$ соответствует изменению энергетического барьера, что вызвано образованием новой фазы на поверхности подложки при появлении точечного заряда. Экспоненциальный множитель в формуле для k_2^1 , включающий произведение $\bar{d} \cdot E$, отражает электростатический эффект при образовании зародыша новой фазы.

В результате совместного рассмотрения выражений 4.2-4.5 и после подстановки в известную формулу для скорости нуклеации

$$J = A \exp(-\Delta F_{кр} / kT)$$

получаем обобщенное уравнение гетерогенной нуклеации (Гзиришвили, 1980)

$$J = A \cdot \exp \left[-\frac{4\pi}{3} \frac{2\delta_{пл}^3 - 3a\delta_{пл}^2 + a^3}{(kT)^3 g^2 \ln^2(P/P_0)} \right]. \quad (4.6)$$

Здесь $A = 10^{25} \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$, $a = m_k(\delta_{пл} + \delta_{вл}) = 51 \text{ эрг} \cdot \text{см}^{-2}$, для простоты принято $m_k = m_{кр}$,

$$\delta_{пл} = \delta_{пл}^0 - k T n_0 \left[\frac{\theta}{1-\theta} - k_L \frac{\theta^2}{2} \right] \Big|_{\theta = f(P/P_0)} \quad (4.7)$$

Значение верхнего предела определяется из выражения (4.5).

Результаты расчета, приведенные на рис. 4.6, показывают существенное различие в характере изменения скорости нуклеации J от степени покрытия θ для $k_1 = 2$ и $k_1 = 10$. В случае отсутствия двумерного фазового перехода пар-жидкость ($k_1 = 2$) зарождение льда имеет место при сравнительно малых значениях величины θ и значения J для различных k_2 достигают максимумов при высоких значениях пересыщения $P/P_0 = 30, 60, 89$, для $k_2 = 15, 10, 5$ соответственно.

Кривые (б) - 1 и 2 соответствуют случаю, когда имеет место двумерный фазовый переход пар-жидкость. В этом случае, уже при $P/P_0 \leq 1$, величины $J \rightarrow 1$ и J_{\max} для $k_2 = 15, 10, 5$ наступает, когда $P/P_0 = 3,2; 2,4; 1,4$ соответственно, т.е. между P/P_0 и k_2 существует обратная, в отличие от предыдущего, зависимость. Начиная с $\theta \geq 0,845$, поверхность субстрата покрывается двумерным конденсатом и вместо механизма отложения начинает действовать другой механизм льдообразования (конденсация - замерзание), управляемый изменением температурного режима среды. Нисходящие

ветви этих кривых соответствуют уменьшению скорости нуклеации с момента появления жидкого конденсата и, как видно из рисунка, оно происходит тем резче, чем больше энергетический показатель подложки. Такой вывод становится понятным при исследовании

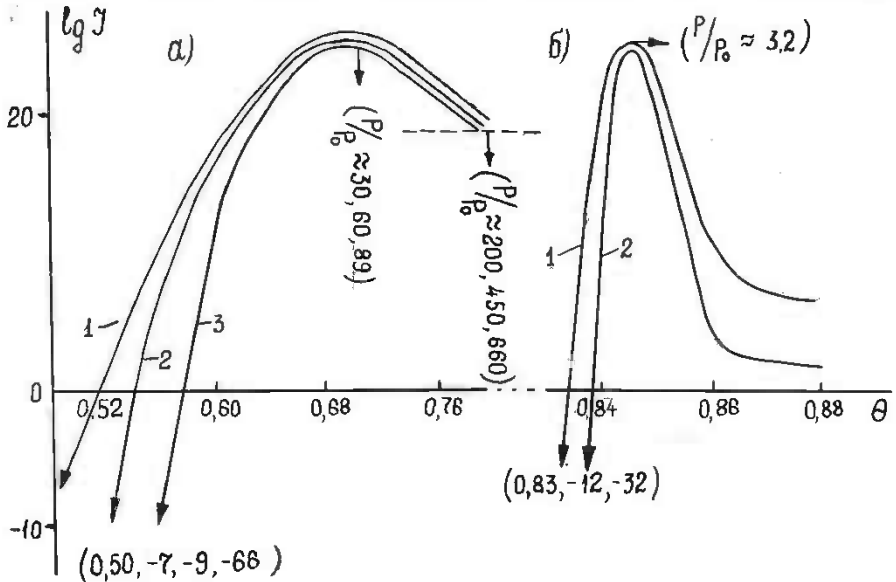


Рис. 4.6 Зависимость скорости нуклеации от степени покрытия субстрата адсорбированными молекулами. а) $-k_1 = 2$; б) $-k_1 = 10$. Кривым 1, 2, 3 соответствуют значения $k_2 = 15$; 10; 5. В скобках указаны значения абсциссы ($\theta = 0,50$ и $0,83$), ординаты и критические значения перенасыщений для кривых 1, 2, 3 соответственно

характера изменения концентрации адсорбированных на грани зародышевого кристалла молекул пара (Гзиршвили и др., 1976; Gzirshvili и др., 1976). При совместном рассмотрении фундаментального дифференциального уравнения, определяющего соотношения между величинами поверхностной плотности адсорбированных молекул и расстоянием между ступенями на грани кристалла и уравнения ДеБура для изотермы динамической адсорбции, предстоит выполнить численное решение нелинейного дифференциального уравнения второго порядка

$$\frac{d^2\theta}{dy^2} - \frac{2}{x^2} \left\{ \theta - \left[k_2 \frac{\theta}{1-\theta} \exp \left(\frac{\theta}{1-\theta} - k_1 \theta \right) \right] \right\}. \quad (4.8)$$

Расстояние между двумя ступенями $y_0 = 10^{-1}$ см, длина миграции молекул адсорбента на грани кристалла льда $x = 10^{-3}$ см. При $y = 0$ и $y = y_0$, θ меняется от 0,1 до 0,9.

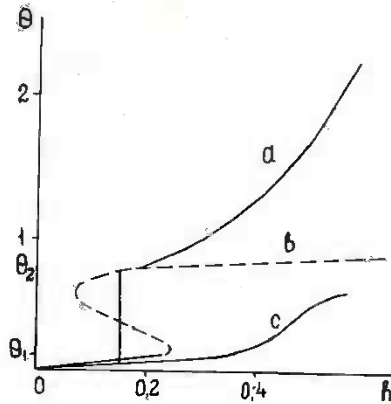


Рис. 4.7 График зависимости степени заполнения θ от относительных давлений P/P_0 .

Исследование этого уравнения показало, что решение существует только для тех значений k_1 и k_2 , когда имеет место двумерный фазовый переход пар-жидкость на поверхности растущего кристалла. Соответственно расчеты длин миграций X молекул показывают, что до наступления двумерного фазового перехода величина X возрастает с увеличением относительного давления и уменьшается после образования жидкого конденсата.

На рис. 4.7 (кривая а) приведена изотерма адсорбции, рассчитанная с помощью уравнений 4.9 и 4.10 (Берзин, Киселев, 1969):

$$h = P/P_0 = \frac{k_2 \theta (1-h)^2}{1-\theta(1-h)} \exp \left[\frac{\theta(1-h)}{1-\theta(1-h)} - k_1 \theta(1-h) \right], \quad (4.9)$$

$$\theta_s = L - \frac{k_1 k T \theta (1-h)}{k_1 \theta h - \frac{h}{1-h} \left[1 + \frac{h}{1-\theta(1-h)} \right]} \quad (4.10)$$

Кривые б и с - согласно уравнению (4.5). Кривые а и б описывают случай, когда имеет место двумерный фазовый переход при $k_2 = 5$, $k_1 = 10$. Кривая с получена в отсутствии двумерного фазового перехода при $k_2 = 5$, $k_1 = 6,5$.

Результаты численного расчета уравнения 4.8 приведены на рис. 4.8. Рисунок иллюстрирует зависимости степени заполнения θ от значений величины Z для случая, когда $k_2 = 5$ и $k_1 = 7, 10, 50$ при $\theta = 3$ ккал.моль⁻¹ и $T = 268^\circ\text{K}$. Значения k_1 соответствуют различной ориентации адсорбированных молекул на поверхности, а именно: $k_1 = 7$ - плоской, $k_1 = 50$ - вертикальной, $k_2 = 10$ - под некоторым углом (Gzirishvili 1985).

Чтобы не перегружать рисунок, нами выбраны четыре граничных значения величины $\theta = 0,70; 0,40; 0,21; 0,10$. Кривые а, б соответствуют случаю, когда $k_2 = 5$, $k_1 = 10$, кривая с, когда $k_2 = 5$, $k_1 = 6,5$. Фазовый переход наступает при скачкообразном изменении величины степени заполнения адсорбата от $\theta = 0,05; 0,25; 0,003$ до $\theta_2 = 0,35; 0,48; 0,91$ соответственно взятым значениям k_1 и k_2 . θ_1 - степень заполнения поверхности только двумерным паром, а θ_2 - только двумерным конденсатом.

Ход кривых на рис. 4.8 показывает, что в зависимости от граничных значений θ , концентрация адсорбированных молекул либо возрастает (кривые с и c_1), либо постоянна (кривые б и b_1), либо уменьшается (кривые а, a_1 и a_2).

Сравнение кривых, представленных на рис. 4.7, с кривыми, представленными на рис. 4.8, показывают, что участки возрастания кривых рис. 4.7 соответствуют участкам кривых рис. 4.8, ограниченными сверху значениями концентраций θ_1 ; участки же, параллельные оси ординат - отрезкам, отражающим фазовый переход между значениями θ_1 и θ_2 , где нет зависимости θ от T , а убывающие участки - кривым, ограниченным значением концентрации θ_2 снизу. Это означает, что концентрация адсорбированных молекул возрастает от выступа ступени кристалла в том случае, когда над поверхностью грани существует только двумерный насыщенный водяной пар. При появлении же жидкого конденсата концентрация молекул адсорбента убывает.

С целью внесения большей ясности в развиваемую идею обратимся к рассмотрению зависимости скорости нуклеации от пересыщения водяного пара. Кривые на рис. 4.9, построенные с помощью выражений (4.6) и (4.7) показывают, что при наличии двумерного перехода пар - жидкость с уменьшением константы k_2 , то есть с увеличением показателя энергетической характеристики субстрата, скорости нуклеации достигают своих максимумов при значительно меньших значениях пересыщения (кривые 1-4), чем в случае отсутствия

вышеуказанного двумерного фазового перехода (кривая 5). При этом в первом случае отмечается высокая селективность максимумов по отношению к пересыщению. Так, например, для значений $k_1 = 10$ и $k_2 = 5$, при изменении пересыщения в диапазоне $P/P_0 \approx 1,1+1,4$ величина скорости нуклеации изменяется в пределах $1 + 10^{25}$. В случае больших значений энергетического показателя подложки (при значениях $k_1 < 5$) величина P/P_0 смещается в сторону меньших значений и диапазон ее

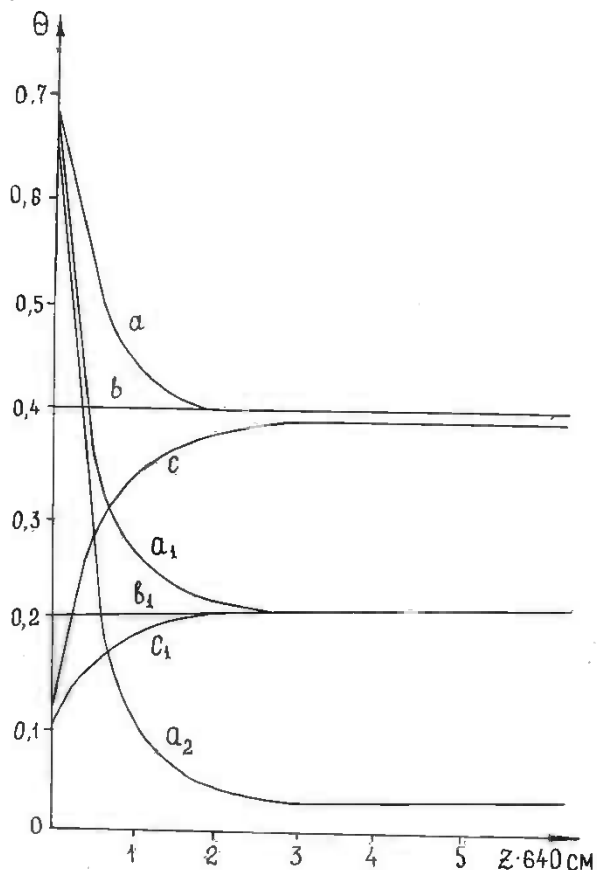


Рис. 4.8 Распределение плотно адсорбированных молекул (θ) вдоль грани кристалла (Z) при $T = 268^\circ\text{K}$ и $Q = 3$ ккал/моль.

Кривые a_2, b_1, c_1 соответствуют случаю, когда $k_1 = 7$; $k_2 = 5$; кривые a, b, c - когда $k_1 = 10$; $k_2 = 5$; для $a_2 - k_1 = 50$; $k_2 = 65$

изменений, соответствующих $J = 1 + 10^{25}$, резко сокращается. При этом следует ожидать практически мгновенного перехода двумерный пар - двумерный конденсат. Лишь при сравнительно меньших энергетических показателях подложки можно будет говорить о практически конечных диапазонах пересыщения, когда будет реализован диффузионный механизм роста кристалла в паровой среде.

В результате численного решения обобщенного уравнения гетерогенной нуклеации при $J = 1$ получено, что критическое значение пересыщения для заданного количества элементарных зарядов силовых центров для определенного межмолекулярного взаимодействия адсорбированных молекул имеет минимум, соответствующий наиболее благоприятному условию возникновения зародыша кристалла. С увеличением количества элементарных зарядов максимум вероятности зародышеобразования смещается от подложки вглубь адсорбированного слоя. Например, при $q = 10$ е $J = J_{\max}$, когда толщина слоя молекул воды достигает примерно 20 Å.

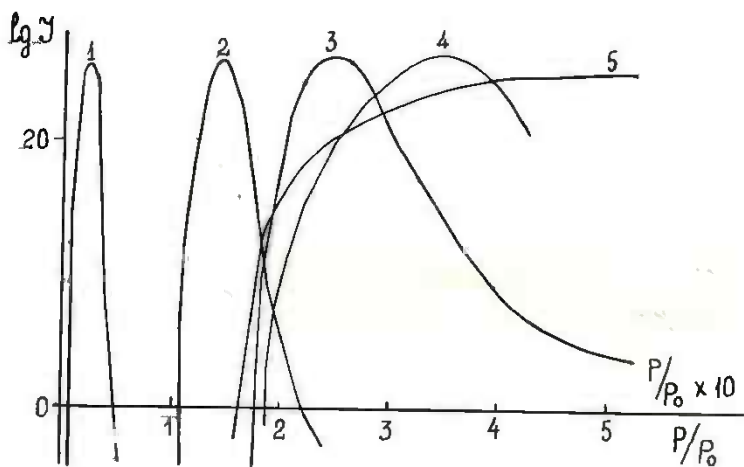


Рис. 4.9 Зависимость скорости нуклеации J от перенасыщения P/P_0 . Кривым 1 - 4 соответствуют значения $k_2 = 1, 5, 10, 15$ и $k_1 = 10$. Кривой 5 соответствует $k_1 = 2$ и $k_2 = 10$ - в этом случае значения точек на абсциссе следует умножить на 10

Вышеописанные результаты исследований позволяют представить механизм льдообразования над силовым центром подложки следующим

образом. Первый слой адсорбата, в зависимости от природы силовых центров, от их поверхностной плотности, может иметь толщину монослоя или нескольких молекулярных слоев. Молекулы этого слоя прочно связаны с силовыми центрами (во всяком случае их подвижность значительно понижена), их плоскостные кластеры сильно деформированы и большая доля водородных связей разорвана. В последующих слоях адсорбата существенно ослаблено деформирующее влияние силовых



Рис. 4.10. Сближение падающей водяной капли размером 2 мм с заряженной ледяной поверхностью



б)

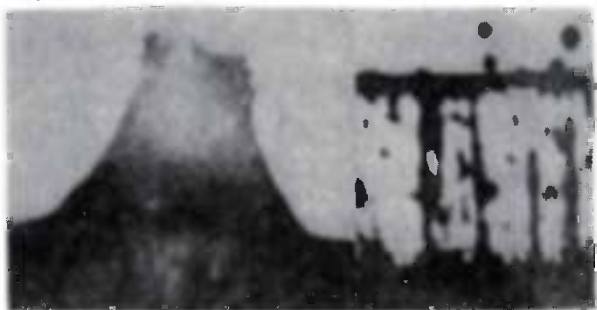


Рис. 4.11. а) Процесс кристаллизации переохлажденной капли после столкновения с ледяной подложкой $S \geq 10^{-1}$, $\times 10$; б) Генерирование ледяных частиц кристаллизирующейся каплей - увеличенный снимок $\times 100$ соответствует моменту достижения фронтом кристаллизации верхней части ледяной оболочки

центров, и льдообразующие кластеры, возникшие в результате вероятностных процессов, в меньшей степени, чем это характерно для объемной воды, подвержены разрушениям в результате теплового движения молекул. Таким образом, при данной энергетической характеристике подложки для реализации гетерогенной нуклеации льда требуются вполне определенные условия по пересыщению пара.

Осуществляется ли это в реальных атмосферных условиях? С целью изучения этого вопроса были проведены лабораторные эксперименты, результаты которых дают положительный ответ на поставленный вопрос (Гзиршвили, Гвелесиани, 1970; Gzirishvili, Khorguny, 1988). В этих опытах изучаются особенности столкновения переохлажденных капель

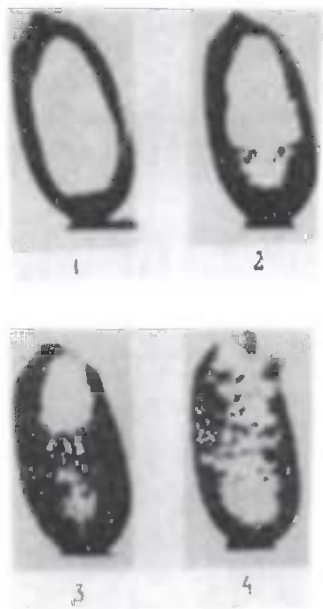


Рис. 4.12 Процесс кристаллизации переохлажденной капли после столкновения с ледяной подложкой.

$S = 1,7 \cdot 10^{-2}$, $V = -10000$ в,
 $\tau_1 = 4,5$ сек, $\tau_2 = 34,5$ сек,
 $\tau_3 = 58,0$ сек, $\tau_4 = 67,0$ сек.

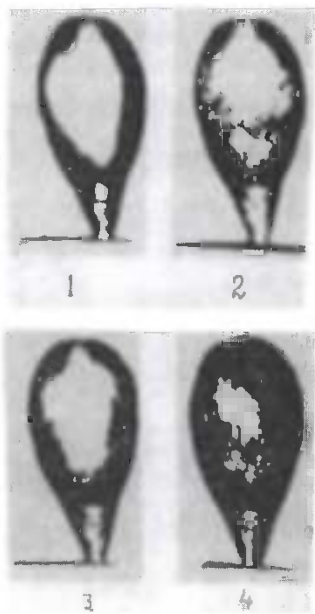


Рис. 4.13 Процесс кристаллизации переохлажденной капли после столкновения с ледяной подложкой.

$S = 8,9 \cdot 10^{-3}$, $V = +3000$ в,
 $\tau_1 = 6,0$ сек, $\tau_2 = 31,5$ сек,
 $\tau_3 = 95,0$ сек, $\tau_4 = 106,0$ сек

воды с ледяной поверхностью, кинетика их затвердевания и возникновения вторичных ледяных кристаллов. Капля диаметром около 2 мм сбрасывалась с высоты 10 см на поверхность ледяного слоя, намороженного на латунный диск - на электрод. В отсутствие электрического поля капля при падении совершала характерную пульсацию формы - от сферической к сплюсненной по вертикали. При наличии электрического поля характер пульсации по мере ее сближения с ледяной поверхностью заметно изменялся (рис. 4.10). При этом, в отсутствие электрического поля, при столкновении капля расплывалась и степень ее растекания на ледяной поверхности, как правило, оказывалась минимальной - примерзающая капля принимала формы от шарового сегмента до цилиндрической, с конусообразной верхушкой (рис. 11). В случае наличия электрического поля степень

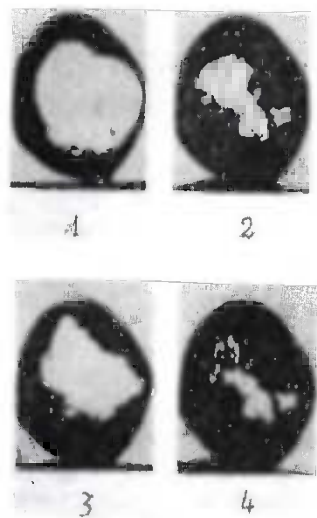


Рис. 4.14 Процесс кристаллизации переохлажденной капли после столкновения с ледяной подложкой. $S = 4,1 \cdot 10^{-3}$, $V = 0$, $\tau_1 = 5,0$ сек, $\tau_2 = 48,5$ сек, $\tau_3 = 75,0$ сек, $\tau_4 = 87,0$ сек.

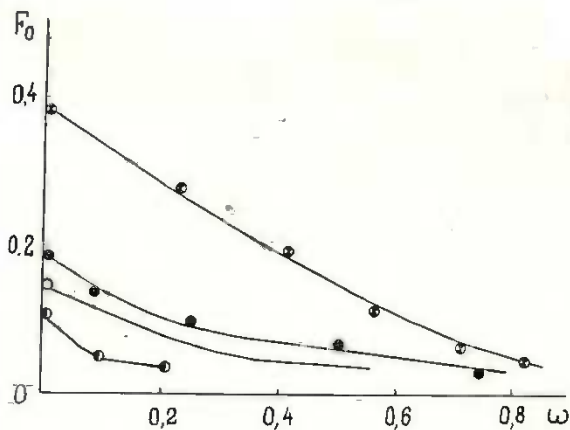


Рис. 4.15 Зависимость числа Фурье от относительного изменения массы льда ω . \circ - $S = 1,3 \cdot 10^{-1}$, $V = -6000$ в; \bullet - $S = 2,9 \cdot 10^{-1}$, $V = 3000$ в; \square - $S = 2,6 \cdot 10^{-1}$, $V = 0$; \blacksquare - $S = 8,4 \cdot 10^{-1}$, $V = 0$

растекания капли уменьшалась, и она принимала формы от сферической до вытянутого эллипсоида вращения со стыковочным перешейком (рис. 4.12 - 4.14). Для каждой формы было проведено не менее 15 опытов. Процесс наблюдался в полностью или частично поляризованных лучах и одновременно производилась фото - и киносъемка. Были проведены расчеты скорости перемещения фронта кристаллизации G , относительного изменения закристаллизовавшейся массы воды $\omega = 1 - m/m_0$ (m - масса льда, m_0 - полная масса осевшей капли), чисел Фурье для каждой оболочки $F_0 = \alpha\tau/L^2$, (α - коэффициент температуропроводности льда, L - характерная длина, τ - время кристаллизации капли от момента столкновения ее с подложкой) и построены графики зависимости $G(\tau)$, $F_0(\omega)$.

При обработке опытных данных был введен параметр S , равный отношению площади основания стыковки замерзающей капли к площади ее наружной поверхности.

Кривые зависимости F_0 от ω группируются с помощью данного параметра следующим образом. Для значений $S \geq 10^{-1}$, независимо от знака и величины потенциала, они имеют вид, приведенный на рис. 4.15, откуда видно, что их смещение вверх друг относительно друга сопровождается уменьшением величины S .

В случае $S < 10^{-2}$ характер зависимости F_0 от ω определяется знаком и величиной, приложенного к подложке потенциала. В отличие от $S \geq 10^{-1}$, в данном случае по мере возрастания S кривые имеют тенденцию смещаться вверх друг относительно друга (рис. 4.16). На рис. 4.11 - 4.14 приведены фотографии переохлажденных капель в процессе замерзания для $S \approx 10^{-1}$ и $S \leq 10^{-2}$.

В тех случаях, когда наблюдается встречное продвижение фронта кристаллизации со всех сторон (рис. 4.13 - 4.14), форма ледяной оболочки капли не меняется, процесс кристаллизации протекает сравнительно длительно, и выбрасывание ледяных фрагментов с поверхности замерзающей капли не наблюдается. Но если на поверхность капли осадить частицы аэрозоля (в данном случае частицы SiO_2), то в процессе ее кристаллизации наблюдается зарождение на них ледяных кристаллов и их интенсивный рост (рис. 4.17).

В случае $S > 10^{-1}$, независимо от наличия или отсутствия электрического поля, и в случае, когда $10^{-1} > S > 10^{-2}$ при отрицательных значениях потенциала на ледяной подложке фронт

кристаллизации капли перемещается от основания к ее вершине, вызывая выдавливание жидкой массы воды и выброс ледяных частиц (рис. 4.11 б). Количество фрагментов льда колебалось в диапазоне от 1 до 12 частиц. Как правило, активация аэрозольных частиц при $S \geq 10^{-1}$ не наблюдалась.

Таким образом, вышеприведенные результаты позволяют выделять процессы, способствующие образованию ледяных кристаллов: в одном случае в результате действия механических сил, а в другом - в результате активации гетерогенной нуклеации льда на аэрозольных частицах. При этом качественная оценка показывает, что производительность генерации кристаллов льда значительно больше в последнем случае. Наиболее логично искать объяснение этому явлению в возникновении сравнительно больших пересыщений. Действительно, при $S \leq 10^{-2}$, из-за худших теплопроводных условий через ледяную подложку, следует ожидать значительно большего перегрева поверхности замерзающей капли (на это однозначно указывает более длительный процесс кристаллизации капли) и, как следствие этого, возникновение локальных пересыщений у ее поверхности.

Вышеописанный эксперимент проведен в статических условиях. По всей видимости в реальной атмосфере при наличии воздушных потоков картина качественно не изменится, так как толщина температурного пограничного слоя примерно одинакова с толщиной динамического пограничного слоя. Это означает, что перенос тепла вследствие теплопроводности будет одного порядка с переносом тепла вследствие конвекции (Хоргуани, 1984).

Важнейшим звеном в блок-схеме процесса стимулирования гетерогенной нуклеации льда в облаках являются процессы модификации атмосферного аэрозоля, представленные в секции 3 на рис. 4.1. С целью изучения этих процессов создан оригинальный экспериментальный комплекс для моделирования ряда атмосферных процессов, включающих взаимодействие как ансамблей, так и отдельных облачных частиц (Гзиришвили и др., 1982). Измерительная система включает устройство для ввода в камеру аэрозольного препарата, приборы для измерения и непрерывной регистрации заряда коллекторной капли в начальной и конечной точках падения, генератор коллекторных капель, измеритель водности, приспособления для измерения как вертикальной, так и горизонтальной составляющей напряженности электрического поля тумана, спектрометр размеров и зарядов частиц тумана и дисперсного аэрозоля (Гзиришвили, Амираншвили и др., 1984 а, б).

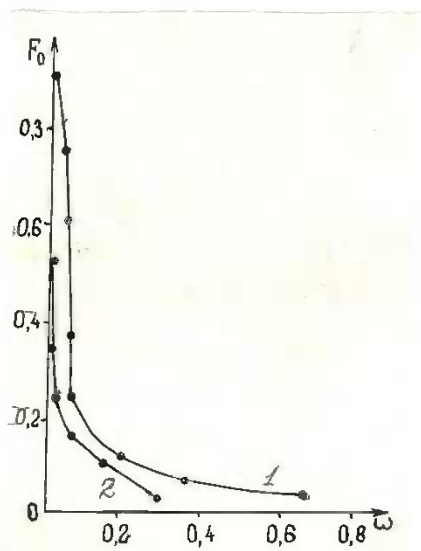


Рис. 4.16 Зависимость числа Фурье от относительного изменения массы льда. 1 - $S = 8,9 \cdot 10^{-3}, V = 3000$ в;
2. - $S = 4,1 \cdot 10^{-3}, V = 0$



Рис. 4.17 Зарождение и рост ледяных кристаллов на частицах SiO_2 , расположенных на поверхности замерзающей капли

Измерение заряда коллекторной капли осуществлялось контактным методом. Генератор коллекторных капель позволял менять частоту и размер капли. Генератор и приемник капель экранированы и с помощью изоляторов с высокоомным сопротивлением 10^{10} ом изолированы от корпуса камеры. Датчики, измеряющие заряды и токи в термобарокамере соединены экранированным кабелем со входом электрометрического усилителя типа У5-9 или В7-30, работающих в режиме измерения токов. Выходы усилителей подключались к самописцам.

Путем интегрирования тока за время распыления дисперсного аэрозоля в камеру и его оседания на пластинку определялось суммарное значение заряда. Конструкция сбрасывающего устройства обеспечивала достаточную однородность плотности дисперсного

аэрозольного тумана по всему объему термобарокамеры. Это позволяло произвести оценку среднего заряда для частиц с модальным размером по интегральной характеристике электризации аэрозолей. Погрешность измерений в зависимости от условий эксперимента составляла $15 + 30\%$ (например, при изменении влажности среды от 60 до 100%). Оценочные значения зарядов частиц соответствовали по порядку измеренным прибором "Трек".

Принцип действия прибора "Трек", разработанного и изготовленного в СКБ НП АН Грузии при участии Института геофизики АН Грузии (Амираншвили и др. 1984), основан на определении размеров и зарядов аэрозольных частиц по параметрам траектории их движения в известных физических условиях. Траекторный метод измерения позволяет получить высокую точность определения зарядов и масс частиц аэрозолей. Однако на сегодняшний день возможности траекторного метода ограничены главным образом тем, что существующие экспериментальные образцы приборов (Фишер 1975; Фукс, Петрянов, 1933), реализующие данный метод, не позволяют автоматизировать процесс измерения, а также обладают рядом существенных недостатков: большими затратами рабочего времени на регистрацию-фотографирование траектории движения частиц, измерение параметров траектории по фотографиям, вычислительные работы, а также невозможность получения информации в удобном для ЭВМ виде. Указанные недостатки создают большие трудности для получения информации в реальном масштабе времени и статистически обеспеченной, и тем самым значительно ограничивают возможность применения траекторного метода.

В приборе "Трек" в качестве индикатора для определения пространственно - временных координат применена телевизионная передающая камера. После предварительной обработки видеoinформация накапливается в запоминающем устройстве емкостью $2^7 \cdot 2^7$ бит с одновременным отображением накопленной графической информации на экране монитора. На изображение накладывается формируемая в приборе координатная сетка и подвижные координатные оси, координаты точки пересечения которых индицируются и выводятся на ЭВМ для машинной обработки информации. Предусмотрена возможность непрерывной записи информации на магнитной ленте с последующей машинной обработкой.

В термобарокамере был смоделирован процесс заряжения частиц атмосферного аэрозоля при его движении относительно жидких и ледяных

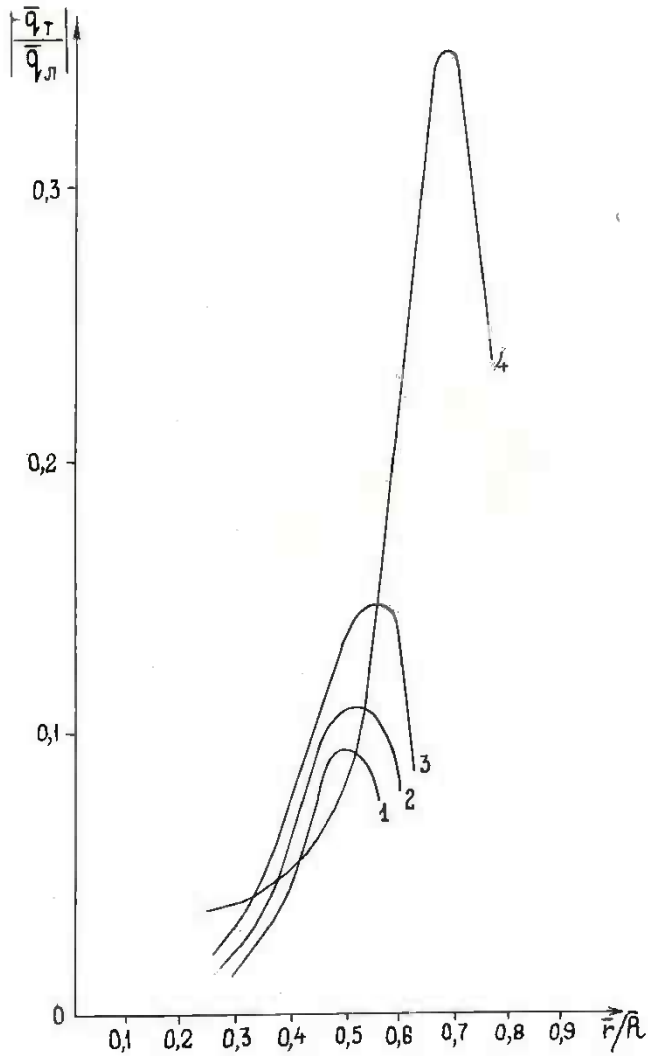


Рис. 4.18 Зависимость величины отношения зарядов частиц тумана и проконтактировавших частиц ликоподия \bar{q}_T / \bar{q}_L от \bar{r} / \bar{R} .

1 - 4 - $\bar{R} = 17, 16, 15, 12$ мкм соответственно

облачных частиц в результате действия контактного механизма электризации. В частности, частицы ликоподия при оседании через ансамбль водяных капель к концу десятиметрового отрезка падения

приобретают заряды: мелкая фракция - $\Delta q = \pm (100 + 200) e$; крупная фракция - $\pm 600 e$. При этом закономерность изменения эффекта зарядения взаимодействующих частиц ликоподия и водяного пара носит экстремальный характер - зависимость величины отношения зарядов частиц тумана и проконтактировавших частиц ликоподия от отношения их радиусов имеет четко выраженный максимум (рис. 4.18).

В целом указанная зависимость проявляет особенности, присущие кривым зависимости коэффициента столкновения частиц от отношения их радиусов. Результаты подобных макроскопических экспериментов позволили оценить такой микроскопический параметр, как разность потенциалов в двойном электрическом слое на границе лед - вода, оказавшейся равной $\approx 0,01$ в.

Г л а в а V

ИССЛЕДОВАНИЕ НЕКОТОРЫХ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ ПОДВЕРГНУТЫХ ВОЗДЕЙСТВИЮ

Основной целью проведенных натурных исследований было получение если не прямых, то хотя-бы косвенных подтверждений о стимулировании процесса нуклеации льда на аэрозольных частицах в реальных атмосферных условиях. При этом исходили из следующих соображений.

Как было сказано вначале, в ряде случаев в обостренных атмосферных условиях большая часть атмосферного аэрозоля, при вовлечении в развивающееся конвективное облако, модифицируется и может проявить себя в качестве ЛЯ. Далее, мы предлагаем: резкое повышение концентрации ЛЯ и соответственно ЛК в облаках можно рассмотреть в свете концепции о механизме воздействия на град как явление самозасева. В таких случаях следует ожидать уменьшения частот выпадения града. В соответствии с этим, при выборе схемы эксперимента, мы поставили целью разделить грозо-градовые ситуации по тому признаку, по которому в одном случае частицы аэрозоля максимально могли бы модифицироваться, а в другом нет. Действительно, нам удалось выделить ситуации двух типов; один из них характеризуется тем, что развитию мощных конвективных облаков сопутствуют интенсивные электрические процессы и, как следствие этого, резкое повышение озона. В частности, синхронные измерения показали, что возрастание числа разрядов за 5 мин. от 3 до 7, сопровождаемое увеличениями нейтрализуемого в облаке среднего заряда примерно от 50 до 80 Кд и тока с острия от 0.8 до 1.8 мка, вызывает резкое нарастание концентрации озона у поверхности земли от 30 до 60 мкг. м^{-3} (примерно за 15 мин.), а в облаке на уровне 5 +

8 км примерно до 400 мкг.м^{-3} . Оказалось, что в таких ситуациях число случаев выпадения града резко сокращается.

В тех случаях, когда процесс зарождения системы конвективной облачности не сопровождается обострением электрических процессов, и величина концентрации приземного озона (КПО) меньше или на уровне КПО хорошей погоды частота выпадения града максимальна (Гзиришвили, Харчилава, 1977, Харчилава и др. 1982; Гзиришвили, 1985, 1986, 1988; Амиранашвили и др., 1986; Харчилава, Амиранашвили, 1988).

В качестве косвенного подтверждения основополагающей роли гетерогенной нуклеации в процессе льдообразования в облаках на основе анализа большого материала по искусственному воздействию на грозо-градовые процессы была исследована реакция облаков, засеянных искусственными, ледяными ядрами (Амиранашвили и др. 1988).

§ 1 Взаимодействие озона с частицами атмосферного аэрозоля

В самое последнее время большое внимание исследователей привлекают вопросы, связанные с такими явлениями, как образование аэрозольных частиц из газовой фазы и процесса их эволюции в атмосфере. Среди первых прямых доказательств образования в облаках сульфатов в результате гетерогенного окисления SO_2 следует выделить измерения, выполненные Хеггом и Хоббсом (Hegg, Hobbs 1982, 1986). Им удалось произвести измерения в воздушной массе до ее вхождения в систему устойчивых облаков и после выхода из нее. Результаты указывают на образование сульфатов в значительном количестве в слоистых облаках различных форм. Другие данные позволили выделить важную роль озона в гетерогенных каталитических реакциях на частицах сажи в жидкой фазе при окислении SO_2 (Хайди 1986).

В противоположность скудности количества выполненных натурных исследований, накопилось относительно большое число результатов лабораторных опытов. Но экстраполяция лабораторных результатов на атмосферные условия является чрезвычайно трудной задачей из-за отсутствия данных о физических и химических свойствах веществ аэрозольных частиц, содержащихся в атмосфере и облаках.

В настоящее время сравнительно большое развитие получила

разработка моделей, в которых описываются сложные физические и химические процессы при их параметрическом представлении. В обзорной работе Новакова (Новаков, 1986) указывается, что при каталитическом окислении SO_2 на частицах копоти могут реализоваться два механизма: "сухой" и "мокрый" (частицы копоти покрыты слоем воды). Исследование кинетики реакции на сухом активированном угле в присутствии O_2 и водяного пара показало, что при выполнении определенных условий скорость реакции описывается уравнением первого порядка. По эффективности действия "сухой" механизм реакции в сравнении с "мокрым" механизмом - малоэффективен, поскольку в этом случае образующийся продукт остается на поверхности копоти и постепенно загрязняет катализатор и уменьшает его каталитическое воздействие на ход химической реакции.

В Институте геофизики АН Грузии в 1987-1988 гг. проводились натурные измерения напряженности электрического поля E атмосферы, концентрации частиц аэрозоля n и озона q в разных географических и метеорологических условиях. Из общего экспериментального материала были отобраны случаи, позволяющие рассмотреть процессы выведения газовых следов из атмосферы за счет гомофазных и гетерофазных реакций. Отдельные измерения проводились в непосредственной близости от потока движущегося автотранспорта. С 8 часов утра до 20 часов вечера, ежедневно, на территории термобарокамеры Института геофизики АН Грузии, расположенной на удалении примерно 400 м от мест интенсивного транспортного движения, измерялись вышеприведенные параметры атмосферы. Измерительная техника была расположена на последнем, третьем этаже здания, на высоте 15 м от поверхности земли. Вертикальная составляющая напряженности электрического поля атмосферы E измерялась с помощью прибора "Поле", концентрация озона - с помощью прибора OMG-200 производства ГДР, концентрация и спектр размеров аэрозольных частиц - прибором АЗ-5. Ниже описываются эксперименты, проведенные как в непосредственной близости, так и на некотором удалении от главных артерий движения автотранспорта. 12 июля 1988 г. на улице Кекелидзе в Тбилиси, где воздух наиболее загрязнен автомобильными выхлопными продуктами, были проведены измерения n и q . Несмотря на то, что в летний период город максимально разгружен от автотранспорта, его интенсивность временами достигала 37 машин в минуту.

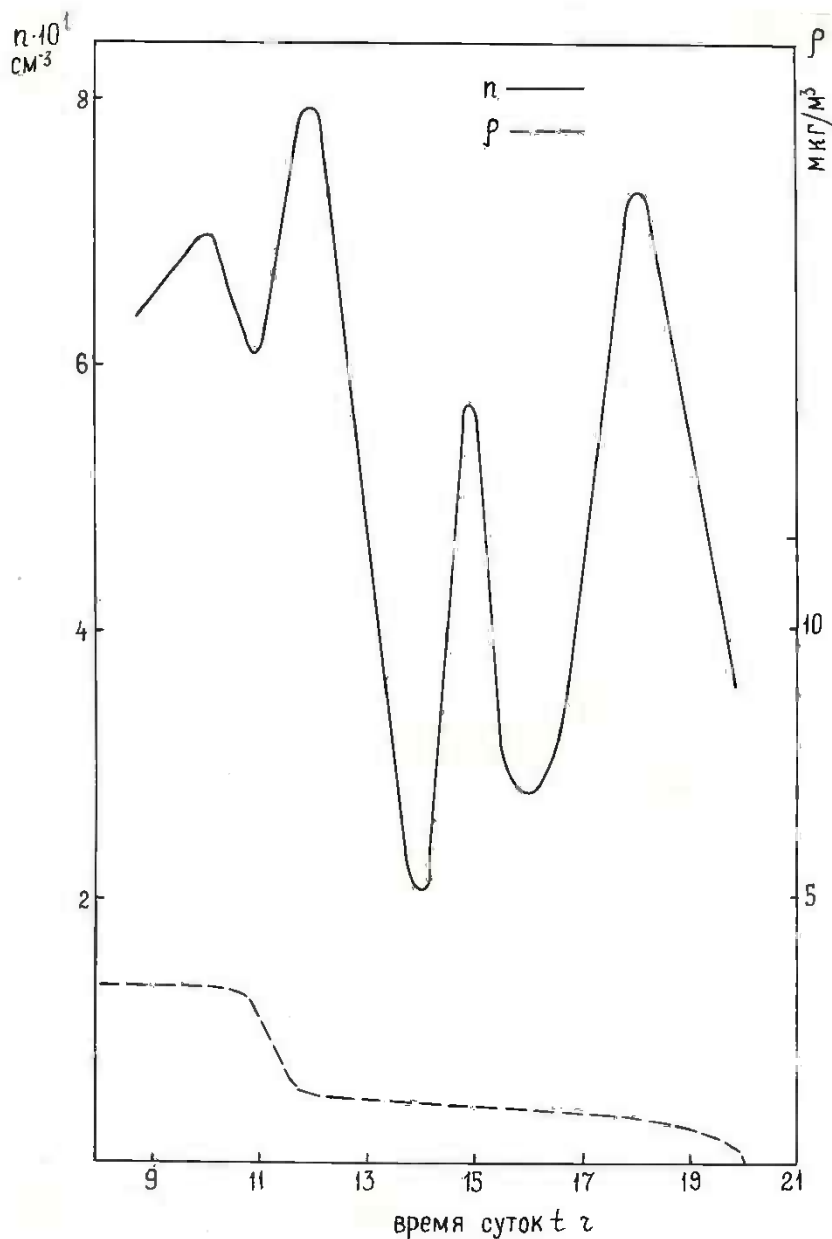


Рис. 5.1 Вариации содержания озона и аэрозолей вблизи движения автотранспорта

В этот день с утра была облачность, которая постепенно исчезла. Весь день характеризовался безветрием и неподвижностью воздушных масс. Наблюдения велись с 8 до 20 часов. Концентрация аэрозольных частиц размером 0,4 мкм в 12 часов составляла $8 \cdot 10^1 \text{ см}^{-3}$, второй пик концентрации $n \approx 7,5 \cdot 10^1 \text{ см}^{-3}$ наблюдался в 18 час. (рис. 5.1).

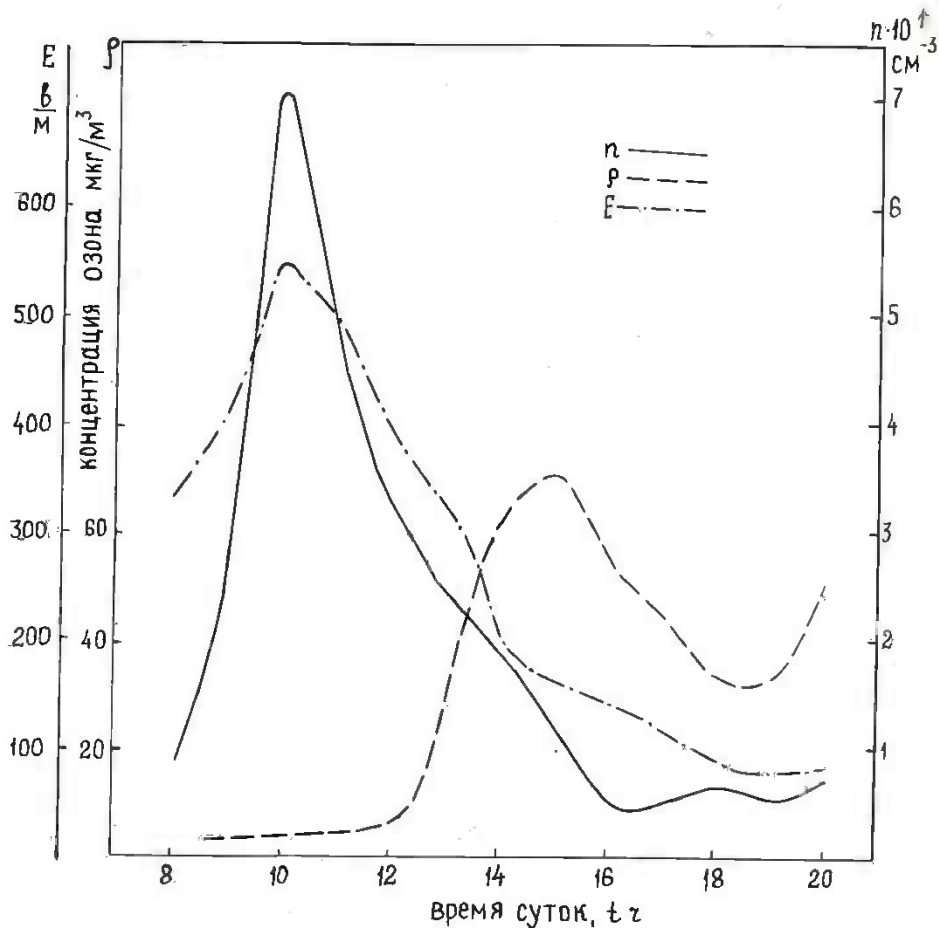


Рис. 5.2 Вариации озона, аэрозолей, электрического поля на расстоянии 400 м от транспортной магистрали

Концентрация озона за весь период измерения находилась на уровне нескольких $\text{мкг}\cdot\text{м}^{-3}$, то есть, с учетом погрешности прибора, на уровне его шумов (практическое отсутствие озона). В это время отмечалась сильная локальная загазованность от автотранспорта.

Во время эксперимента, проведенного на территории термобарокамеры 1 июля 1988 г. с утра стояла пасмурная безветренная погода, с сильной дымкой и смогом. Во второй половине дня погода прояснилась. В первой половине дня концентрация аэрозолей достигала $7 \cdot 10^1 \text{ см}^{-3}$, а величина $E \approx 500 \text{ в}\cdot\text{м}^{-1}$ (рис. 5.2). Однако после 13 часов эти показатели значительно снижаются и находятся в пределах значений, характерных для спокойной малозагрязненной атмосферы, то есть $E \approx 100 \pm 150 \text{ в}\cdot\text{м}^{-1}$ и $n_{0,4} \approx (5 \pm 7) \text{ см}^{-3}$. В противоположность этому концентрация приземного озона в первой половине дня очень низкая, но после 12 часов начинает резко увеличиваться и достигает к 15 часам $70 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$.

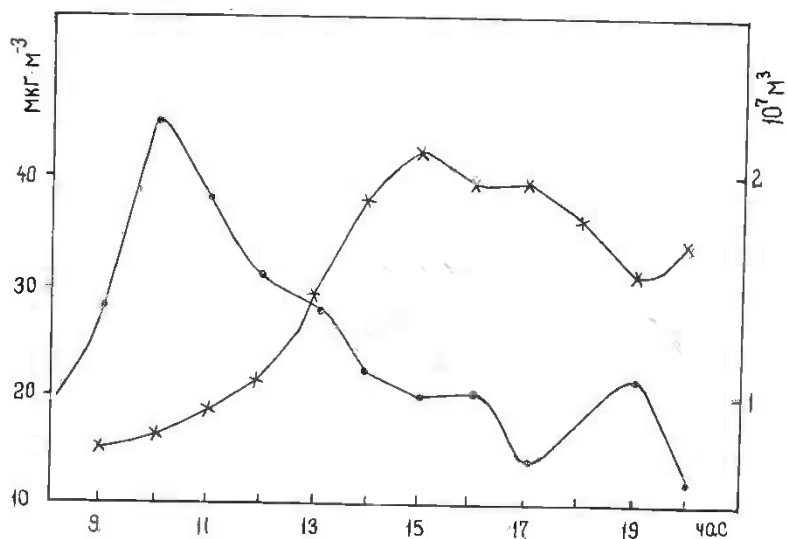


Рис. 5.3 Среднее значение вариации озона и аэрозолей

На рис. 5.3 показан осредненный по часам ход концентрации приземного озона и концентрации аэрозолей размером $0,4 \text{ мкм}$ за все дни наблюдений (45 дней) - 1987-1988 гг. Как видно из рисунка, эти величины варьируют фактически в противофазе. Результаты измерений

обобщены на рис. 5.4: отрицательная корреляция между величинами n и $[O_3]$ имеет довольно высокое значение коэффициента корреляции - 0,8. Отметим, что сходные качественно результаты получены и при самолетных исследованиях озона и аэрозолей, данные о которых приведены в разд. 1.

Степень устойчивости газового состава атмосферы обычно характеризуют коэффициентом вариации концентрации (КВК), определяемой величиной отношения стандартного отклонения к средней концентрации газа. Высокие значения КВК будут характеризовать процесс быстрого выведения газа из атмосферы, а низкие - свидетельствуют о длительном пребывании газового следа в ней. В последнем случае атмосфера в химическом отношении представляется относительно устойчивой. Например, для O_2 КВК = 10^{-5} , для CO_2 $5 \cdot 10^{-3}$ и, соответственно, можно рассматривать состав атмосферы как устойчивый по отношению кислорода и диоксида углерода. Но нельзя утверждать то же самое по отношению озона, так как для O_3 КВК = $5 \cdot 10^{-1}$. Основные элементы газового состава атмосферы имеют большие времена пребывания. Так, в частности, азот - порядка миллиона лет, кислород - около 5000 лет, аргон - 10^7 лет, диоксид углерода - 4 года, но для озона это время составляет несколько десятков суток.

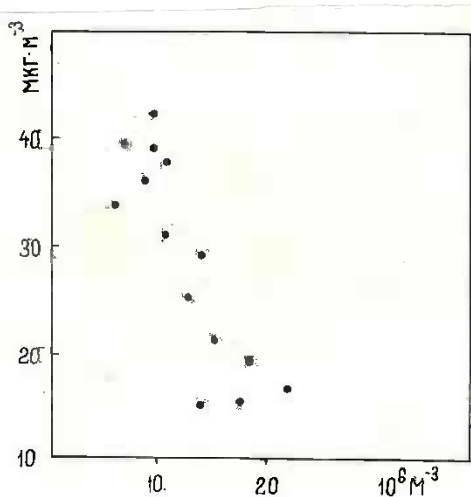
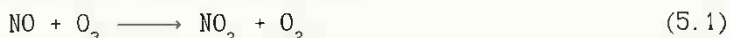


Рис. 5.4 Корреляция между содержанием аэрозолей и озона

Вышеперечисленные вещества являются основными газовыми элементами атмосферы, но в целом, химические процессы в атмосфере управляются газовыми микропримесями, так называемыми следовыми компонентами атмосферы. Всякое отклонение от равновесного состояния, или иначе говоря, квазиравновесное состояние газового состава атмосферы характеризуется вариациями концентраций следовых компонент атмосферы. Наряду с биологическими и геохимическими, их мощными источниками являются химические реакции, протекающие в атмосфере.

В данном разделе ограничимся рассмотрением особенностей реакции озона с оксидами азота NO_x . Главными природными источниками соединений NO_x являются молниевые разряды и лесные пожары. Поскольку NO_x и O_3 сравнительно быстро выводятся из атмосферы, их концентрации могут быть значительными лишь вблизи источников. Типичные значения концентрации в атмосфере для NO , NO_2 и O_3 определяются величинами 0,1, 0,3 и 15 млрд⁻¹ соответственно. Реакция оксида азота с озоном имеет вид:



Ее можно выразить как реакцию второго порядка (Примблкунб, 1988):

$$-d[\text{NO}] / dt = K''[\text{NO}][\text{O}_3], \quad (5.2)$$

где K'' — константа скорости реакции второго порядка, равная $1,8 \cdot 10^{-14} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$ при 300° К. Как было отмечено выше, для незагрязненной атмосферы концентрации $[\text{NO}] = 2,7 \cdot 10^9 \text{ см}^{-3}$ и $[\text{O}_3] = 3,9 \cdot 10^{11} \text{ см}^{-3}$. Согласно уравнению 5.2 скорость убывания оксида азота $-d[\text{NO}] / dt = 1,8 \cdot 10^{-7} \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$. Сравнивая эти величины друг с другом, можно принять, что концентрация озона практически постоянна. Это позволяет вместо уравнения 5.2 использовать уравнение кинетики химической реакции первого порядка

$$-d[\text{NO}] / dt = K'[\text{NO}], \quad (5.3)$$

где $K' = K''[\text{O}_3]$ — константа скорости псевдопервого порядка. Согласно 5.3, концентрация оксида азота будет снижаться по экспоненте:

$$[\text{NO}]_t = [\text{NO}]_0 \exp(K't) \text{ с}^{-1}. \quad (5.4)$$

Период полувыведения для NO будет $t_{1/2} = \ln 2 / K' = 100 \text{ с}$. Реакции, описываемые уравнениями типа 5.1, относятся к классу термических. При наличии достаточной солнечной радиации наступает второй цикл реакции, обусловленный поглощением диоксидом азота фотона света:



Также, как прежде, эту фотохимическую реакцию можно описать уравнением первого порядка:

$$-d [\text{NO}_2] / dt = f [\text{NO}_2] , \quad (5.6)$$

где f - специальная константа псевдопервого порядка. Для случая фотодиссоциации NO_2 в средних широтах, в полдень $f = 5 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$. Среднее время пребывания газовых следов - для NO $\tau = 1/K' = 150 \text{ с}$, а для NO_2 $\tau = 1/f = 200 \text{ с}$. Атомарный кислород становится новым источником генерирования озона:



где M - так называемое третье тело: им могут быть молекулы газа, например, азот или частицы аэрозоля.

В условиях безветренного состояния атмосферы, закрытия узкого приземного слоя воздуха от прямого воздействия солнечной радиации (например, кроной деревьев) и интенсивного транспортного движения, вышеописанный цикл реакций будет резко нарушен: в первую очередь окажется измененным соотношение между величинами $[\text{NO}]$ и $[\text{O}_3]$. Действительно, при использовании в двигателях внутреннего сгорания бедной топливной смеси в режиме, когда стехиометрическое соотношение топливо/воздух (T/B) находится в пределах $0,8 + 1,0$, величина $[\text{NO}]$ может принимать значения от 15 до 40 млн^{-1} (Примблумб 1988). В этом случае уравнение (5.3) может описать кинетическую реакцию первого порядка по отношению O_3 , так как будет выполняться условие $[\text{O}_3] \ll [\text{NO}] = \text{const.}$ Соответственно, вместо уравнения (5.3) следует использовать уравнение:

$$-d [\text{O}_3] / dt = K_1 [\text{O}_3] , \quad (5.8)$$

где $K_1 = K' [\text{NO}] = 10 \text{ с}^{-1}$ при $[\text{NO}] = 20 \text{ млн}^{-1}$. При этом $t_{1/2} = 0,07 \text{ с}$, то есть, указанная реакция является мощным источником стока озона и его концентрация уже с самого начала процесса будет близка к нулю.

При отношении $T/B > 1$, то есть топливо двигателя представляет обогащенную смесь - озон будет выводиться за счет реакции с CO . Этот вывод (как было показано выше - см. рис. 5.1) находит подтверждение результатами натурных измерений в условиях, типичных для городов с интенсивным автотранспортным движением.

В тех случаях, когда измерения проводились на достаточном удалении от главных артерий движения транспорта, при наличии интенсивной солнечной радиации и слабом перемешивании воздуха, в процессе выведения озона следовало ожидать возрастание степени участия аэрозольной компоненты атмосферы.

Условием удаления частицами аэрозоля газовых следов посредством химической реакции между ними является то, что коэффициент скорости реакции превосходит величину, обратную времени

жизни веществ самих частиц в атмосфере (Хайклин, 1986). При этом химическая реакция должна протекать настолько медленно, чтобы диффузия газовых следов на аэрозольной частице не влияла на скорость реакции. Химическая реакция будет управлять скоростью процесса выведения в том случае, если будет выполняться условие $10^{-6} < K < 10^{-2} \text{ с}^{-1}$. Тогда характерное время удаления газового следа аэрозолем τ определяется как (Хайклин, 1986):

$$\tau = (1 + \Omega / nN_{\text{рв}}) / K_1 \quad (5.9)$$

В экстремальных условиях загрязнения концентрацию аэрозольных частиц радиусом 0,4 мкм можно оценить величиной $4 \cdot 10^{11} \text{ см}^{-3}$. Общее число центров адсорбции N в расчете на одну частицу можно оценить следующим образом: максимально возможное число адсорбированных молекул O_3 на единицу поверхности частицы будет $[1,57 \cdot d^{-2}] = 0,39 \cdot 10^{16} \text{ см}^{-2}$ (d - диаметр молекулы озона), величина $N = 0,39 \cdot 10^{16} \text{ см}^{-2} \cdot 4 \cdot \pi \cdot 2 \text{ см}^2 = 8 \cdot 10^7$. Для большинства веществ доля занятых центров в равновесном состоянии $\theta_{\text{рв}} = 0,5$. Оценим величину K_1 . При допущении срабатывания гетерогенного механизма удаления газовых следов можно воспользоваться уравнением 5.8. В качестве примера рассмотрим случай, приведенный на рис. 5.2. Для интервала времени 13 + 14 час при уменьшении концентрации частиц аэрозоля со скоростью около $8 \cdot 10^{-2} \text{ см}^{-3} \text{ мин}^{-1}$ концентрация озона возросла со скоростью $7 \cdot 10^{-1} \text{ мкг} \cdot \text{м}^{-3} \text{ мин}^{-1}$ и достигла $70 \text{ мкг} \cdot \text{м}^{-3}$. После подстановки этих значений в 5.8, получим $K_1 = 3 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$. Окончательно из (5.6) определяем $\tau = 300 \text{ час}$.

Несмотря на то, что при определении τ использован упрощенный вариант формулы 5.6 (в той же работе (Хайклин, 1986) дается более сложное и точное выражение для τ), полученные оценочные значения времени удаления озона из атмосферы при сопоставлении с экспериментальным материалом находятся в вполне разумных пределах.

Как было отмечено вначале, исследование гетерогенных атмосферных реакций находится на начальной стадии развития. Еще нет ясного представления о характере реакции между газовыми и аэрозольными примесями в атмосфере - являются ли они преимущественно каталитическими или стехиометрическими, в какой степени и в каком направлении изменяются физико-химические характеристики самой поверхности частиц аэрозолей в процессе реакции.

С целью получения некоторых данных о вышеуказанных вопросах в Институте геофизики АН Грузии была проведена серия экспериментов

по изучению процессов окисления атмосферного аэрозоля растительного происхождения, а именно: была исследована кинетика окисления озонем частиц ликоподия и изменения вследствие этого их электрического заряжения.

В кубе, изготовленном из дюралюминия, объемом $0,5 \text{ м}^3$ генерировался озон в результате коронирования между тонкими электродами. Концентрация озона контролировалась с помощью прибора OMC-101 производства ГДР. Анализировалось изменение скорости убывания концентрации озона во времени $d\Omega / dt$ как в отсутствие аэрозоля в кубе, так и при его наличии. Для обоих процессов сразу же после прекращения коронирования характерно нарастание отношения $d\Omega / dt$, но затем в отсутствие аэрозоля это изменение происходит очень медленно и плавно в течение длительного периода времени, в то время как при наличии аэрозоля изменение $d\Omega / dt$ имеет четкий максимум и затем быстрое убывание. Исследование химической кинетики процесса убывания озона показывает, что в данном случае имеют место реакции первого порядка. При этом константа реакции для системы озон - ликоподий $K_1 = 7,4 \cdot 10^{-2} \text{ мин}^{-1}$ со средним квадратичным отклонением $\delta = 1,8 \cdot 10^{-2}$, для системы озон-воздух $K_2 = 4,2 \cdot 10^{-2} \text{ мин}^{-1}$ со значением $\delta = 0,5 \cdot 10^{-2}$. Так как константа реакции означает долю молекул, распавшихся в единицу времени, то ясно, что разложение озона в отсутствие аэрозоля происходит гораздо медленнее, чем при его наличии. Можно сделать вывод о том, что ликоподий активно окисляется, т.е. меняет свои свойства в озонированной среде. В частности, меняется характер электрического заряжения частиц ликоподия. Это показали измерения тока с пластины, на которую оседал аэрозоль ликоподия как подвергнутый воздействию озона, так и не подвергнутый. Наблюдалось существенное увеличение продолжительности тока в измерительной цепи в случае окисленного аэрозоля, что указывает на возрастание доли заряженных частиц. Общая величина заряда ликоподия, оцененная по току с пластины, составила примерно $3 \cdot 10^{-9}$ Кл для неокисленного аэрозоля, что соответствует среднему заряду на одной частице $1 \cdot 10^{-16}$ Кл, а для окисленного ликоподия $1,2 \cdot 10^{-8}$ Кл со средним зарядом одной частицы $4 \cdot 10^{-16}$ Кл. Таким образом, можно сделать вывод, что наличие озона в концентрациях, характерных для приземного слоя атмосферы, приводит к изменению электризации частиц аэрозоля, а именно к усилению их заряжения.

Указанный эффект, полученный в лабораторных условиях,

качественно подтверждается самолетными измерениями общего содержания заряда в пятикилометровом слое атмосферы и оптическими измерениями общего содержания озона в атмосфере (Амираншвили и др., 1982). Между указанными параметрами была обнаружена высокая корреляционная зависимость с коэффициентом корреляции $+ 0,94$. Учитывая, что объемный заряд в атмосфере создается всеми присутствующими в ней заряженными частицами, в том числе и заряженным аэрозолем, можно полагать, что помимо динамических процессов, протекающих в атмосфере (турбулентное перемешивание, восходящие и нисходящие движения воздушных масс), на эту корреляционную связь оказывает влияние и эффект увеличения заряда аэрозольных частиц при взаимодействии их с озоном.

Особенно это должно быть ярко выражено в дни с грозами, когда практически во всей толще тропосферы концентрация озона значительно возрастает, особенно на уровне, где происходят интенсивные грозовые разряды.

Таким образом, взаимодействие озона с той частью аэрозоля, которая представлена веществами с инертной поверхностью, приводит к образованию на них нескомпенсированного поверхностного заряда. В свете современных воззрений эти частицы в результате воздействия антропогенных факторов покрываются пленкой серной кислоты (Хайди 1986; Хайклин 1986). Благодаря многочисленным химическим реакциям, протекающих внутри таких "жидких частиц", пленка раствора, на долю которого, как правило, приходится 30% общей массы частицы, будет содержать значительное количество органических и неорганических элементов. Следовательно, следует существенно скорректировать наши прежние представления о происхождении и природе не только ледяных ядер, но и ядер конденсации.

§ 2 Исследование реакции облаков в результате их засева искусственными ледяными ядрами

С целью подтверждения развиваемого нами представления о гетерогенной нуклеации как об основном механизме льдообразования в облаках (в отличие от представления Мосопа - Халлета, согласно которому основным механизмом оледенения облаков является разрушение

первичных ледяных кристаллов в результате действия механических сил) были исследованы реакции облака при внесении в него дополнительных искусственных ЛЯ. На полевой базе Института геофизики АН Грузии в Алазанской долине в Грузии были организованы и проведены в 1978-1983 гг. комплексные крупномасштабные эксперименты (Амиранашвили и др. 1988).

Аналізу были подвергнуты данные о радиолокационных характеристиках 157 облаков, из которых 22 естественного развития и 135 - засеянных кристаллизующим реагентом с помощью ракет "Алазани". Максимальная высота исследованных облаков колебалась в диапазоне от 6,1 до 12,5 км. Продолжительность воздействия в различных опытах менялась от 1 до 105 минут, а количество ракет, введенных в облака, от 6 до 360.

Результат воздействия считался положительным, если время жизни подвергнутого воздействию облака со значением коэффициента грозоопасности (Зимин 1978) $R_T = 8$ и максимальной высотой радиоэха $H_m = 8$ км было менее 60 минут, что является средним временем жизни грозового облака, развивающегося в условиях Алазанской долины (Карцивалдзе, Салуквалдзе 1973). В табл. 5.1 приведены данные о средних величинах радиолокационных характеристик 88 облаков вертикальной мощностью от 8 до 12,5 км и эффективности воздействия на них. Как видно из табл. 5.1, эффективность воздействия в значительной степени зависит от интенсивности введения реагента в облако. Так, воздействие на 45 грозовых облаков с вертикальной мощностью от 10 до 12,5 км дало отрицательный результат в 19 случаях, а в 26 случаях воздействие на облака такой же вертикальной мощности привело к положительному результату. Сопоставление этих результатов с параметрами воздействия показывает, что положительного эффекта удалось добиться благодаря высокой интенсивности воздействия: в среднем по облаку 4 ракеты в минуту за 20 минут воздействия против 2,6 ракет в минуту за 47 минут воздействия для случаев с отрицательным исходом засева.

Расчеты распределения льдообразующего реагента от трасс полета противоградовых ракет "Алазани" в турбулентном восходящем потоке воздуха, приведенные в разделе III, и данные, приведенные в табл. 5.1, качественно неплохо совпадают друг с другом. При увеличении значений скорости восходящего потока и коэффициента турбулентного перемешивания воздуха в облаке (что равносильно увеличению вертикальной мощности облака и его грозо-градовой активности) для

Т а б л и ц а 5. 1

Результат воздействия на облака в интервале высот (км) H_m	Положит. 8 + 10	Положит. 10 + 12,5	Отрицат. 10 + 12,5	Неопред. 8,5 + 12,5
Количество облаков	21	26	19	22
Время наблюдения мин.	49	43	72	36
Количество реагента (ракет)	26	31	125	45
Время воздействия (мин.)	13	20	47	15
Время жизни по $H_m = 8$ км (мин.)	29	42	84	-
Время жизни по $R_{\Gamma} = 8$ (мин.)	22	37	76	-
Интенсивность воздействия (ракет/мин)	2,0	4,0	2,6	3,0
Эффект воздействия (%)	53,4		21,6	25,0

сохранения на различных высотах в облаке реагента с концентрацией выше фонового содержания ЛЯ (не менее 10^4 м^{-3}), необходимо увеличить интенсивность воздействия. Для сверхмощных градовых процессов искусственно внесенный в облака реагент может настолько быстро выноситься из них вертикальными потоками воздуха, что с помощью существующих средств воздействия вряд ли возможно создать в этих облаках зоны с достаточной для положительного эффекта концентрацией льдообразующих ядер.

Интерпретировать результаты воздействия путем привлечения некоторых микрофизических параметров облака и параметров воздействия можно следующим образом. Засев облака дополнительными искусственными ледяными ядрами эквивалентен появлению в облаке некоторого количества ледяных кристаллов, которое при выполнении определенных условий может увеличить фоновое значение концентрации ЛК. Возрастание этой величины увеличивает вероятность положительного исхода воздействия.

Два фактора в случае развитых конвективных облаков: высокое фоновое значение концентрации ледяных кристаллов и большие трудности при реализации заполнения льдообразующими ядрами тех областей облака, которые следовало бы засеять реагентом согласно выбранной модели воздействия, являются главной причиной получения отрицательного результата воздействия.

В связи с вышеизложенным чрезвычайно интерес представляет исследование льдообразующих свойств частиц аэрозолей, взятых в облаках и внеоблачной атмосфере. В самое последнее время в разных

научных центрах предпринимаются значительные усилия по изучению физико - химических свойств частиц межкапельного аэрозоля. В этом направлении недавно в СССР были получены обнадеживающие результаты (Khorguany и др., 1988). Рассматривая как предварительные, ниже дается их краткое описание.

Измерения проводились с борта летающей лаборатории с помощью многокаскадного импактора. Конструкция импактора позволяет селектировать частицы аэрозоля по размерам, а в облаках - отсекалть водяные частицы. Пробы аэрозоля на льдообразующую активность исследовались в термодиффузионной камере холода "Град" (Хоргуани, 1984).

Результаты измерений на примере кучевых облаков мощностью 3 - 5 км показывают, что высокотемпературными ледяными ядрами, как правило, являются гигантские и сверхгигантские аэрозольные частицы, которые особо высокую активность проявляют в облачных условиях. Оказалось, что если доля активных ядер в чистой атмосфере при температуре - 10°C составляет 10 %, то в облаке она возрастает до 70 %. При температурах - 18 + -20°C каждая аэрозольная частица становится льдообразующим ядром. Не меньший интерес представляет определение льдообразующей активности аэрозольных частиц, связанных с облачными каплями, содержание которых в облаках значительно выше, чем в окружающей атмосфере (разделы 1 и 2). К сожалению этот вопрос пока остается открытым. Хотя ясно, что за счет накопления аэрозолей в облаках в целом в них содержится больше и льдообразующих ядер (без учета эффекта активации). Если неактивный аэрозоль, связанный с облачными каплями, активируется подобно межкапельному аэрозолю, процессы льдообразования в облаках протекают еще более интенсивно.

В целом по вышеизложенным результатам можно сделать вывод, что в облаках льдообразование прямо связано с наличием активированных атмосферными процессами аэрозольных частиц. Изучение других отдельных механизмов этого активирования является предметом наших дальнейших исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В книге были рассмотрены вопросы распределения и накопления естественных аэрозолей в атмосфере и облаках и было показано, что несоответствие между концентрацией ледяных кристаллов в облаках и концентрацией ледяных ядер кажущееся. В атмосфере достаточное

количество аэрозолей, чтобы после соответствующей активации (озоном, электрическим зарядом при пересыщении и др.) в результате гетерогенной нуклеации участвовать в образовании ледяных кристаллов.

Остается еще много неясных вопросов, связанных с влиянием на механизмы льдообразование в облаках естественных ионизационных процессов, локальных пересыщений, электрических сил, природных радионуклидов и др. Остро стоит проблема контроля содержания в градоопасных облаках естественных ледяных кристаллов для определения доз вводимого в них льдообразующего реагента при активных воздействиях с целью предотвращения градобития (а в ряде случаев и отказа от воздействия при высоких фоновых концентрациях ЛЖ). Решению этих задач будет посвящены наши дальнейшие исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Абесалашвили Л.Ш., Амиранашвили А.Г., Супаташвили Г.Д. Данные о химическом составе аэрозолей в нижней части тропосферы над различными районами Грузии. - Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, т.40. - Тбилиси, Мецниереба, 1977, с. 99-106.
- Адамсон А. Поверхность раздела вода - полимер. "Вода в полимерах", - М., Мир, 1984, с. 173-179.
- Амиранашвили А.Г., Нодия А.Г., Харчилава Д.Ф. О влиянии конвективной облачности на распределение аэрозолей, озона и напряженности электрического поля в атмосфере. -Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, т. 45, Мецниереба, 1978, с. 5-17.
- Амиранашвили А.Г., Нодия А.Г., Харчилава Д.Ф., Хунджава Т.Г. К вопросу о распределении естественной радиоактивности, озона и электрических зарядов в атмосфере. - Сб. Прикладная ядерная физика (Материалы к семинару). - Вильнюс, 1976, с. 75-79.
- Амиранашвили А.Г., Хунджава Т.Г. О вертикальном распределении естественной радиоактивности воздуха, - Тр.Ин-та геофизики АН ГССР, т. 34. Мецниереба, 1975, с. 41-45.
- Амиранашвили А.Г. и др. - Измерительный комплекс для исследования микрофизических характеристик облачной среды, 1X Межд. конф. по физике облаков. - Таллин, 1984, тез.докл., с. 106.
- Амиранашвили А.Г. и др. - Лабораторное моделирование процессов окисления атмосферного аэрозоля, Всесоюзн. симп. по фотохимич. процессам земной атмосферы - М.,Черноголовка, 1986, 13-15 января, с. 70.
- Амиранашвили А.Г. и др. Исследование взаимосвязей между радиолокационными и электрическими параметрами грозных облаков и оценка эффективности воздействия на них, Тр. Ш

- Всесоюзн. симп. по атмосф. электричеству, Тарту, 28-31 октября 1986, - Д., Гидрометеиздат, 1988, с. 116-118.
- Б а л а б у е в А.Г. и др. Исследование аэрозолей в условиях горного рельефа, - Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, т. 28. Мецниереба, 1972, с. 113-119.
- Б а к р а д з е Н.Г., М о н а с е л и д з е Д.Р. Прецизионный дифференциальный микрокалориметр, Измерительная техника, т. 2, 1971, с. 58.
- Б а т о н и н В.В., Б е г у н Э.Я. и др. К вопросу о применении искусственных трассеров в исследованиях локальных атмосферных процессов. - Тр. ВГИ, вып. 19, 1971, с. 69-82.
- Б е р з и н Т.И., К и с е л е в А.В. Зависимость теплоты адсорбции и теплоемкости адсорбата от величины адсорбции, ШФХ №4, 1969, с. 1228-1239.
- Г з и р и ш в и л и Т.Г. К вопросу использования уравнения гетерогенной нуклеации, Сообщ. АН ГССР, т. 97, № 2. Мецниереба 1980, с. 337-340.
- Г з и р и ш в и л и Т.Г. О влиянии электрических полей и зарядов на некоторые процессы эволюции облачных частиц. - Дисс. на соиск. уч. степ. канд. физ. - мат. наук, Ин-т геофизики АН ГССР, автореферат, Тбилиси, 1969.
- Г з и р и ш в и л и Т.Г. Влияние антропогенных факторов на нуклеативные процессы в атмосфере, Всесоюзн. симп. по фотохимич. процессам земной атмосферы. - М., Черногловка, 1986, 13-15 января, с. 98.
- Г з и р и ш в и л и Т.Г. Об одном механизме стимулирования льдообразования в облаках. - Изв. АН СССР, сер. ФАО, 1988, т. 4, с. 410-416.
- Г з и р и ш в и л и Т.Г., Г в е л е с и а н и А.И. Об особенностях замерзания переохлажденных капель воды, сталкивающихся с градиной в электрическом поле, - Изв. АН СССР, сер. ФАО, т. XI, №9, 1970, с. 963-964.
- Г з и р и ш в и л и Т.Г., Г л и к и Н.В. Возникновение ледяной фазы в переохлажденной воде под влиянием электрически заряженных кристаллов холестерина и нафталина. - Изв. АН СССР, сер. ФАО, т. 3, № 5, 1967, с. 570-574.
- Г з и р и ш в и л и Т.Г., К а р ц и в а д з е А.И. О замерзании капель воды с йодистым серебром, Сообщ. АН ГССР, т. 36, № 3, 1964, с. 150-154.

- Г з и р и ш в и л и Т.Г., Х а р ч и л а в а Д.Ф. О возможной роли озона в льдообразовании в облаках. - Изв. АН СССР, сер. ФАО, т. 13, № 1, 1977, с. 100 - 102.
- Г з и р и ш в и л и Т.Г. Б а л а х в а н ц е в а Т.И., Б а с и л а ш в и л и М. Г. К вопросу о распределении адсорбированных молекул на грани кристалла. - Сообщ. АН ГССР, т. 81, № 1, 1976, с. 81-84.
- Г з и р и ш в и л и Т.Г., К а р ц и в а д з е А.И., О к у д ж а в а А.М. Гетерогенная нуклеация льда, Мецниереба, 1984, с. 140.
- Г з и р и ш в и л и Т.Г., А м и р а н а ш в и л и А.Г. и др. Электризация взаимодействующих дисперсных аэрозольных частиц. - Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, т.52. Мецниереба, 1984 а, с. 12-34.
- Г з и р и ш в и л и Т.Г., А м и р а н а ш в и л и А.Г. и др. Лабораторные опыты по исследованию процесса заряжения капли во время ее падения в облачной среде. - Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, т.52. Мецниереба, 1984 б, с. 40-45.
- Г з и р и ш в и л и Т.Г. и др. К вопросу образования ледяной фазы в облаках, - Сообщ. АН ГССР, т. 77, № 1, 1975, с. 73 - 75.
- Г з и р и ш в и л и Т.Г. и др. Исследование влияния облачной среды на электризацию отдельной капли и ансамбля частиц. - Отчет НИР, Ин-т геофизики АН ГССР, 1982, № гос. рег. 01828016640, инв. № 028300621190, с. 58.
- Г з и р и ш в и л и Т.Г. и др. Исследование особенностей изменения электрического состояния мощных кучевых облаков и кучево-дождевых облаков при искусственном воздействии на них. - Отчет НИР, Ин-т геофизики АН ГССР, № гос. рег. 01828016640, инв. № 02860044182, 1985, с. 79.
- Г з и р и ш в и л и Т.Г. и др. Исследование влияния промышленных выбросов на электрическое состояние атмосферы. - Отчет НИР, Ин-т геофизики АН ГССР, № гос. рег. 01860024039, 1988, с. 27.
- Г у щ и н Г.П. - Методические указания по производству и обработке наблюдений за спектральной прозрачностью атмосферы и характеристиками атмосферного аэрозоля. - Л., Гидрометеиздат, 1972, с. 90.
- Д е Б у р. Динамический характер адсорбции. - М. ИЛ., 1962, с. 290.
- Б е р о в М.М. Природа поверхности силикатов. - В кн. Современное представление о связанной воде в породах. - Изд.

АН СССР, 1963, с. 5-16.

- Егорова Т.С. и др. О природе связи воды с поверхностью кремнезема. - В кн. современное представление о связанной воде в породах, - Изд. АН СССР, 1963, с. 35-50.
- Зимин Б.И. О связи грозовой активности облаков с их параметрами, определяемыми по данным радиолокационных и пьювиографических измерений. - Тр. ЦАО, 1978, вып. 132. Гидрометеиздат, с 50-55.
- Ивлев Л.С. и др. Результаты исследований атмосферного аэрозоля, в Сб. Защита атмосферы от загрязнений. Содержание примесей в атмосферных осадках, атмосферные аэрозоли, вып. 3, Вильнюс, 1976, с 131-146.
- Имянитов И.М. и др. Лабораторные опыты по электризации облачных элементов в результате взаимодействия разнородных частиц. - Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, т. 49, 1982, с. 45-60.
- Калиткин Н.Н. Численные методы. - М., Наука, 1978, с. 512.
- Камке Э. Справочник по обыкновенным дифференциальным уравнениям. - М., 1971, с. 576.
- Карцивадзе А.И., Салуквадзе Т.Г. Трансформация процесса развития и диссипации конвективных облаков под влиянием искусственного воздействия по данным радиолокационных наблюдений. - Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, т. 32, 1973, с. 122-128.
- Кириченко Л.В. Вертикальное распределение продуктов распада радона в свободной атмосфере. - Сб.: Вопросы ядерной метеорологии. - М., 1962 а, с. 72-103.
- Кириченко Л.В. Измерение короткоживущих радиоактивных аэрозолей в свободной атмосфере. - Сб.: Вопросы ядерной метеорологии. - М., 1962 б, с. 65-74.
- Лактионов А.Г. Распределение по высоте концентрации частиц аэрозоля и определение коэффициентов вертикального перемешивания в свободной атмосфере. - Изв. АН СССР, сер. геофизика, № 9, 1960, с. 1397-1406.
- Левин Л.М. Исследование по физике грубодисперсных аэрозолей. - М., изд. АН СССР, 1961, 257 с.
- Матвеев Л.Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. - Л., Гидрометеиздат, 1965, с. 875.
- Махонько К.П. О скорости самоочистения тропосферы от продуктов деления и оценка коэффициента вертикальной

- турбулентной диффузии в верхней тропосфере. - Сб. исследование процессов самоочистения атмосферы от радиоактивных изотопов. - Вильнюс, 1968, с. 115-123.
- Махонько К.П., Егоров В.В., Жигаловская Т.Н. Определение концентрации микроэлементов в пробах облачной воды и атмосферной пыли, отобранных с борта самолета. - Тр. ИЭМ, вып. I, 32, 1972, с. 110-116.
- Новаков Т. Каталитические реакции на частицах копоти в атмосфере. - Сб. Гетерогенная химия атмосферы. - Л., Гидрометеиздат, 1986, с. 391-403.
- Привалов П.Л. и др. Теплота "внутримолекулярного плавления" макромолекул, ЖЭФ, вып. 6(12), т. 47, 1964, с. 2673-2677.
- Примблкомб П. Состав и химия атмосферы. - М., Мир, 1988, с. 531.
- Робертсон Д., Паунд Г.М. Гетерогенное образование зародышей и рост пленок. Новое в исследовании поверхности твердого тела - М., Мир, 1977. с. 64-128.
- Саркисов С.Л. и др. Результаты исследований естественных аэрозолей в нижней тропосфере (до 5500 м над ур. моря). - Тр. ВГИ, вып. 24, 1973, с. 95 - 106.
- Селезнева Е.С. Атмосферные аэрозоли. - Л., Гидрометеиздат, 1966, с.174.
- Спурный К. и др. Аэрозоли. - М., Атомиздат, 1964, с. 360.
- Стыро Б.И. Вопросы ядерной метеорологии. - Вильнюс, 1959, с. 418.
- Стыро Б.И. Самоочистение атмосферы от радиоактивных загрязнений. - Л., Гидрометеиздат, 1968, с. 288.
- Стыро Б.И., Амиранашвили А.Г. Некоторые результаты исследования естественной радиоактивности кучевых облаков. - Сб. Радиоактивные трассеры в исследовании атмосферы и гидросферы. - Вильнюс, Мокслас, 1979, с. 25-42.
- Стыро Б.И., Амиранашвили А.Г. Исследование распределения аэрозолей над территорией Грузии. - Тр. Ин-та физики АН Лит. ССР, т. 8. - Вильнюс, Мокслас, 1983, с. 18-24.
- Стыро Б.И., Амиранашвили А.Г. и др. К вопросу о вертикальном нестационарном распределении естественной радиоактивности в кучевых облаках. -Сб. Радиоактивные трассеры в исследовании атмосферы и гидросферы, - Вильнюс, Мокслас,

- 1979, с. 18-24.
- С т ы р о Б.И., Л у я н а с В.Ю., Ш о п а у с к а с К.К. Радиоактивность атмосферы и метеорология. - Вильнюс, Минтис, 1975, с. 217.
- Ф и ш е р М.М. О траекторном методе определения размеров и зарядов аэрозольных частиц, дисс. на соиск. уч. степ. канд. тех. наук, Тартусский гос. университет, 1975.
- Ф у к с Н.А., П е т р я н о в И.В. Определение размера и заряда частиц в туманах, Ш. Физич. химии, т. 3, вып. 5, 1933, с.567-574.
- Х а й д и Д.М. Гетерогенные реакции в атмосфере. - Сб. Гетерогенная химия атмосферы. - Л., Гидрометеиздат, 1986, с. 369-391.
- Х а й к л и н Д. Выведение газов из атмосферы аэрозольными частицами. - Сб. Гетерогенная химия атмосферы. - Л., Гидрометеиздат, 1986, с. 171-182.
- Х а р ч и л а в а Д.Ф., А м и р а н а ш в и л и А.Г. Исследование вариаций атмосферного озона в Грузии. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. - М., МГК, 1988, с.114.
- Х а р ч и л а в а Д.Ф. и др. Результаты исследования атмосферного озона в Грузии, Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона, 23-27 ноября 1981 г. Тбилиси, Мецниереба, 1982, с. 6-32.
- Х о р г у а й и В.Г. Микрофизика зарождения и роста града. - М., Гидрометеиздат, 1984, с. 186.
- Х о р г у а н и В.Г. Льдообразующие свойства атмосферного аэрозоля, Метеорология и гидрология, № 9, 1985, с. 114.
- Ч е р н о в А.А., Т р у с о в Л.И. Электростатические эффекты при образовании зародышей на поверхности, Кристаллография, т. 14, 1969, с. 218-226.
- Э л ь м е с о в М.С., С т е п а н о в Г.В. Некоторые результаты исследований гигантских аэрозольных частиц размерами 100-200 мкм, Тр. ВГИ, вып. 32, 1975, с. 42-49.
- B r o w a s s o m b e J.L., T h o r n d y k e N.S.G. - Freezing and Shattering of water Drops in Free Fall, Nature, v. 220, 1968, pp.687-689.
- D u e J.E., H o b b s P.V. - Effect of Carbon Dioxide on the Shattering of Freezing water Drops, Nature, v. 209, 1966,

pp. 464-466.

- D y e J.E., H o b b s P.V. - The Influence of Environmental Parameters on the Freezing and Fragmentation of Suspended water Drops, *J. Atmos. Sci.*, v. 25, 1968, pp.82-96.
- E d w a r d s G.R., E v a n s L.F., Z u p p e r A.F. - Two - dimensional Phase Changes in water Adsorbed on Ice-nucleating Substrated, *Trans. Faraday, Soc.*, v. 66, 565, 1970, pp. 220-234.
- F l e t c h e r N.H. - *Physics of Rainclouds*, Cambridge Univ. Press., 1962, p. 340.
- G a g i n A. - The Ice Phase in winter Continental Cumulus Clouds, *J.Atmos.Sci.*, v. 32, 1975, pp. 1604-1610.
- G a g i n A., N o z y c e H. - The Nucleation of Ice Crystals During the Freezing of Large Supercooled Drops, *Proc.of the IX -th Int. Conf. on Atmos. Aer.Cond. and Ice Nuclei*, 3-8 Sept., Budapest, Hungary, v.2, pp. 56-65.
- G r e e g g S.J., S i n g K.S.W. - Adsorption, Surface and Porosity, *Acad. Press.*, 1967, p. 407.
- G z i r i s h v i l i T.G. - An Aerosol Ice-forming Activation Mechanism, *J.Rech. Atmos.*, 19, No(2-3), 1985, pp.309-314.
- G z i r i s h v i l i T.G., et al - On the Distribution of Adsorbed Molecules on the Crystal Fase, *Preprints., Intern. Conf.on Cloud.Phys.,Boulder, Colorado, 1976*, pp.117-120.
- G z i r i s h v i l i T.G., K a r t s i v ' a d z e A.I. - Influence of Electric Fields upon Processes of Ice Nucleus Formation, *Proc. of Intern. Conf. on Cloud Phys., Toronto, Canada, 1968*, pp. 188-194.
- G z i r i s h v i l i T.G., K h o r g u a n y V.G. - About Secondary Ice Crystal Production, *X-th Intern. Cloud. Phys. Conf., Bad Homburg, v.2, 1988*, pp.254-256.
- G z i r i s h v i l i T.G., K h o r g u a n i V.G. et.al. Transitions in an Adsorbed Water on Aerosol Particlas. *Lecture Notes Proc in Physics Atmosp. Aerosol and Nucleation. Springer-Verlag, 1988*, pp.634-637.
- G z i r i s h v i l i T.G., et al - On the Formation of Icephase in the Clouds, *XVI General Assembly, Abstacts, Grenobl, 25 Aug. - 6 Sept, 1975.*, pp 141.
- H a l l e t J., M o s s o p S.C. - Production of Secondary Ice Particles During the Riming Process, *Nature*, v. 249, 1974,

pp.25-28.

- H e g g D.A., H o b b s P.V. - Measurements of Sulfate Production in Natural Clouds, Atmospheric Environment, v.16, 1982, pp 2663-2668.
- H e g g D.A., H o b b s P.V. - Sulfate and Nitrate Chemistry in Cumuliform Clouds, v.20, 1986, pp. 901-909.
- H o b b s P.V., A l k e z w e e n y A.J. - The Fragmentation of Water Droplets in Free Fall, J.Atmos. Sci., v.25, 1968, pp. 881- 888.
- H o b b s P.V., A t k i n s o n D.C. - The Concentrations of Ice Particles in Orographic Clouds and Cyclonic Storms Over the Cascade Mountains, J.Atmos.Sci., v.33, 1976, pp. 1362-1374.
- H o b b s P.V., C h a n g S., L o c a t e l l i J.D. - The Dimensions and Aggregations of Ice Crystals in Natural Clouds, J.Geophys. Res., v. 79, 1974, pp. 2199-2200.
- H o b b s P.V., R a n g n o A.L. - Ice Particle Concentrations in Clouds, J.Atmos. Sci, v.42, 1985, p.p. 2523-2549.
- H o u r z e R.A., Jr.Locatelli J.D., H o b b s P.V. - Dynamic and Cloud Microphysics of the Rainbands in an Occluded Frontal System, J.Atmos. Sci., v.33, 1976, pp. 1921-1932.
- I s a k a H. - Interrelation Between Ice Nucleation and Condensation, J.R. Atm., 3, 1966, pp. 383-394.
- I s h i i C. - Radioactive contamination in the upper atmosphere, Pap.Met.and Geophys., X1, № 1, 1960, pp.168-173.
- K h o r g u a n i V.G., G z i r i s h v i l i T.G., et al - Study of Interconnections Between Some Parameters of the Atmosphere Aerosol Composition and the Ozone Concentration, Lecture Notes in Physics, Wagner P. and Vali G.(Eds), Atmosp. Aerosols and Nucleation Proc., Wien, 1988, pp. 172-175.
- L u s h n i k o v A.A., L y u b o v t s e v a Yu.S. - Aerosols - The Subject of Phisico - Chemical Study. Lecture Notes in Physics Atmospheric Aerosols and Nucleation. Proc., Wein. 1988, pp. 138-158.
- M a s o n B.J., M a y b a n k J. - The Fragmentation and Electrification of Freezing water Drops, Quart J.R. Met.Soc.,v.86. 368, 1960, pp. 176-180.
- M o s s o p S.C. et al - The Production of Secondary Ice Particles During Riming, Quart. J.R.Mtt.Soc., v.100, 1974, pp. 427-436.
- M o s s o p S.C. et al - Ice Crystal Concentrations in Cumulus and

- Stratocumulus Clouds, Quart. J.R.Met.Soc., v.98, 1972, pp. 105-126.
- M o s s o p S.C., H a l l e t J. - Ice Crystal Concentration in Cumulus Clouds Influence of the Drop Spectrum, Science, v.186, 1974, pp. 632-638.
- N i x N., F u c u t a N. - Nonsteady - state of Droplet Growth in Cloud Physics, J. Atmos. Sci., v.13, 1974, pp. 1334-1343.
- P r u p p a c h e r H., K l e t t J.D. - Microphysics of Clouds and Precipitation, D. Reidel Publ. Comp., 1978, p. 714.
- P r u p p a c h e r H., P f l a u m J.C. - Some Characteristics of Ice - Nucleation Active Sites Derived from Experiments with a Ferraelectric Substrate, J. Coll. and Interface Sci., 52, 1975, pp.543-552.
- P r u p p a c h e r H., S c h l a m p R.J. - Amid Tunnel Investigation on Ice Multiplication by Freezing of Waterdrops Falling at Terminal velocity in Air, J. Geophys. Res., v. 80, 1975, pp. 380-386.
- R o s i n s k i J. et al - Radionuclides as ice - forming nuclei, J.R.Atmsp., v .6,4,1972, pp. 693-696.
- V a l i G. - Quantative Evaluation of Experimental Results on the Heterogeneous Freezing Nucleation of Supercooled Liquids, J.Atmos.Sci., v. 28, 1972, pp. 402-409.
- V a l i G. - Atmospheric Ice Nucleation - Review, J.R.Atmsp., 19, № 2-3, 1985, pp. 105-115.
- V a r d i m a n L., G r a n t L.O.. - The Generation of Secondary Ice Particles in Clouds by Crystal - crystal Collisions, Amer. Meteor. Soc. Preprints Conf. on in Cloud. Physics, Tucson, Ariz., 1974, pp.195-207.
- W a r b u r t o n J.A. et al - Airborne observations of natural radioactivity in the atmosphere, Nature, 207, № 4993, 1965, p. 181
- Y o u n g K.C. - The Role of Contact Nucleation in Ice Phase Initiation, J.Atmos. Sci, v. 31, 1974, pp. 768-770.

Автандил Георгисвич Амиранашвили, Тенгиз Георгиевич Гзиришвили
АЭРОЗОЛИ И ЛЕДЯНЫЕ КРИСТАЛЛЫ В АТМОСФЕРЕ

Тбилиси

“Мецниереба”

1991

ა.ამირანაშვილი, თ. გზირიშვილი

აეროზოლები და ყინულის კრისტალები ატმოსფეროში

Напечатано по постановлению Научно-издательского
совета Академии наук Грузии

ИБ 4302

Редактор издательства	О.А. Самсония
Художник	Г.А. Ломидзе
Худож. редактор	Н.М. Квиникадзе
Техредактор	Т.Д. Лажкарашвили
Корректор	Л.Г. Айзмайпарашвили
Выпускающий	Е.Г. Майсурадзе

Сдано в произ. 14.08.91; Подписано к печати 12.08.91; Формат
бумаги 60 x 84 $\frac{1}{4}$; Бумага офсетная; Печать офсетная;
печ. л. 7.0; уч.-изд. л. 6,01:

Заказ 2105

:

Тираж 400:

Цена 1 руб. 80 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Издательство „Мецниереба“, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19
საქართველოს მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი, კუტუზოვის ქ., 19
Типография АН Грузии, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19