

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ им. А. И. ВОЕЙКОВА

ТРУДЫ

06
Т78

ВЫПУСК 278

ФИЗИКА ОБЛАКОВ
И АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук
Н. С. ШИШКИНА

257 218
218 752

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

ЛЕНИНГРАД • 1972

В сборнике рассматриваются исследования естественного и искусственного осадкообразования, экспериментальные и аэроклиматические исследования облаков и осадков, вопросы разработки методов активных воздействий на облака и туманы.

Расчитан на научных работников и специалистов в области физики атмосферы и активных воздействий.

Д. Д. СТАЛЕВИЧ

ВЫЗЫВАНИЕ ИСКУССТВЕННЫХ ОСАДКОВ С ПОМОЩЬЮ ГИГРОСКОПИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ

Введение

Гигроскопические вещества одними из первых нашли применение в практике активного вмешательства в процессы осадкообразования [1, 3—7, 12—16]. Такое вещество, как NaCl, можно назвать в некотором роде универсальным, так как оно может быть использовано практически при любых температурных условиях в облаке, если последнее является капельным. При внесении гигроскопических частиц в облако за счет понижения упругости водяного пара над образовавшимися каплями раствора происходит ускоренный их рост по сравнению с облачными каплями. При достижении каплями радиуса $R \sim 15$ мкм в процесс роста включается гравитационная коагуляция, которая с увеличением размера капли становится все более мощным фактором ее роста. Таким образом, введение в облако гигроскопических веществ является искусственным импульсом процесса осадкообразования.

Микроструктурная перестройка в облаке, сопровождающая искусственный импульс, создает большую полидисперсность облачных капель и, как следствие, происходит рост более крупных капель за счет перегонки водяного пара с более мелких.

Целью настоящей работы является краткое обобщение тех результатов, которые были получены в последнее десятилетие в работах, поставленных в ГГО и посвященных использованию поваренной соли (NaCl) при вызывании искусственных осадков.

В работе последовательно рассматриваются следующие факторы, характеризующие результат воздействия:

- 1) размеры частиц искусственных осадков,
- 2) размеры зон искусственных осадков,
- 3) количество осадков, которое может быть получено в результате воздействия.

В связи с тем что в начальных условиях задачи варьировались как параметры облака (геометрические и физические), так и пара-

метры воздействия (размеры частиц реагента, количество реагента, способ и уровень его введения в облако), в процессе решения задачи были получены ответы на следующие вопросы:

- 1) каков оптимальный размер частиц реагента,
- 2) какое количество реагента мы можем считать оптимальным при воздействии на облако с определенными геометрическими и физическими параметрами,
- 3) какой способ введения реагента можно считать наиболее выгодным.

В конечном итоге результаты работы дают также ответ на вопрос, какое конвективное облако может быть объектом воздействия.

Работы проводились двумя путями: теоретический расчет и эксперимент в полевых условиях. В настоящей статье остановимся в первую очередь на результатах численного расчета, сопоставив их с данными полевого эксперимента.

Процессы роста и перемещения капель, возникших на частицах NaCl, были подробно рассмотрены в их взаимодействии; в результате получена схема, позволяющая численным методом рассчитывать рост и перемещение в пространстве капель, образовавшихся на частицах NaCl. Подробно вывод формул и схема расчета описаны в работах [8, 9].

Расчетная схема включала в себя учет очень многих зависимостей, поэтому расчеты были весьма громоздкими и трудоемкими. А так как задача решалась для большого числа случаев, когда варьировались начальные условия (в общей сложности около 300), необходимо было механизировать вычисления, используя ЭВМ, что и было сделано после составления программы.

Рост капель на частицах NaCl

Так как в качестве реагента брались частицы сухого порошкообразного хлористого натрия, естественно, что в процессе роста капли на частицах NaCl можно выделить несколько стадий. На самой начальной стадии происходит растворение NaCl в конденсате. На протяжении всей этой стадии на поверхности капли сохраняется насыщенный раствор и значение максимально возможного понижения упругости пара над ним. Автором была получена расчетная формула роста капли как на стадии растворения, так и на последующей стадии разбавления [8]. На второй стадии конденсация приводит к уменьшению концентрации раствора в капле и постепенному уменьшению понижения упругости пара над ней. Первая стадия продолжается до момента, когда радиус капли R достигнет $1,89R_0$ (где R_0 — начальный радиус частицы NaCl), вторая — приблизительно до увеличения R_0 в 6—7 раз. В дальнейшем гигроскопичность уже не будет влиять на рост капли. Последующий рост будет происходить за счет пересыщения в облаке и гравитационной коагуляции с облачными каплями.

Рост капель, возникших на искусственных ядрах конденсации, рассчитывался методом численного интегрирования уравнений, опи-

сывающих этот процесс. Интервалы ΔR выбирались таким образом, чтобы водность q_w и радиус каплей r_m , дающих наибольший вклад в водность, с достаточной точностью можно было считать постоянными на отрезке вертикального пути Δz . Переходом от одних значений q_w и r_m к другим при изменении высоты капли над уровнем основания облака H последовательно вычислялась траектория капли $H(R)$.

Радиус частиц осадков в первую очередь зависит от высоты, на которой капля начинает свой рост в облаке, т. е. уровня введения

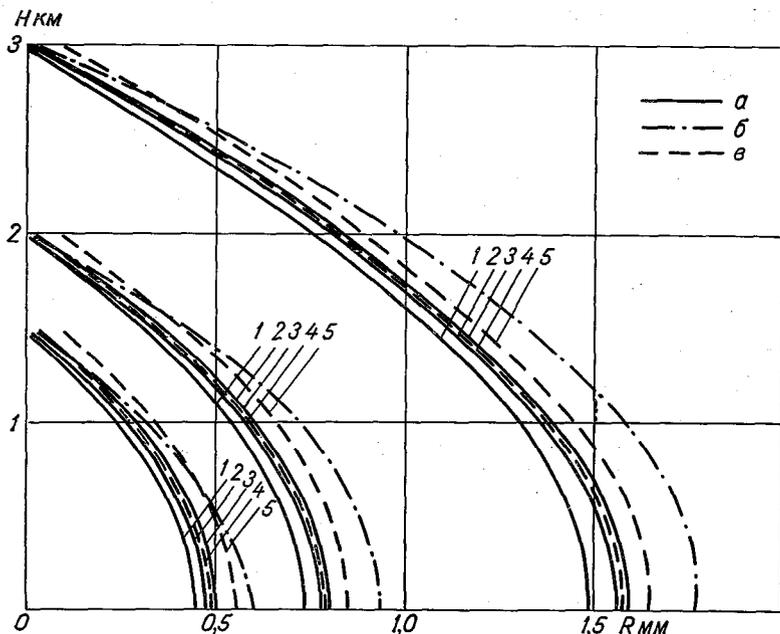


Рис. 1. Траектории роста частиц гигроскопического (а) и льдообразующего (б) веществ и капель воды (в), введенных в качестве реагента в верхнюю часть облаков различной мощности при $T_{\text{нг}} = 6^\circ \text{C}$.

1 — $R_0 = 2$ мкм, 2 — $R_0 = 5$ мкм, 3 — $R_0 = 10$ мкм, 4 — $R_0 = 30$ мкм, 5 — $R_0 = 100$ мкм.

реагента H_v . Чем больше мощность облака, в верхнюю часть которого вводится реагент, тем большего размера достигают капли при своем выпадении из облака (рис. 1).

Расчеты показывают, что при достижении каплей $R = 100$ мкм скорость конденсации становится на порядок меньше скорости гравитационной коагуляции, быстро возрастающей в процессе роста капли. Таким образом, общий рост введенных в облако частиц обуславливается в основном гравитационной коагуляцией. А так как последняя прямо пропорциональна водности облака, то общий рост частицы реагента зависит от водности облака. Чем выше температура в облаке, а следовательно, и больше значения водности на различных уровнях, тем быстрее будут расти частицы реагента [10].

Наряду с мощностью и водностью облака важным фактором, влияющим на рост частиц NaCl, является скорость восходящего потока в облаке. Подробно этот вывод обосновывается в работе [11]. Коротко можно отметить следующее. В быстро развивающемся облаке (например, $u=5$ м/сек., $H_b=4$ км) радиус частиц осадков достигает 6—8 мм (без учета разбрызгивания). Это на порядок больше, чем в облаках со скоростью развития 0,5—1 м/сек., где конечный радиус капель $R \sim 1$ мм. При этом мелкие ($R_0=5$ мкм), а следовательно, и более легкие частицы поднимаются до больших высот и, опускаясь, проделывают более длинный путь. Поэтому они достигают большего размера при своем выпадении из облака, чем частицы с $R_0=10$ мкм.

Рост частиц реагента зависит не только от параметров облака (ΔH , q_w , u), но и от того, в каком количестве вводится этот реагент. Данные расчетов, приведенные на рис. 1, справедливы для тех случаев, когда используется реагент в таком количестве, что частицы растут независимо друг от друга. При большом количестве реагента можно найти некоторый уровень H_k , начиная с которого падающие капли забирают всю капельную влагу и в итоге вырастают меньше, чем в случае роста единичной капли. Приведем пример, показывающий, что с увеличением расхода NaCl возрастает уровень H_k и уменьшается величина конечного радиуса капли R_k при выпадении ее из облака (мощностью $\Delta H=2$ км):

Расход NaCl кг	1	5	10	20
H_k м	330	1340	1580	1690
R_k мм	0,85	0,74	0,53	0,38

Время появления искусственных осадков

Расчет роста радиуса капель при их движении в облаке проводился последовательно от уровня к уровню. Поскольку средняя скорость перемещения капли в каждом слое известна, нетрудно было определить время, которое затрачивалось каплей на прохождение того или иного слоя, а после суммирования по всему пути найти общее время роста частицы реагента в облаке.

Оказалось, что время роста частицы NaCl очень сильно зависит от ее начального размера R_0 . Время роста частиц NaCl до $R=15$ мкм при различных их начальных R_0 следующее:

R_0 мкм	1	2	3	5
t_{15} сек.	10 800	360	60	40

Время достижения каплей $R=15$ мкм особенно велико для мелких частиц гигроскопического вещества. Для частиц с $R_0=1$ мкм оно достигает 3 час. Объясняется это так. На станции растворения частицы, когда над каплей понижение упругости водяного пара максимально, отмечается весьма интенсивный рост капли. По мере уменьшения концентрации раствора капли упругость водяных паров над ней приближается к упругости над дистиллированной водой, и рост становится замедленным. Влияние гигроскопичности

ощутимо приблизительно до увеличения R_0 в 6—7 раз. Поэтому мелкие частицы с некоторого момента не имеют никакого преимущества в росте и медленно вырастают до $R=15$ мкм, когда вступает в действие фактор коагуляции. В связи с этим, очевидно, воздействовать на конвективные облака реагентом с малой скоростью роста частиц не имеет смысла. Введение в облако еще более мелких частиц гигроскопического вещества ($R_0 < 1$ мкм) может привести к тому, что вместо образования осадков произойдет стабилизация облака.

Зависимость общего времени роста частиц реагента в облаке от различных факторов приведена на рис. 2.

Основной вывод, который может быть сделан в результате этих расчетов, состоит в том, что искусственные осадки появляются под облаком через 13—17 мин. после введения реагента в облако. При использовании в качестве реагента воды или крупных частиц смачиваемых веществ ($20 \text{ мкм} < R_0 < 100 \text{ мкм}$) осадки появляются через 8—15 мин.

Полевые эксперименты, в которых в качестве реагента использовалась измельченная поваренная соль с $R_0 \sim 2 \div 5$ мкм в смеси с цементом (добавляемым к соли для предотвращения слипания ее частиц), показали, что во всех опытах искусственные осадки отмечались под облаком через 12—18 мин. после воздействия [2].

Ширина зоны искусственных осадков

Частицы реагента распространяются в различных направлениях в облаке благодаря турбулентному перемешиванию. Для оценки распределения частиц в настоящей работе использовались решения уравнений турбулентной диффузии примеси, полученные Сеттоном [17]. Были рассмотрены два способа введения реагента в облако: мгновенный точечный источник и мгновенный линейный источник. Так как одновременно с распространением частиц реагента происходит их рост, наступает момент, когда их скорость падения становится соизмеримой со средней скоростью расширения зоны воздействия (1 м/сек.), а потом и значительно больше ее. Турбулентное рассеяние частиц рассматривалось лишь до этого момента, т. е. до момента, когда радиус каплей достигает 100 мкм. После этого рассматривалось движение частиц реагента лишь под действием силы тяжести. Этот момент определяет ширину зоны воздействия, зоны,

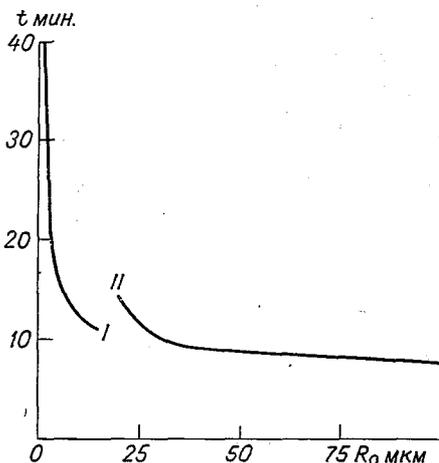


Рис. 2. Время появления осадков в зависимости от начального размера гигроскопического реагента (I) и воды (II).

в которой произошло распространение реагента. Анализ распределения частиц реагента в зоне воздействия показал, что их концентрация быстро убывает с удалением (ΔS) от точки или линии воздействия. На рис. 3 в качестве примера приведено распределение частиц реагента в момент достижения ими $R=100$ мкм при введении в облако 1 кг NaCl точечным способом.

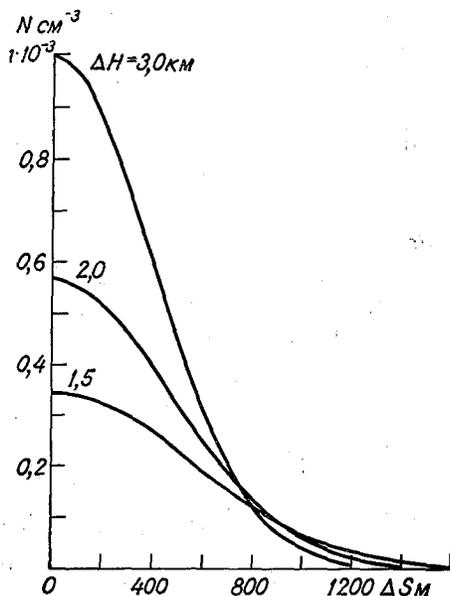


Рис. 3. Концентрация N частиц гигроскопического реагента в зоне воздействия в зависимости от расстояния ΔS и мощности облака ΔH .

нии введения реагента; кроме того, за 10—20 мин. облако могло изменить направление движения. Но некоторое количество опытов все-таки можно было отобрать для проверки правильности теоретических результатов. Ширина зоны в полевых экспериментах составляла 2—4 км. По порядку величин наблюдается довольно хорошее согласие теории с экспериментальными данными.

Количество искусственных осадков

Зная распределение частиц реагента внутри облака к моменту достижения каплями $R=100$ мкм и имея данные о росте частиц, падающих с различных высот, можно определить количество осадков в определенной точке под облаком. На рис. 4 б приведены результаты расчета возможного количества осадков Q при воздействии разным количеством NaCl на облака различной мощности. Обращает на себя внимание то, что во всех трех случаях прямолинейный участок переходит в криволинейный, а значение Q стремится к $Q_{\text{макс}}$, т. е. начиная с некоторого значения расхода дальнейшее

Так как перенос облака по горизонтали в расчетах не учитывался, зоны воздействия и зоны осадков совпадают по размеру. По концентрации частиц реагента на разных расстояниях от точки или линии воздействия можно судить о ширине зоны воздействия.

Зависимости, представленные на рис. 4 а, показывают, что ширина зоны осадков в довольно значительной степени связана с мощностью облака и расходом реагента.

По экспериментальному материалу о размерах зон осадков, к сожалению, не всегда можно было оценить ширину зоны, т. е. размер, перпендикулярный линии воздействия. Часто измерения осадков производились в направлении, не строго перпендикулярном кли-

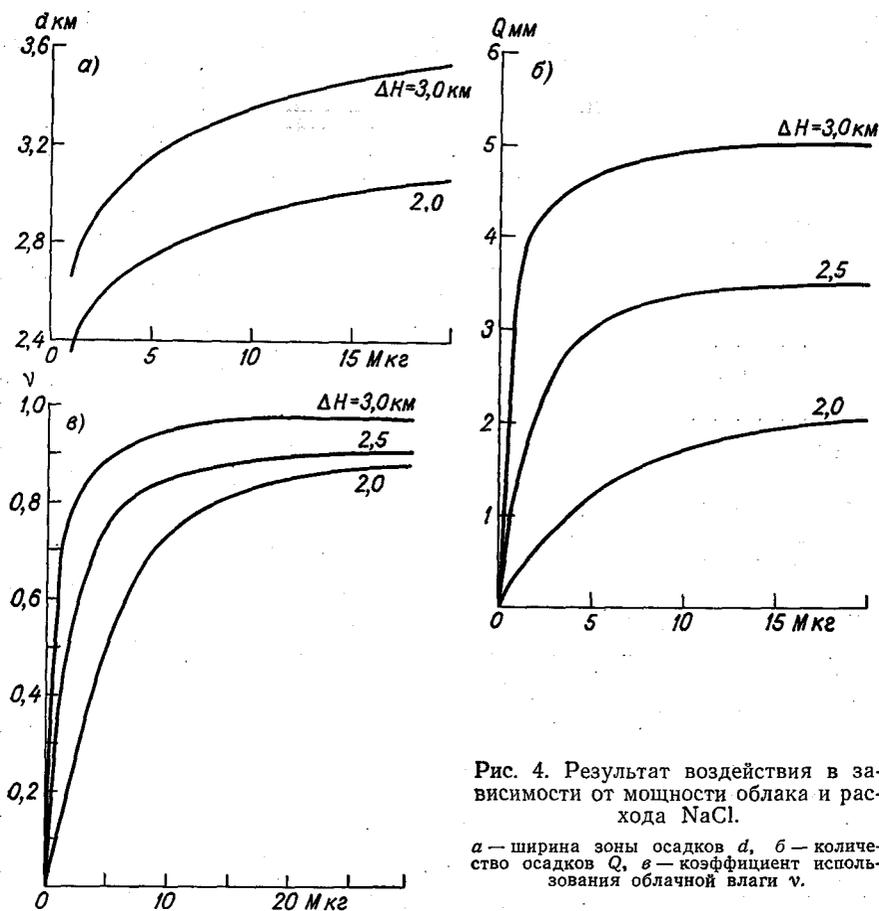


Рис. 4. Результат воздействия в зависимости от мощности облака и расхода NaCl.

a — ширина зоны осадков d , $б$ — количество осадков Q , $в$ — коэффициент использования облачной влаги ν .

его увеличение не приводит к заметному изменению количества осадков. Объясняется это тем, что частицы реагента при определенной их концентрации начинают «мешать» расти друг другу и, в конечном итоге, все вырастают меньше, чем в случае падения единичной частицы реагента.

В расчетах был учтен тот факт, что облако постепенно вымывается осадками. Капли, возникшие на частицах NaCl и оказавшиеся за счет турбулентной диффузии и гравитации на наиболее низком уровне, раньше других достигают нижней границы облака и первыми выпадают в виде осадков. Капли с более высоких уровней проходят этот путь позднее и поэтому в условиях меньшей водности. Но так как они находятся в большей концентрации, падая с уровней, более близких к месту введения реагента в облако, эти капли забирают уже всю влагу, имеющуюся ниже некоторого уровня H_k . Вымыванию облака, начиная с нижней границы его, способствует также то, что коагуляционный рост капли с увеличением ее размера

и, следовательно, с приближением к уровню нижней границы облака происходит с возрастающей скоростью. В расчетах для каждой группы частиц определялся уровень вымывания H_k . Каждая последующая группа частиц повышает нижнюю границу облака. Группа частиц реагента, падающая с самого высокого уровня и проходящая последней в вертикальном столбе облачного воздуха, определяет уровень вымывания всего облака при заданном расходе реагента. Ниже приводятся данные о концентрации N частиц реагента на разных расстояниях ΔS от точки воздействия и об уровне вымывания облака в процессе выпадения из него осадков (расход $\text{NaCl } 2 \text{ кг}$):

$\Delta S \text{ м}$	750	650	550	450	350	250	150	50
$N \frac{\text{частиц}}{\text{см}^3} \cdot 10^3$	2,8	4,5	6,6	9,1	11,8	14,4	16,3	17,5
$H_k \text{ м}$	—	20	30	610	1400	1720	1980	2200

Таким образом, распад облака, вызванный вымыванием, происходит главным образом снизу. Начинается этот процесс с выпадения осадков, т. е. через 10—17 мин. после воздействия. Полевой эксперимент также отмечает повышение нижней границы облака после появления искусственных осадков.

Необходимо отметить, что введение реагента приводит также к некоторому оседанию вершины облака. Это связано с тем, что растущие частицы реагента забирают всю влагу у облачных капель. В условиях малой влажности даже незначительный рост и падение капель реагента вниз вызывает полное исчезновение верхнего облачного слоя. Хотя вымывание у верхней границы захватывает небольшую часть тем не менее оно должно быть отмечено как явление, сопутствующее воздействию на конвективные облака. Проявляется оно раньше, чем у нижней границы, через 4—5 мин. после воздействия.

Каждому расходу реагента M соответствует своя картина распределения частиц внутри облака. При увеличении расхода концентрация частиц на любом уровне возрастает. Каждая группа частиц начинает с более высокого уровня захватывать всю влагу, а уровень вымывания облака становится все более высоким. Как следствие увеличения расхода реагента, все большее количество облачной влаги переходит в осадки. Но даже для такой условной теоретической модели конвективного облака с полностью прекращающимся притоком влаги после введения реагента нельзя подобрать метод воздействия (свойства и расход реагента, способ и уровень его введения и т. п.), при котором вся облачная влага была бы вынесена в виде осадков частицами реагента. В этом нетрудно убедиться, если сопоставить то максимальное количество осадков $Q_{\text{макс}}$, которое может быть получено в результате воздействия на облако с определенными параметрами, с запасом влаги в нем Q_0 . Последний определяется интегрированием кривой влажности по высоте от $h=0$ до $h=\Delta H$, а величину $Q_{\text{макс}}$ можно получить из расчета, результаты которого приведены на рис. 4 б. Отношение $\frac{Q_{\text{макс}}}{Q_0}$ в рас-

смотренной схеме воздействия составляет в среднем 0,9. Это значит, что 10% облачной влаги ни при каких условиях не может быть получено в виде осадков. В связи с этим успешность воздействия целесообразно оценивать коэффициентом $\nu = \frac{Q}{Q_{\text{макс}}}$, сравнивая при

этом количество выпавших осадков с максимально возможным количеством осадков при данном методе воздействия, а не с общим запасом влаги. Величину ν будем называть коэффициентом использования облачной влаги.

Вычисляя ν для последовательно увеличивающихся расходов NaCl (по данным рис. 4 б) легко установить, что он быстро достигает значений 0,7—0,8, а затем темп роста замедляется и при $\nu \sim 0,9 \div 0,95$ становится очень малым. Увеличение расхода реагента после этого момента приводит к очень малому увеличению количества осадков и, следовательно, становится нецелесообразным (рис. 4 в).

Таким образом, расчетные данные позволяют установить критерий для выбора оптимального расхода NaCl при воздействии на конвективные облака с определенными физическими параметрами.

Оптимальные расходы NaCl

Результаты расчетов оптимальных расходов NaCl ($M_{\text{опт}}$) при введении его в стационарное облако в точке и вдоль трассы иллюстрируются рис. 5 а и б соответственно. С уменьшением мощности облака увеличивается требуемый расход реагента. Объясняется этот факт тем, что уменьшается коэффициент полезного действия каждой частицы, т. е. то количество влаги, которое она вынесет из облака, достигнув его нижней границы. В маломощном облаке меньше путь перемещения частиц, меньше водный запас. Следует отметить, что мощность облака 2 км является в некотором роде граничным значением, оценивающим пригодность облака как объекта воздействия с целью вызывания из него осадков. При небольшой мощности конвективного облака ($\Delta H < 2$ км) малый расход реагента не дает существенных осадков, большей же может привести к полному распаду облака. Этот факт отмечается не только теоретическими работами, о нем свидетельствуют и полевые эксперименты. Последними было также установлено, что в случае полного переохлаждения облака гигроскопический реагент (NaCl с цементом) может вызывать осадки из облака с $\Delta H \sim 1,7$ км [2]. Влияние переохлаждения облака на значение минимальной мощности, при которой воздействие может привести к более или менее существенным осадкам, в некоторой степени можно объяснить наибольшей коллоидной неустойчивостью такого облака.

Расчеты [11] позволили оценить также роль скорости восходящего потока, если он сохраняется после воздействия (рис. 5 в). В развивающемся облаке частицы реагента поднимаются выше и вырастают до больших размеров. Оптимальный расход в этом

случае должен быть меньше, чем при прекращении развития облака после воздействия. Хотя этот вопрос не может считаться сейчас окончательно решенным, создается впечатление, что воздействие на быстро развивающееся облако, по-видимому, не может быть перспективным, так как прекращать развитие такого облака невы-

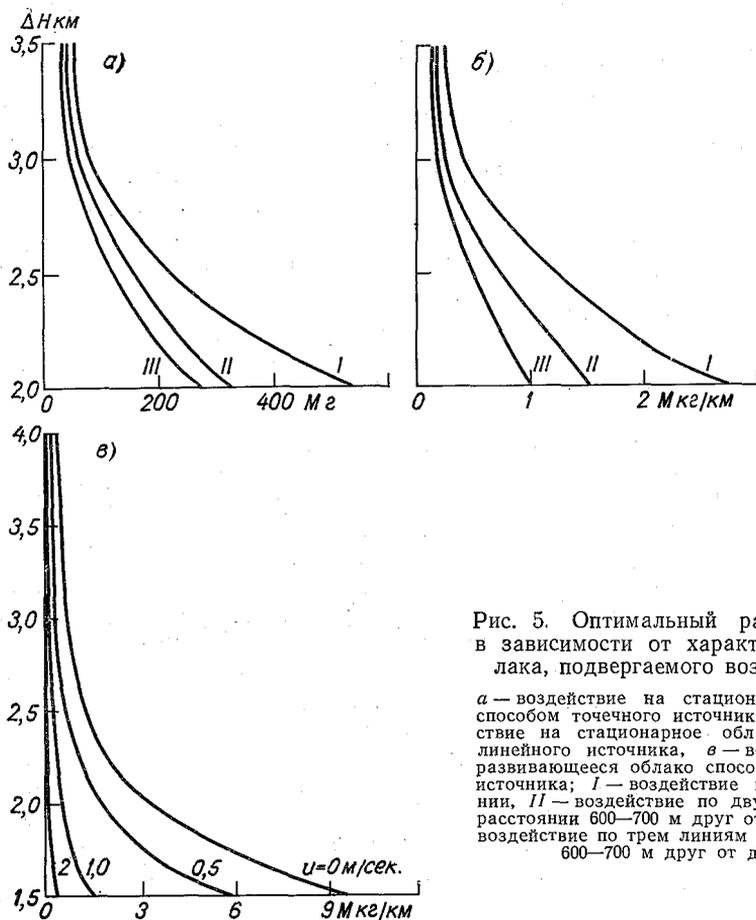


Рис. 5. Оптимальный расход NaCl в зависимости от характеристик облака, подвергаемого воздействию.

a — воздействие на стационарное облако способом точечного источника, *б* — воздействие на стационарное облако способом линейного источника, *в* — воздействие на развивающееся облако способом точечного источника; *I* — воздействие по одной линии, *II* — воздействие по двум линиям на расстоянии 600–700 м друг от друга, *III* — воздействие по трем линиям на расстоянии 600–700 м друг от друга.

годно. Позднее оно может дать более обильные естественные или искусственные осадки.

При установлении оптимальных расходов NaCl имеет значение начальный размер частиц реагента. На рост мелких частиц ($R_0 < < 2 \text{ мкм}$) внутри облака требуется очень много времени, поэтому их использовать при воздействии нецелесообразно. Расчет норм расходов для NaCl с более крупными частицами ($R_0 = 5 \div 10 \text{ мкм}$) показывает, что использование частиц с $R_0 = 10 \text{ мкм}$ не приводит к заметному увеличению количества осадков по сравнению с частицами с $R_0 = 5 \text{ мкм}$, но для достижения одного и того же результата

расход в первом случае должен быть существенно большим. Так, при воздействии на облако с мощностью 3 км частицами NaCl с $R_0=10$ мкм для получения $Q=5,5$ мм требуется $M_{\text{опт}}=0,92$ кг, а при использовании частиц NaCl с $R_0=5$ мкм требуется $M_{\text{опт}}=0,47$ кг. Таким образом, эти расчеты позволяют установить оптимальное значение начальных размеров частиц NaCl, а именно $R_0=5$ мкм.

Также представляет интерес выяснить, к каким результатам может привести использование реагента в количестве, превышающем оптимальное значение. С этой целью теоретически были рассмотрены

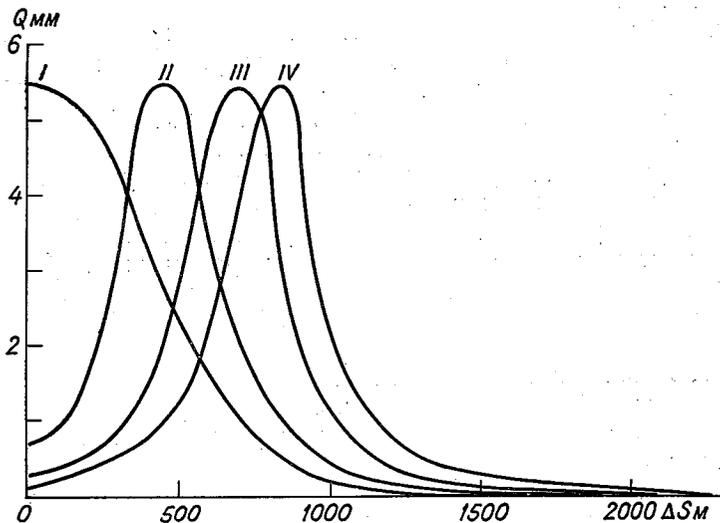


Рис. 6. Распределение количества осадков под зоной воздействия, полученное при введении гигроскопического реагента в облако мощностью 3 км в зависимости от расхода реагента.

$I - M = M_{\text{опт}}$, $II - M = 2M_{\text{опт}}$, $III - M = 5M_{\text{опт}}$, $IV - M = 10M_{\text{опт}}$.

рены несколько таких случаев. Результаты одного из них приводятся на рис. 6. Реагент NaCl, частицы которого имеют $R_0=5$ мкм, вводится способом точечного источника в облако мощностью 3 км при $u=1$ м/сек. Кривая I соответствует введению реагента в оптимальном количестве; кривые II, III, IV — случаи введения такого количества реагента, который в 2,5 и 10 раз соответственно превышает значение оптимального для этого случая расхода.

Обобщая результаты расчетов для всех рассмотренных в этом плане случаев, можно сделать следующие выводы:

1) непосредственно под точкой (линией) воздействия образуется зона, в которой происходит пересев реагентом и соответствующая этому стабилизация облака (либо распад без существенных осадков). Чем больше расход превышает значение $M_{\text{опт}}$, тем шире и глубже зона пересева;

2) в случаях пересева (кривые II, III, IV на рис. 6) концентрация частиц реагента, соответствующая максимуму при

оптимальном расходе, отмечается соответственно на расстояниях 500, 700 и 800 м от места воздействия. На этих удалениях количество осадков наибольшее;

3) с увеличением норм расхода реагента зона воздействия несколько расширяется. Благодаря этому несколько компенсируется потеря осадков из-за перезасева под точкой воздействия. Суммарные же количества осадков для каждого из четырех случаев различных норм расхода реагента довольно близки между собой. Расчеты показывают, что в среднем по сравнению с кривой I (рис. 6), величина ΣQ уменьшается приблизительно на 5—6% при $M=5M_{\text{опт}}$ и на 8% при $M=10M_{\text{опт}}$.

Таким образом, данные расчеты еще раз подтверждают, насколько нерационально увеличивать расход реагента по сравнению с его оптимальным значением.

Необходимо отметить, что нельзя полагать точной оценку абсолютных значений количества осадков, так как естественно, что расчет не мог учесть все факторы, влияющие на эту величину. Но в настоящих расчетах важно было выявить относительную картину, что, по-видимому, в некоторой степени удалось сделать.

Кроме установления оптимальных размеров частиц NaCl и оптимальных расходов этого реагента, интересно было выяснить наилучший способ введения реагента в облако. Для этого были сравнены друг с другом следующие способы:

- мгновенный точечный источник;
- мгновенный линейный источник,
- система точечных источников при различном их количестве и взаимном расположении,
- система параллельных линейных источников, расположенных на разных расстояниях друг от друга.

Начальные условия задачи принимали следующие значения:

- 1) 2,0 и 3,0 км — мощность облака,
- 2) 1,5; 2,0; 3,0 — горизонтальный размер облака в направлении, перпендикулярном линии воздействия (длина линии воздействия 1,5 км);
- 3) 1, 2, 3 — количество линий воздействия;
- 4) 125, 250, 500, 750, 1000 м — расстояния между линиями;
- 5) 11, 6, 4 — количество точечных источников, расположенных на одной линии длиной 1,5 км;
- 6) 150, 300, 500 м — расстояние между источниками соответственно.

Суммарный эффект от использования нескольких точечных или линейных источников реагента при различном расположении друг относительно друга определялся методом наложения полей осадков, рассчитанных для одного точечного или одного линейного источника. Путем варьирования расхода реагента устанавливалось его оптимальное значение для каждого из рассмотренных случаев. Так как от расчета к расчету изменялись и перечисленные выше начальные условия задачи, в конечном итоге выявлялся способ, эффективность воздействия при котором была наибольшей. Эффектив-

ность воздействия оценивалась суммарным количеством осадков в зоне воздействия ΣQ , коэффициентом использования облачной влаги v_0 (отношение суммарного количества осадков к максимально возможному количеству осадков в облаке), суммарным количеством осадков в расчете на единицу массы реагента η_0 .

Сравнение результатов воздействия при одинаковом суммарном расходе по линии приводит к выводу, что в случае точечных источников наиболее эффективно вводить оптимальное количество реагента через 150 м. Характеристики ΣQ , v_0 и η_0 имеют наибольшие значения. Если произвести сравнения при дозировках, оптимальных для каждого из случаев, то оказывается, что в указанном случае при меньших расходах достигается большее значение η_0 .

Таким образом, использовать большее количество менее мощных источников, расположенных близко друг к другу, наиболее целесообразно. Однако, поскольку разница в получаемом эффекте при подобном изменении количества источников на линии невелика, можно варьировать их число соответственно меняя расстояние между ними и дозировку реагента.

При сопоставлении совокупности нескольких точечных источников, расположенных на одной линии, с одним линейным источником той же длины выявилось следующее: способ линейного источника является наиболее выгодным для введения реагента в облако. Этот вывод в некоторой степени вытекает из предыдущего, так как в пределе линейный источник является совокупностью большого числа точечных источников, расположенных бесконечно близко друг от друга. В этом случае достигается наиболее равномерное распределение осадков по площади, благодаря чему интегральные коэффициенты использования облачной влаги v_0 и η_0 по всей площади облака имеют несколько большие значения, чем в случае дискретного введения реагента.

Если горизонтальные размеры облака достаточно велики, то реагент может быть введен по нескольким линиям. Расчетами было определено, что при использовании частиц NaCl с $R_0=5$ мкм оптимальным между линиями воздействия является расстояние 600—700 м, а для реагента с $R_0=10$ мкм это расстояние несколько меньше (300—500 м). Вывод этот может быть проиллюстрирован одним из случаев, приведенным на рис. 7. Совместное рассмотрение характеристик v_0 и η_0 позволяет сделать вывод, что вводить частицы NaCl с $R_0=5$ мкм в облако мощностью 3 км по двум или трем линиям на расстоянии 600—700 м наиболее выгодно. При этом расстоянии достигается практически максимальная величина v_0 , а величина коэффициента η_0 , уменьшающаяся с увеличением расстояния между линиями воздействия, остается еще достаточно большой.

Количество линий, по которым вводится реагент, определяется в основном горизонтальными размерами конвективного облака. Поэтому с учетом установленного выше оптимального значения расстояния между линиями (около 600 м) введение реагента в облако протяженностью 2 км может быть осуществлено по 2—3 линиям.

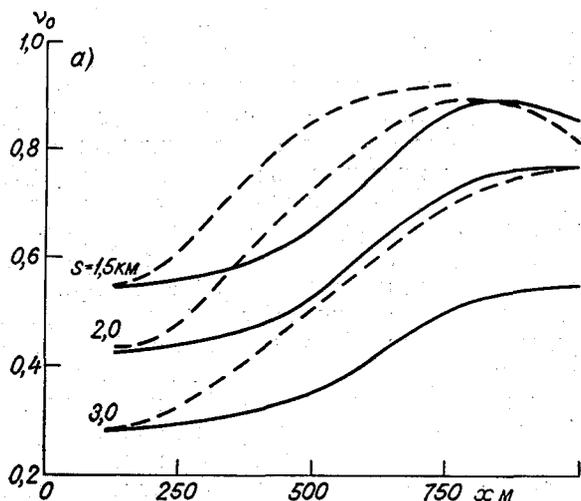


Рис. 7. Результаты воздействия на облака с разностью $\Delta H = 3$ км в зависимости от рас-
 а — коэффициент использования облачной влаги v_0 , б —
 действие двумя линейными источниками, 2 —

ВЫВОДЫ

1. Вертикальная мощность облаков, на которые целесообразно воздействовать гигроскопическим реагентом, должна быть более 2 км при положительных температурах и более 1,7 км при температурах около -10°C на верхней границе облака.

2. Оптимальным радиусом частиц NaCl является $R_0 = 5$ мкм.

3. Оптимальный расход NaCl зависит от мощности, водности, скорости развития облака, а также способа введения реагента (рис. 5).

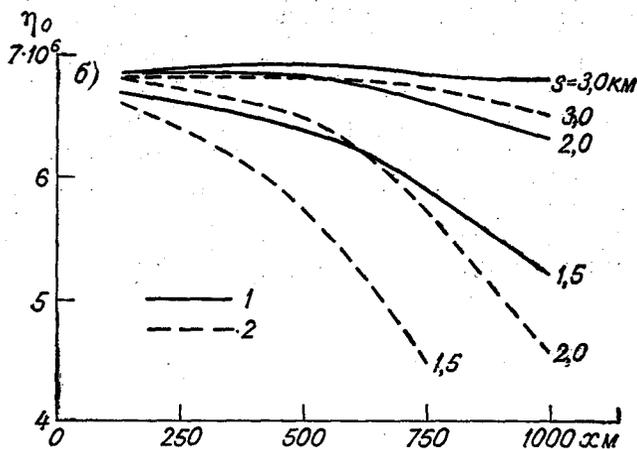
4. Если горизонтальные размеры облака достаточны, чтобы производить воздействие по нескольким линиям на расстоянии около 600 м друг от друга (оптимальное значение), то расходы реагента вдоль одной линии воздействия должны соответственно уменьшаться (рис. 5 а, б).

5. В результате воздействия NaCl конвективные облака мощностью 2—4 км дают осадки небольшой интенсивности. Чаще всего это дождь от слабого до умеренного. Радиус частиц осадков $R \sim 0,8 \div 2,5$ мм.

6. Выпадение осадков из облака происходит через 12—17 мин. после момента воздействия. Продолжительность искусственных осадков составляет 20—30 мин., иногда 1 час и более.

7. Ширина зоны осадков (непосредственно под облаком) в среднем составляет при воздействии вдоль одной линии 2—4 км.

8. Схема расчета, использованная в данной работе, может быть применена и к другим гигроскопическим веществам. Для этого



личными горизонтальными размерами s и мощностью между линиями воздействия x .

коэффициент использования массы реагента η_0 ; 1 — воздействие тремя линейными источниками.

необходимо изменить константы, входящие в оценку конденсационного роста на каплях раствора.

ЛИТЕРАТУРА

1. Базилевич В. В., Кирюхин Б. В., Оболенский В. Н. Горные экспедиции ЛИЭМ 1934—1936 гг. — Труды НИУ ГУГМС, 1941, сер. 1, вып. 1.
2. Будилова Е. П. и др. Натурные испытания смеси NaCl с цементом в качестве реагента для воздействия на мощные кучевые облака. — Труды ГГО, 1968, вып. 224.
3. Кирюхин Б. В. Испарение капель воды и водных растворов соли. — Труды НИУ ГУГМС, 1945, сер. 1, вып. 7.
4. Ленгмюр И. Рост частиц в дымах и облаках и образование снега из переохлажденных облаков. — В кн.: «Успехи физических наук», т. 37, вып. 3, 1949.
5. Никандров В. Я. О применении гигроскопических солей в противораковых ракетах. — Труды ГГО, 1962, вып. 126.
6. Сайчук В. И. и Нарских О. Г. Образование искусственного тумана на ядрах конденсации влаги. — Коллоидный журнал, 1936, т. II, вып. 9—10.
7. Соловьев А. Д. Поглощение влаги гигроскопическими частицами в облаке. — Труды ВНМС, 1963, т. 5.
8. Сталевич Д. Д. Об оптимальных условиях воздействия на капельные облака с помощью гигроскопических веществ. — Труды ГГО, 1961, вып. 117.
9. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. Об оптимальных расходах льдообразующих реагентов при воздействии на облака с целью вызывания из них осадков. — Труды ГГО, 1967, вып. 202.
10. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. О роли водности облака в образовании искусственных осадков. — Труды ГГО, 1971, вып. 262.
11. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. О роли восходящих движений в формировании искусственных осадков. См. наст. сборник.

12. Федосеев В. А. и др. Воздействие распыленных растворов хлористого кальция на водный туман. — Коллоидный журнал, 1952, т. XIV, вып. 4.
13. Fournier d'Albe E. M. Cloud-seeding trials using common salt. Conference on the Physics of Cloud and Precipitation Particles. Sept., 1955.
14. Houghton H. G., Radford W. H. A new type apparatus for the dissipation of fog by means of fine hygroscopic particles. Papers in physics ocean and meteor. 6 (3), 1938.
15. Isono K., Fujita H., and Kobayashi M. Change in droplets spectrum and water content of a cloud induced by salt water seeding. J. Met. Soc. Japan, Ser. 2, 34 (4), Aug. 1956.
16. Ogiwara Kobayashi. On the Growth of Water Droplets around Hygroscopic Particles in convective Cloud and its application to the Artificial precipitation. Report of Rainmaking in Japan, vol. 1, 1954.
17. Sutton O. G. Micrometeorology. New York—Toronto—London. 1953.

О РОЛИ ВОСХОДЯЩИХ ДВИЖЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ИСКУССТВЕННЫХ ОСАДКОВ

Введение

Сложность решения задач искусственного осадкообразования связана с отсутствием достаточно полных сведений об изменении некоторых параметров, характеризующих состояние подвергаемого воздействию облака, особенно об изменении движений воздуха облаков.

Байерс и Брейам [12] получили наиболее полные сведения о вертикальных воздушных движениях внутри конвективного облака. Ими было проанализировано 1086 результатов измерений вертикальных потоков при пересечении облаков. Согласно их данным, наиболее часто в конвективных облаках встречаются скорости восходящих движений 6—7 м/сек., а максимальные скорости составляют 25 м/сек. По более поздним данным С. М. Шметера [10], полученным также из экспериментальных исследований, максимальные значения скоростей восходящих потоков достигают 30—35 м/сек. По теоретическим оценкам некоторых авторов, они могут превышать эти значения. Так, по оценке Н. С. Шишкина [9], максимально возможные скорости составляют 40 м/сек., по Стейнеру и Райну [14]—63 м/сек. Ладлам расчетным методом получил максимальную скорость 100 м/сек. [13].

В развивающихся облаках восходящие движения воздуха наблюдаются во всей толще облака. Н. И. Вульфсон считает, что до уровня, приблизительно равного $\frac{2}{3}$ мощности облака, происходит рост скорости восходящего потока с высотой [2]. Н. Ш. Бибилашвили и др. [1] и Г. К. Сулаквелидзе [7] удалось обнаружить с помощью шаров-пилотов, что скорость восходящего потока в *Сu cong.* растет от основания облака до предвершинной его части (примерно около $\frac{2}{3}$ мощности) и далее убывает. Скорость выходящего потока изменяется и во времени. Эти вопросы исследовал Андерсон [11]. Он установил, что изменения скорости во времени происходят периодически, с периодом пульсации примерно 10 мин.

Приведенные данные были положены в основу настоящего исследования при изучении влияния скорости восходящих потоков в облаке на рост сферических частиц, возникших на искусственных ядрах конденсации (сублимации). Расчеты производились методом численного интегрирования уравнений, описывающих процессы роста на частицах реагента. Подробно схема расчета роста на частицах льдообразующего вещества приводится в работе [8], а на частицах гигроскопического реагента в работе [3].

В расчетах были использованы три упрощенные схемы развития облака:

а) облако, развитие которого завершено к моменту воздействия ($u=0$);

б) облако с равномерным по высоте восходящим потоком (u равно 0,1; 0,3; 0,5; 0,7; 1,0; 2,0; 3,0; 5,0; 7,0; 10,0 м/сек.);

в) облако с заданным профилем скорости восходящего потока.

Стационарное облако ($u=0$)

В ранних работах авторов [4, 5, 6] рассматривалось мощное конвективное облако, развитие которого было завершено к моменту воздействия. Это позволило исключить влияние восходящих вертикальных движений в облаке на рост частиц, возникших на искусственных ядрах, и выявить влияние, которое оказывают на этот процесс мощность облака и его водность.

Коротко следует указать, что на частицах реагентов, имеющих первоначальные размеры R_0 от сотых долей микрона (для льдообразующего реагента) до десятков микрон (гигроскопический реагент и капли воды), вырастают капли, имеющие размеры дождевых капель. Расчеты показывают, что гравитационная коагуляция является основным фактором роста введенных в конвективное облако частиц реагента. Особенно большое значение гравитационная коагуляция приобретает при достижении каплями и частицами радиуса 100 мкм и более, когда скорость гравитационной коагуляции на порядок превышает скорость конденсации. Скорость роста частиц несколько замедляется по мере приближения капли к нижней границе, что объясняется уменьшением водности в нижних слоях облака.

Данные о конечных размерах выпадающих из облака частиц осадков приведены в табл. 1.

Из таблицы видно, что конечный радиус частицы R_k в первую очередь зависит от длины пути, пройденного частицей в облаке. Поэтому основную роль в росте частиц реагента играет мощность облака ΔH , если предположить, что в случае стационарного облака реагент вводится в его верхнюю часть. Так, например, при прочих равных условиях частицы, растущие в облаке мощностью 1,5 км, достигают при своем выпадении из облака размера, примерно в 5 раз меньшего, чем в облаке мощностью 4,0 км.

Из таблицы также следует, что частицы различных реагентов, введенные на один и тот же уровень, вырастают в дождевые капли, мало отличающиеся по своим размерам.

Таблица 1

Размер частиц искусственных осадков

Реагент	R_0 мкм	R_k мкм при ΔH , равном			
		1,5 км	2 км	3 км	4 км
Льдообразующий	0,01	0,64	0,95	1,90	3,00
NaCl	2	0,44	0,74	1,49	2,50
	5	0,47	0,78	1,56	2,55
	10	0,48	0,79	1,57	2,59
	20	0,50	0,80	1,58	2,60
H ₂ O	20	0,47	0,78	1,56	2,57
	30	0,48	0,79	1,57	2,58
	60	0,51	0,82	1,60	2,63
	100	0,54	0,85	1,65	2,65

Использование льдообразующего реагента при одних и тех же параметрах облака приводит к выпадению более крупных частиц осадков (примерно на 20%) по сравнению с гигроскопическим реагентом. Это связано с более интенсивным ростом ледяных частиц за счет перегонки водяного пара с облачных капель. Следует отметить, что при этом начальный размер частиц льдообразующих реагентов ($R_0=0,01$ мкм) значительно меньше, чем для частиц NaCl ($R_0=1\div 20$ мкм).

Одинаковые конечные размеры капель достигаются при использовании частиц NaCl с $R_0=5$ мкм и капель воды с $R_0=20$ мкм. Но так как вес капли воды такого радиуса в 30 раз больше веса частицы NaCl с $R_0=5$ мкм, естественно, что с точки зрения общего расхода использовать воду или частицы смачиваемых веществ того же размера невыгодно. Это дает основание в дальнейшем не рассматривать реагенты такого типа, как H₂O, цемент, песок и др.

Из табл. 1 вытекает вывод о том, что использовать относительно крупные частицы гигроскопического реагента (NaCl) также не рационально, поскольку изменение начального радиуса в 10 раз (от 2 до 20 мкм) приводит к изменению конечного размера капель осадков не более чем на 10%. Как показывают расчеты, объясняется это следующим. Наиболее интенсивный рост частиц за счет гигроскопичности происходит до увеличения их начального размера в 6—7 раз. При $R_0=2\div 5$ мкм частицы быстро вырастают за счет гигроскопичности до таких размеров, когда капля, образованная на частице реагента, начнет коагулировать с облачными каплями. При более крупных частицах NaCl ($R_0=20\div 30$ мкм) гигроскопичность по сравнению с гравитационной коагуляцией уже не является сильным фактором роста и ускоряет его незначительно. В связи с этим в дальнейшем рассматриваются в качестве реагента для воздействия на теплые облака частицы порошкообразной поваренной соли с $R_0=2\div 5$ мкм.

Изложенные результаты расчета относятся к случаю, когда водность облака была определена при $P_{нг}=900$ мб и $T_{нг}=6^\circ\text{C}$. Для

того чтобы выявить влияние влажности на конечные размеры искусственных осадков, в работе [6] были рассмотрены также облака с $T_{\text{нг}}$, равной 10 и 14°С. В более теплых облаках ($T_{\text{нг}} = 14^\circ\text{C}$) влажность на различных уровнях больше, а следовательно, увеличивается и скорость коагуляционного роста капель. В результате частицы осадков достигают более крупных размеров. В более водном облаке ($T_{\text{нг}} = 14^\circ\text{C}$) мощностью 3 км капли при своем выпадении из него достигают $R_{\text{к}} = 2$ мм, в то время как в менее водном облаке ($T_{\text{нг}} = 6^\circ\text{C}$) $R_{\text{к}} = 1,5$ мм, т. е. разница в конечном размере оказывается равной 25%.

Развивающееся облако ($u = \text{const}$)

В развивающемся облаке уровень введения реагента $H_{\text{в}}$ принимался переменным (от 1,5 до 4,0 км над нижней границей облака).

В отличие от случая, когда скорость восходящих движений в облаке равна нулю, в развивающемся облаке в траектории движения растущих частиц появляется восходящая ветвь, удлиняющая общий путь частицы. Благодаря этому конечный радиус частиц осадков возрастает.

В табл. 2 и 3 показано, во сколько раз конечные размеры частиц, выпадающих из развивающихся облаков, возрастают по сравнению со случаем стационарного облака.

Таблица 2

Отношение $R_{\text{к}}$ при $u = \text{const}$ к $R_{\text{к}}$ при $u = 0$
Льдообразующий реагент

u м/сек.	$H_{\text{в}}$ км			
	1,66	2,00	2,34	2,66
0,3	1,18	1,18	1,14	—
0,5	1,31	1,29	1,22	1,18
0,7	1,44	1,40	1,30	1,26
1,0	1,70	1,58	1,45	1,38
3,0	3,63	3,06	2,59	2,32
5,0	6,21	5,03	4,11	3,58
7,0	9,38	7,48	5,96	5,08
10,0	15,194	11,62	9,15	7,66

Данные таблиц свидетельствуют о том, что это отношение тем значительнее, чем больше скорость восходящих потоков в облаке и чем ниже уровень введения реагента. Например, при скорости восходящего потока $u = 10$ м/сек. и $H_{\text{в}} = 1,66$ км конечные размеры осадков при воздействии льдообразующим реагентом в 15 раз больше таковых в случае $u = 0$; при $H_{\text{в}} = 2,6$ км это отношение порядка 8.

В стационарном облаке конечные размеры капель, возникших на льдообразующих реагентах, почти на 20% больше конечных раз-

Отношение R_k при $u = \text{const}$ к R_k при $u=0$
Гигроскопический реагент

u м/сек.	H_B км							
	1,5	2,0	3,0	4,0	1,5	2,0	3,0	4,0
	$R_0 = 5$ мкм				$R_0 = 10$ мкм			
0,5	1,72	1,46	—	—	1,52	1,38	—	—
1,0	2,57	1,94	1,56	—	2,06	1,68	1,43	—
2,0	4,21	2,95	2,12	1,70	3,17	2,56	1,95	1,56
5,0	11,00	7,12	4,19	2,93	8,92	6,03	3,65	2,65

Примечание. Прочерки в табл. 2 и 3 означают, что развивающиеся с данной скоростью облака не достигают требуемой мощности.

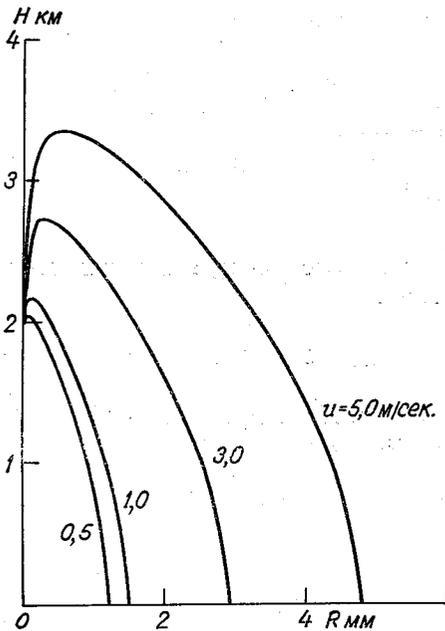


Рис. 1. Траектории роста частиц льдообразующего реагента, введенных в облако на уровень 2 км, в зависимости от скорости восходящего потока.

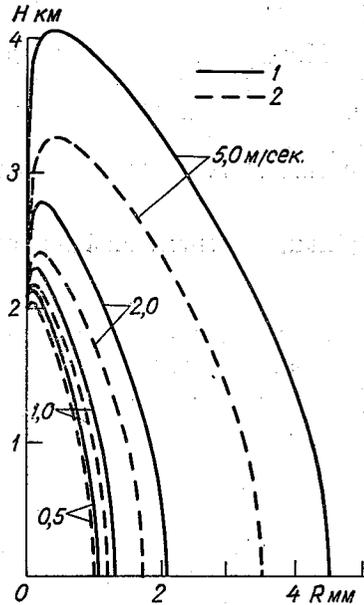


Рис. 2. Траектории роста частиц гигроскопического реагента, введенных в облако на уровень 2 км, в зависимости от скорости восходящего потока.

1 — $R_0 = 5$ мкм, 2 — $R_0 = 10$ мкм.

меров капель, образованных на гигроскопических реагентах (при одних и тех же условиях). В развивающемся облаке картина меняется. На рис. 1 и 2 показаны траектории роста частиц льдообразующих

щего и гигроскопического реагента, введенных в облако с постоянной по высоте скоростью восходящего потока на уровне $H_B=2,0$ км. Сопоставление этих графиков показывает, что при малых скоростях искусственные осадки близки по размерам для того и другого реагента. При больших скоростях на гигроскопическом реагенте с частицами радиуса $R_0=5$ мкм капли дорастают даже до несколько больших размеров по сравнению с льдообразующим реагентом. Так, при скорости восходящего потока в облаке $u=1$ м/сек. и уровне введения реагента $H_B=2,0$ км частицы осадков оказываются равными: при использовании льдообразующего реагента 1,50 мм, гигроскопического реагента с $R_0=5$ мкм 1,52 мм, а с $R_0=10$ мкм 1,33 мм. При скорости $u=5$ м/сек. размеры частиц осадков соответственно равны 4,77; 5,55; 4,77 мм.

Льдообразующий реагент имеет большую скорость конденсационного роста по сравнению с гигроскопическим и поэтому, будучи введенным на определенный уровень в облако, раньше достигнет критического размера, при котором начнет падать вниз, а следовательно, будет иметь меньший путь движения в облаке и вырастет до меньшего размера.

Можно отметить также другую особенность, характерную только для развивающихся облаков. Более мелкие частицы гигроскопического реагента ($R_0=5$ мкм) имеют большую восходящую ветвь в траектории своего роста и поэтому при своем выпадении из облака достигают больших размеров (рис. 2).

Облако с переменной по высоте скоростью восходящих движений ($u \neq \text{const}$)

Эпюры скоростей восходящих движений в облаке могут отличаться друг от друга как по максимальному значению скорости, так и по высоте, на которой оно достигается. Исследуем каждый из этих факторов. В табл. 4 приведены данные о конечных размерах частиц осадков, выросших на частицах льдообразующего реагента в облаках с переменной скоростью восходящего потока.

Таблица 4

Конечные размеры частиц искусственных осадков

$u_{\text{макс}}$	$H_{\text{макс}}$	H_B км			
		1,66	2,00	2,34	2,66
4 м/сек.	$1/3 \Delta H$	2,11	2,00	2,28	2,35
	$1/2 \Delta H$	2,38	2,42	2,48	2,50
	$2/3 \Delta H$	2,57	2,59	2,62	2,63
8 м/сек.	$1/3 \Delta H$	3,48	3,48	3,48	3,48
	$1/2 \Delta H$	3,84	3,84	3,84	3,84
	$2/3 \Delta H$	4,13	4,13	4,13	4,13

Из табл. 4 видно, что при изменении максимальной скорости восходящего потока в облаке в 2 раза, конечный размер частиц осадков увеличивается в 1,6 раза.

Наибольших размеров они достигают в облаках с максимумом скорости на высоте $\frac{2}{3}\Delta H$. Разница в конечных размерах частиц осадков из облаков с максимальными значениями скорости на разных высотах от $\frac{1}{3}\Delta H$ до $\frac{2}{3}\Delta H$ составляет около 20% при $u_{\text{макс}} = 8$ м/сек. Данные таблицы позволяют сделать вывод о том, что при больших скоростях восходящего потока (8 м/сек.) уровень введения реагента теряет значение как фактор, определяющий конечный размер осадков; будучи введенными на различные уровни, частицы вырастают до одинаковых размеров. При меньших скоростях уровень введения реагента влияет на конечный размер осадков. Так, при повышении уровня введения реагента на 1 км в облаке с $u_{\text{макс}} = 4$ м/сек. радиус осадков увеличивается от 2,57 до 2,63 мм.

Таким образом, в облако с малой скоростью развития реагент должен вводиться в его верхнюю часть, а в сильно развивающиеся — на любой уровень.

Весьма детально исследован вопрос о влиянии на конечный размер частиц осадков скорости восходящего потока, изменяющейся на высоте, применительно к случаю введения в облако гигроскопического реагента. Результаты расчетов подтверждают выводы, сделанные для случая использования в качестве реагента льдообразующего вещества. На рис. 3 приведены результаты расчета роста частиц NaCl ($R_0 = 5$ мкм) в облаках мощностью 4 км, отличающихся скоростями восходящих движений. В одном случае $u_{\text{макс}} = 4$ м/сек., а в другом $u_{\text{макс}} = 8$ м/сек., причем в обоих случаях максимальная скорость достигается на высоте $H = 2,66$ км. Увеличение максимального значения скорости в 2 раза (от 4 до 8 м/сек.) приводит к росту частиц осадков примерно в 1,7 раза. Так же как и для льдообразующего реагента, при большой максимальной скорости восходящего потока (8 м/сек.) частицы NaCl , введенные на разные уровни в облако, при своем выпадении из него имеют

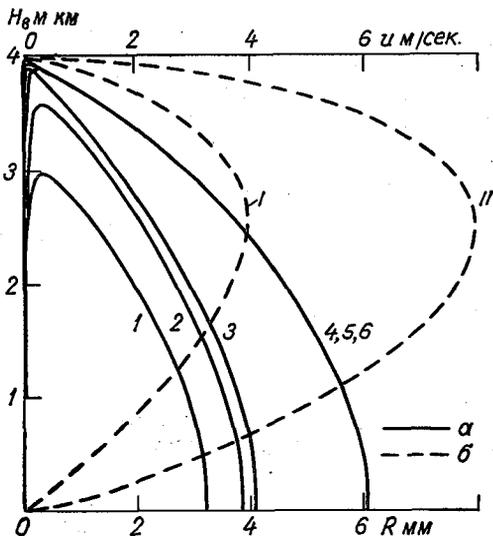


Рис. 3. Траектории роста частиц гигроскопического реагента, введенных на разные уровни облака мощностью 4 км (а), при различных профилях скоростей в нем (б).

I — $u_{\text{макс}} = 4$ м/сек., II — $u_{\text{макс}} = 8$ м/сек., 1, 2, 3 — $H_{\text{в}}$, равное соответственно 1, 2, 3 км при $u_{\text{макс}} = 4$ м/сек.; 4, 5, 6 — $H_{\text{в}}$, равное соответственно 1, 2, 3 км при $u_{\text{макс}} = 8$ м/сек.

один и тот же размер, т. е. их рост не зависит от уровня, на котором они были введены в облако. При малых скоростях уровень введения имеет значение; при повышении уровня от 1 до 3 км конечный радиус меняется от 3,2 до 4,0 мм, т. е. примерно на 25%.

На рис. 4 представлен пример влияния на рост частиц гигроскопического реагента высоты, на которой скорость восходящего потока достигает максимума. Частицы гигроскопического реагента с $R_0=5$ мкм вводятся на уровень $H_B=2$ км. В том случае, когда скорость $u_{\max}=8$ м/сек. задается на высоте $H_{\max}=2/3\Delta H$, частицы реагента вырастают до конечного размера $R_K=6$ мм (кривая I), а при меньших значениях H_{\max} ($1/2\Delta H$ и $1/3\Delta H$) конечные размеры осадков составляют соответственно 5,6 и 5,4 мм (кривые 2 и 3), т. е. несколько меньше, чем в случае I. Чем выше расположен в облаке максимум скорости, тем дольше введенные частицы находятся в верхней части облака и вырастают до больших размеров.

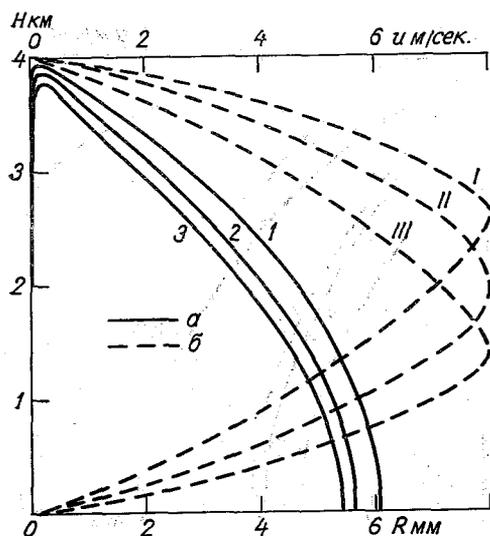


Рис. 4. Траектории роста частиц гигроскопического реагента, введенных на разные уровни облака мощностью 4,0 км (а), при различных профилях скорости в нем (б).

I, II, III — с u_{\max} на уровне H , равном соответственно $2/3\Delta H$, $1/2\Delta H$, $1/3\Delta H$; 1, 2, 3 — для профилей скоростей соответственно I, II, III.

Следует подчеркнуть, что при вычислении размеров осадков (табл. 5) была принята эюра скоростей, наиболее характерная для облаков *Cu cong.*, используемых в качестве объекта воздействия.

Данные табл. 5 свидетельствуют о том, что более крупные осадки получаются при воздействии гигроскопическими частицами с $R_0=5$ мкм. Особенно эта разница велика, когда при воздействии реагент вводится на низкие уровни мощных облаков. В маломощных облаках уровень введения реагента может быть любым, поскольку конечный размер осадков от него не зависит. В более мощные облака ($\Delta H=4$ км) реагент целесообразнее вводить в верхние слои, так как только за счет этого величина R_K может быть увеличена почти на 30%.

Выводы о выборе начальных размеров частиц и уровня введения гигроскопического реагента полностью распространяются и на

Таблица 5

Конечные размеры частиц искусственных осадков
при $u_{\max}=4$ м/сек., $H_{\max}=2/3\Delta H$

ΔH км	H_B км									
	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0
	$R_0=5$ мкм					$R_0=10$ мкм				
2,0	1,86	1,86	—	—	—	1,86	1,86	—	—	—
3,0	2,82	2,88	2,91	2,91	—	2,64	2,77	2,85	2,91	—
4,0	3,20	3,56	3,82	3,98	4,05	2,80	3,28	3,62	3,85	3,98

облака с еще большими мощностью и скоростью восходящих движений. Размеры осадков, вычисленные для облака с $\Delta H=6$ км, $u_{\max}=10$ м/сек., $H_{\max}=2/3\Delta H$, приведены в табл. 6. Наибольших конечных размеров достигают самые мелкие частицы реагента ($R_0=2\div 5$ мкм). Уровень введения реагента с частицами таких размеров в этом случае значения не имеет.

Таблица 6

ΔH км	R_0 мкм					
	2	5	10	20	30	60
2,0	10,13	10,06	9,72	8,70	8,30	7,13
3,0	10,13	10,11	10,02	9,66	9,20	8,50
4,0	10,13	10,11	10,08	10,04	9,94	9,65
5,0	10,13	10,11	10,09	10,08	10,07	10,04

ВЫВОДЫ

1. Конечные размеры частиц реагента в облаке с постоянной скоростью восходящего потока увеличиваются по сравнению с таковыми в стационарном облаке. При этом, чем больше скорость восходящих движений в нем и ниже уровень введения в него реагента, тем этот рост значительнее.

2. Конечный размер частиц реагента в облаках с переменной по высоте скоростью восходящих движений возрастает примерно в 1,5 раза с изменением максимальной скорости в 2 раза (от $u_{\max}=4$ м/сек. до $u_{\max}=8$ м/сек.).

3. С изменением положения максимума скорости от $1/3\Delta H$ до $2/3\Delta H$ конечные размеры частиц осадков увеличиваются приблизительно на 20%.

4. В облако с малой скоростью развития реагент должен вводиться в верхнюю часть. В быстро развивающемся облаке уровень введения может быть любым.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бибилашвили Н. Ш. и др. Влияние изменения вертикальной составляющей скорости ветра на образование ливневых осадков и града. ДАН СССР, 1959, № 3, 128 с.
2. Вульфсон Н. И. Исследование конвективных движений в кучевых облаках. — В кн.: «Исследование облаков, осадков и грозового электричества», М., Изд. АН СССР, 1961.
3. Сталевич Д. Д. Об оптимальных условиях воздействия на капельные облака с помощью гигроскопических веществ. — Труды ГГО, 1961, вып. 117.
4. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. Об оптимальных расходах льдообразующих реагентов при воздействии на облака с целью вызывания из них осадков. — Труды ГГО, 1967, вып. 202.
5. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. К вопросу об оптимальных расходах льдообразующих реагентов при воздействии на облака с целью вызывания из них осадков. — Труды ГГО, 1968, вып. 224.
6. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. О роли водности облака в образовании искусственных осадков. — Труды ГГО, 1970, вып. 262.
7. Сулаквелидзе Г. К. Ливневые осадки и град. Л., Гидрометеоздат, 1967.
8. Учеваткина Т. С. Расчеты роста капель и сферических ледяных частиц в облаках при естественном осадкообразовании и при активных воздействиях. — Труды ГГО, 1965, вып. 176.
9. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л., Гидрометеоздат, 1964.
10. Шметер С. М. Структура полей метеорологических элементов в зоне кучево-дождевых облаков. — Труды ЦАО, 1969, вып. 88.
11. Anderson C. E. Observational evidence on the kinematics of growing cumulus and thunderstorm clouds. Trans. N. Y. Acad. Sci., 1962, vol. 24, No. 8.
12. Byers H. R., Graham R. R. The Thunderstorm. Washington, 1949.
13. Ludlam F. H. The Hail problem. Nubila, 1958, vol. 1, No 1.
14. Steiner R., Rhyne R. Some measured characteristics of severe storm turbulence. Nat. Severe Storms Project, Rep. No. 10, Wash., 1962.

К ВОПРОСУ ОБ УЧЕТЕ ВЛИЯНИЯ ФАЗОВЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ ВОДЫ НА СКОРОСТЬ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА

1. Введение

Выделение скрытой теплоты замерзания воды и сублимации водяного пара должно учитываться при исследованиях динамики конвективных облаков. Имеются работы, в которых производился учет этих эффектов при модельных численных расчетах на электронных вычислительных машинах [7]. При этом удалось найти изменение поля скоростей в отдельном облаке и его окрестностях благодаря выделению скрытой теплоты замерзания и сублимации. Предложенные способы нашли применение в анализе данных исследования естественного развития изолированных облаков и результатов воздействия на них льдообразующими реагентами.

В работах, связанных с прогнозом конвективной облачности и ливневых осадков и с воздействием на эти облака, нередко необходимо выполнять различные расчеты для полей конвективных облаков значительной протяженности. Для этой цели полезно иметь простой способ расчета вертикальных скоростей роста облаков при разном их количестве, с учетом различных фазовых превращений воды. Такую возможность дает метод слоя.

В настоящей статье предлагается способ учета скрытой теплоты замерзания воды и сублимации водяного пара в расчетах скорости вертикального развития конвективных облаков.

При решении указанной задачи обязательно должно рассматриваться распространение облачности через несколько атмосферных слоев с различными значениями вертикального градиента температуры γ_z и влажно-адиабатического градиента $\gamma_{вz}$.

Сначала рассмотрим более простой вопрос — вопрос о развитии облачности капельного строения в двуслойной атмосфере, а затем перейдем к расчету скоростей восходящих потоков в облачности смешанного строения.

2. Расчет скорости роста конвективных облаков капельного строения в двухслойной атмосфере

Пусть облако пронизывает два слоя с вертикальными градиентами температуры γ_1 и γ_2 и соответствующими значениями влажно-адиабатического градиента $\gamma_{в1}$ и $\gamma_{в2}$. На первой стадии его развития, до достижения облаком верхней границы первого слоя h_1 (рис. 1) выражения для сил плавучести, действующих на единицу

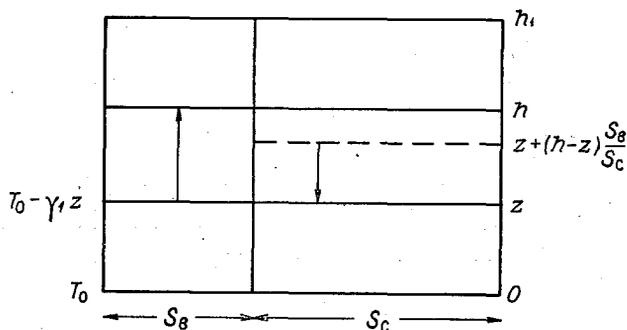


Рис. 1. Схема развития конвекции в однослойной атмосфере.

массы поднимающегося влажного и опускающегося сухого воздуха, имеют вид [4]:

$$f_B(z) = g \frac{T_B - T}{T} = \frac{g(\gamma - \gamma_{в1})z}{T_0 - \gamma_1 z}, \quad (1)$$

$$f_C(z) = g \frac{T_C - T}{T} = \frac{g(\gamma_c - \gamma) \frac{S_B}{S_C} (h - z)}{T_0 - \gamma_1 z}, \quad (2)$$

где T — температура неподвижного воздуха на уровне z , T_B — температура влажного воздуха, поднявшегося на уровень z от основания облака, где температура воздуха равна T_0 , T_C — температура опускающегося сухого воздуха на уровне z в момент, когда верхняя граница облака достигла h , γ_c — сухоадиабатический градиент температуры. S_B и S_C — количества облаков и безоблачных промежутков (предполагается, что $S_B + S_C = 1$, т. е. 10 баллов облаков принимаются за единицу). Оба выражения характеризуют плавучесть по отношению к неподвижному сухому воздуху. Силы плавучести положительны как для влажного поднимающегося, так и для сухого опускающегося воздуха, если γ_1 удовлетворяет условию $\gamma_{в1} \leq \gamma_1 \leq \gamma_c$.

Работа сил плавучести к моменту достижения верхней границей облаков уровня h_1 будет

$$A = \int_0^t v_B dt \int_0^{h_1} f_B(z) S_B \rho_B dz + \int_0^t v_C dt \int_0^{h_1} f_C(z) S_C \rho_C dz, \quad (3)$$

где ρ_B и ρ_c — плотность влажного и сухого воздуха, v_B — скорость восходящего потока в облаках, которая предполагается одинаковой для всего горизонтального сечения облака, v_c — скорость сухого воздуха, также предполагаемая одинаковой для всего горизонтального сечения нисходящего потока. Для облаков цилиндрической формы мгновенная скорость одинакова на всех уровнях, поэтому величина v_B вынесена за знак интеграла по z . То же имеет место и для вертикальных движений в безоблачных промежутках.

Если пренебречь разницей плотностей воздуха, т. е. положить $\rho_B = \rho_c = \rho$, то закон сохранения массы можно записать в виде

$$S_B v_B + S_c v_c = 0. \quad (4)$$

С учетом этой формулы можно записать выражение для работы в виде

$$A = \int_0^{h_1} dh \int_0^h [f_B(z) - f_c(z)] S_B \rho dz \quad (5)$$

и после подстановки выражений (1) и (2) находим

$$A = g \bar{\rho} S_B \left[(\bar{\gamma} - \bar{\gamma}_B)_1 - \frac{S_B}{S_c} (\bar{\gamma}_c - \bar{\gamma}_1)_1 \right] \frac{h_1^3}{6T_0}, \quad (6)$$

где $\bar{\rho}$ и $\bar{\gamma}_{B1}$ — средние значения плотности воздуха и влажно-адиабатического градиента температуры в слое (величину $\bar{\gamma}_1$ считаем постоянной для всего слоя).

Если не учитывать потерь энергии на различные формы теплообмена, то можно приравнять работу (6) к кинетической энергии

$$E_{кин} = \bar{\rho} h_1 \frac{S_B}{S_c} \frac{v_B^2}{2}. \quad (7)$$

Тогда для кинетической энергии единицы массы облака в момент достижения его верхней границей уровня h_1 получим после некоторых преобразований:

$$\frac{v_B^2}{2} = \frac{g h_1^2}{6T_0} \left[(\bar{\gamma} - \bar{\gamma}_B)_1 - S_B (\bar{\gamma}_c - \bar{\gamma}_1)_1 \right]. \quad (8)$$

Для практических вычислений удобно произвести замену:

$$(\bar{\gamma} - \bar{\gamma}_B)_1 h_1 = (T_B - T)_1, \quad (\bar{\gamma}_c - \bar{\gamma}_1)_1 h_1 = (T - T_c)_1, \quad (\bar{\gamma}_c - \bar{\gamma}_B)_1 h_1 = (T_B - T_c)_1.$$

Тогда приходим к формуле¹

$$\frac{v_B^2}{2} = \frac{g h_1}{6T_0} \left[(T_B - T)_1 - S_B (T_B - T_c)_1 \right]. \quad (8')$$

¹ Эта формула получена ранее в работах [3] и [4]. Здесь дан несколько иной вывод.

Перейдем к расчету для двух слоев (рис. 2). При проникновении вершины облака из слоя с вертикальным градиентом температуры γ_1 в слой с γ_2 силы, действующие на единицу массы влажного воздуха на произвольных уровнях z_1 в первом слое и z_2 во втором слое, будут:

$$f'_{B1} = \frac{g(\gamma - \gamma_B)z_1}{T_0 - \gamma_1 z_1},$$

$$f'_{B2} = \frac{g(\gamma - \gamma_B)_1 h_1 + g(\gamma - \gamma_B)_2 (z_2 - h_1)}{T_0 - \gamma_1 h_1 - \gamma_2 (z_2 - h_1)}, \quad (9)$$

а силы, действующие на единицу массы сухого воздуха в момент

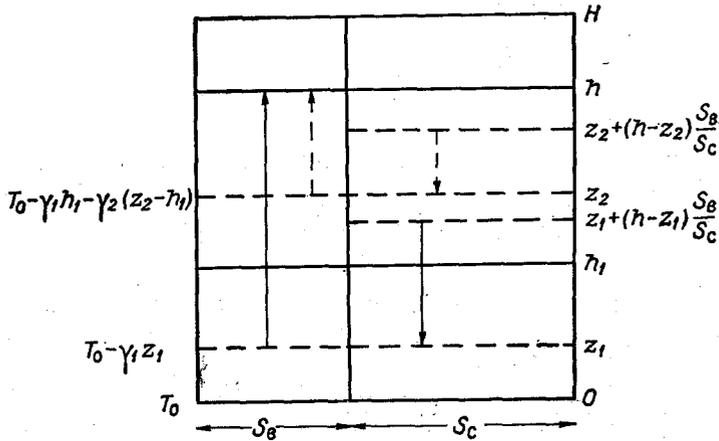


Рис. 2. Схема развития конвекции в двухслойной атмосфере.

когда верхняя граница облака достигнет произвольного уровня h во втором слое, будут:

$$f'_{c1} = \frac{g \left[(\gamma_2 - \gamma_1) h_1 + \frac{S_B}{S_C} (\gamma_c - \gamma_2) h \right] - g \left[(\gamma_2 - \gamma_1) + \frac{S_B}{S_C} (\gamma_c - \gamma_2) \right] z_1}{T_0 - \gamma_1 z_1},$$

$$f'_{c2} = \frac{g \frac{S_B}{S_C} (\gamma_c - \gamma_2) (h - z_2)}{T_0 - \gamma_1 h_1 - \gamma_2 (z_2 - h_1)}. \quad (10)$$

Работа, совершаемая при подъеме вершины облака от верхней границы первого слоя h_1 до произвольного уровня H во втором слое дается выражением

$$A' = \int_{h_1}^H dh \left[\int_0^{h_1} (f'_{B1} - f'_{c1}) S_B \rho_1 dz_1 + \int_{h_1}^H (f'_{B2} - f'_{c2}) S_B \rho_2 dz_2 \right]. \quad (11)$$

Общая работа, совершаемая при образовании облака мощностью H , с учетом выражения (6) для работы образования облака мощностью h_1 , будет:

$$A = \frac{gS_B \bar{\rho}}{6T_0} \left\{ \left[(\gamma - \bar{\gamma}_B)_1 - \frac{S_B}{S_C} (\gamma_c - \gamma)_1 \right] [H^3 - (H - h_1)^3] + \right. \\ \left. + \left[(\gamma - \bar{\gamma}_B)_2 - \frac{S_B}{S_C} (\gamma_c - \gamma)_2 \right] (H - h_1)^3 \right\}, \quad (12)$$

где $\bar{\rho}$ — средняя плотность воздуха для всего слоя H .

Приравнивая работу к $E_{кин} = \bar{\rho} H \frac{S_B}{S_C} \frac{v_B^2}{2}$, находим для кинетической энергии частицы облака единичной массы в момент ее поднятия на высоту H

$$\frac{v_B^2}{2} = \frac{g}{6T_0} \left\{ \left[(\gamma - \bar{\gamma}_B)_1 - S_B (\gamma_c - \bar{\gamma}_B)_1 \right] \frac{H^3 - (H - h_1)^3}{H} + \right. \\ \left. + \left[(\gamma - \bar{\gamma}_B)_2 - S_B (\gamma_c - \bar{\gamma}_B)_2 \right] \frac{(H - h_1)^3}{H} \right\}. \quad (13)$$

Аналогичным путем можно получить формулы для любого числа слоев. Если положить в (12) и (13) $\gamma_1 = \gamma_2$, $\bar{\gamma}_{B1} = \bar{\gamma}_{B2}$, то придем к формулам (6) и (8).

Таким образом, при переходе от толщины слоя h_1 к H при сохранении значений градиентов температуры можно заменять в выражениях для работы и кинетической энергии значение h_1 на H .

В работе [4] было предложено производить вычисления скорости развития конвективного облака при пересечении им нескольких атмосферных слоев с разными значениями градиентов температуры по формуле

$$\frac{v_H^2}{2} = \frac{gH}{6T_0} \sum_{i=1}^n \left[(\gamma - \bar{\gamma}_B)_i - S_B (\gamma_c - \bar{\gamma}_B)_i \right] \Delta H_i, \quad (14)$$

где H — высота, на которой определяется скорость, ΔH_i — толщины слоев. Оценим ошибку, которая при этом достигается в случае двухслойной атмосферы, по сравнению с формулой (13).

Обозначим

$$a_i = (\gamma - \bar{\gamma}_B)_i - S_B (\gamma_c - \bar{\gamma}_B)_i \quad (i = 1, 2), \\ \Delta a = a_2 - a_1.$$

Тогда получим:

$$\frac{v_B^2}{2} = \frac{g}{6T_0} \left[a_1 H^2 + \Delta a \frac{(H - h_1)^3}{H} \right], \quad (13')$$

$$\frac{v_H^2}{2} = \frac{g}{6T_0} \left[a_1 H^2 + \Delta a (H - h_1) H \right]. \quad (14')$$

Считая второй член в квадратных скобках обоих выражений малыми по сравнению с первыми членами, получим

$$E_1 = \frac{v^2}{2} \approx \frac{g a_1 H^2}{6 T_0}, \quad \Delta E_1 = \frac{g \Delta a}{6 T_0} \frac{H h_1}{H} [H^2 - (H - h_1)^2].$$

Варьируя выражение для $\frac{\Delta E_1}{E_1}$ по $\frac{h_1}{H}$ и приравнивая производную к нулю, получаем, что максимальная относительная ошибка достигается при $\frac{h_1}{H} = 1 - \frac{\sqrt{3}}{3} \approx 0,4$. При $H \gg h_1$ вычисления по формуле (14) обуславливают лишь незначительное завышение скорости по сравнению с расчетами по формуле (13).

В реальных условиях развития мощных кучевых облаков лишь небольшое их количество может достигнуть значительной высоты. Поэтому компенсирующее опускание сухого воздуха для относительно большой его площади будет происходить на малые отрезки высот. Для этих случаев формула (14), которая предполагает, что опускание сухого воздуха происходит только внутри одного слоя, дает особенно малые ошибки по сравнению с точным расчетом.

При выполнении практических расчетов следует пользоваться формулой

$$\frac{v^2}{2} = \frac{g H}{6 T_0} \sum_{i=1}^n [(T_{в} - T)_i - S_{в} (T_{в} - T_{сi})]. \quad (15)$$

При выполнении расчета на аэрологической диаграмме делается вспомогательное построение: для каждого слоя проводят отрезки влажных и сухих адиабат от точки кривой стратификации на нижней границе слоя до пересечения с верхней его границей. Это отражает пульсационный характер развития облаков. Развитие облаков при некотором заданном их количестве $S_{в}$, в частности при оптимальном количестве S_0 , происходит до уровня, где достигается равенство температур поднимающейся облачной массы и окружающего неподвижного воздуха. При следующей пульсации, которая может иметь место, если она охватывает меньшее количество облаков, рост вершины действительно будет начинаться от точки кривой стратификации, как это и принято в формуле (14). Конечно, уровни задержки развития облаков не обязательно совпадают с границами слоев, определенными заранее по данным аэрологического зондирования. Однако, согласно данным наблюдений за развитием конвективных облаков, число импульсов не очень отличается от обычно выбираемого числа слоев на аэрологической диаграмме.

При непрерывном росте облака перемещение облачных частиц, конечно, происходит по кривой состояния, если $S_{в} \rightarrow 0$, а в этом случае метод слоя совпадает с методом частицы. Впрочем, при обоих способах построения (отрезки влажных адиабат, проведенные от точки кривой стратификации на нижней границе каждого слоя, или

кривая состояния) сумма величин $(T_B - T)_i$ заметно отличается от разницы между значениями температур на кривой стратификации и кривой состояния на соответствующем уровне только для облаков большой мощности.

Если $S_B \neq 0$, то метод частицы, естественно, приводит к большим ошибкам в определении параметров облаков.

3. Влияние процессов замерзания капель и сублимации водяного пара на скорость роста облаков. В проведенных выше расчетах предполагалось, что причиной развития конвекции является лишь высвобождение скрытой теплоты конденсации. Замерзание облачной влаги и сублимация водяного пара в процессе кристаллизации облака, идущая вплоть до достижения влажностью воздуха насыщения над льдом, приводят к выделению дополнительного тепла, а следовательно, к усилению восходящих движений в облаках и компенсирующих нисходящих движений в их окрестностях.

Предположим, что появление ледяных кристаллов в облаке начинается на некотором уровне $z_{\text{л}}$ (при температуре $T_{\text{л}}$), а полная кристаллизация поднимающейся облачной массы достигается на уровне $z'_{\text{л}}$ (при температуре $T'_{\text{л}}$).

В литературе имеются немногочисленные данные о температуре полной кристаллизации вершин конвективных облаков в разных физико-географических районах [1, 6]. Она колеблется обычно от -10° до -20°C , а в некоторых случаях достигает и более низких значений, около -40°C .

Об уровнях начала кристаллизации в конвективных облаках данные почти отсутствуют. Известно лишь, что кристаллизация может в отдельных случаях начинаться на уровнях с температурой -6°C . В то же время иногда кристаллы заведомо отсутствуют при значительно более низких температурах. Время полной кристаллизации вершин конвективных облаков с небольшим горизонтальным сечением (диаметр 0,5—2,0 км) колеблется, согласно данным наших наблюдений ([4], стр. 91), от 7 до 15 мин.

Для оценки возможного высвобождения скрытой теплоты замерзания нам необходимо знать массу замерзшей воды. Так как водность конвективных облаков довольно детально исследована, то предполагая полное замерзание всей облачной воды выше некоторого уровня, верхний предел этой величины легко оценить.

Выделение скрытой теплоты замерзания, очевидно, наиболее важно учитывать на этапе роста облаков, до начала выпадения осадков. После начала падения крупных ледяных частиц в облаке может происходить дополнительная кристаллизация облачной массы, в том числе и от уровня начала замерзания капель в период роста облака до нулевой изотермы. Однако в этот период часто в облаках развиваются нисходящие движения. Эта стадия существования конвективного облака здесь не рассматривается.

Выделение скрытой теплоты сублимации начинается с момента появления в облаке ледяных кристаллов и заканчивается, согласно К. С. Шифрину [2], значительно позже окончания стадии кристаллизации облака. Обозначим уровень, на котором достигнется

значение влажности, соответствующее насыщению над льдом, через z_c . За уровень z_c можно, например, брать полученную в расчетах верхнюю границу облака с поправкой на высвобождение скрытой теплоты замерзания (вклад сублимационной составляющей, вообще говоря, невелик).

Учет обоих факторов можно осуществить, вводя в уравнение (8) или (14) вместо влажно-адиабатического градиента γ_B новую величину γ'_B , включающую влияние выделения скрытой теплоты замерзания и сублимации в соответствующих слоях,

$$\gamma'_B = \gamma_B + \frac{1}{c_{pP}} \left(L_s \frac{dw}{dz} + L_c \frac{dq_c}{dz} \right), \quad (16)$$

где L_s и L_c — значения скрытой теплоты замерзания и сублимации, соответственно, $\frac{dw}{dz}$ — скорость изменения водности переохлажденной части облака за счет замерзания облачной воды, $\frac{dq_c}{dz}$ — скорость изменения удельной влажности воздуха в облаке за счет сублимации водяного пара.

Это выражение следует из первого начала термодинамики. В реальных условиях добавочные члены дают поправку в несколько процентов.

Рассмотрим слой, в котором происходит полная кристаллизация облака. Вычислим работу, затрачиваемую на развитие облака мощностью H при учете явлений замерзания капель и сублимации водяного пара на ледяных частицах, воспользовавшись формулами (1), (2) и (5), где произведем замену, согласно (16).

Тогда мы получим:

$$A = g \rho S_B \left[(\gamma - \bar{\gamma}_B) - \frac{S_B}{S_c} (\gamma_c - \gamma) \right] \frac{H^3}{6T_0} + \frac{g S_B}{6 c_p T_0} \left(L_s \frac{\Delta \bar{w}}{\Delta z} + L_c \frac{\Delta \bar{q}_c}{\Delta z} \right) (H^3 - z_n^3). \quad (17)$$

Первое выражение справа соответствует росту облака при учете только явлений конденсации, второе и третье выражения дают учет замерзания и сублимации. Здесь $\frac{\Delta \bar{w}}{\Delta z}$ — средняя скорость изменения

водности облака за счет замерзания капель, $\frac{\Delta \bar{q}_c}{\Delta z}$ — средняя скорость изменения влажности воздуха; последнюю мы можем характеризовать разностью плотностей насыщающего пара над водой и льдом. Остальные обозначения в (17) прежние.

Кинетическая энергия единицы массы облака на уровне H будет, если перейти от градиентов температуры к значениям температуры

на верхней границе каждого слоя,

$$\frac{v^2}{2} = \frac{gH}{6T_0} \sum_{i=1}^n [(T_B - T)_i - S_B(T_B - T_{cl})_i] + \frac{gS_c}{6\bar{\rho}_p T_0} \left(L_3 \frac{\Delta \bar{w}}{\Delta z} + L_c \frac{\Delta \bar{q}_c}{\Delta z} \right) \cdot \frac{H^3 - z^3}{H}. \quad (18)$$

Пользуясь этой формулой, мы выполнили расчет скорости развития конвективных облаков по данным радиозондирования в Руйспире Грузинской ССР в 6 ч. 30 м. 6 июня 1959 г. Данные зондирования приведены в табл. 1.

Мы предположили, что замерзание облачных капель начинается на уровне изотермы -10°C и полностью завершается на том уровне, которого достигает в своем развитии облако капельного строения. Средняя водность облака на любом уровне полагалась равной половине адиабатического значения. Расчеты выполнены при оптимальном количестве облаков ($S_B=0,1$), когда рост облаков происходит до значительно большей высоты, чем уровень изотермы -10°C .

Результаты расчета приведены на рис. 3.

Учет процессов замерзания капель и сублимационного роста ледяных частиц лишь незначительно изменил максимальную скорость подъема облачной частицы и максимальную высоту верхней границы облака. Рассчитанное значение максимальной скорости и уровень, где она достигается, хорошо согласуются с данными дальномерных наблюдений за развитием облаков над Циви-Гомборским хребтом, выполненных в дневные часы 6 июня 1959 г. Г. З. Эйдиновой. Результаты расчета объясняют, в частности, почему в работе [4] на рис. 48 (стр. 163) фактическая высота, на которой скорость достигает максимального значения, оказалась выше рассчитанной (если облако имеет капельное строение).

Так как кристаллизация облаков начинается чаще всего в задерживающих слоях, выделение скрытой теплоты замерзания и суб-

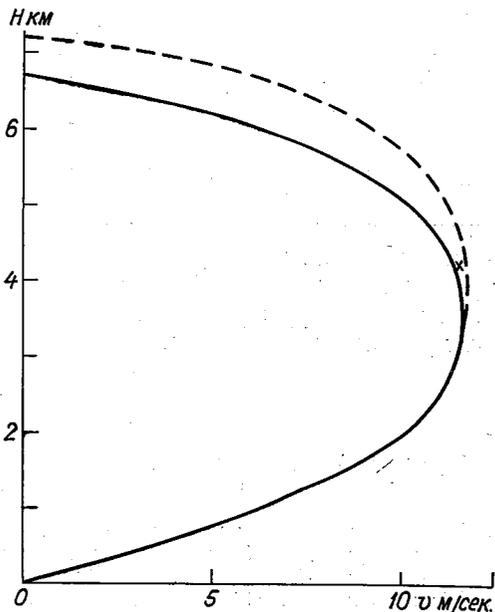


Рис. 3. Эпюра скорости восходящего потока в конвективных облаках без учета высвобождения скрытой теплоты замерзания и сублимации (сплошная кривая) и с учетом этих факторов (пунктирная кривая).

Фактическое максимальное значение скорости по данным дальномерных измерений 6 июня 1959 г. отмечено крестиком.

Данные зондирования в 6 ч. 30 м. 6 июня 1959 г.
Руиспири, Грузинская ССР

Номер уровня	Высота, км	Давление, мб	Температура воздуха, °С	Точка росы, °С
1	0,56	949	15,8	12,0
2	1,2	880	12,0	7,2
3	1,5	848	11,2	6,5
4	1,9	808	10,3	5,5
5	3,0	707	1,1	-3,5
6	4,0	624	-5,3	-9,0
7	5,0	548	-11,5	-19,0
8	6,0	480	-17,5	-18,6
9	7,0	420	-24,9	-26,0
10	8,0	365	-32,5	-33,5
11	9,0	318	-40,0	-41,0

лимации сказывается главным образом на образовании и росте никовален Св, но не на усилении вертикального роста облаков. Лишь при кристаллизации облаков в слоях с неустойчивой стратификацией температуры рост их вершин может быть заметно ускорен за счет указанных факторов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Чуваев А. П. Данные о температуре кристаллизации вершин мощных кучевых облаков в разных физико-географических районах. — Труды ГГО, 1960, вып. 104.
2. Шифрин К. С. Кинематика образования осадков. — Труды ГГО, 1951, вып. 31.
3. Шишкин Н. С. К расчету скорости вертикального развития конвективных облаков. — Труды ГГО, 1960, вып. 104.
4. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л., Гидрометеоздат, 1964.
5. Bjercknes J. Saturated—adiabatic ascent of air through dryadiabatically descending environment. Q. J. Roy. Met. Soc., vol. 64, No. 275, 1938.
6. Mason B. J. The physics of natural precipitation processes. Arch. Met., Geoph. und Bioklim. A. 8, No. 3, 1955.
7. Weinstein A. I. A numerical model of cumulus dynamics and microphysics. J. Atm. Sci., vol. 27, No. 2, 1970.

РОЛЬ ЭВТЕКТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЯДЕР КОНДЕНСАЦИИ В ОБРАЗОВАНИИ ЛЬДА В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ

Облачные капли образуются в атмосфере в области как положительных, так и отрицательных температур, причем при прочих равных условиях преимущественно на растворимых в воде ядрах конденсации. Понижение температуры замерзания капель водного раствора данного вещества зависит от его концентрации следующим образом:

$$\Delta T = C_{\text{кр}} F, \quad (1)$$

где F — отношение числа грамм молекул растворенного вещества n' к числу грамм молекул воды n , $C_{\text{кр}}$ — криоскопическая постоянная, для воды равная $1,86^\circ$.

Из данной формулы следует, что растворенные в воде примеси, равномерно распределенные в крупной облачной капле, на ее фазовое состояние влияют не значительно. Но это влияние оказывается значительным для капель, существующих при отрицательных температурах, поскольку при этом водный раствор вещества ядра конденсации проходит стадии и концентрации, когда ΔT оказывается значительной величиной. К тому же, принять распределение частиц растворимого вещества в капле равномерным можно лишь в ориентировочных оценках, поскольку неоднородность состояния растворов различна еще в большей мере, чем чистой воды. К ней относятся флюктуация плотности и флюктуация ориентации, характерные и для чистой воды, и, кроме того, флюктуация концентрации молекул растворенного вещества. Средний квадрат флюктуации плотности [1]

$$(\Delta \bar{\rho})^2 = \frac{kT\rho^2\beta}{v}, \quad (2)$$

где k — постоянная Больцмана, T — абсолютная температура, ρ — плотность воды, v — удельный объем, β — изотермическая сжимаемость.

Флюктуации плотности могут проявляться как в ее увеличении, так и в уменьшении. Лед менее плотен, чем вода. Вследствие этого для образования зародышей льда в воде существенны флюктуации не уплотнения, а, наоборот, разрежения.

Флюктуации ориентации проявляются в капле воды в виде микрообразований квазикристаллической структуры с межмолекулярной водородной связью, в отличие от общей ориентации молекул H_2O , обусловленной энергией дипольного взаимодействия. Процесс такой ориентации, при понижении температуры, сопровождается увеличением расстояния между центрами взаимодействующих молекул воды [2].

Из формулы ориентационной энергии Ван-дер-Ваальса следует, что

$$L^6 T^2 = \text{const}, \quad (3)$$

где L — расстояние между центрами молекул, T — абсолютная температура.

При этом составляющая вращения ориентационного движения создает благоприятные условия для установления строго направленных межмолекулярных водородных связей, обязательных для формирования структуры льда. Таким образом, в капле воды при достижении определенной отрицательной температуры могут появиться необходимые условия для превращения достаточно крупных флюктуационных образований в зародыши льда.

В растворах, согласно статистической термодинамики, средний квадрат флюктуаций концентрации (при постоянных p и T) [1]

$$(\Delta \bar{F})^2 = \frac{kT}{n \left(\frac{\partial m}{\partial F} \right)_{p, T}}, \quad (4)$$

где m — химический потенциал растворенного вещества.

Водные растворы веществ ядер конденсации состоят не только из молекул, но и из ионов. Вследствие этого процесс возникновения квазикристаллической структуры флюктуирующих микрообъемов оказывается достаточно сложным. Здесь может происходить объединение молекул H_2O не друг с другом за счет собственных молекулярных сил, а с ионами за счет энергии гидратации. Вероятность таких объединений с понижением температуры уменьшается вследствие увеличения энергии дипольного взаимного притяжения молекул воды. Благодаря этому создаются благоприятные условия, с одной стороны, для самостоятельного объединения молекул H_2O и, с другой стороны, для процесса выкристаллизации частиц соли. В конечном счете при определенных соотношениях температуры и концентрации растворимых примесей водный раствор затвердевает с образованием эвтектической смеси кристалликов льда и кристалликов соли, без существенного взаимного нарушения внутренней структуры этих кристалликов. Кристаллики льда, включенные в поверхность такой разнокомпонентной твердой частицы, в дальней-

шем служат микроподложками для сублимационного отложения молекул водяного пара.

Как известно, в число атмосферных ядер конденсации входят дисперсные частицы таких веществ, как NH_4Cl , NaCl , CaCl_2 , H_2SO_4 , MgCl_2 , MgSO_4 , CuCl_2 , KCl , и некоторых других [4], каждому из которых соответствует определенная температура эвтектической точки состояния их водного раствора. Поэтому понижение температуры воздуха с высотой определяет вертикальное распределение уровней

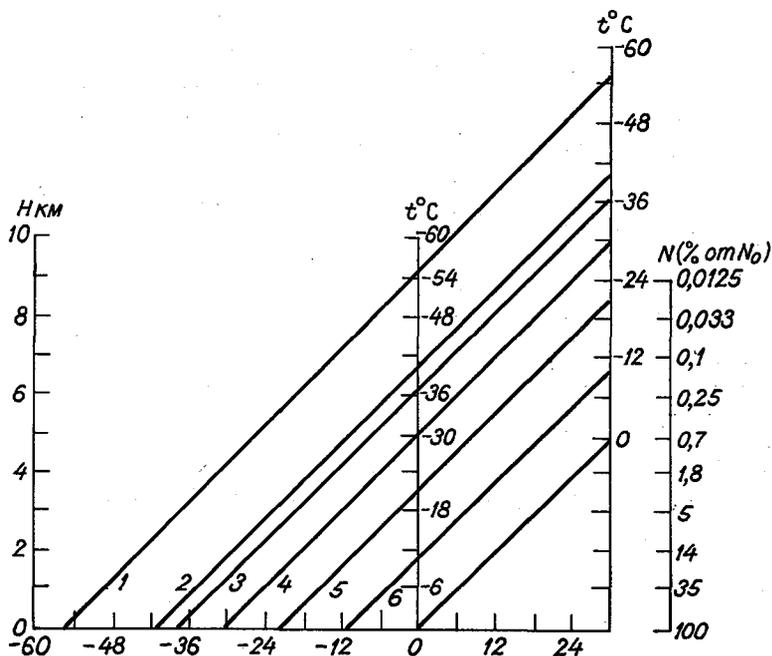


Рис. 1. Вертикальное распределение проявления ядер конденсации в качестве центров кристаллизации.

$t_{\text{эвт}}$: 1) -55° , 2) -40° , 3) $-36,6^\circ$, 4) -30° , 5) $-21,1^\circ$, 6) $-11,4^\circ$.

эвтектического затвердевания облачных капель водных растворов этих веществ. Выше этих уровней располагаются области проявления ядер конденсации в качестве центров кристаллизации. На рис. 1 показаны начальные высоты льдообразующего действия некоторых растворимых в воде веществ ядер конденсации.

На рис. 1 по оси ординат слева нанесены значения высот H , в центре и справа значения соответствующих им температур при наземной температуре 0 и 30° и градиенте $0,6^\circ$ на 100 м. По оси абсцисс отложены значения температуры воздуха у земной поверхности. Прямыми линиями соединены одинаковые величины температур на высотах и у земной поверхности, соответствующие эвтектическим точкам состояния растворов. В результате оказываются выделенными в тропосфере области, где затвердевшие облачные

частицы приобретают качества центров кристаллизации. Кроме этих основных шкал, на графике по оси ординат (справа) приведена шкала вертикального распределения количества ядер конденсации N в процентах от начального их количества у земли N_0 . По этой шкале можно ориентировочно оценить, в какой доле они могут проявить себя на той или иной высоте в качестве центров кристаллизации.

Расчет значения этой шкалы выполнен по формуле

$$N = N_0 e^{-\frac{H}{a}}, \quad (5)$$

где N — число ядер конденсации в 1 см^3 воздуха на высоте, N_0 — число ядер в 1 см^3 воздуха у земной поверхности, H — высота в километрах, a — коэффициент, величина которого по экспериментальным данным приблизительно равна 10 см^3 .

Существенными для подтверждения сказанного являются наблюдения Рау [6]. По его данным при температуре около -12° одна частица из 1000 частиц аэрозоля проявляет способность к образованию льда. С понижением температуры число аэрозольных частиц, способных образовывать лед, увеличивается. На нашем графике область такого льдообразующего действия начинается с вещества KCl, температура эвтектической точки водного раствора которого соответствует $11,4^\circ$.

В заключение считаем необходимым отметить.

Приведенный в статье график дает представление о соответствующих зависимостях и распределениях лишь в общем виде. Для более практических расчетов необходимо принять более конкретные условия, поскольку как постоянство вертикального градиента температуры, так и монотонное убывание ядер конденсации с высотой в атмосфере наблюдается не всегда. Далее в тех случаях, когда в облачных элементах оказывается не одно растворенное вещество, а несколько, объяснение влияния температур эвтектических точек на фазовые преобразования воды в атмосфере окажется более сложным. Наряду с этим следует иметь в виду и возможность переохлаждения растворов на $1-2^\circ$ относительно эвтектической точки их кристаллизации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шахпаронов М. И. Введение в молекулярную теорию растворов. Гос. изд-во технико-медицинской литературы, М., 1956.
2. Никандров В. Я. Искусственные воздействия на облака и туманы. Л., Гидрометеоздат, 1959.
3. Никандров В. Я. О льдообразующих свойствах растворимых в воде веществ. — Труды ГГО, 1969, вып. 239.
4. Селезнева Е. С. Атмосферные аэрозоли. Л., Гидрометеоздат, 1966.
5. Грабовский Р. И. Атмосферные ядра конденсации. Л., Гидрометеоздат, 1959.
6. Rau W. Gefrierkerngehalt und gefrierkernspectrum des natürliehen Aerosols. Meteor. Rdsch. Nr. 7. 1954.

Г. М. БАШКИРОВА, И. А. МОЛОТКОВА, Т. А. ПЕРШИНА

О РОСТЕ ЛЕДЯНЫХ КРИСТАЛЛОВ, ОБРАЗУЮЩИХСЯ ПРИ ВВЕДЕНИИ В ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫЙ ТУМАН МЕЛКОДИСПЕРСНОГО ПОРОШКА CuS

1. Введение

Знать закономерности роста ледяных кристаллов в системе переохлажденных капель с различными физическими характеристиками важно при изучении образования естественных твердых осадков, а также при воздействии на облака и туманы с целью их рассеяния или вызывания осадков.

Опыты по исследованию роста кристаллов льда проводились Мейсоном [7] и Рейнольдсом [10]. Кристаллы в этих опытах образовывались в результате введения твердой углекислоты в переохлажденный туман при температурах $-2,5$ и -5° [7] и -18° [10]. Уже после проведения наших опытов была опубликована работа Фукута [4], посвященная исследованию роста кристаллов при температуре от -3 до -20° . Однако влияние водности и концентрации льдообразующих ядер на рост кристаллов в этих работах не рассматривалось. Кроме того, использование метода естественного оседания кристаллов для взятия их проб в течение довольно короткого времени (5 сек.) приводило к избирательному улавливанию кристаллов.

В данной работе изучается кинетика кристаллизации переохлажденного тумана при введении в него мелкодисперсного порошка CuS . Основное внимание уделяется исследованию влияния концентрации льдообразующих ядер, температуры и водности тумана на рост ледяных кристаллов. При изучении роста кристаллов используется метод улавливания их из потока, позволяющий брать пробы кристаллов через небольшие промежутки времени с малой экспозицией.

2. Методика проведения опытов

Опыты по исследованию роста ледяных кристаллов проводились в холодильной камере объемом 300 л. Мелкодисперсный порошок CuS вводится в туман в струе воздуха, полученной с помощью медицинского компрессора при избыточном давлении 0,5 атм. (интенсивность струи была подобрана такой, что кристаллы в отсутствие реагента не возникали). Исследования велись при температурах тумана -6 , -10 , -14 и -20° , различных значениях его водности и концентрации вводимых в туман льдообразующих ядер. Спектр капель тумана был довольно узким, $r_{\text{мод}} = 3$ мкм и $r_3 = 3,3 \div 3,6$ мкм.

Взятие проб ледяных кристаллов производилось с помощью прибора, имеющего два набора термостатов-заборников, расположенных на одной плате. В одном наборе кристаллы улавливались путем естественного их оседания, в другом — при протягивании проб воздуха с кристаллами. Пробы, взятые методом протяжки, позволяли определять формы и размеры ледяных кристаллов в момент их забора, а пробы, взятые методом оседания, — рассчитывать среднее за весь опыт количество ледяных кристаллов N в 1 см^3 . Эту величину принимали за среднюю концентрацию льдообразующих ядер в данном опыте.

Рост ледяных кристаллов исследовался как в смешанных туманах, так и в туманах, где после введения реагента наблюдалась полная кристаллизация капельножидкой влаги.

В каждом опыте в течение первой минуты бралось несколько проб ледяных кристаллов методом протяжки. Общее количество проб определялось временем рассеяния тумана. Экспозиция (время протягивания кристаллов) менялась от 0,5 сек. при наличии большого числа ледяных кристаллов в тумане до 3 сек. при малых их концентрациях. Термостаты для улавливания кристаллов при естественном их оседании держались открытыми со времени появления кристаллов до момента полного их выпадения.

Форма и размеры ледяных кристаллов устанавливались путем их микрофотографирования. Для измерения размеров использовалась установка, описанная в [1]. За размер кристаллов пластинчатых форм (гексагональных пластинок, звездочек) принимался диаметр описанного круга, а для кристаллов столбчатых форм — их длина (l). В последнем случае размер кристалла характеризовался также отношением $K = \frac{l}{a}$, где a — толщина столбика. Водность ($\omega \text{ г/м}^3$) определялась перед введением CuS в туман с помощью лабораторного прибора В. А. Зайцева.

Кроме опытов по исследованию роста ледяных кристаллов, проведена серия экспериментов по установлению связи между массой ледяных кристаллов и их линейными размерами в тех же условиях. Методика определения массы ледяных кристаллов была аналогична методике определения массы снежинок Накая [8], только стекла, на которые улавливались кристаллы, покрывались вместо парафина смесью трансформаторного масла и вазелина.

3. Материалы наблюдений и их анализ

Материалы наблюдений представлены в виде таблиц и графиков.

Форма кристаллов. В табл. 1 приведено относительное количество кристаллов каждой формы, наблюдавшихся в туманах при различных температуре T , влажности ω и концентрации N льдообразующих ядер. Ледяные кристаллы, образующиеся в результате введения в переохлажденный туман мелкодисперсного порошка CuS , имели (рис. 1) формы гексагональных пластинок, дисков, различного вида столбиков, двоянных кристаллов пластинчатых форм, которые нами отнесены к «запонкам», хотя у некоторых из них соединительный столбик отсутствовал.

Таблица 1

Количество (%) ледяных кристаллов различных форм, наблюдавшихся в туманах при разных температуре, влажности и концентрации льдообразующих ядер

Т° С	ω г/м ³	N см ⁻³	Тип кристаллов, %					столбчатые
			пластинчатые					
			гексагональные пластинки	„запонки“	„лепестки“	диски	всего	
-20	0,8	30	5,9	37,7	46,1	—	89,7	10,3
	0,8	150	15,9	75,3	—	8,8	100,0	—
	0,8	320	30,4	67,6	—	2,0	100,0	—
	0,8	620	51,3	28,4	—	19,8	99,5	0,5
	0,8	1320	32,1	18,7	—	45,0	95,8	4,2
	1,4	50	10,7	61,4	23,9	4,0	100,0	—
	1,4	100	19,4	54,8	23,8	2,0	100,0	—
	1,4	1130	48,3	23,7	0,8	23,4	96,2	3,8
	-14	0,9	70	14,8	76,1	—	6,2	97,1
1,1		340	14,0	67,5	—	9,8	91,3	8,7
1,3		50	5,4	89,2	—	2,9	97,5	2,5
1,3		180	16,7	62,6	—	15,5	94,8	5,2
1,3		280	24,0	56,5	—	13,8	94,3	5,7
1,3		450	16,7	40,5	—	28,1	85,3	14,7
1,9		360	15,0	67,7	—	11,9	94,6	5,4
-10	0,7	130	44,7	1,2	—	2,0	47,9	52,1
	0,7	300	51,6	0,9	—	—	52,5	47,5
	1,4	50	31,6	0,1	—	1,5	33,2	66,8
	1,4	140	36,9	—	—	1,0	37,9	62,1
	1,4	260	28,3	0,7	—	0,9	29,9	70,1
	1,4	630	36,3	—	—	11,6	47,9	52,1
-6	1,1	170	5,2	—	—	45,3	50,5	49,5
	1,3	110	6,6	—	—	26,4	33,0	67,0
	1,3	280	3,1	—	—	25,2	28,3	71,7
	1,3	480	2,6	—	—	25,6	28,2	71,8
	1,6	30	8,0	—	—	42,8	50,8	49,2

¹ Гексагональные пластинки, тонкие при T , равном -14 , -20° , и толстые при T , равном -6 , -10° .

Кроме указанных форм, наблюдались пластинчатые звездочки, а также ледяные частицы, имеющие вид недоразвитых, неправильных пластинчатых звездочек, которые условно названы «лепестками». Так как количество пластинчатых звездочек было невелико и их размеры, как показали результаты обработки полученного ма-

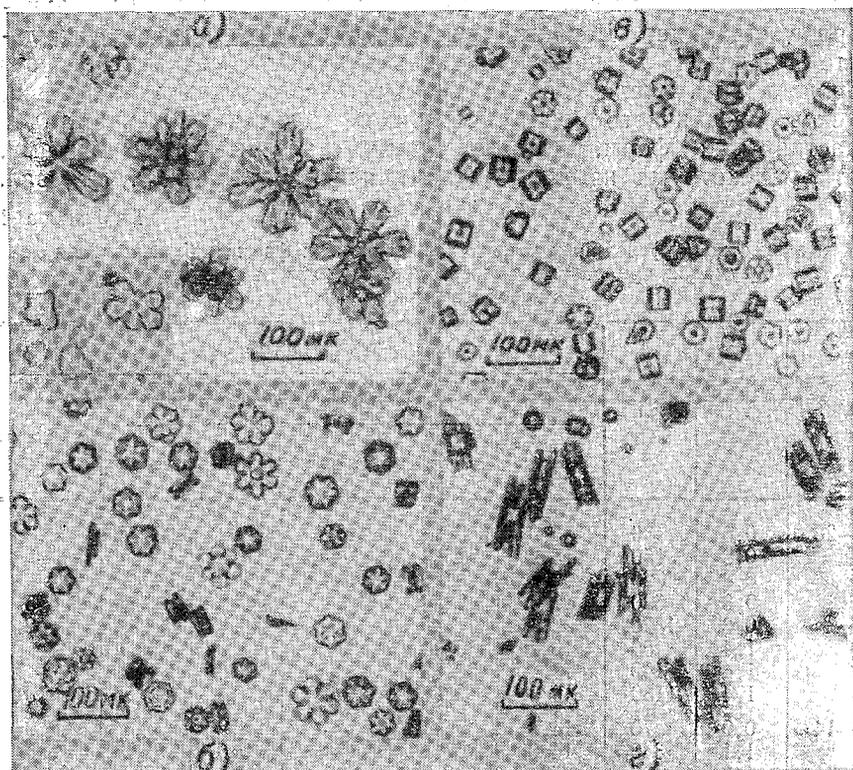


Рис. 1. Фотографии ледяных кристаллов, наблюдавшихся в тумане при различной температуре.

а) -20° , б) -14° , в) -10° , г) -6° .

териала, мало отличались от размеров запонок, то они включены в категорию запонок.

При температурах -14 и -20° преобладали кристаллы пластинчатого типа, однако их форма зависела от концентрации льдообразующих ядер. При большой концентрации ядер ($600-1000 \text{ см}^{-3}$) обнаруживались преимущественно гексагональные и круглые пластинки, часто двойные, причем в случае малой водности тумана процентное содержание круглых пластинок было больше, чем гексагональных, а в случае большой водности — наоборот. С уменьшением N увеличивалось количество запонок и начиная с $N=450 \text{ см}^{-3}$ запонки становились преобладающими, при этом наблюдался пере-

ход от запонок с гексагональными пластинками на концах к запонкам с пластинчатыми звездочками. Кристаллы в виде запонок наблюдали также Фукута [4] при $T = -18^\circ$ в опытах, где кристаллы образовывались при воздействии на туман стержнем, охлаждаемым сухим льдом. При $T = -20^\circ$, больших значениях ω и малых N льдообразующих ядер мы наблюдали относительно большое количество кристаллов в виде лепестков. Таким образом, в интервале температур от -14 до -20° форма ледяных пластинок при данной водности тумана существенно зависит от концентрации льдообразующих ядер.

Подобное изменение форм пластинчатых кристаллов в зависимости от N вполне естественно. Рост большого числа кристаллов обуславливает быстрое удаление влажности от насыщающего значения, и кристаллы не успевают заметно ограничиться, а остаются в виде дисков. При этом, чем меньше водность при одинаковых значениях N , тем быстрее убывает пересыщение и тем больше образуется дисков. При малых концентрациях льдообразующих ядер дольше сохраняется состояние, близкое к насыщению относительно воды (смешанный туман), при котором гексагональные пластинки на концах «запонок» преобразуются в пластинчатые звезды. Возникновение в незначительном количестве ледяных кристаллов в виде столбиков возможно за счет неравномерного распределения пересыщения и ядер в камере. Появление столбиков при температурах -14 и -20° соответствует области малых пересыщений на диаграмме Накая [5].

При температуре тумана -10° большинство ледяных кристаллов, как следует из данных табл. 1, имеет форму столбиков и толстых гексагональных пластинок. Величина K для толстых пластинок изменяется в интервале $0,5-1,0$ с максимумом около $0,9$, а для столбиков — в интервале $1,1-2,7$ с максимумом $1,2$. Столбики с соотношением осей $K > 2$ составляют десятые доли процента от общего количества кристаллов столбчатых форм. Таким образом, при $T = -10^\circ$ образуются в основном почти изометричные гексагональные призмы, что свидетельствует о близости скоростей роста кристалла в направлениях главной и побочной осей. Образование кристаллов в виде столбиков и толстых пластинок при температуре -10° подтверждает тот факт, что температура -10° является границей перехода кристаллов от столбчатого типа к пластинчатому, что соответствует диаграммам Накая [8], Магоно и Ли [6].

Для температуры -6° характерны кристаллы столбчатого типа и круглые пластинки. В небольшом количестве наблюдались также толстые гексагональные пластинки. Однако столбики в этом случае, как видно из рис. 1, отличались от столбиков, наблюдавшихся при $T = -10^\circ$, более сложной формой и внутренней структурой. Величина K у этих столбиков изменялась в интервале $1,1-6,0$ с максимумом около $2,4$. Таким образом, максимальное и предельное значения K значительно смещены в сторону больших величин по сравнению с теми же величинами при $T = -10^\circ$. Это указывает на то, что рост кристаллов при -6° происходит преимущественно вдоль главной кристаллографической оси, в то время как при температуре

—10° скорости роста призматических поверхностей и оснований примерно одинаковы.

Из сказанного следует, что основные типы кристаллов и зависимость их форм от концентрации льдообразующих ядер и водности тумана находятся в соответствии с диаграммами Накая, Магоно и Ли, выражающими зависимость форм кристаллов от температуры и пересыщения. Несмотря на большее разнообразие форм и внутренней структуры наблюдавшихся кристаллов по сравнению с ука-

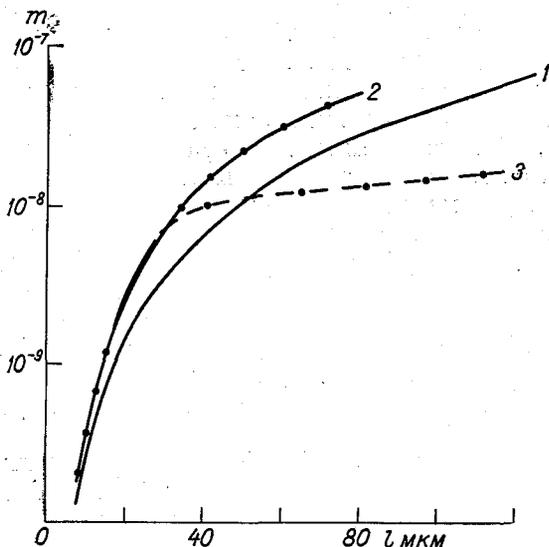


Рис. 2. Связь между массой ледяных кристаллов и их линейными размерами.

1 — для «запонок» при изменении температуры от —14 до —20°, 2 — для гексагональных пластинок при изменении температуры от —6 до —10°, 3 — для столбиков при изменении температуры от —6 до —10°.

занными в диаграммах, можно сделать вывод, что льдообразующее вещество, в данном случае CuS , не оказывает влияния на форму образующихся ледяных кристаллов.

Масса кристаллов. Данные о связи между массой и линейными размерами кристаллов разных форм представлены на рис. 2. Кривая 1 построена для кристаллов в виде «запонок», наблюдавшихся при температуре от —14 до —20°. На эту же кривую в пределах разброса точек ложатся экспериментальные значения для гексагональных пластинок и пластинчатых звездочек. Кривые 2 и 3 построены соответственно для кристаллов в форме столбиков и толстых гексагональных пластинок, наблюдавшихся при температуре от —6 до —10°. Для кристаллов малых размеров кривые 2 и 3 совпадают; начиная с 30 мкм масса гексагональных пластинок увеличивается с ростом размера быстрее, чем масса столбиков. Это объясняется тем, что с увеличением размера столбики становятся

более вытянутыми и полыми. Средняя величина плотности таких кристаллов, рассчитанная по их массе и размерам в предположении, что кристалл имеет форму цилиндра длиной l , несколько уменьшается с увеличением размера и характеризуется следующими соотношениями:

$$\bar{\rho}_d = (0,66 \pm 0,02) \text{ г/см}^3, \quad 14 \text{ мкм} < l \leq 30 \text{ мкм},$$

$$\bar{\rho}_d = (0,57 \pm 0,03) \text{ г/см}^3, \quad 30 \text{ мкм} < l \leq 50 \text{ мкм},$$

$$\bar{\rho}_d = (0,56 \pm 0,02) \text{ г/см}^3, \quad 50 \text{ мкм} < l \leq 100 \text{ мкм}.$$

Величины средней квадратической ошибки единичного результата соответственно равны 0,17; 0,19 и 0,09. Большой разброс значений ρ_d для кристаллов, меньших 50 мкм, объясняется как различиями во внутренней структуре кристаллов одинакового размера, так и большой величиной случайной ошибки, возникающей при определении размеров мелких кристаллов и капель. Оценить плотность кристаллов, наблюдавшихся при температурах -14 и -20° , не удалось вследствие сложной формы кристаллов (запонки) и трудностей, связанных с измерением толщины пластинок.

Полученные зависимости (рис. 2) использовались для расчета средней массы кристаллов основных форм по их размерам.

Влияние концентрации ледяных кристаллов. Некоторые данные о росте ледяных кристаллов основных форм представлены на рис. 3. На графиках нанесены кривые зависимости среднего размера $l_{\text{ср}}$ и средней массы $m_{\text{ср}}$ кристаллов от времени для разных условий эксперимента. Эти величины вычислялись как средние арифметические значения линейных размеров и массы для каждого срока наблюдений. На графиках наряду с экспериментальными нанесены рассчитанные кривые роста шара и диска со временем. Изменение радиусов шара и диска со временем t рассчитывалось по формулам:

$$r_{\text{ш}} = \left(\frac{2D \Delta c}{\rho_d} t \right)^{1/2}, \quad (1)$$

$$r_d = \left(\frac{16D \Delta c}{0,3\pi\rho_d} t \right)^{1/2}, \quad (2)$$

где ρ_d — плотность льда, принятая равной $0,9 \text{ г/см}^3$, D — коэффициент диффузии водяного пара в воздухе, Δc — разность концентраций водяного пара в окружающей среде и у поверхности кристалла.

При выводе формулы (2) коэффициент формы тонкого диска принимался равным $\frac{2r}{\pi}$, а отношение толщины диска к его радиусу 0,1. В расчетах учитывалось изменение коэффициента диффузии с температурой, а также предполагалось, что Δc равно разности насыщающих упругостей пара над водой и льдом при температуре воздуха.

Как следует из хода кривых, представленных на рис. 3, скорость роста кристаллов, характеризуемая наклоном кривых, во всех приведенных случаях максимальна в первые 5—10 сек., затем она убывает. При данной температуре и начальной водности тумана это убывание особенно заметно при больших концентрациях кристаллов ($N > 260 \text{ см}^{-3}$). В момент, соответствующий полной кристаллизации капельножидкого тумана, рост кристаллов практически прекращается. Однако при $T = -10^\circ$ наблюдался некоторый рост столбиков и после исчезновения капель (т. е. при недосыщении относительно воды), в то время как гексагональные пластинки при этом испарялись. При малых концентрациях образующихся кристаллов, когда смешанный туман сохранялся дольше, рост кристаллов происходил в течение более длительного времени, чем в случае больших N . Однако и в этом случае скорость роста кристаллов уменьшалась со временем.

Как видно на рис. 3, для каждого данного момента времени линейные размеры и масса кристаллов увеличиваются с уменьшением

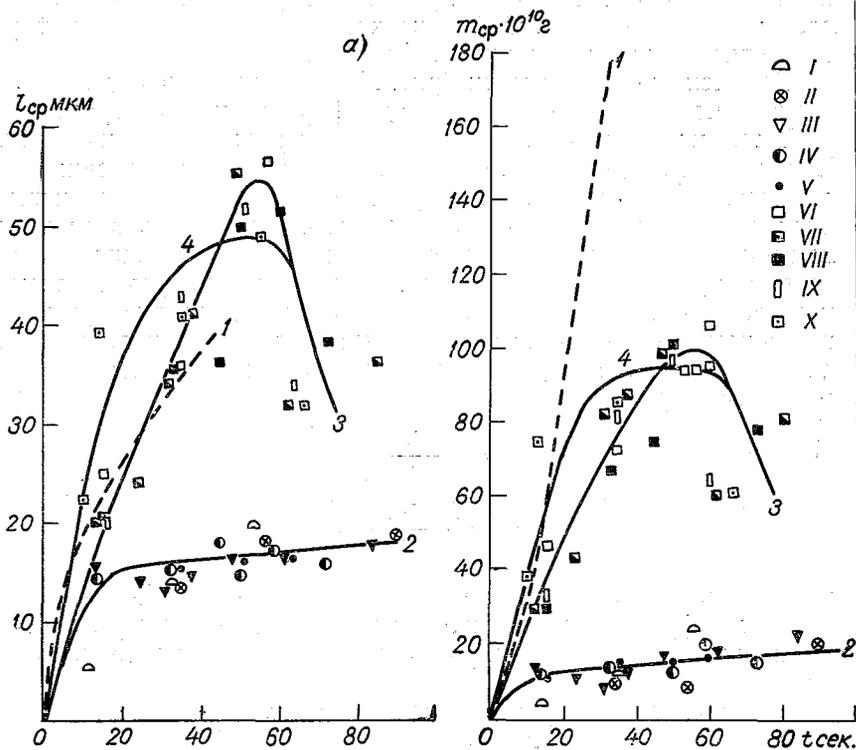
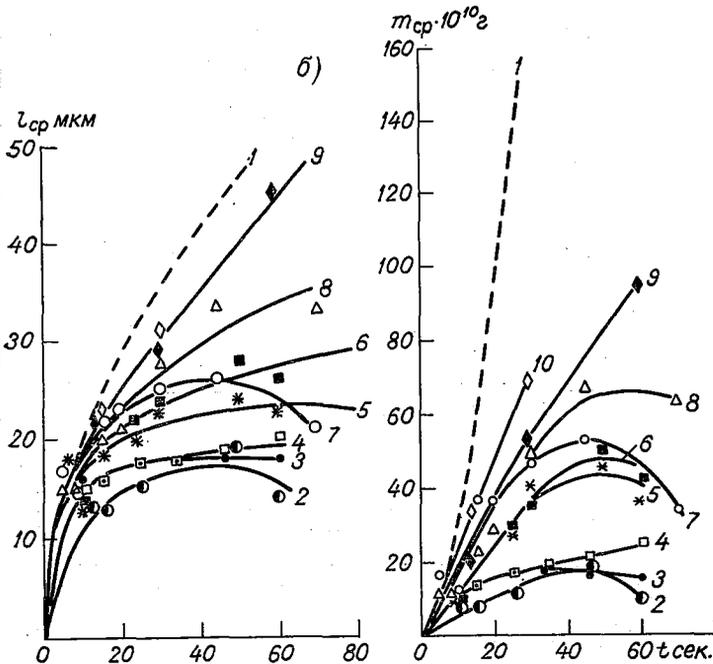


Рис. 3. Изменение средних линейных размеров и средних значений массы тур тумана, значений водности и

а) $T = -6^\circ$, $\omega_0 = 1,4 \text{ г/м}^3$, кривые: 1 — расчетная для шара; 2 — диски, 3 — столбики, 4) $N = 30 \text{ см}^{-3}$, 5) $N = 110 \text{ см}^{-3}$, 6) $N = 170 \text{ см}^{-3}$, 7) $N = 280 \text{ см}^{-3}$, 8) $N = 260 \text{ см}^{-3}$; 9 — гексагональные пластинки; 10 — столбики.

их концентрации, причем влияние концентрации на рост кристаллов сказывается уже в первые секунды после введения реагента в туман. Так, например, при $T = -20^\circ$ и $\omega = 0,8 \text{ г/м}^3$ линейные размеры запонок через 10 сек. после введения реагента в туман для концентраций кристаллов 30, 150, 320 и 620 см^{-3} соответственно равны 42, 29, 28 и 20 мкм, а масса $95 \cdot 10^{10}$, $35 \cdot 10^{10}$, $30 \cdot 10^{10}$ и $16,5 \cdot 10^{10}$ г. Для столбиков при $T = -10^\circ$, $\omega = 1,4 \text{ г/м}^3$ и при значениях N , равных 50, 140, 260 и 630 см^{-3} , линейные размеры равны 22,3, 18,4, 16,0 и 14,4 мкм, а масса $19 \cdot 10^{10}$, $18 \cdot 10^{10}$, $12 \cdot 10^{10}$ и $5,5 \cdot 10^{10}$ г. Из приведенных примеров следует, что при малых концентрациях льдообразующих ядер время, в течение которого ледяные кристаллы могут вырасти до данного размера, оказывается меньшим, чем при тех же прочих условиях, но при больших значениях N . Из полученных данных также следует, что в опытах, где происходила полная кристаллизация тумана (при температурах -10 , -14 , -20°), наибольшее значение средней массы кристаллов основных форм изменяется обратно пропорционально концентрации образующихся кристаллов при прочих равных условиях.

При $T = -6^\circ$ не наблюдалось указанной выше зависимости сред-



ледяных кристаллов со временем для различных температур-концентраций льдообразующих ядер.

II) $N=110 \text{ см}^{-3}$, III) $N=170 \text{ см}^{-3}$, IV) $N=280 \text{ см}^{-3}$, V) $N=480 \text{ см}^{-3}$;
 IX) $N=180 \text{ см}^{-3}$; 4 — столбики; X) $N=30 \text{ см}^{-3}$,
 нальные пластинки; 4 — столбики, $N=630 \text{ см}^{-3}$; 5 — гексагональные
 $N=140 \text{ см}^{-3}$; 9 — столбики; 10 — гексагональные пластинки, $N=50 \text{ см}^{-3}$.

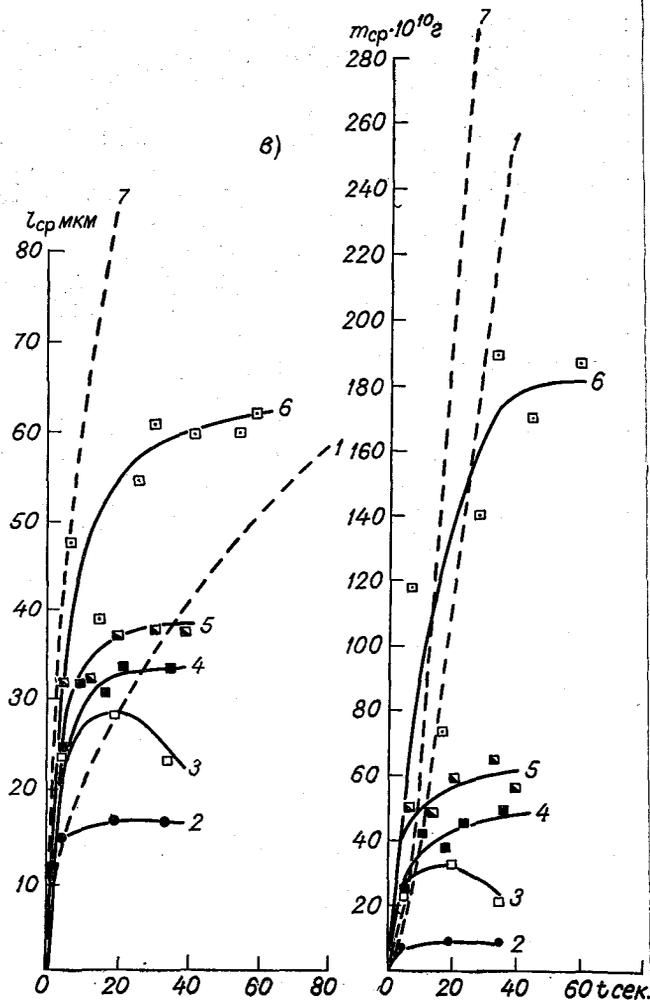
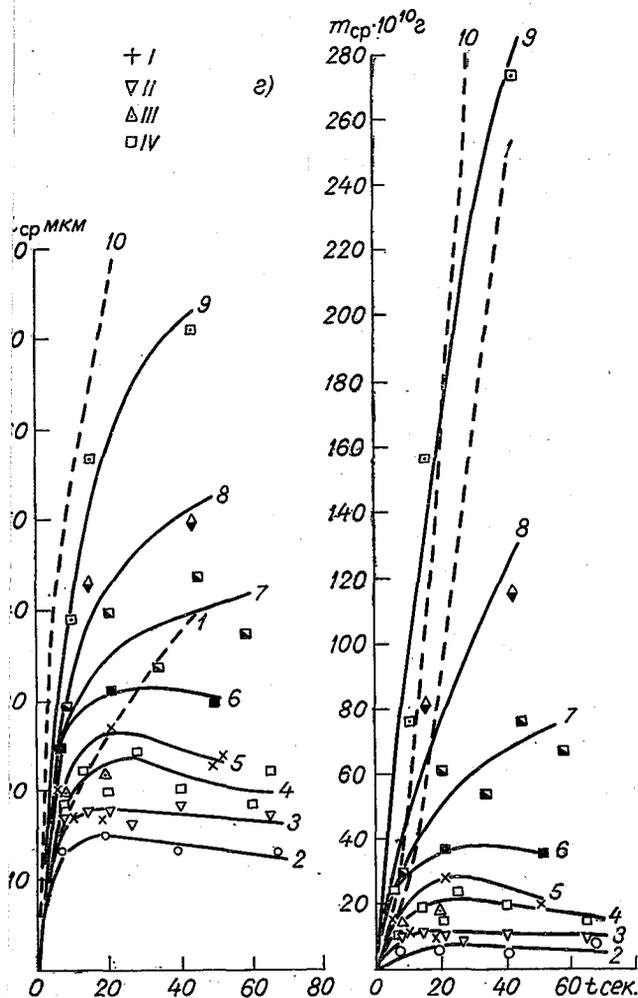


Рис. 3

а) $T = -14^\circ$, $\omega_0 = 1,3 \text{ г/м}^3$, кривые: 1 — расчетная для шара; 2 — 5 — заповки, $N = 180 \text{ см}^{-3}$; 6 — заповки, $N = 1320 \text{ см}^{-3}$, II) $N = 620 \text{ см}^{-3}$; 4 — заповки, III) $N = 1320 \text{ см}^{-3}$; IV) понки, $N = 320 \text{ см}^{-3}$; 7 — заповки, $N = 150 \text{ см}^{-3}$; 8 — лепестки, $N =$

него размера и массы кристаллов от их концентрации. Для всех значений $N \geq 110 \text{ см}^{-3}$, как видно из рис. 3, средние значения размеров (массы) столбиков с некоторым разбросом ложатся на одну кривую. Только при $N = 30 \text{ см}^{-3}$ отмечается большая начальная скорость роста столбиков. Поэтому наибольшие значения l_{cp} и m_{cp} при $N = 30 \text{ см}^{-3}$ достигаются раньше, чем при больших N , хотя сами величины $(l_{cp})_{max}$ и $(m_{cp})_{max}$ близки для обоих случаев.



диски: 3 — заповки, $N=450 \text{ см}^{-3}$; 4 — заповки, $N=280 \text{ см}^{-3}$; $N=50 \text{ см}^{-3}$; 7 — расчетная для диска.
 диски, $N=1320 \text{ см}^{-3}$; 3 — гексагональные пластинки, 1) $N=620 \text{ см}^{-3}$; 5 — гексагональные пластинки $N=320 \text{ см}^{-3}$; 6 — за-
 30 см^{-3} ; 9 — заповки, $N=30 \text{ см}^{-3}$; 10 — расчетная для диска.

Указанные особенности роста кристаллов при $T=-6^\circ$ можно объяснить одновременным срабатыванием введенных в туман льдообразующих ядер. Эффект запаздывания наблюдался Воннегатом [11] для ядер AgI , а также Уорнером и Ньюихэмом [12] для естественных ядер в значительном интервале температур. Флетчер [3] объясняет этот эффект неоднородностью частиц по размерам. По нашим наблюдениям, эффект запаздывания для ядер CuS

проявляется при небольшой отрицательной температуре и малом количестве введенного реагента. Он менее заметен при больших дозировках CuS , приводящих к полной кристаллизации тумана, и при низких температурах. При температуре -6° и введении менее 4 мг CuS по предварительным данным в пробах на оседание через 2—3 мин. после воздействия оказывалось только 35—72% общего числа уловленных оседанием кристаллов N . Следовательно, кристаллы, образовавшиеся вначале в небольшом количестве, могли расти в более благоприятных условиях, чем в случае одновременного образования N кристаллов, и вырастать до значительных размеров. Кристаллы, образующиеся позже, попадали в менее благоприятные условия пересыщения, чем первые кристаллы, и вырастали до меньших размеров. Это наряду с выпадением крупных кристаллов со временем, вероятно, и объясняет наблюдавшееся существенное уменьшение среднего размера и массы столбиков в смешанном тумане через 60—65 сек. после воздействия.

Для получения полной кристаллизации тумана в камере при $T = -6^\circ$ требовалось увеличить количество вводимого порошка CuS до 6—10 мг. В естественных условиях кристаллизация слоистообразных облаков при $T > -7^\circ$ наблюдалась только при относительно больших дозах CuS [2].

Из сказанного можно сделать вывод, что концентрация вводимых в туман или облако льдообразующих ядер должна быть различной в зависимости от целей воздействия — вызывания осадков, предотвращения града или стабилизации тумана.

Влияние водности. Данные о влиянии водности тумана на изменение массы кристаллов, имеющих форму запонок, со временем при температурах -20 и -14 приведены в табл. 2. Это влияние характеризуется отношением значений средней массы ледяных кристаллов, наблюдавшихся в туманах с водностью ω_1 и ω_2 при одинаковой температуре тумана и близких значениях N для разных моментов времени t после введения CuS в туман.

Таблица 2

Зависимость средней массы кристаллов от начальной водности тумана

$T^\circ \text{C}$	Количество кристаллов, см^{-3}		Водность тумана, $\text{г}/\text{м}^3$		$\frac{m(\omega_1)}{m(\omega_2)}$ в моменты времени t сек.							
	N_1	N_2	ω_1	ω_2	5	10	15	20	25	30	35	40
-20	50	30	1,4	0,8	1,03	1,17	1,17	1,11	1,07	1,03	1,03	1,01
	1130	1320	1,4	0,8	1,65	1,69	1,80	1,81	1,93	1,93		
-14	60	70	1,3	0,9	1,25	1,26	1,26	1,25	1,26	1,26	1,24	1,21
	360	340	1,9	1,1	1,12	1,23	1,31	1,28	1,49			

Из таблицы видно, что увеличение водности тумана приводит к некоторому увеличению массы ледяных кристаллов. Прирост массы возрастает со временем. Примерно пропорциональное увели-

чение водности и концентрации льдообразующих ядер практически не приводит к изменению средних значений массы ледяных кристаллов, как это видно на примере опытов с малыми значениями N при $T = -20^\circ$. При одинаковых температуре и значениях N время кристаллизации переохлажденного тумана увеличивается с увеличением водности тумана. При температуре -6° изменение водности тумана от 1,1 до 1,9 г/м³ не оказало влияния на изменение размеров и массы кристаллов со временем при используемых концентрациях кристаллов.

Влияние температуры. С целью установления влияния температуры на рост ледяных кристаллов опыты ставились при различных температурах тумана. Поскольку скорость роста массы кристаллов за счет сублимации пара пропорциональна разности насыщающих концентраций пара над водой и льдом Δc , для исключения влияния Δc были выбраны две пары температур: -6° и -20° и -10° , -14° , для каждой из которых Δc имеют близкие значения. На рис. 4 показана зависимость размеров и массы ледяных кристаллов от температуры тумана в разные моменты времени после введения CuS. Для этого использовались данные опытов с малыми значениями N (30—50 см⁻³) при водности тумана 1,3—1,6 г/м³. Для сравнения приведены расчетные кривые для шара и диска для тех же моментов времени.

О влиянии температуры на размер и массу ледяных кристаллов для различных значений концентрации льдообразующих ядер можно судить также из данных табл. 3. В таблице для близких значений ω и N приведены отношения средних размеров

$$\frac{\bar{l}(T_1)}{\bar{l}(T_2)}$$
 и средних значений массы
$$\frac{m(T_1)}{m(T_2)}$$
 кристаллов, наблюдавшихся при температурах T_1 и T_2 в моменты времени t .

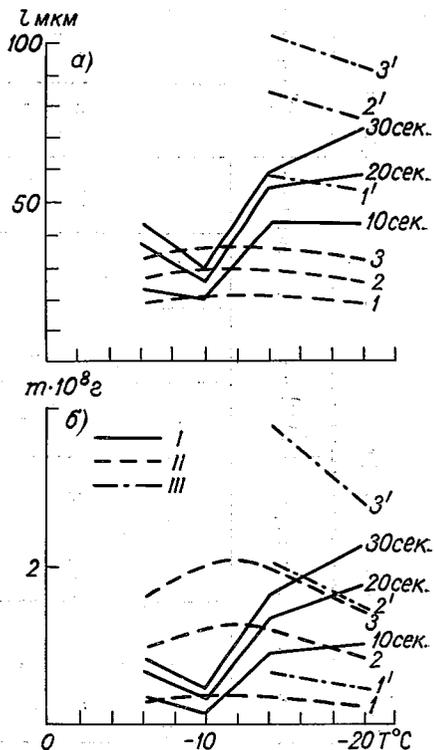


Рис. 4. Зависимость линейных размеров (а) и массы (б) ледяных кристаллов от температуры тумана при $\omega_0 = 1,4$ г/м³ и малых значениях N . I — экспериментальные данные через 10, 20 и 30 сек. после введения CuS в туман; рассчитанные: II — для шара, III — для диска; I и I' — 10 сек.; 2 и 2' — 20 сек.; 3 и 3' — 30 сек.

Зависимость средних линейных размеров и массы кристаллов от температуры тумана

Температура тумана, °С		Количество кристаллов, см ⁻³		Водность тумана, г/м ³		Форма кристаллов при		$\frac{\bar{l}(T_1)}{\bar{l}(T_2)}$ в момент времени <i>t</i> сек.				$\frac{m(T_1)}{m(T_2)}$ в момент времени <i>t</i> сек.			
<i>T</i> ₁	<i>T</i> ₂	<i>N</i> ₁	<i>N</i> ₂	<i>W</i> ₁	<i>W</i> ₂	<i>T</i> ₁	<i>T</i> ₂	10	20	30	40	10	20	30	40
-20	-6	50	30	1,4	1,6	Запонки " "	Толстики " "	1,9	1,6	1,6	1,6	2,9	2,7	2,6	2,8
		100	110	1,4	1,4			2,8	2,0	1,7	1,5	1,9	2,1	2,4	2,4
		30	30	0,8	1,6			1,9	1,6	1,5	1,5	2,5	2,3	2,5	2,8
-14	-10	50	50	1,3	1,4	Запонки " "	" "	2,4	2,2	2,0	1,8	5,0	3,7	3,2	2,6
		180	140	1,3	1,4			2,0	1,6	2,8	1,6	1,2	—	—	
		280	260	1,3	1,4			2,2	1,7	3,2	1,8	1,3	—	—	
		450	630	1,4	1,4			2,1	1,7	3,2	2,1	—	—	—	
-20	-14	50	50	1,4	1,3	Запонки " "	Запонки	1,0	1,1	1,2	1,3	1,2	1,3	1,4	1,5
		50	50	1,4	1,3			1,0	1,1	1,2	1,3	1,2	1,3	1,4	1,5
-10	-6	50	30	1,4	1,6	Толстики " "	Толстики	0,9	0,7	0,7	0,7	0,5	0,5	0,6	0,7
		260	280	1,4	1,3			0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5
		630	480	1,4	1,3			0,9	0,7	0,5	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2
-20	-10	50	50	1,4	1,4	Запонки " "	Запонки	2,4	2,3	2,3	2,2	5,8	4,9	4,3	3,8
		1130	630	1,4	1,4			2,1	1,8	2,8	2,5	—	—	—	
		150	130	0,8	0,7			2,1	1,7	2,3	1,5	1,8	1,5	1,3	

Из рис. 4 видно, что с понижением температуры тумана линейные размеры и масса ледяных кристаллов в соответствующий момент времени после введения CuS увеличиваются, за исключением температуры -10° , при которой наблюдаются их минимальные значения. Наличие минимума массы и размеров кристаллов при $T = -10^\circ$ отмечалось также в [4]. Для малых значений N , когда не происходит полной кристаллизации переохлажденного тумана, масса ледяных кристаллов, образующихся при $T = -20^\circ$, примерно в 2—3 раза больше массы кристаллов, наблюдавшихся при $T = -6^\circ$; при этом такое соотношение сохраняется в течение всего периода наблюдений за ростом кристаллов. В начальный период времени масса кристаллов при $T = -14^\circ$ примерно в 3—5 раз больше, чем при $T = -10^\circ$, для широкого диапазона значений N ($50\text{--}630\text{ см}^{-3}$).

Если учесть разницу между температурой поверхности растущего кристалла и температурой среды, то кривая зависимости пересыщения относительно льда от температуры изменит свой вид, и ее максимум сдвинется к $T = -15^\circ$ [7]. Тогда для сравнения при одних и тех же значениях ΔC следует использовать данные при температурах -20 и -10° . Из последних строк табл. 3 видно, что различия между средними размерами и между массами кристаллов при этих температурах еще больше, чем при температурах -14 и -10° .

Наблюдаемое существенное различие между значениями массы ледяных кристаллов при температурах, для которых величины Δc близки, а также отсутствие максимума у кривых на рис. 4 при температуре от -10 до -14° , соответствующей максимальному пересыщению над льдом при насыщении над водой, указывают на то, что не только пересыщение, но и сама температура определяет скорость роста ледяных кристаллов. Приведенные данные показывают, что скорость роста кристаллов при низких температурах значительно больше, чем при высоких. Так, при T , равном -14 и -20° , средняя за первые 10 сек. скорость роста запонок составляет $4,4$ мкм/сек. при $\omega = 1,3\text{ г/м}^3$ и $N = 50\text{ см}^{-3}$, в то время как при тех же ω и N скорость роста столбиков при T , равном -10 и -6° , составляет $1,9$ и $2,2$ мкм/сек. Эти скорости хорошо согласуются со средним значением скорости роста столбиков 2 мкм/сек., полученным при засеве естественного переохлажденного тумана сухим льдом при $T = -4,4^\circ$ [5]. Для скорости роста пластинчатых кристаллов при засеве переохлажденного тумана AgI Окита и Кимура [9] получили величину $3\text{--}4$ мкм/сек., что также соответствует полученным нами данным.

Убывание скорости роста с повышением температуры указывает на то, что при воздействии на облака с целью вызывания осадков при небольших отрицательных температурах требуется большая мощность облаков для роста кристаллов до размеров, при которых они выпадают, чем при низких температурах.

Сопоставление с расчетом. О соотношении между экспериментально полученными линейными размерами и массой кристаллов и рассчитанными для шара и диска можно судить по рис. 3

и 4. Очевидно, что для сравнения целесообразно рассматривать случаи с малыми значениями концентрации кристаллов. Кроме того, для исключения влияния пересыщения, убывающего при росте кристаллов, сопоставление расчета с фактическими данными производилось только для начальных моментов времени (порядка 20 сек.).

Из приведенного сопоставления следует, что в пределах 20—30% рассчитанный размер шара соответствует среднему размеру столбиков при T , равном -6 и -10° , в то время как рассчитанная масса шара в 1,5—3 раза превышает массу столбиков. Такое превышение, вероятно, связано с влиянием формы и внутренней структуры кристаллов, не учитываемых в расчете.

Расчет для диска с точностью 15—33% воспроизводит зависимость линейных размеров запонок (T равно -14 и -20°) от времени, но дает занижение для массы кристаллов в 2—3 раза по сравнению с фактическими данными. Вероятно, это обусловлено тем, что (при T , равном -14 и -20°) кристаллы росли как сдвоенные пластинки.

Существенные различия между значениями массы ледяных кристаллов, полученными экспериментально и рассчитанными, указывают на то, что рост кристаллов, сложных по форме и внутренней структуре, не может быть достаточно хорошо описан уравнениями сублимационного роста для простейших моделей кристаллов.

Следует отметить, что масса кристаллов более чувствительна к влиянию различных факторов (пересыщение, форма, внутренняя структура и т. д.), чем линейный размер, как видно из формул для соответствующих величин и подтверждается данными эксперимента. Поэтому дальнейшие исследования роста кристаллов должны быть направлены на изучение этих факторов.

ВЫВОДЫ

В результате проведенных исследований роста ледяных кристаллов можно сделать следующие выводы:

1. При одинаковых значениях температуры и влажности тумана средние размеры и масса ледяных кристаллов увеличиваются с уменьшением концентрации введенных в туман льдообразующих ядер.

2. Увеличение влажности тумана при прочих равных условиях приводит к увеличению размеров и массы ледяных кристаллов. При относительно высоких отрицательных температурах влияние влажности оказалось меньшим, чем при низких температурах.

3. При одинаковых пересыщениях над льдом при насыщении над водой и близких значениях влажности и концентрации льдообразующих ядер скорость роста кристаллов определяется температурой тумана, увеличиваясь с понижением ее; при температуре -10° отмечается минимальная скорость роста кристаллов. Эта температура является не только границей смены форм кристаллов в интервале температур от -6 до -20° , но и особой температурой, выше которой скорость роста кристаллов увеличивается вдоль главной

оси, а ниже — вдоль побочной оси. При $T = -10^\circ$ скорости роста кристалла вдоль главной и побочной осей близки и их сумма минимальна.

4. Уравнения сублимационного роста для простых моделей кристаллов (сфера, диск) не могут достаточно хорошо описать рост реальных кристаллов.

Требуются дальнейшие теоретические и экспериментальные исследования роста кристаллов и, в частности, выяснение влияния структурных особенностей кристаллов на величину скорости роста и ее изменение с изменением температуры.

5. Наблюдавшаяся температурная зависимость основных типов кристаллов находится в соответствии с существующими представлениями. Однако форма ледяных кристаллов в пределах одного и того же типа определяется концентрацией льдообразующих ядер. Это свидетельствует о том, что применявшийся реагент (CuS) не влияет на форму образующихся ледяных кристаллов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дьяченко П. В. Установка для обработки микрофотографий капель облаков и туманов. — Труды ГГО, 1968, вып. 224.
2. Сумин Ю. П. Исследования кристаллизующих свойств сернистой меди при воздействиях на переохлажденные слоистообразные облака. — Труды ГГО, 1969, вып. 239.
3. Fletcher N. H. On ice-crystal production by aerosol particles. *J. Met.*, vol. 16, No. 2, 1959.
4. Fukuta N. Experimental studies on the growth of small ice crystals, *J. Atm. Sci.*, vol. 26, No. 3, 1969.
5. Isono K. et al. An experimental investigation of the growth of ice crystal in a supercooled fog. *J. Met. Soc. Japan*, Ser. 2, 34 (3), 1956.
6. Magono C., Lee C. W. Meteorological classification of natural snow crystals. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, Ser. VII, vol. 2, No. 4, 1966.
7. Mason B. J. The growth of ice crystals in a supercooled water cloud. *Q. J. Roy. Met. Soc.*, vol. 79, No. 339, 1953.
8. Nakaya U. Snow crystals. Harvard Univ. Press, 1954.
9. Okita T. Kimura K. Ice crystal growth in the atmosphere. *J. Met. Soc. Japan*, Ser. II, 32, N. 5—6, 1954.
10. Reynolds S. E. Ice-crystal growth. *J. Met.*, vol. 9, No. 1, 1952.
11. Vonnegut B. Nucleation of supercooled water clouds by silver iodide smokes. *Chem. Rev.*, 44, 1949.
12. Warner J., Newnham T. D. Time lag in ice crystal nucleation in the atmosphere. *Bull. de l'Observ. du Puy de Dôme*, Nr. 1, 1958.

Г. М. БАШКИРОВА, И. А. МОЛОТКОВА, Т. А. ПЕРШИНА

К ВОПРОСУ О МЕХАНИЗМЕ ЛЬДООБРАЗУЮЩЕГО ДЕЙСТВИЯ СЕРНИСТОЙ МЕДИ

Введение

Известно, что введение мелкодисперсного порошка CuS в туман при температуре -3° и ниже приводит к образованию в нем ледяных кристаллов. В принципе возникновение ледяных кристаллов возможно как непосредственно на частицах CuS за счет сублимации или конденсации водяного пара, так и в результате замерзания капель тумана при их контакте с частицами CuS , а также сублимации или конденсации на других ядрах, образование которых стимулируется частицами CuS . В последнем случае это могут быть мелкие обломки ледяных кристаллов или ледяных частиц неправильных форм. Для выяснения возможности возникновения ледяных кристаллов за счет отложения водяного пара непосредственно на поверхности частиц CuS были проведены опыты при температуре от $-0,8$ до -26° .

Методика проведения опытов

Методика проведения опытов состояла в следующем. Мелкодисперсный порошок CuS распылялся в охлажденной камере при отсутствии в ней переохлажденного тумана. Затем с помощью термостатов-заборников (рис. 1) брались пробы частиц CuS как методом оседания, так и методом протяжки. В последнем случае воздух с частицами CuS протягивался через охлажденные термостаты в течение 2—3 сек. с помощью насоса, который находился вне холодильной камеры. Сразу после взятия пробы отверстие, через которое производили протяжку воздуха, закрывали крышкой. Термостат вынимали из камеры, помещали на столик микроскопа (находившегося в теплой комнате) и фотографировали уловленные частицы CuS . Затем в термостат вводили некоторый объем комнатного воздуха и вновь производили микрофотографирование. Количество поступившего в термостат теплого воздуха зависело от времени его введения. В каждом опыте впуск в термостат теплого воздуха и

микрофотографирование одного и того же участка стекла, на котором находились уловленные частицы CuS , производились несколько раз. В некоторых опытах фотографировались также капли, полученные после таяния ледяных кристаллов, выросших на частицах CuS . В процессе микрофотографирования поступление теплого воздуха в термостат было по возможности исключено.

При взятии проб методом оседания крышки термостатов открывали сразу после распыления порошка CuS и закрывали через 2—

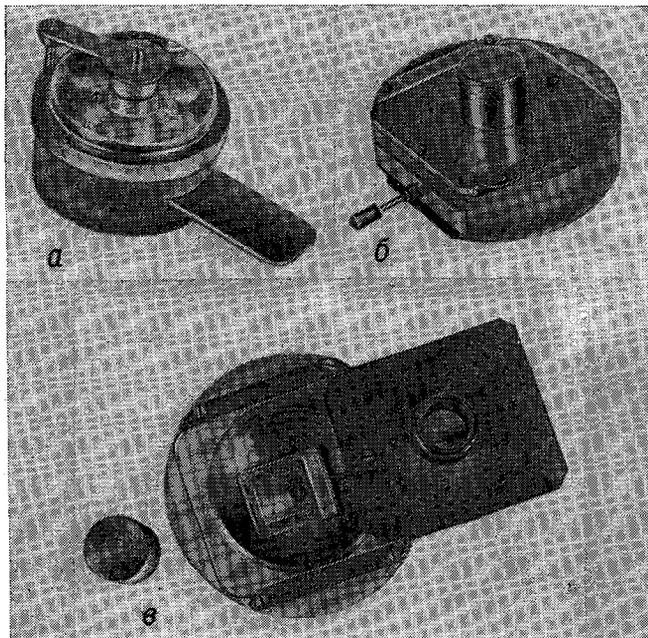


Рис. 1. Фотографии термостатов для забора проб ледяных кристаллов методами протяжки (а) и оседания (б, в).

15 мин. В каждом опыте отмечались температура в камере (T°) и в комнате (T_1°), где проводилось микрофотографирование, относительная влажность воздуха в комнате, время t , в течение которого теплый воздух поступал в термостат, а также время микрофотографирования частиц CuS и ледяных кристаллов. Опыты проводились при температуре $T_1^\circ = 19 \div 23^\circ$ и относительной влажности 22—34%. Микрофотографирование уловленных в термостаты частиц производилось через 5—10 сек. после того, как термостаты вынимались из камеры.

Продолжительность первых впусков теплого воздуха в термостат в зависимости от T_1 составляла 2—40 сек., а последующих

5—80 сек. Температура термостатов в течение первой минуты наблюдений считалась равной температуре камеры. Размеры вводимых в камеру частиц CuS , определенные с помощью оптического микроскопа, составляли 1—40 мкм; 62% введенных в камеру частиц имели размеры 3—6 мкм. Возникновение и рост ледяных кристаллов на охлажденных частицах CuS изучались по данным микрофотографирования.

Результаты опытов

Данные, полученные в результате обработки материалов наблюдений, показали, что первоначальные размеры частиц CuS в термостатах находятся в том же диапазоне, что и размеры вводимых в камеру частиц CuS . Следует отметить, что в некоторых опытах невидимые вначале частицы CuS (размерами меньше 1 мкм) обнаруживались после введения в термостат теплого воздуха. Количество частиц, за которыми велись наблюдения, в разных опытах было

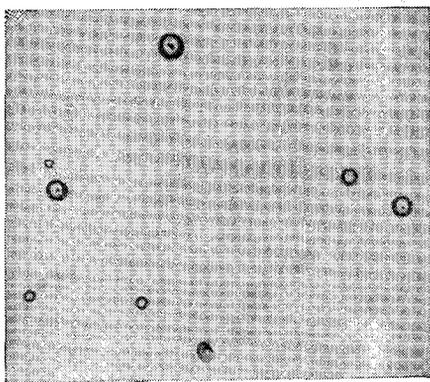


Рис. 2. Фотография капель, образующихся на частицах CuS при $T = -1,5^\circ$.

различным и менялось от 2 до 100 шт. Поступление в охлажденные термостаты комнатного воздуха с температурой T_1° не приводило к образованию изморози и запотеванию стекол, на которых находились частицы CuS .

Анализ полученного материала показывает, что при введении в охлажденные (до $-3,5^\circ$ и ниже) термостаты небольших объемов теплого воздуха возможно возникновение и рост ледяных кристаллов на охлажденных ядрах кристаллизации CuS , уловленных в термостаты сразу после распыления в камере порошка CuS . На частицах CuS , охлажденных до температуры выше пороговой для реагента CuS , образование ледяных кристаллов не наблюдалось. В подобных случаях на частицах CuS за счет конденсации на них водяного пара происходило образование капель. Фотографии таких капель приведены на рис. 2. На рис. 3 в качестве примера приведены фотографии частиц CuS и образовавшихся на них ледяных кристаллов при различных значениях T° , а также капель, полученных в результате таяния ледяных кристаллов. В подписи к рис. 3 количество слагаемых в скобках указывает на число предварительных впусков в термостат комнатного воздуха до данного впуска, а сами слагаемые (цифры) — на длительность поступления воздуха. Ледяные кристаллы, возникавшие при температуре от -3 до -5° , сохранялись (не таяли) в термостатах в течение 4—6 мин., а при температурах от -6 до -10 и -11° и ниже — соответственно в те-

чение 6—12 и 12—15 мин. В некоторых опытах, когда теплый воздух в термостаты после возникновения в них ледяных кристаллов не вводился, таяние ледяных кристаллов при достаточно высоких температурах происходило немного позже, а при низких температурах наблюдалось испарение ледяных кристаллов. Так, например, при температуре -13° кристаллы в таких случаях испарялись через 3,0—3,5 мин. после того, как термостаты вынимались из камеры.

Возникновение и рост ледяных кристаллов, как показали опыты, определялись количеством уловленных в термостаты частиц CuS , длительностью поступления теплого воздуха в термостаты и размерами частиц CuS .

В тех случаях, когда количество уловленных в термостате льдообразующих ядер было мало (10 и менее) и время введения теплого воздуха в термостаты равнялось 10 сек. и более, возникновение ледяных кристаллов (при температуре $-3,5^{\circ}$ и ниже) наблюдалось на всех льдообразующих ядрах (рис. 3 IV, а, б). При большом количестве разных по размерам ядер CuS при $T = -6^{\circ}$ и ниже образование явно выраженных ледяных кристаллов после первого 10 или 15-секундного впуска теплого воздуха в термостат происходило преимущественно на более крупных частицах CuS . Образование же ледяных кристаллов на мелких частицах наблюдалось только тогда, когда они находились достаточно далеко от других ядер. На рис. 3 V а, б мелкая частица CuS с возникшим на ней кристаллом отмечена цифрой 1. Последующее введение в термостат теплого воздуха приводило к росту ледяных кристаллов, а на мелких частицах (некоторые из них отмечены цифрой 2) при этом происходило образование лишь тонкого ледяного слоя.

При небольшом количестве уловленных частиц и небольшой длительности введения теплого воздуха в термостат (2—3 сек.) возникновение ледяных кристаллов вначале происходило лишь на некоторых самых крупных ядрах кристаллизации. Более мелкие (вследствие недостатка влаги) почти не изменялись. Постепенное превращение этих частиц в ледяные кристаллы происходило при последующих более длительных (не менее 8 сек.) впусках теплого воздуха. При этом вначале частицы CuS увеличивались в размере и округлялись, оставаясь непрозрачными. Последующее нарастание льда приводило к образованию прозрачных ледяных кристаллов, иногда сохраняющих шаровидную форму (рис. 3 VI а, б).

В 53% всех случаев ледяные кристаллы обнаруживались в термостатах сразу же после того, как их вынимали из камеры (рис. 3 II а, III а). Наличие частиц CuS в каплях, полученных после таяния ледяных кристаллов, указывало на то, что образование кристаллов в данных случаях происходило на ядрах CuS . Так как размеры ядер кристаллизации не одинаковы и местоположение их в каплях различно, для их обнаружения требовалось менять фокусировку. Поэтому частицы CuS на фотографиях не во всех каплях видны.

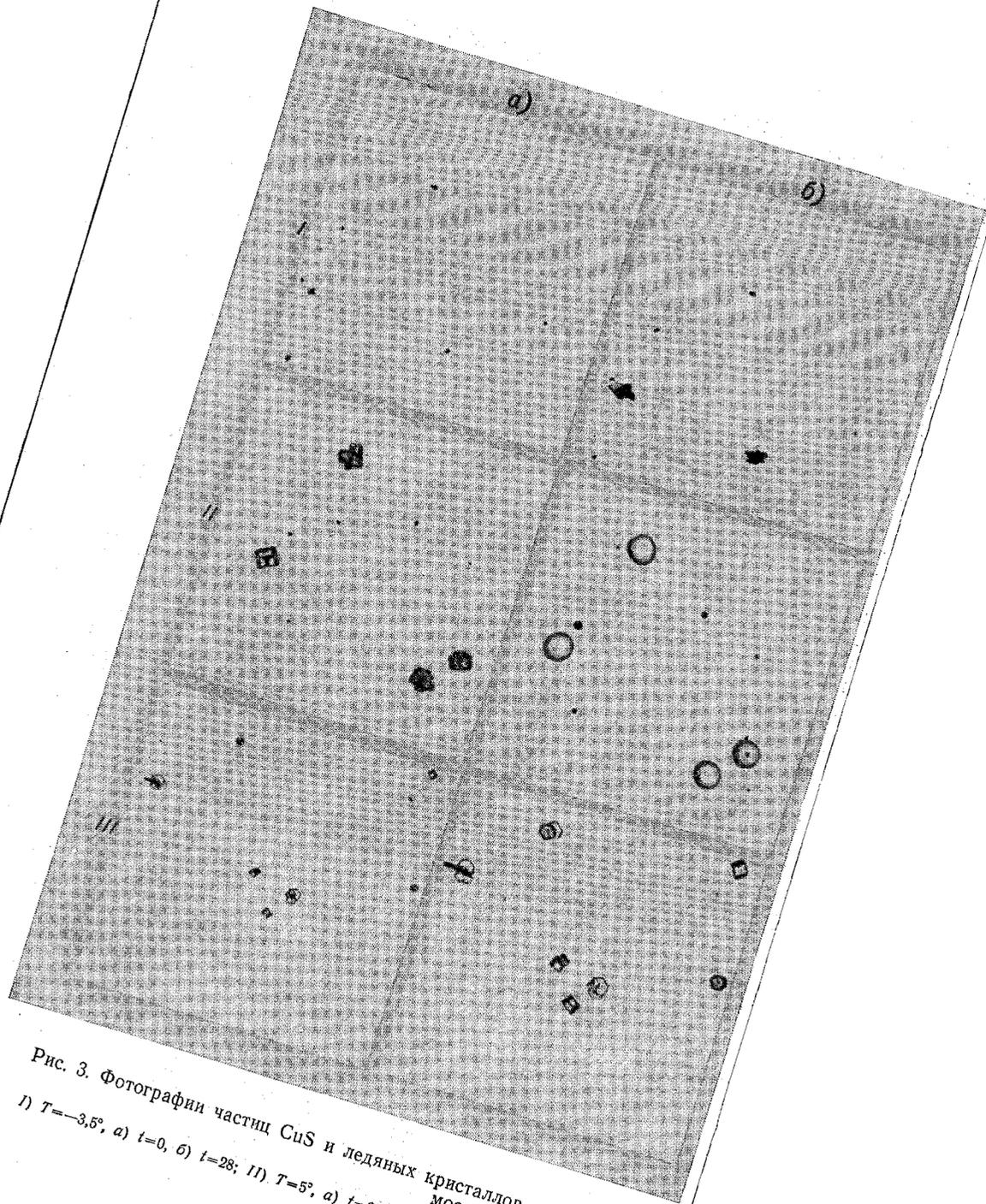
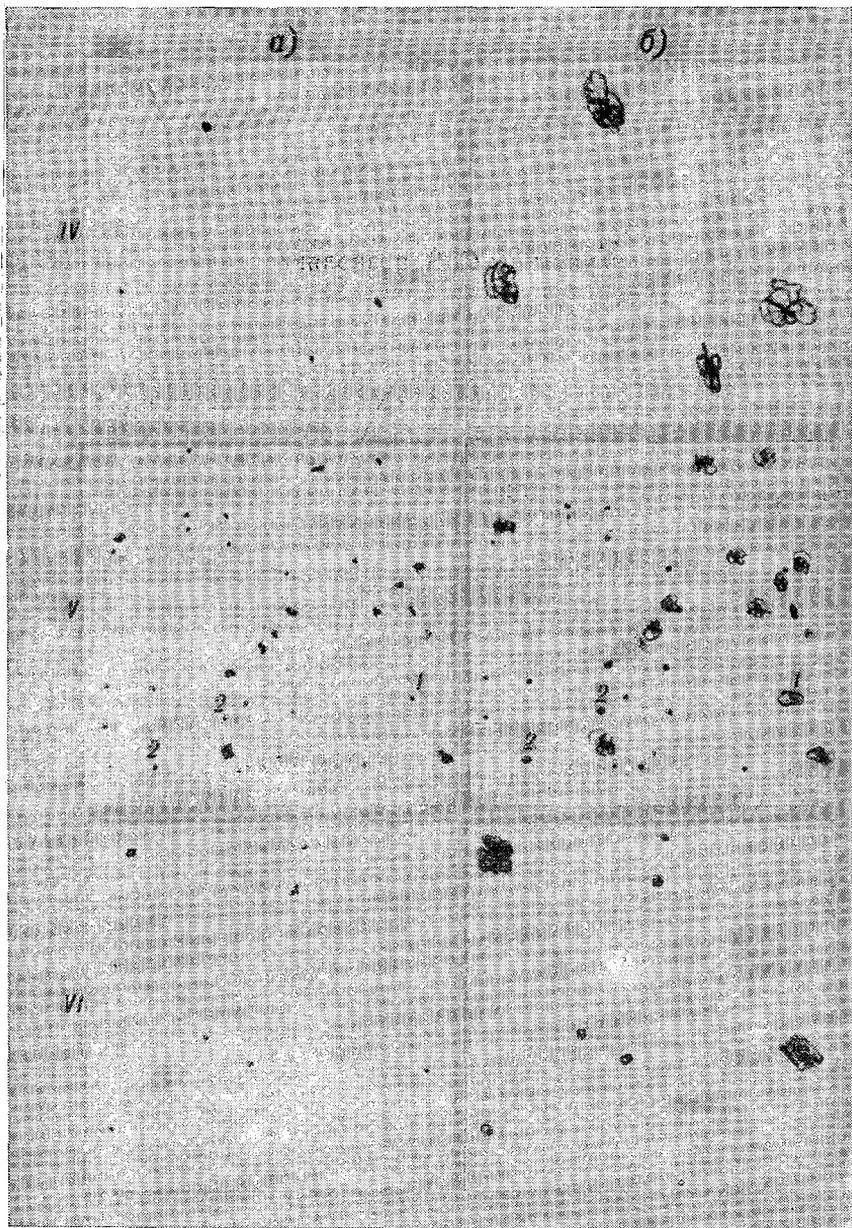


Рис. 3. Фотографии частиц CuS и ледяных кристаллов, образующихся мостаты теплого воздуха

I) $T = -3,5^\circ$, а) $t = 0$, б) $t = 28$; II) $T = 5^\circ$, а) $t = 28$, б) капли с частицами, CuS ; III) $T = -22^\circ$, а) $t = 0$, б) $t = 20$ (15+10);



на них в результате введения в охлажденные до температуры T гер-
в течение t сек.

$T = -11,8^\circ$, а) $t = 0$, б) $t = 34$ (20+21); IV) $T = -21,6^\circ$, а) $t = 0$, б) $t = 20$ (10+10+10);
VI) $T = -26^\circ$, а) $t = 0$, б) $t = 10$ (2=8+10).

ВЫВОДЫ

1. Установленные в опытах факты, а именно:

а) образование ледяных кристаллов на охлажденных частицах CuS при введении в термостаты небольших объемов теплого воздуха;

б) образование ледяных кристаллов в камере при отсутствии тумана;

в) отсутствие изморози и запотевания стекол в термостатах, на которые улавливались частицы CuS , позволяют сделать заключение о том, что возникновение ледяных кристаллов на ядрах CuS происходило не за счет их контакта с переохлажденными каплями, а за счет отложения водяного пара на поверхности частиц CuS .

2. Неодновременное возникновение ледяных кристаллов на ядрах CuS разных размеров, очевидно, является одной из причин дисперсности системы ледяных кристаллов, образующихся в переохлажденных туманах при введении в них реагента; кроме того, оно подтверждает гипотезу Флетчера [1] о том, что запаздывание в срабатывании льдообразующих ядер вызывается различием их размеров.

3. Результаты опытов показывают, что при определении норм расхода реагента при воздействии на переохлажденные облака и туманы следует учитывать не только количество вводимого реагента, но и спектр его частиц.

ЛИТЕРАТУРА

1. Fletcher N. H. On ice-crystal production by aerosol particles. J. of Met. vol. 16, No. 2, 1959.

Г. М. БАШКИРОВА, И. А. МОЛОТКОВА, Т. А. ПЕРШИНА

ОБ ИЗМЕНЕНИИ ЛЬДООБРАЗУЮЩЕЙ АКТИВНОСТИ ПОРОШКА CuS ПРИ ДЛИТЕЛЬНОМ ХРАНЕНИИ

Введение

В последние годы Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова (ГГО) при участии Всесоюзного научно-исследовательского института химических реактивов и особо чистых химических веществ (ИРЕА) проводились опыты по воздействию на переохлажденные конвективные и слоистообразные облака сернистой медью CuS . При этом использовались различные партии высокоактивного порошка CuS , изготовленного по методике, разработанной в ИРЕА [2].

Льдообразующая активность этих партий сернистой меди, характеризующаяся пороговой температурой и выходом ледяных кристаллов от 1 г реагента, определялась в лаборатории ИРЕА сразу после их изготовления. Поскольку полевые опыты проводились через некоторое время после изготовления порошка CuS , его льдообразующие свойства могли измениться. Поэтому в ГГО было проведено исследование влияния времени хранения порошка CuS на его льдообразующую активность. Для этой цели был взят образец CuS , изготовленный в январе 1970 г., льдообразующая активность которого прослеживалась в течение года. Некоторые данные получены также для образцов CuS , изготовленных в 1968 и 1969 гг.

Исследуемый порошок, обозначаемый в дальнейшем CuS-I-70 , хранился в заводской упаковке — в двойном мешке из полиэтилена и бумаги «крафт» — в условиях комнатной температуры и влажности.

Методика проведения опытов

Опыты по определению выхода ледяных кристаллов проводились в холодильной камере объемом 300 л. Путем введения пара из кипятильника в ней создавался туман с водностью около $1,5 \text{ г/м}^3$. Распыление порошка CuS проводилось в тумане с помощью стеклянной трубки с узким выходным отверстием ($\varnothing 1 \text{ мм}$), из которой

порошок выдувался под избыточным давлением 0,5 атм. Ледяные кристаллы, оседающие в камере под действием силы тяжести, улавливались на чистые стеклянные пластинки, помещенные в термостаты [1]. После оседания всех кристаллов термостат вынимался из камеры, устанавливался на столик микроскопа, и подсчитывалось число кристаллов (n) в поле зрения микроскопа при увеличении $160\times$. Выход N , т. е. число ледяных кристаллов, образующихся в тумане при введении 1 г реагента, рассчитывался по формуле

$$N = \frac{c \cdot n}{m}, \quad (1)$$

где c — коэффициент, учитывающий размеры камеры и площадь поля зрения микроскопа; m — количество введенного реагента.

Результаты исследований изменения льдообразующей активности CuS со временем

Выход ледяных кристаллов от 1 г реагента определялся при температурах тумана -4 , -6 , -10 , -15° . Опыты проводились через 5, 8 и 12 месяцев после изготовления образца. Полученные значения выходов представлены на рис. 1 в виде кривых изменения льдообразующей активности CuS со временем при разных температурах. Начальные значения N для данной партии CuS получены в ИРЕА.

Из графика видно, что льдообразующая активность¹ порошка CuS при всех температурах в результате хранения его при вышеупомянутых условиях уменьшается. Наиболее быстрое убывание выхода имеет место в первые 6—8 месяцев хранения. Линейные участки на кривых позволяют предположить экспоненциальное убывание выхода со временем, причем тем большее, чем ниже температура. Эту зависимость можно представить выражением

$$N = N_0 e^{-\frac{t}{\tau}}, \quad (2)$$

где N_0 — начальное значение выхода ледяных кристаллов от 1 г CuS при температуре T ; t — время хранения; τ — время уменьшения активности в e раз при температуре T .

Величины τ , рассчитанные по графику (рис. 1) для интервалов времени Δt , соответствующих линейным участкам кривых, в зависимости от температуры приведены в табл. 1.

Меньшие значения τ характеризуют более быстрое убывание N . В этой же таблице представлены значения τ для партии CuS-VIII-69, рассчитанные по изменению выхода за 10 месяцев хранения с помощью формулы (2). Величины τ для партии CuS-VIII-69 близки к τ для CuS-I-70, но несколько превосходят их. Это, видимо, объяс-

¹ Поскольку значение пороговой температуры в результате хранения не изменилось, выражение «льдообразующая активность» в дальнейшем будет употребляться в значении «выход ледяных кристаллов от 1 г CuS».

няется тем, что после 6—8 месяцев хранения выход ледяных кристаллов от 1 г реагента уменьшается медленнее, особенно при низких температурах (рис. 1), и формула (2) дает завышенное значение τ . Для подсчета τ по данным за более длительный срок хранения в формулу следует ввести постоянный член A , характеризующий предельную активность, которой, очевидно, достигнет реагент при длительном хранении. Тогда выражение для уменьшения выхода со временем примет вид

$$N = N_0 e^{-\frac{t}{\tau}} + A. \quad (2')$$

Из полученных данных следует, что за год хранения льдообразующая активность порошка CuS-I-70 при низких температурах ($-10, -15^\circ$) уменьшается в 20—30 раз, а при высоких ($-4, -6^\circ$) — в 10—15 раз. Поскольку падение выхода замедляется к концу

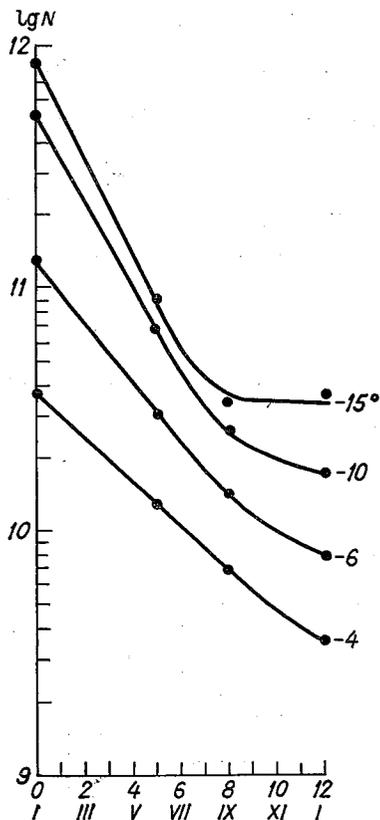


Рис. 1. Изменение выхода ледяных кристаллов (в расчете на 1 г реагента) порошка CuS при разных температурах в зависимости от времени его хранения (Δt мес.)

Таблица 1

T° C			
-4	-6	-10	-15

CuS-I-70

$\frac{N_1}{N_2}$	5,4	9,8	11,2	9,5
Δt мес.	8	8	6	5
τ мес.	4,8	3,5	2,5	2,2

CuS-VIII-69, $\Delta t=10$ мес.

$\frac{N_1}{N_2}$	6	7,3	29	45
τ мес.	5,6	5,0	3,0	2,6

первого года хранения, можно считать, что дальнейшее хранение не сильно изменит льдообразующую активность порошка. Действительно, выход ледяных кристаллов при $T = -10^\circ$ для партии CuS, изготовленной в мае 1968 г., за 25 месяцев изменился в 29 раз, т. е. так же, как за год у CuS-I-70 и за 10 месяцев у CuS-VIII-69.

Близость значений τ для двух образцов сернистой меди (табл. 1) позволяет оценивать начальное изменение выхода ледяных кристаллов (за 5—8 месяцев хранения) для других партий CuS, используя полученные величины τ .

Понижение льдообразующей активности CuS в результате хранения можно частично компенсировать путем растирания порошка в агатовой ступке перед введением его в туман. Об увеличении активности порошка CuS после растирания можно судить из табл. 2, где приведены отношения выходов $\frac{N_p}{N_{np}}$ растертого и нерастертого порошка CuS для трех партий сернистой меди при разных температурах.

Таблица 2

Шифр образца	Δt мес.	$T^\circ C$			
		-4	-6	-10	-15
CuS-I-70	5	1,5	1,5	1,9	2,0
	8	1,9	2,4	2,7	4,0
	12	1,7	2,6	1,8	1,4
CuS-VIII-69	10	2,8	2,5	3,4	4,3
CuS-V-68	25	2,3	3,2	2,6	2,4
Среднее . . .		2,0	2,4	2,5	2,8

Как следует из приведенных данных, в результате растирания выход ледяных кристаллов (от 1 г CuS) может увеличиться в среднем в 2—3 раза, причем это увеличение зависит как от температуры, при которой определяется выход, так и от срока хранения порошка. Так, если у порошка CuS-I-70, хранившегося 5—8 месяцев, в результате растирания более заметно увеличивается выход ледяных кристаллов при низких температурах, то через год хранения увеличение влияния растирания на величину выхода ледяных кристаллов отмечается при высоких температурах. У образца CuS-VIII-69, хранившегося 10 месяцев до испытания, также увеличивается выход при растирании с понижением температуры воздействия, в то время как у образца CuS-V-68, испытанного через 25 месяцев после изготовления, наибольшее увеличение выхода наблюдалось при относительно высокой температуре в камере (-6°), как и в случае CuS-I-70, испытанного через год после изготовления.

Из сопоставления данных об уменьшении выхода при хранении и увеличении его в результате растирания для образца CuS-I-70 можно заключить, что растиранием порошка можно полностью ком-

пенсировать потерю его льдообразующей активности после 3—4-месячного хранения и лишь частично восстановить активность порошка, хранившегося более длительное время. Достичь начальных значений выхода ледяных кристаллов (в расчете на 1 г CuS) растиранием при этом не удавалось.

Наблюдавшееся уменьшение льдообразующей активности CuS при хранении наряду с другими возможными причинами может вызываться изменением дисперсности порошка и окислением поверхности его частиц. Поскольку порошок CuS хранился в герметичной таре, когда влияние окисления сведено к минимуму, можно рассматривать только первый фактор.

Дисперсность порошка может меняться при его хранении вследствие сцепления частиц, которое является самопроизвольным процессом, так как сопровождается уменьшением свободной поверхностной энергии. При распылении свежего порошка возникшие агрегаты распадаются. Однако со временем связи между сцепленными частицами усиливаются вследствие диффузии вещества, и поверхность раздела между соприкасающимися частицами постепенно исчезает [4]. Агрегаты становятся прочными и могут не разрушаться при распылении порошка.

При агрегировании частиц изменяется как спектр, так и число частиц в порошке, а следовательно, и в аэрозоле CuS. Происходит укрупнение частиц, а их число в расчете на единицу массы вещества уменьшается. Это приводит к уменьшению числа активных льдообразующих частиц, пропорционального общему числу частиц, т. е. к уменьшению выхода ледяных кристаллов от 1 г CuS. Растирание порошка вызывает уменьшение размеров частиц и увеличение их числа в порошке, тем самым облегчая распыление и способствуя созданию более мелкодисперсного аэрозоля с большим числом активных частиц.

Исследование изменения дисперсности аэрозоля CuS в зависимости от срока хранения порошка

Поскольку в период исследований не было возможности использовать для измерения спектра размеров частиц электронный микроскоп, исследования проводились с помощью оптического микроскопа. Это дало возможность наблюдать за изменениями, происходящими только в грубодисперсной части спектра аэрозоля CuS, при хранении порошка и растирании его.

Порошок CuS распылялся в камере обычным способом при комнатной температуре. После перемешивания в течение 2—3 сек. частицы аэрозоля CuS могли осесть на стеклянные пластинки, помещенные на дно камеры. Через определенное время пробы вынимались из камеры и фотографировались с помощью микроскопа при увеличении 400×. С каждого стекла делалось около 20 микрофотографий, так что общее число частиц в пробе составляло от 200 до 3000. Размеры частиц измерялись на установке [3] при общем увеличении 1000×. За размер круглой частицы принимался ее диаметр, а эффективный диаметр ($d_{эф}$) частиц неправильной формы

определялся по измеряемой площади частицы, которая приравнивалась к площади круга.

Такие измерения были проведены в июне и декабре 1970 г., т. е. через 5 и 11 месяцев хранения, для нерастертого и растертого порошка CuS-I-70. В результате измерений получено процентное содержание частиц i -того размера по отношению к общему числу измеренных частиц, а также общее число частиц в рассмотренном диапазоне размеров при распылении 1 г порошка CuS-I-70. Для удобства сравнения в табл. 3 приведены числа частиц каждого размера в расчете на 1 г порошка CuS.

Т а б л и ц а 3

$d_{эф}$ мкм	$n_{i_{нр}} \cdot 10^{-10}$ частиц/г	$n_{i_{р}} \cdot 10^{-10}$ частиц/г	$\frac{n_{i_{р}}}{n_{i_{нр}}}$	$n_{i_{нр}} \cdot 10^{-10}$ частиц/г	$n_{i_{р}} \cdot 10^{-10}$ частиц/г	$\frac{n_{i_{р}}}{n_{i_{нр}}}$
	Через 5 месяцев			Через 11 месяцев		
2	1,6	3,4	2,1	1,35	1,85	1,4
4	0,82	0,74	0,9	0,66	1,3	2,0
6	0,17	0,14	0,8	0,16	0,18	1,1
8	0,09	0,03	0,3	0,07	0,035	0,5
10	0,07	0,03	0,4	0,02	0,014	0,7
12	0,04	0,01	0,2	0,014	0,004	0,3
$\sum n_i$	3,0	5,3		2,4	3,5	
Среднее			1,8			1,5

В таблице $n_{i_{р}}$ и $n_{i_{нр}}$ относятся соответственно к растертому и нерастертому порошку. Диапазон размеров частиц ограничен $d_{эф} = 12$ мкм, так как более крупные частицы составляют в общем числе менее 1%.

Как видно из табл. 3, число частиц каждого размера при хранении порошка в течение 6 месяцев (с июня по декабрь) почти не изменилось в рассматриваемом интервале размеров, хотя выход ледяных кристаллов уменьшился почти в 3 раза (при $T = -15^\circ$). Это возможно лишь в том случае, когда существенно уменьшается число субмикроскопических частиц.

Таким образом, можно считать, что льдообразующая активность CuS в начальный период определяется главным образом субмикроскопическими частицами, доля же микроскопических частиц невелика. С увеличением времени хранения число субмикроскопических частиц быстро уменьшается, уменьшая общее число активных частиц и соответственно выход ледяных кристаллов (в расчете на 1 г CuS). При этом доля микроскопических частиц в выходе ледяных кристаллов растет со временем, увеличиваясь от 33% в июне до 70% в январе (при $T = -15^\circ$). Вклад микроскопических частиц в выход ледяных кристаллов при разных температурах воздействия виден из данных табл. 4, где приведены отношения числа микроскопических частиц (N_b) при распылении 1 г CuS к выходу ледяных

кристаллов N (в расчете на 1 г CuS) при разных температурах для июня и января.

Таблица 4

$t^{\circ} \text{C}$	$\left(\frac{N_B}{N}\right)_{VI}$	$\left(\frac{N_B}{N}\right)_I$
-15	0,3	0,7
-10	0,4	1,3
-6	1,0	3,0
-4	2,3	7,0

Из этой таблицы видно, что микроскопические частицы могут обеспечить наблюдаемый выход ледяных кристаллов при $T \geq -6^{\circ}$, если порошок хранился 5 месяцев, и уже начиная с $T = -10^{\circ}$ после хранения CuS в течение

12 месяцев. Это свидетельствует об увеличении роли микроскопических частиц в льдообразующей активности CuS и, следовательно, об укрупнении частиц CuS в аэрозоле.

На основании данных табл. 3 удается также выяснить роль растирания порошка в увеличении его льдообразующей активности. Так, для порошка, хранившегося 5 месяцев, общее число частиц в грубодисперсной фракции аэрозоля увеличилось при растирании в 1,8 раза, причем это увеличение произошло за счет мелких частиц размером от 1 до 3 мкм, число которых увеличилось в 2,1 раза; число более крупных частиц при этом сократилось. Эти соотношения близки к величинам, характеризующим увеличение выхода ледяных кристаллов после растирания порошка (табл. 2). При этом наибольшее увеличение выхода при низких температурах можно объяснить, основываясь на данных о дисперсности аэрозоля, если считать, что выход ледяных кристаллов при температурах $-10, -15^{\circ}$ обеспечивается главным образом мелкими частицами.

По данным за декабрь, т. е. спустя 11 месяцев после изготовления порошка CuS, число микроскопических частиц в результате растирания увеличилось в 1,5 раза, что также близко к соответствующим величинам повышения выхода. При этом увеличилось число частиц размером от 1 до 7 мкм, т. е. в более широком диапазоне, чем в предыдущем случае, а число частиц больше 7 мкм уменьшилось. Это связано, видимо, с тем, что агрегаты частиц в результате хранения делаются более прочными и при растирании распадаются на более крупные частицы. Эти частицы играют роль льдообразующих ядер при более высоких температурах, и увеличение их числа привело в январе к большему увеличению выхода при $T = -6^{\circ}$, чем при низких температурах.

Наряду с измерениями размеров частиц аэрозоля CuS были проведены наблюдения за частицами CuS в каплях, полученных после таяния кристаллов, уловленных, как обычно, для определения величины выхода N . При рассмотрении таких капель под микроскопом при увеличении $120\times$ в них были замечены частицы CuS (рис. 2). Поскольку частицы в основном находились в центре капель или вблизи него, можно считать, что они являются льдообразующими ядрами, на которых образовались ледяные кристаллы. Некоторое смещение частиц относительно центров капель было возможно вследствие растекания капель по поверхности стекла. В некоторых случаях крупная частица CuS при таянии ледяного кристалла и

растекании капли распадалась на 2—3 более мелкие или от крупной отделялось несколько мелких частиц. В этих случаях учитывалась наибольшая частица.

Подсчитывалось число капель с видимыми в микроскоп частицами CuS и общее число капель в поле зрения микроскопа при разных температурах в камере. Кроме того, наблюдаемые частицы различали по размерам, считая мелкими частицы с $d_{\text{эф}} < 3$ мкм, средними с $3 \text{ мкм} \leq d_{\text{эф}} \leq 5$ мкм и крупными частицы, большие

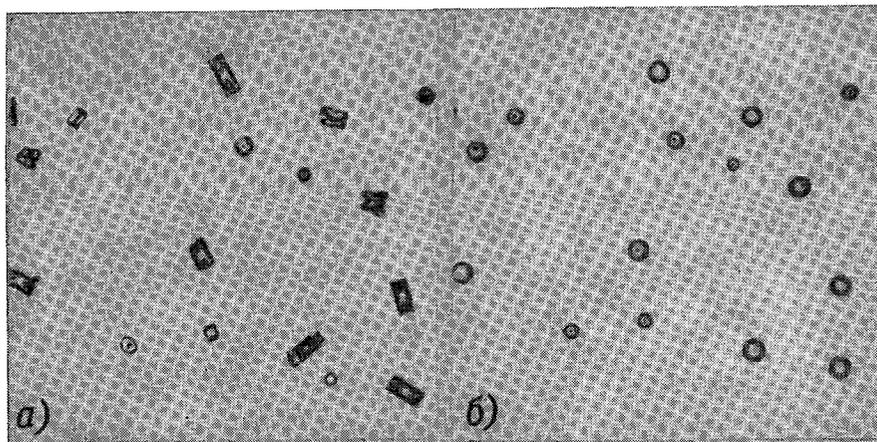


Рис. 2. Фотографии ледяных кристаллов (а) и соответствующих им капель (б), внутри которых видны частицы CuS .

5 мкм. В табл. 5 эти диапазоны обозначаются соответственно буквами м, ср, б. Подсчитывалось в процентах число частиц в каждой группе относительно общего числа частиц в каплях для тех же температур. Данные таких наблюдений, проведенных через 8 и 12 месяцев хранения порошка CuS-I-70 , приведены в табл. 5.

Таблица 5

Т° С	Число капель с частицами, %	Число частиц, %			Нерастертый порошок			Растертый порошок				
		б	ср	м	число капель с частицами, %	число частиц, %			число капель с частицами, %	число частиц, %		
						б	ср	м		б	ср	м
		Через 8 месяцев			Через 12 месяцев							
-20	55	3	14	83	76	34	27	39	68	14	24	62
-15	61	5	13	82	86	24	50	26	66	13	34	53
-10	77	10	26	64	89	37	33	30	90	27	30	43
-6	91	26	42	32	96	63	23	14	96	41	32	27
-4	98	43	40	17	98	72	20	8	98	72	20	8
-3	96	55	32	13	100	68	25	7	99	71	23	6

Как следует из полученных данных, число капель, в которых с помощью микроскопа обнаруживаются частицы CuS , возрастает с увеличением срока хранения порошка при всех температурах в камере, кроме -3 и -4° , при которых частицы наблюдаются практически во всех каплях. Для данного срока число капель с видимыми в микроскоп частицами CuS растет с повышением температуры. При этом, если в сентябре значение 100% достигалось при $T = -4^\circ$, в январе (через 4 месяца) — уже при $T = -6^\circ$. Это свидетельствует об укрупнении частиц CuS в аэрозоле и увеличении роли микроскопических частиц в льдообразовании со временем хранения порошка.

Из распределения частиц CuS в каплях по размерам, полученного в сентябре, видно, что при низких температурах (-15 , -20°) в каплях преобладают мелкие частицы, с повышением температуры увеличивается число средних и крупных частиц, и начиная с $T = -6^\circ$ они становятся преобладающими.

В результате хранения порошка в течение 4 месяцев распределение ядер по размерам заметно изменилось. Доля мелких частиц при $T = -15^\circ$ сократилась с 82 до 26%, а доля крупных соответственно увеличилась от 5 до 24%. Средние и крупные частицы стали преобладающими в каплях даже при $T = -15^\circ$. Таким образом, в результате хранения порошка льдообразующими ядрами стали более крупные частицы CuS , что подтверждает обнаруженное выше укрупнение частиц в аэрозоле.

Растирание порошка CuS , хранившегося 12 месяцев, привело к увеличению числа капель, в которых с помощью оптического микроскопа не обнаруживаются частицы CuS , т. е. в которых, по-видимому, имеются субмикроскопические ядра. Кроме того, в результате растирания возросла доля мелких микроскопических частиц в каплях, особенно при низких температурах, и понизилась доля крупных частиц. Температура, ниже которой главную роль играют мелкие частицы, повысилась с -20 до -10° . Все это свидетельствует о том, что в результате растирания порошка аэрозоль CuS стал более мелкодисперсным и соответствует наблюдаемому повышению его льдообразующей активности.

Наблюдения за частицами в каплях дополнили наблюдения за размерами частиц CuS в аэрозоле. Они подтвердили высказанные выше предположения об увеличении числа субмикроскопических частиц в результате растирания порошка CuS и о зависимости преобладающего размера льдообразующих ядер сернистой меди от температуры.

Однако, как следует из полученных данных, увеличение числа субмикроскопических частиц в аэрозоле CuS в результате растирания порошка не компенсирует значительного его уменьшения после длительного хранения реагента. Поэтому растирание порошка используемым методом не может повысить выход ледяных кристаллов (в расчете на 1 г CuS) до его начального значения.

Что касается температурной зависимости размеров льдообразующих частиц CuS , она наблюдается, несмотря на то что размеры частиц сернистой меди на 1—2 порядка превосходят критические,

и льдообразующая активность порошка не должна зависеть от температуры. Выход ледяных кристаллов (от 1 г CuS) на порядок или несколько более увеличивается при понижении температуры на 10° , а преобладающий размер активных частиц при этом уменьшается. В случае полидисперсного аэрозоля вероятность образования ледяных кристаллов на мелких частицах в присутствии крупных уменьшается, как показано в работе [1], и при высоких температурах кристаллы образуются преимущественно на крупных ядрах CuS. Поскольку с понижением температуры увеличивается вероятность образования кристаллов льда на мелких частицах, крупные ядра играют в этом процессе меньшую роль, тем более что число их в спектре аэрозольных частиц невелико.

Как следует из наблюдений, изменение дисперсности аэрозоля CuS приводит к изменению размеров наиболее активных при каждой температуре ядер, и только при температурах -3 , -4° во всех случаях активными являются преимущественно частицы CuS с эффективным диаметром, большим 3 мкм.

ВЫВОДЫ

1. В результате хранения порошка CuS (в герметичной таре в условиях комнатной температуры и влажности) его льдообразующая активность понижается.

2. Наиболее заметное понижение льдообразующей активности CuS происходит в первые 5—8 месяцев после ее изготовления. За это время выход ледяных кристаллов N (в расчете на 1 г CuS) меняется в 5 раз при $T = -4^\circ$ и приблизительно в 10 раз при более низких температурах.

3. Дальнейшее уменьшение активности CuS замедляется, и к концу года величина N при $T = -4^\circ$ уменьшается в 10 раз, а при $T = -10^\circ$ в 29 раз.

4. Наблюдаемое изменение льдообразующей активности CuS с увеличением времени хранения в общих чертах хорошо объясняется изменением числа и размеров частиц аэрозоля CuS, вызванным агрегированием частиц порошка при хранении.

5. Для повышения в 2—3 раза выхода ледяных кристаллов от 1 г CuS рекомендуется растирать порошок перед его применением.

6. Полученные данные относятся к определенным условиям распыления, отличным от условий распыления порошка в облаке под влиянием воздушного потока. Несмотря на это, рекомендуется учитывать изменение льдообразующей активности порошка CuS с увеличением времени хранения при выборе норм его расхода для воздействия на облака.

7. Следует также разработать такой способ диспергирования порошка CuS в естественных условиях, при котором надежно разрушались бы агрегаты частиц и таким образом устранялось влияние эффекта хранения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Башкирова Г. М., Молоткова И. А., Першина Т. А. К вопросу о механизме льдообразующего действия сернистой меди. См. наст. сборник.
2. Бычков Н. В., Громова Т. Н., Сумин Ю. П. Льдообразующие свойства сернистой меди как реагента для воздействия на переохлажденные облака.— Труды ГГО, 1970, вып. 262.
3. Дьяченко П. В. Установка для обработки микрофотографий капель облаков и туманов.— Труды ГГО, 1968, вып. 224.
4. Фукс И. А. Механика аэрозолей. М., Изд. АН СССР, 1955.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛЬДООБРАЗУЮЩЕГО ДЕЙСТВИЯ ПИРОТЕХНИЧЕСКИХ СОСТАВОВ С ЙОДИДАМИ СЕРЕБРА И СВИНЦА ПРИ ВОЗДЕЙСТВИЯХ НА ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫЕ СЛОИСТООБРАЗНЫЕ ОБЛАКА

Введение

Несмотря на то что активные воздействия на переохлажденные облака ведутся уже более двух десятков лет, в СССР и за рубежом до настоящего времени не прекращаются поиски реагентов, а также разработка способов и средств введения их в переохлажденный водный аэрозоль. Объясняется это целым рядом причин, основными из которых являются невысокая эффективность, сравнительно низкий порог льдообразующего действия, дефицитность и дороговизна, отсутствие высокопроизводительного метода введения реагента и большое число других причин, обусловленных индивидуальными свойствами того или иного реагента.

За рубежом, в особенности в США, широкое распространение получил метод возгонки йодистого серебра с использованием специальных наземных генераторов, установленных с таким расчетом, чтобы повысить концентрацию активных льдообразующих частиц в подветренной стороне от линии воздействия (ряд генераторов) и таким путем добиться некоторого увеличения осадков в определенном районе. Этот метод привлекателен своей дешевизной и сравнительной простотой, поэтому так называемые коммерческие опыты по искусственному вызыванию осадков и получили широкое распространение. Хушке [10], например, приводит данные, согласно которым опыты такого характера в 1962 г. проводились на площади, составляющей более 10% территории США.

Однако этот метод подвергается справедливой критике за малую научную обоснованность, за недостаточный контроль как объекта воздействия, так и результата эксперимента. В настоящее время в зарубежной печати появились сообщения о применении для воздействий на облака самолетных генераторов йодистого серебра, флороглюцина и метальдегида [1, 8, 9].

В СССР эксперименты по вызыванию искусственных осадков в основном ведутся с использованием самолетов. Этот способ, хотя и сравнительно дорог, позволяет тщательно проследить за всей эволюцией облака начиная от момента появления его в поле зрения экспериментатора вплоть до окончания опыта.

Массовые воздействия с исследованиями перспектив вызывания искусственных осадков как в холодное, так и в теплое полугодие в течение многих лет ведутся Украинским научно-исследовательским гидрометеорологическим институтом на специально оборудованном метеорологическом полигоне. При воздействиях на переохлажденные облака в этих опытах используется твердая углекислота, гранулируемая и дозируемая с помощью специальной установки. Если воздействия на слоистообразные облака с самолета твердой углекислотой, по-видимому, наиболее целесообразны, то использовать этот реагент для воздействий на мощные кучевые облака можно не всегда. Сброс гранул твердой углекислоты должен производиться при заходе в облако, что связано с определенным риском. При таком методе введения реагентов в облака исключено воздействие на бурно развивающиеся мощные кучевые облака, которые, однако, с точки зрения искусственного осадкообразования представляют значительный интерес. Именно из таких облаков, как правило, выпадают наиболее интенсивные и продолжительные осадки.

Указанные обстоятельства побудили сотрудников Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО) направить усилия на разработку способов возгонки и поиски средств введения льдообразующих реагентов в облака с самолета, не требующих непосредственного захода в облако. Экспериментальным путем были найдены пиротехнические составы, позволяющие получать при возгонке йодиды серебра и свинца высокоэффективный льдообразующий аэрозоль. Этими пиросоставами, наиболее удачными из которых оказались 5—36 (AgJ) и С-55 (PbJ₂), снаряжались 26-мм пиропатроны. Результаты натурных испытаний указанных пиропатронов приведены в статье [7]. Для доставки порошкообразной сернистой меди в конвективные облака также использовались 26-мм пиропатроны и 40-мм реактивные патроны [4].

Поскольку применение указанных пиропатронов и реактивных патронов было первой попыткой дистанционного введения льдообразующих реагентов в облака, эти средства не полностью удовлетворяли требованиям, предъявляемым к изделиям подобного типа. Во-первых, содержащееся в них количество реагента не всегда соответствовало тем расчетным оптимальным величинам, которые получены в ГГО при численном моделировании процесса искусственного осадкообразования [6]. Во-вторых, для обеспечения лучшего маневра самолета желательным было бы иметь патрон с большей дальностью полета. И, наконец, в-третьих, упомянутые пиросоставы имеют сравнительно небольшой выход эффективных льдообразующих частиц из 1 г реагента (не больше 10^{12} частиц/г при -10°C).

Наряду с этим Научно-исследовательский институт прикладной химии (НИИПХ) и Центральная аэрологическая обсерватория (ЦАО) в течение многих лет проводили аналогичные исследования, направленные на выбор наилучшего рецепта пиросоства, предназначенного для снаряжения противораковых ракет и пиропатронов для рассеяния переохлажденных туманов [2, 3, 5]. Полученные в результате исследований пиросоствы на основе йодистого серебра и йодистого свинца отличаются большим выходом льдообразующих частиц из 1 г реагента (при -10° для AgJ до 10^{14} ч/г, для PbJ_2 до $2 \cdot 10^{12}$ ч/г). С учетом значительного опыта, имеющегося у НИИПХ, по разработке средств доставки реагентов в облака и туманы представлялось интересным исследовать возможности применения лучших образцов изделий для воздействий на переохлажденные облака с целью вызывания искусственных осадков.

Данная статья обобщает результаты комплекса исследований, предусматривавших в основном испытания в естественных условиях пиросоствов, часть из которых используется для активных воздействий на облака с целью предотвращения градобитий и для рассеяния переохлажденных туманов. Поскольку для введения реагентов в облака использовались 26-мм пиропатроны, в данной статье лишь кратко обсуждаются вопросы, связанные со средствами доставки реагентов в облака с самолета.

Организация и методика исследований

Натурные испытания льдообразующего действия пиротехнических составов трех типов, изготовленных по рецептуре НИИПХ и снаряженных в 26-мм пиропатроны, проводились в зимний период 1969 г. на самолете-лаборатории ГГО ИЛ-14 над северо-западной частью ЕТС. Основные сведения об испытывавшихся образцах пиропатронов приведены в табл. 1. Указанные пиросоствы прошли широкую лабораторную проверку с определением порога льдообразующего действия и выхода эффективных частиц при различных температурах.

Таблица 1
Тактико-технические данные 26-мм пиропатронов

Тип (маркировка) пиропатрона	Реагент	Пиропатрон		Максимальная		Количество реагента в изделии, %	Общее количество льдообразующих частиц при -10°C
		длина, мм	вес, г	дальность, м	высота, м		
С-50	PbJ_2	75	54,5	210	100	50	$7 \cdot 10^{13}$
И-16	AgJ	75	55,0	210	100	40	$8 \cdot 10^{13}$
А-2	AgJ	75	53,5	210	100	2	$2 \cdot 10^{14}$

Как и для большинства пиросоставов на основе йодистого серебра, пороговая температура льдообразования пиросоставов И-16 и А-2 была около -5° , а состава С-50 на $1-2^{\circ}$ ниже. Как видно из табл. 1, режим возгонки PbJ_2 и AgJ , регулируемый определенным сочетанием пирокомпонентов, в данных составах оказался близким к оптимальному, что обеспечило сравнительно большой выход эффективных льдообразующих ядер. Натурные опыты должны были подтвердить высокую активность этих пиросоставов, безотказность их воспламенения и возгонки в условиях пониженного давления и низких температур.

Методика испытаний льдообразующих реагентов в естественных условиях, разработанная в ГГО, предусматривает проведение их в холодное полугодие при воздействиях на переохлажденные слоистообразные облака. Такой выбор объекта, на котором проводятся испытания, обусловлен целым рядом причин, основными из которых являются: а) способность слоистообразных облаков существовать в переохлажденном состоянии длительное время, б) отчетливое проявление кристаллизации в поле $St-Sc$. При воздействиях на конвективные облака этого не отмечается, что не позволяет достаточно четко отделить искусственно стимулированную кристаллизацию от естественной, так как оледенение вершины развивающегося конвективного облака может произойти при ее проникновении в вышерасположенные слои с более низкими температурами.

Для облегчения наблюдений за зонами воздействия при данной методике, подробно изложенной в [7], предусматривается фиксация поля облаков с помощью твердой углекислоты. Высокая эффективность этого хладореагента широко известна. При значительных дозировках твердой углекислоты за счет огромного количества мелких ледяных зародышей создавался длительно существующий реперный участок. В опытах, как правило, использовались два таких реперных участка, ограничивающих зону воздействия с двух сторон. Расстояние между реперами выбиралось с таким расчетом, чтобы при расширении зон кристаллизации в течение продолжительного времени не происходило их слияния. Обычно это расстояние составляло $10-15$ км, что соответствовало $3-5$ мин. полета самолета. Указанная методика позволяла производить опыты сразу с несколькими типами пиросоставов, поскольку зона воздействия каждым из них могла быть определена с достаточной степенью точности.

В опытах с пиропатронами С-50, И-16 и А-2 для обеспечения гарантированной возгонки реагента в момент воздействия производился пуск сразу двух пиропатронов. Лишь 16 декабря 1969 г. при глубоком переохлаждении слоя Ас (-24°) были произведены одиночные выстрелы пиропатронами. При этом зоны кристаллизации от пиропатронов С-50 и И-16 проявились отчетливо; кристаллизации в зоне воздействия пиропатрона А-2 отмечено не было. Поскольку при такой температуре эффективны и менее активные,

чем AgJ, реагенты, можно сделать вывод о том, что пиросостав в данном случае не воспламенился.

Наблюдения за зонами воздействия при полетах над слоем облаков велись по возможности длительное время, что позволило получить не только качественные сведения об эффективности действия пиросоставов, но и некоторые количественные характеристики процесса искусственной кристаллизации.

Результаты исследований

Основные сведения об условиях проведения испытаний, о параметрах облаков и характеристиках воздействия, о результатах визуальных наблюдений за зонами опытов приведены в табл. 2, систематизированной в соответствии с типами пиросоставов и температурой на уровне воздействия.

Как следует из таблицы, основная часть опытов была проведена в полях слоисто-кучевых облаков различной мощности и разной степени переохлаждения. При температурах, близких к пороговой, проведено небольшое количество опытов, что не позволяет сделать окончательный вывод о температурных границах применения пиропатронов данного типа. Так, например, опыты № 1 и 2 с пиропатроном С-50 проведены при температурах соответственно $-4,8$ и $-9,2^{\circ}$. В первом случае кристаллизации отмечено не было, во втором опыте через 23 мин. образовалась зона кристаллизации площадью около 1 км^2 . Очевидно, что где-то в интервале температур от -5 до -9° расположено значение пороговой температуры льдообразования данного пиросостава в естественных условиях.

Более определенные характеристики для этого важнейшего параметра льдообразующего реагента могут быть получены для пиросоставов с AgJ. Судя по опытам № 13, 25 и 26, для обоих составов за пороговую температуру льдообразующего действия в естественных условиях можно принять -6° .

Как видно из табл. 2, было проведено 35 опытов, в том числе 11 опытов с пиросоставом А-2 и по 12 с пиросоставами С-50 и И-16. Опыты подтвердили высокую эффективность всех трех пиросоставов. За исключением двух случаев, в которых степень переохлаждения облаков была, по-видимому, ниже пороговой для данных типов реагентов, во всех опытах отмечалась кристаллизация участков облачности в среднем через 8 мин. после воздействия.

В зависимости от динамических условий существования данного слоя облаков последующая эволюция зон искусственной кристаллизации так же, как отмечалось и ранее [7], была двух типов. При воздействии на развивающийся слой облаков в условиях, когда происходило непрерывное поступление влаги в облака из приземных слоев воздуха, наблюдался быстрый рост ледяных зародышей, завершавшийся формированием искусственных осадков.

Эволюция зоны кристаллизации в этих условиях характеризовалась полным циклом, для которого основными являлись стадия расширения и стадия заполнения (восстановления) капельной структуры в зоне воздействия.

В столбцах 16—18 табл. 2 приведены результаты визуальных наблюдений за зонами кристаллизации, образованными испытуемыми пиросоствами. Поскольку зоны по форме были близки к круговым, приведены также значения их максимальных площадей. Из табл. 2 видно, что в трех опытах (№ 2, 4, 27) имелась возможность проследить за полной эволюцией зон кристаллизации.

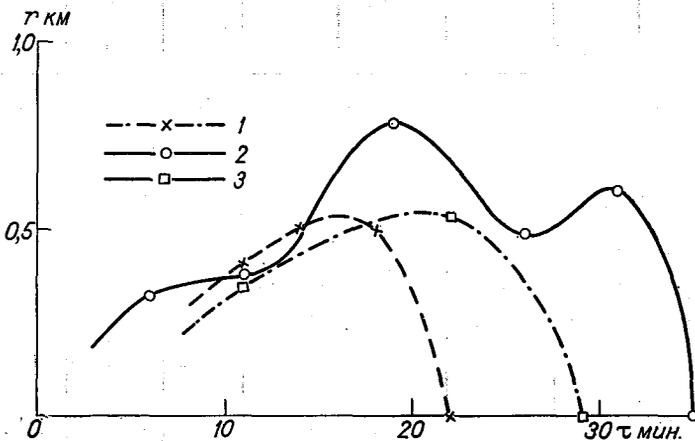


Рис. 1. Изменение во времени радиуса r зон искусственной кристаллизации.

1 — опыт № 2, 2 — опыт № 4, 3 — опыт № 27.

На рис. 1 показано изменение радиусов закристаллизованных зон в этих опытах с течением времени. Видно, что лишь на начальной стадии расширения зон их размеры были близки, а через 15—18 мин. после воздействия в протекании процесса появились различия, выразившиеся как в продолжительности существования зон, так и в их размерах. Несмотря на то что количество измерений радиусов зон кристаллизации в каждой серии было сравнительно небольшим, все же удается заметить разницу в характере расширения и заполнения зон. В опытах № 2 и 27 на обеих стадиях процесс эволюции был равномерным, причем средняя скорость расширения составляла соответственно 0,45 и 0,56 м/сек. Заполнение зон происходило значительно быстрее — со средней скоростью 1,00 и 1,50 м/сек. соответственно. В опыте № 4 быстрое расширение зоны чередовалось с замедленным и, кроме этого, даже произошло повторное увеличение зоны на фоне общего ее заполнения. Несколько максимумов в размере зоны кристаллизации наблюдалось в опытах неоднократно (в частности, в опытах

Сводная таблица результатов натурных

№ опыта	Дата	Время проведения опыта, час, мин.	Равновидность облаков	Нижняя граница		Верхняя граница		Мощность слоя, км	Среднее значение влажности, г/м ³
				высота, км	температура, °С	высота, км	температура, °С		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Пиросо									
1	30 XI	11 56	Sc tr.	0,51	-4,6	0,84	-4,3	0,33	0,02
2	13 XII	12 25	Sc tr.	Тонкий слой		0,97	-9,0		0,03
3	27 XI	14 29	Sc op.	0,54	-3,4	1,80	-11,2	1,26	0,09
4	11 XII	14 49	Sc op.	0,98	-5,8	1,38	-9,3	0,40	0,08
5	8 XII	13 58	Sc op.	1,40	-5,0	1,78	-7,2	0,38	0,17
6	29 XI	14 21	Sc op.	0,21	-2,8	1,92	-13,2	1,71	0,09
7	14 XII	13 54	Sc tr.	Тонкий слой					
8	14 XII	14 19	Sc tr.	Тонкий слой					
9	14 XII	11 10	Sc op.	1,42	-11,1	1,80	-14,6	0,38	0,15
10	21 XII	13 35	Ac tr.	Тонкий слой		2,65	-17,1		0,06
11	21 XII	12 30	Ac tr.	Тонкий слой		2,65	-17,1		0,06
12	16 XII	14 50	Ac tr.	2,71	-24,2	2,76	-24,7	0,05	0,04
Пиросо									
13	30 XI	11 57	Sc tr.	0,51	-4,6	0,84	-4,3	0,33	0,02
14	13 XII	12 25	Sc tr.	Тонкий слой		0,97	-9,0		0,03
15	8 XII	13 58	Sc op.	1,40	-5,0	1,78	-7,2	0,38	0,17
16	11 XII	13 08	Sc op.	0,98	-5,8	1,38	-9,3	0,40	0,08
17	27 XI	14 30	Sc op.	0,54	-3,4	1,80	-11,2	1,26	0,09
18	29 XI	14 21	Sc op.	0,21	-2,8	1,92	-13,2	1,71	0,09

Таблица 2

испытаний пиропатронов (зима 1969 г.)

Уровень воздействия, км	Температура на уровне воздействия, °С	Ветер на уровне слоя облаков		Продолжительность наблюдений, мин.	Время обнаружения кристаллизации, мин.	Характеристика максимальной зоны кристаллизации		Примечания
		направление, град.	скорость м/сек.			время наблюдений, мин.	размер зоны, км ²	
11	12	13	14	15	16	17	18	19

став С-50

0,80	-4,8	210	17	29				Кристаллизации не отмечено
0,88	-9,2	220	6	29	11	23	0,9	Через 30 мин. зона затянулась с боков
1,73	-9,4	270	14	29	12	18	1,5	Через 36 мин. зона заполнилась
1,53	-10,1	250	8	42	3	19	1,9	
1,51	-10,2	220	12	43	9			Диаметр зоны, обнаруженной через 9 мин., составлял 0,3 км
1,86	-11,2	180	14	26	8	17	1,1	Наблюдения за зоной не производились ввиду размытости слоя облаков
1,94	-13,7	80	5	7	7			
1,94	-15,7	80	5	39	6	39	8,3	
1,97	-16,3	70	8	43	5	38	1,9	
2,55	-20,6	110	14	42	6	41	37,8	
2,65	-21,5	110	14	47	12	28	14,2	
2,76	-23,7	135	8	42	8	35	35,6	

став И-16

0,80	-5,6	210	17	29	26			Отмечена кратковременная кристаллизация
0,88	-9,1	220	6	29	11			
1,51	-9,8	220	12	43	11	43	9,1	
1,50	-9,9	250	8	44	4	23	10,8	
1,73	-10,8	270	14	28	11	15	1,8	
1,86	-12,9	180	14	26	9	17	1,3	

№ опыта	Дата	Время проведения опыта, час., мин.	Разновидность облаков	Нижняя граница		Верхняя граница		Мощность слоя, км	Среднее значение влажности, г/м ³
				высота, км	температура, °С	высота, км	температура, °С		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
19	14 XII	13 54	Sc tr.	Тонкий слой					
20	14 XII	14 19	Sc tr.	Тонкий слой					
21	14 XII	11 10	Sc op.	1,42	—11,1	1,80	—14,6	0,38	0,15
22	21 XII	12 31	Ac tr.	Тонкий слой		2,65	—17,1		0,06
23	21 XII	13 36	Ac tr.	Тонкий слой		2,65	—17,1		0,06
24	16 XII	14 52	Ac tr.	2,71	—24,2	2,76	—24,7	0,05	0,04
Пиросостав А-2									
25	30 XI	11 57	Sc tr.	0,51	—4,6	0,84	—4,3	0,33	0,02
26	11 XII	14 48	Sc op.	0,98	—5,8	1,38	—9,3	0,40	0,08
27	11 XII	13.08	Sc op.	0,98	—5,8	1,38	—9,3	0,40	0,08
28	8 XII	13 59	Sc op.	1,40	—5,0	1,78	—7,2	0,38	0,17
29	13 XII	13 00	Sc tr.	Тонкий слой		0,97	—9,0		0,03
30	29 XI	14 21	Sc op.	0,21	—2,8	1,92	—13,2	1,71	0,09
31	14 XII	13 55	Sc tr.	Тонкий слой					
32	14 XII	14 20	Sc tr.	Тонкий слой					
33	14 XII	11 10	Sc op.	1,42	—11,1	1,80	—14,6	0,38	0,15
34	21 XII	13 36	Ac tr.	Тонкий слой		2,57	—21,3		0,06
35	21 XII	12 31	Ac tr.	Тонкий слой		2,72	—21,1		0,06

Уровень воздействия, км	Температура на уровне воздействия, °С	Ветер на уровне слоя облаков		Продолжительность наблюдений, мин.	Время обнаружения кристаллизации, мин.	Характеристика максимальной зоны кристаллизации		Примечания
		направление, град.	скорость м/сек.			время наблюдения, мин.	размер зоны, км²	
11	12	13	14	15	16	17	18	19
1,94	-14,4	80	5	7	7			Далее наблюдения не велись ввиду размытости слоя облаков
1,94	-15,4	80	5	32	6	32	5,2	
1,97	-15,9	80	5	43	8	43	14,5	
2,65	-21,2	110	14	48	11	48	16,0	
2,55	-21,3	110	14	40	14	35	38,6	
2,68	-24,6	135	8	43	6	43	10,0	
0,80	-5,8	210	17	29				Кристаллизация не обнаружена
1,48	-6,0	250	8	42	5	42	9,3	
1,51	-8,9	250	8	22	7	14	0,8	Через 18 мин. зона заполнилась
1,51	-9,5	220	12	42	8	25	3,6	
0,96	-9,7	220	6	36	15	31	3,0	
1,86	-11,4	180	14	25	8	25	1,4	Далее наблюдения не проводились
1,94	-15,1	80	5	7	7			
1,94	-15,8	80	5	21	5			Через 17 мин. диаметр зоны составил 1,5 км. Далее наблюдения не проводились
1,97	-15,9	70	8	43	7			
2,55	-21,1	110	14	40	9			К 21-й минуте диаметр зоны достиг 4,8 км и продолжал увеличиваться К 34-й минуте диаметр зоны составил 3,76 км. Далее наблюдения не велись
2,63	-21,3	110	14	43	8			
								Через 38 мин. диаметр зоны составил 2,9 км. Далее наблюдения не велись

№ 1, 11, 12, 15—17, 24, 26, 28, 29), что можно объяснить, по-видимому, как особенностями распространения примеси механизмом турбулентной диффузии в процессах различного масштаба, так и микрофизическими неоднородностями слоистообразных облаков.

При воздействии на разрушающиеся слоистообразные облака увеличение размеров зоны искусственной кристаллизации продолжается в течение длительного времени, вплоть до слияния сосед-

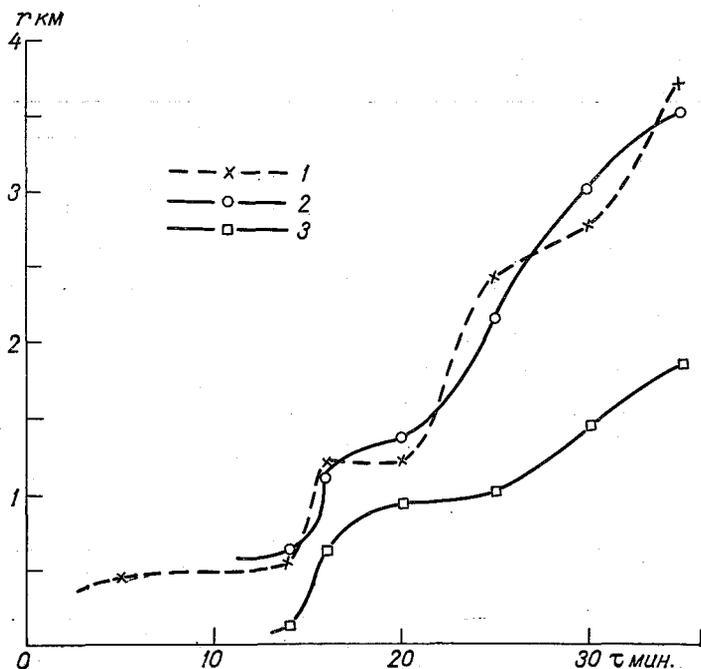


Рис. 2. Изменение во времени радиуса r зон искусственной кристаллизации.

1 — опыт № 10, 2 — опыт № 23, 3 — опыт № 34.

них зон кристаллизации или до полного разрушения слоя облаков. В таких условиях отсутствие притока водяного пара в облачный слой сказывается на конечных размерах кристаллов, и они длительное время находятся почти во взвешенном состоянии без существенного прироста массы. Увеличение размера зоны происходит неравномерно: скорость расширения на начальной стадии чаще всего невелика, с увеличением радиуса зоны кристаллизации скорость расширения становится больше. Если в слое облаков сохраняются условия для роста кристаллов, наблюдается замедление расширения зоны, обусловленное уменьшением концентрации кристаллов за счет их выпадения.

Характерный пример процесса такого типа представлен на рис. 2, где показано изменение со временем радиусов зон искус-

ственной кристаллизации в опытах № 10, 23, 34. Эти опыты, проведенные одновременно пиросоствами трех типов, в целом отражают все особенности процесса расширения зон при воздействиях на разрушающийся слой облаков. Наблюдения за зонами опытов велись вплоть до их слияния. Сопоставляя результаты измерений размеров зон этих опытов, можно отметить, что в двух случаях (опыты № 10 и 23) радиусы зон кристаллизации были близки. Одна из зон (опыт № 34), образованная пиросоством А-2, имела значительно меньшие размеры в течение всего периода наблюдений. Об истинной причине этого факта судить трудно, можно лишь предположить, что в данном случае или произошла неполная возгонка пиросоства А-2, или в этих опытах на особенностях характера расширения зон сказались микрофизические неоднородности слоя облаков на сравнительно небольшом его участке (протяженностью около 20 км). Последнее обстоятельство, вероятно, ближе к истине, поскольку зоны искусственной кристаллизации имели различные размеры в целом ряде опытов, проводившихся одновременно с небольшими интервалами между точками воздействия.

Учитывая, что рассмотренные выше особенности распространения искусственной кристаллизации в большей степени определяются процессами естественного облакообразования и в меньшей мере характеризуют льдообразующую активность испытывавшихся пиросоствов, результаты проведенных исследований позволяют сделать вывод лишь о том, что имеющегося в 26-мм пиропатронах количества льдообразующего реагента достаточно для образования зон кристаллизации, размеры которых позволяют, например, осуществить посадку самолета в условиях низкой облачности или тумана.

ВЫВОДЫ

1. Испытывавшиеся пиросоства С-50, И-16 и А-2 показали высокую льдообразующую активность в естественных условиях. Температурный порог их льдообразующего действия оказался близким к значению, полученному в лабораторных условиях, и составил -6° для пиросоствов с AgJ (И-16 и А-2) и $-7, -8^{\circ}$ для пиросоства С-50 (PbJ₂).

2. Испытания подтвердили большую надежность воспламенения пиросоства, снаряженного в 26-мм патрон.

3. Зона кристаллизации, образованная испытывавшимися пиросоствами, проявляется отчетливо в поле облаков в среднем через 8 мин. и при благоприятных условиях может существовать длительное время, достигая значительных размеров (до 30—35 км² от одного пиропатрона).

4. Пиросоств И-16, содержащий 40% AgJ, и пиросоств А-2, содержащий 2% AgJ, по эффективности оказались примерно одинаковыми, поэтому при изготовлении больших партий пиропатронов предпочтение следует отдать пиросоству А-2.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аддерли И. И. Некоторые аспекты засева облаков в Австралии. Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л., Гидрометеиздат, 1970.
2. Аксенов М. Я. и др. Получение льдообразующего аэрозоля йодистого свинца с помощью пиротехнических составов. — Труды ЦАО, 1962, вып. 44.
3. Гайворонский И. И. и др. Противогородовый комплекс «Облако». — В кн.: «Исследования по физике облаков и активным воздействиям на погоду». М., Гидрометеиздат, 1967.
4. Громова Т. Н., Сумин Ю. П. О применении сернистой меди для воздействия на переохлажденные конвективные облака. — Труды ГГО, 1968, вып. 224.
5. Кулигин А. С., Вернидуб И. И. Исследование активных пиросоставов на основе йодистого свинца для воздействия на градовые процессы, Тбилиси, 1964.
6. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. Нормы расходов льдообразующих реагентов при вызывании искусственных осадков из конвективных облаков. — Труды ГГО, 1971, вып. 262.
7. Сумин Ю. П. Экспериментальные исследования кристаллизации переохлажденной слоистообразной облачности пиротехническими составами с AgI и PbJ_2 . — Труды ГГО, 1966, вып. 186.
8. Graham J. R. „Phloroglucinol seeding of undercooled clouds”. J. Atm. Sci., vol. 20, No. 6, 563, 1963.
9. Fuhuta N. „An airborne generator of metaldehyde smoke.” J. of Appl. Met., vol. 6, No. 5, 1967.
10. Huschke R. E. „A brief history of weather modification since 1946.” Bull. Amer. Met. Soc., vol. 44, No. 7, 1963.

Т. Н. ГРОМОВА, В. Т. ЛЕНШИН

О ПЕРЕХОДЕ МОЩНЫХ КУЧЕВЫХ ОБЛАКОВ В ДОЖДЯЩИЕ И О ДОСТИЖЕНИИ НАИВЫГОДНЕЙШИХ УСЛОВИЙ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ ЙОДИСТЫМ СЕРЕБРОМ

1. Введение

Из всех известных в настоящее время льдообразующих веществ наиболее эффективным реагентом для воздействия на переохлажденные облака и туманы как по температурному порогу образования ледяных кристаллов, так и по их числу на единицу массы реагента (выходу) является йодистое серебро (AgJ). Эта отличительная его особенность по сравнению с другими реагентами проявляется при различных методах генерации и, следовательно, постоянно обеспечивает высокую надежность срабатывания реагента в опытах воздействия. Именно поэтому йодистое серебро нашло широкое применение в практике активных воздействий на переохлажденные облака с целью вызывания осадков, борьбы с градом и рассеяния облаков (туманов), несмотря на известную дороговизну и дефицитность реагента. Как льдообразующее вещество AgJ было применено в лабораторных и полевых условиях одним из первых; в настоящее время с использованием этого реагента выполнено значительное число опытов, что позволило выяснить некоторые стороны льдообразующего действия AgJ и использовать его в качестве своеобразного эталона, с которым обычно сравнивается эффективность других льдообразующих веществ.

Следует отметить, что возможность использования йодистого серебра в качестве эталона оказывается наиболее надежной лишь при воздействии на облака с самолета (или с помощью ракет), когда (в отличие от метода наземного дымления) гарантировано попадание льдообразующих частиц в каждое отдельное конвективное облако в условиях практически полного отсутствия дезактивации реагента под действием ультрафиолетового излучения

[9, 10, 11]. Учитывая это весьма важное обстоятельство, все опыты воздействия на мощные кучевые облака йодистым серебром с целью вызывания осадков в 1960—1962 и 1970 гг. проводились нами с использованием специально оборудованного самолета. При этом применялись коллоидные водные растворы AgI [3], а также пиропатроны, содержащие 11,5 г йодистого серебра. Хотя общее число опытов, подвергнутых анализу, сравнительно невелико (около 40), все же, используя ранее разработанную методику [7, 12], удалось выявить значительное различие между условиями воздействия, необходимыми для перевода мощных кучевых облаков в дождящие, и наиболее благоприятными условиями искусственного осадкообразования при разных методах введения йодистого серебра в облака. Это позволяет выявить некоторые особенности действия йодистого серебра в естественных условиях и установить его место как реагента среди других, применяемых в практике активных воздействий, льдообразующих веществ.

2. Методика проведения опытов

Для воздействия кристаллизующими реагентами выбирались, как правило, изолированные внутримассовые конвективные облака капельного строения вертикальной мощностью не менее 1,0 км при условии, что из них не выпадают осадки и отсутствуют признаки естественной кристаллизации вершин. Обычно в качестве контрольного оставлялось одно (реже два) из близких облаков примерно одинаковой мощности с теми, на которые производились воздействия.

Перед началом воздействия определялось состояние облачного поля: количество и форма облаков, наличие или отсутствие облаков с закристаллизованными вершинами, тенденция облаков, выбранных для воздействия, к росту или распаду. Фазовое состояние облаков определялось по внешнему виду и оптическим явлениям на верхней границе.

При наблюдении за результатом воздействия полет осуществлялся вокруг облака на уровне воздействия или на 300—500 м выше уровня воздействия. После завершения наблюдений за эволюцией вершин самолет снижался до основания облаков, где продолжались наблюдения за эволюцией облаков, появлением осадков и особенностями формирования зон осадков. При этом отмечалось время начала выпадения осадков и (визуально) их интенсивность по шкале: отдельные капли и очень слабый дождь (видимой зоны осадков не формируется), слабый дождь (слабовыраженная зона осадков, часто в виде полос падения, не достигающих земли), умеренный дождь (зона осадков достаточно хорошо выражена, осадки достигают земной поверхности), сильный и очень сильный дождь. Кроме того, производились многократные замеры протяженности зон осадков (на уровне температуры не ниже 2—4°) в двух взаимно перпендикулярных направлениях (по курсу засева и перпен-

дикулярно ему). В отдельных случаях одновременно выполнялись сравнительные опыты, в которых использовались другие реагенты.

Введение йодистого серебра в облако осуществлялось одним из следующих двух методов: распылением водных коллоидных растворов йодистого серебра из баков при заходе самолета в верхнюю часть облака (на 20—50 м ниже верхней кромки) или выстреливанием 26-мм пиропатрона (содержащего 11,5 г йодистого серебра) непосредственно в вершину облака или в верхнюю его часть на уровне температуры не выше $-3,0$. Введение реагента с помощью пиропатрона исключало необходимость пролета самолета через облако.

Коллоидные растворы AgI готовились непосредственно в полете за 30—45 мин. до начала опытов в одном или двух баках (емкостью по 300 л каждый) жидкостной установки для воздействий [8]. Растворы готовились из водного раствора азотнокислого серебра (AgNO_3) и какой-либо растворимой в воде соли, содержащей йод: йодистого аммония (NH_4I), йодистого калия (KI) или йодистого натрия (NaI). Растворы йодистого серебра необходимой концентрации готовились в баках с водой двумя способами; внесением определенного количества сухих веществ AgNO_3 и NH_4I (KI , NaI) или их концентрированных растворов [3, 4]. Нами применялись коллоидные растворы, содержащие от 0,7 до 1,5 г йодистого серебра на 1 л воды.

3. Анализ опытов воздействия

Диапазон эффективного действия того или иного реагента при воздействии на мощные кучевые облака с целью вызывания осадков может быть установлен при достаточном числе опытов воздействия с использованием различных дозировок одного и того же реагента. При этом должно быть выполнено условие многократного повторения опытов для разных значений вертикальной мощности облаков и температуры на уровне вершин, а также должны привлекаться дополнительные характеристики конвективных облаков, ранее не использованные исследователями в комплексном анализе результатов воздействий.

В работах [7, 12] показано, что в качестве основных параметров условий воздействия на конвективные облака необходимо и практически достаточно рассматривать значения вертикальной мощности $\text{Cu cong.} (\Delta H)$, мощность переохлажденной части облака (Δh), температуры на уровне вершины ($t_{\text{вг}}$) и общего расхода реагента на облако (M). Там же дана схема анализа ожидаемого эффекта искусственного осадкообразования в зависимости от перечисленных геометрических и физических характеристик мощных кучевых облаков; при этом учитываются установленные ранее для каждого реагента температурные пороги льдообразующего действия веществ в естественных условиях (-7° для PbJ_2 , $-6,5^\circ$ для

CuS, $-5,5^\circ$ для AgJ), в результате чего опыты, выполненные в диапазоне температур выше пороговой, из анализа исключаются.

Если на график с осями координат $\Delta l = \sqrt{\Delta H^2 + \Delta h^2}$ и M нанести данные, характеризующие эффект воздействия любым из применяемых в практике активных воздействий льдообразующим веществом (с учетом температурного порога действия реагента), то можно отметить следующую закономерность [7, 12]. Наблюдается достаточно отчетливая граница, отделяющая отрицательный результат воздействия (отсутствие осадков) от положительного, характеризуемого наличием осадков под облаком. Область положительного эффекта искусственного осадкообразования является весьма неоднородной. Для области малых значений Δl (начиная от вышеуказанной границы перехода к положительному эффекту) характерно образование очень слабого и слабого дождя, обычно не имеющего с точки зрения вызывания искусственных осадков практического значения. При увеличении Δl наблюдается область (зона) дождя от слабого до умеренного, которая при дальнейшем смещении по оси Δl вверх постепенно переходит в зону умеренного, сильного и очень сильного дождя, соответствующую наиболее благоприятным условиям осадкообразования при воздействии. Еще выше эта закономерность нарушается; зона наиболее благоприятных условий искусственного осадкообразования постепенно переходит в зону, характеризующую преимущественно дождями умеренной интенсивности, что, следовательно, не позволяет рассматривать такие условия воздействий в качестве наиболее благоприятных. Несмотря на увеличение вертикальных мощностей конвективных облаков, различный расход реагентов здесь не приводит к выпадению сильных осадков, что, вероятно, связано с наличием значительных неоднородностей мощных кучевых облаков [6].

График результатов воздействия на Cu cong. льдообразующими реагентами позволяет определить границу перехода мощных кучевых облаков в дождящие, а также провести линию через среднюю часть зоны наиболее благоприятных условий воздействия, характеризующую наиболее интенсивными осадками.

Поскольку параметр Δl является комплексной характеристикой конвективных облаков для всех возможных сочетаний ΔH и Δh , можно рассмотреть два вытекающих отсюда предельных случая: 1) вся толща конвективного облака переохлаждена ($\Delta h = \Delta H$); 2) конвективное облако переохлаждено не полностью ($\Delta h < \Delta H$), а температура на его верхней границе не превышает температуры, соответствующей пороговому действию реагента. Так, в случае использования в качестве реагента йодистого серебра минимальная мощность переохлажденной части конвективного облака (в предположении, что вертикальный градиент температуры в переохлажденной зоне конвективного облака составляет $7^\circ/\text{км}$) должна быть не менее 0,8 км. Именно для этих крайних случаев нами устанавливались условия перехода мощных кучевых облаков в дождящие, а также наиболее благоприятные условия искусст-

венного осадкообразования¹. В результате этого получены зависимости условий перевода мощных кучевых облаков в дождевые (рис. 1) и наимыгоднейших условий искусственного осадкообразования (рис. 2) от значений ΔH и M для случаев полного переохлаждения облаков (кривые 1 и 1') и для облаков, частично переохлажденных (кривые 2 и 2'), при воздействии йодистым серебром с использованием водных коллоидных растворов и пиропатронов.

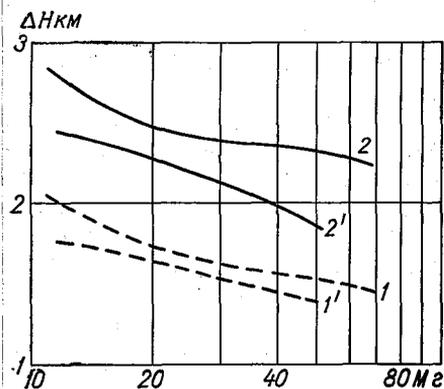


Рис. 1. Условия, характеризующие появление искусственных осадков при воздействии коллоидным водным раствором йодистого серебра (1 и 2) и пиропатроном с AgJ (1' и 2').

1 и 1' — $\Delta h = \Delta H$, 2 и 2' — $\Delta h = 0,8$ км.

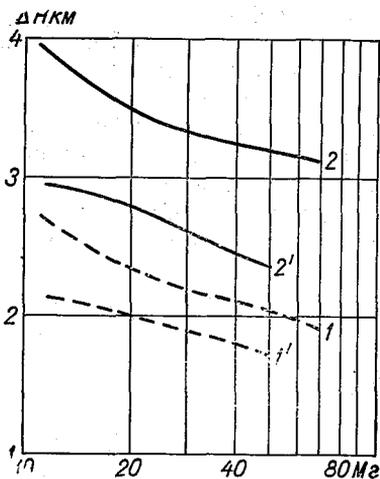


Рис. 2. Наимыгоднейшие условия искусственного осадкообразования при воздействии коллоидным водным раствором йодистого серебра (1 и 2) и пиропатроном с AgJ (1' и 2').

1 и 1' — при $\Delta h = \Delta H$, 2 и 2' — при $\Delta h = 0,8$ км.

Условия перевода мощных кучевых облаков в дождевые. Факт вызывания осадков отмечается при минимальной мощности конвективных облаков, соответствующей в случае воздействия водным коллоидным раствором йодистого серебра $\Delta H = \Delta h = 1,45$ км при $M = 70$ г (кривая 1 на рис. 1), а пиропатроном с AgJ $\Delta H = \Delta h = 1,4$ км при $M = 46$ г (кривая 1' на рис. 1). С уменьшением общего расхода реагента на облако до 11,5 г минимальная вертикальная мощность облаков составляет соответственно около 2,0 и 1,8 км.

Если переохлажденная часть C_u сопг невелика ($t_{вг} = -5,5^\circ$), то минимальная мощность облака, которое может дать осадки, составляет 1,90 км при расходе 70 г коллоидного раствора AgJ

¹ Под наимыгоднейшими условиями искусственного осадкообразования здесь понимаются условия, при которых выпадали умеренные, от умеренных до сильных и сильные ливневые осадки, замеряемые с самолета при пролете зоны дождя через участки его наибольшей интенсивности. Общее количество осадков из засеянных облаков при этом не устанавливалось.

(кривая 2 на рис. 1) и 1,90 км при введении четырех пиропатронов ($M=46$ г); с уменьшением расхода AgJ на облако до 11,5 г минимальная вертикальная мощность должна быть увеличена до 2,75 км в случае применения коллоидного водного раствора AgJ и до 2,45 км при введении в облако одного пиропатрона.

Наивыгоднейшие условия искусственного осадкообразования. При заданных геометрических и физических параметрах облаков, в частности мощных кучевых, общий расход реагента является определяющим не только в случае перевода $Si\ conc.$ в дождящее, но также и для достижения максимального эффекта искусственного осадкообразования. При этом во всех случаях вертикальная мощность оказывается минимальной для облаков полностью переохлажденных.

В наивыгоднейших условиях воздействия (рис. 2) потребная вертикальная мощность облаков (ΔH) с уменьшением общего расхода AgJ увеличивается и составляет при полном переохлаждении $Si\ conc.$ в случае использования водного коллоидного раствора AgJ от 2,2 км при $M=70$ г до 2,9 км при $M=11,5$ г (кривая 1), а в случае воздействия пиропатронами от 1,8 км при $M=46$ г до 2,1 км при $M=11,5$ г (кривая 1').

Для облаков, верхняя граница которых расположена в зоне температур около $-5,5^\circ$, наивыгоднейшие условия искусственного осадкообразования достигаются при существенно больших вертикальных мощностях, составляющих от 3,1 км при $M=70$ г до 3,9 км при $M=11,5$ г в случае применения водного коллоидного раствора AgJ (кривая 2) и от 2,4 км при $M=46$ г до 2,95 км при $M=11,5$ г (кривая 2') в случае использования пиропатронов.

Следует еще раз подчеркнуть роль переохлаждения облака в процессе искусственного осадкообразования, которая была подчеркнута нами ранее при анализе результатов воздействия различными реагентами. Как известно, чем больше облако переохлаждено, тем больше его фазовая неустойчивость. При достаточно низкой температуре на верхней кромке в таком облаке может самопроизвольно появиться кристаллическая фаза. Смене фазового состояния переохлажденного облака способствует любое внешнее вмешательство (введение в облако льдообразующих веществ, механическое воздействие мелкодисперсными порошками и даже пролет самолета через облако без воздействия).

Из рис. 2 можно видеть, что наивыгоднейшие условия искусственного осадкообразования (для фиксированной мощности кучевых облаков) при полном переохлаждении (кривые 1 и 1') и при частичном переохлаждении, когда $t_{вр} = -5,5^\circ$ (кривые 2 и 2'), достигаются при существенно различных общих расходах реагента на облако. Это обстоятельство следует объяснять тем, что в первом случае температура на вершине облака ниже, чем во втором (и, следовательно, выход кристаллов на каждый грамм реагента в первом случае оказывается больше, чем во втором), а условия роста ледяных частиц при падении их через толщу полностью пе-

реохлажденного облака более выгодны, чем при падении через облака, нижняя часть которых имеет температуру выше 0° . Из рис. 1 и 2 можно также определить различия между вертикальными мощностями облаков, полностью и частично переохлажденных, когда (при одном и том же расходе реагента) можно перевести облако в дождящее или достигнуть идентичных наивыгоднейших условий искусственного осадкообразования.

Анализ результатов воздействия на мощные кучевые облака с целью вызывания осадков коллоидными растворами и дымами AgJ указывает на преимущество второго метода (если, конечно, не учитывать возможных различий в длительности выпадения искусственных осадков). К сожалению, по имеющимся материалам не удалось выполнить углубленного анализа отмеченного обстоятельства, которое, очевидно, следует объяснить разным количеством частиц и их размерами (а следовательно, и разной активностью реагента), обусловленными различием способов генерирования аэрозоля и введения реагента в облака [2].

4. Сравнительный анализ действия некоторых льдообразующих веществ при искусственном осадкообразовании

Условия искусственного осадкообразования в облаке, соответствующие получению максимально возможного количества осадков при заданных параметрах конвективных облаков, предполагают правильный выбор дозировок того или иного реагента.

В связи с тем что применяемые в практике активных воздействий реагенты обладают различной льдообразующей активностью и особенностями действия, целесообразно провести сравнительный анализ их общих расходов и выявить место AgJ среди других рассмотренных ранее реагентов [5, 7, 12] как при переводе мощных кучевых облаков в дождящие, так и при наивыгоднейших условиях искусственного осадкообразования. На рис. 3 представлены условия, характеризующие перевод мощного кучевого облака в дождящее, т. е. условия появления искусственных осадков при воздействии льдообразующими реагентами (AgJ , PbJ_2 , CuS). Общей закономерностью здесь является увеличение расхода реагента на облако с уменьшением его вертикальной мощности как в условиях полного, так и в условиях частичного переохлаждения. Кроме того, можно отметить, что общий расход льдообразующего реагента изменяется в сравнительно небольшом интервале (от 10 г до нескольких сот грамм на облако). Аналогичная зависимость потребной вертикальной мощности от общего расхода реагента на облако имеет место также и для наивыгоднейших условий искусственного осадкообразования (рис. 4). Однако в этом случае потребная вертикальная мощность оказывается на 0,3—0,7 км при полном переохлаждении облака и на 0,5—1,1 км при частичном переохлаждении облака больше, чем для случаев перевода мощного кучевого облака в дождящее.

Диапазон наивыгоднейших условий искусственного осадкообразования оказывается наименее выгодным, если он смещен (по оси

ΔH) вверх и лежит выше соответствующих диапазонов, характерных для других реагентов. Из рассматриваемых нами льдообразующих реагентов (рис. 4) это в особенности характерно для опытов воздействия сернистой медью CuS . Следует, однако, отметить что эта относительная невыгодность сернистой меди как льдообразующего реагента сохраняет свою силу лишь при вызывании искусственных осадков из Cu *cong.* Если же мы будем рассматривать кучево-дождевые (и в особенности градовые) облака, имеющие обычно весьма большую вертикальную мощность, то положение

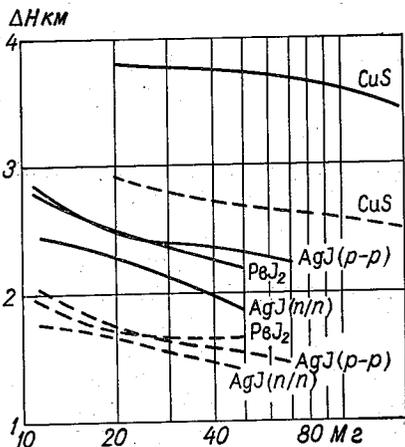


Рис. 3. Условия, характеризующие появление искусственных осадков при воздействии AgJ (раствор, пиропатрон), PbJ_2 (раствор) и CuS (пошок).

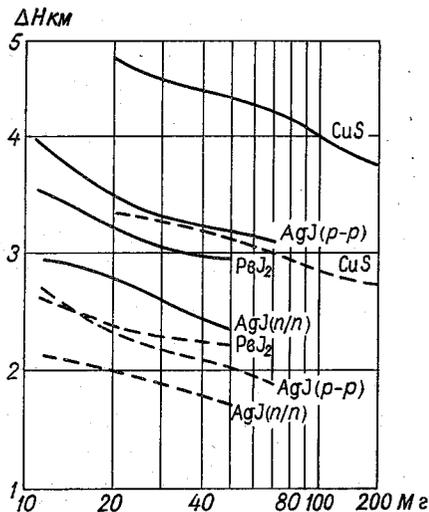


Рис. 4. Наивыгоднейшие условия искусственного осадкообразования при воздействии льдообразующими реагентами.

может радикально измениться. Для таких облаков воздействие сернистой медью, например, с целью стимулирования осадков может оказаться более предпочтительным, чем йодидами серебра и свинца. Это, по нашему мнению, подтверждают опыты воздействия на кучево-дождевые облака с целью интенсификации осадков в районе Молдавской экспериментальной базы ЦАО [1].

При использовании CuS для достижения наивыгоднейших условий искусственного осадкообразования требуется вертикальная мощность конвективных облаков примерно на 1 км больше, чем при использовании AgJ и PbJ_2 .

Из всех рассматриваемых нами льдообразующих реагентов наивыгоднейшие условия искусственного осадкообразования достигаются при меньших значениях вертикальной мощности облаков в случае использования AgJ в виде дыма. Следовательно, этот реагент может использоваться чаще, чем другие реагенты, так как

природная повторяемость (в процентах) конвективных облаков меньшей вертикальной мощности постоянно оказывается повышенной, в особенности для случаев их полного переохлаждения.

Обращает на себя внимание достаточно близкое соответствие между значениями вертикальной мощности (ΔH) и общего расхода реагента (M) на облако при воздействии водными растворами AgJ и PbJ_2 в наивыгоднейших условиях искусственного осадкообразования (равно как и в условиях перевода мощных кучевых облаков в дождящие), особенно при полном переохлаждении облака. Интересно, что воздействие этими реагентами с различной льдообразующей активностью [4] при их распылении в виде капель водных растворов приводит практически к одинаковому результату. Сравнение активности реагентов, вводимых в облака одинаковыми методами, с целью определения их осадкообразующего действия предполагается выполнить в следующей работе.

ВЫВОДЫ

1. Установлены условия перевода мощных кучевых облаков в дождящие, а также условия достижения максимального эффекта искусственного осадкообразования при воздействии с самолета йодистым серебром в виде коллоидных водных растворов и в пиропатронах.

2. Показано, что при заданных геометрических и физических параметрах мощных кучевых облаков общий расход реагента на облако является определяющим как для самого факта перевода мощного кучевого облака в дождящее, так и для достижения максимального эффекта искусственного осадкообразования; во всех случаях вертикальная мощность оказывается минимальной для полностью переохлажденных облаков.

3. Диапазон наивыгоднейших условий искусственного осадкообразования (как и условий перевода мощных кучевых облаков в дождящие) при воздействии йодистым серебром (в особенности в виде дыма) лежит по шкале ΔH ниже соответствующих диапазонов, характерных для других льдообразующих реагентов; с этой точки зрения условия искусственного осадкообразования при воздействии йодистым серебром являются наиболее выгодными.

4. Выясняя влияние воздействий льдообразующими веществами на мощные кучевые облака и эволюцию искусственных ливней, следует отметить, что все количественные показатели искусственного осадкообразования (начало выпадения осадков после воздействия на облако, их интенсивность и продолжительность, размеры зон осадков и т. д.) могут рассматриваться в качестве достоверных лишь в том случае, если они получены в диапазоне наивыгоднейших условий искусственного осадкообразования; этот диапазон является частью всего диапазона условий воздействия, когда мощные кучевые облака переводятся в дождящие.

5. Полученные результаты экспериментальных исследований наивыгоднейших условий искусственного осадкообразования могут

способствовать повышению эффективности натуральных опытов воздействия на мощные кучевые облака. Это представляется весьма важным не только при вызывании осадков из *Cu cong.* в районах недостаточного и неустойчивого увлажнения, в зонах крупных лесных пожаров и т. д., но также и при уточнении теоретической схемы искусственного осадкообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бромберг А. В. и др. Применение CuS как средства воздействия на облака с целью регулирования осадков. Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л., Гидрометеиздат, 1970.
2. Гайворонский И. И., Плауде Н. О., Соловьев А. Д. Искусственные льдообразующие аэрозоли. — Метеорология и гидрология, 1967, № 10.
3. Громова Т. Н. и др. Опыты по воздействию на переохлажденные облака коллоидными растворами йодистого серебра. — Труды ГГО, 1964, вып. 156.
4. Громова Т. П., Красиков П. Н. Исследование льдообразующих свойств растворов йодистого серебра и йодистого свинца. — Труды ГГО, 1965, вып. 176.
5. Громова Т. Н., Леншин В. Т. О некоторых особенностях результатов воздействия на мощные кучевые облака льдообразующими реагентами. Труды симпозиума по физике облаков. БАН, София, 1969.
6. Громова Т. П., Леншин В. Т. О расходе твердой углекислоты при воздействии на конвективные облака с целью вызывания осадков. — Труды ГГО, 1970, вып. 262.
7. Громова Т. Н., Леншин В. Т., Сталевич Д. Д. О принципе выбора реагентов для воздействия на конвективные облака с целью вызывания осадков. Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л., Гидрометеиздат, 1970.
8. Литвинов Г. И., Сварчевский В. Н. Летящая лаборатория. Геофизическое приборостроение. 1962, вып. 11.
9. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Л., Гидрометеиздат, 1961.
10. Плауде Н. О. Исследование льдообразующих свойств аэрозолей йодистого серебра и йодистого свинца. — Труды ЦАО, 1967.
11. Australian experiment in rain-making. Austral. Engr., 1955.
12. Gromova T. N., Lenshin V. T. Experimental investigations of ice-forming ability of some agents. Proceedings of the 7th International Conference on condensation and ice nuclei. Prague and Vienn. pp. 187—192, 1969.

В. М. СОРОКОВИК

ОПЫТ ТУШЕНИЯ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ ИСКУССТВЕННО ВЫЗВАННЫМИ ОСАДКАМИ НА ТЕРРИТОРИИ КРАСНОЯРСКОГО КРАЯ

В 1968 и 1969 гг. Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова совместно с Ленинградским научно-исследовательским институтом лесного хозяйства на территории Красноярского края проводились опыты по тушению лесных пожаров искусственно вызванными осадками. Методика проведения этих опытов изложена в статье [1]. Там же приведена сводная таблица результатов опытов, в проведении которых участвовал автор данной статьи.

В настоящей статье дано описание нескольких опытов по тушению лесных пожаров, проводившихся под руководством автора статьи на территории Красноярского края в июне—июле 1968 и 1969 гг. (рис. 1). Всего было проведено свыше 60 опытов. Полеты проводились на самолете Ли-2 (командир М. Е. Сахаров). Кроме автора статьи, в полетах участвовали бортаэрологи Н. Э. Алдобаева, Н. И. Волкова, А. И. Игнатъева и летчики-наблюдатели Красноярской базы авиационной охраны лесов.

Опыт 6 июля 1968 г.

Зона пожара, вытянутая в северо-восточном направлении, площадью 8000 га располагалась вдоль берегов р. Каменки. Погода в этом районе определялась юго-восточной периферией циклона с давлением в центре 990 мб (у Подкаменной Тунгуски). Через районы пожара проходил вторичный фронт. Погода вдоль фронта была неустойчивая, с развитием мощной кучевой облачности. По данным утреннего зондирования, ветер в слое 0,5—5,5 км устойчивый, 250°, скорость 40—50 км/час. Облачность в районе пожара к 12 час. представляла собой поле слоисто-кучевых облаков с нижней границей 1,3 км ($T=14^\circ$) и верхней границей 3,4 км ($T=0^\circ$); слой слоисто-кучевых облаков пробивали отдельные мощные кучевые облака. К 13 час. некоторые купола облаков достигли высоты 5,6—5,8 км. Естественной кристаллизации не отмечено.

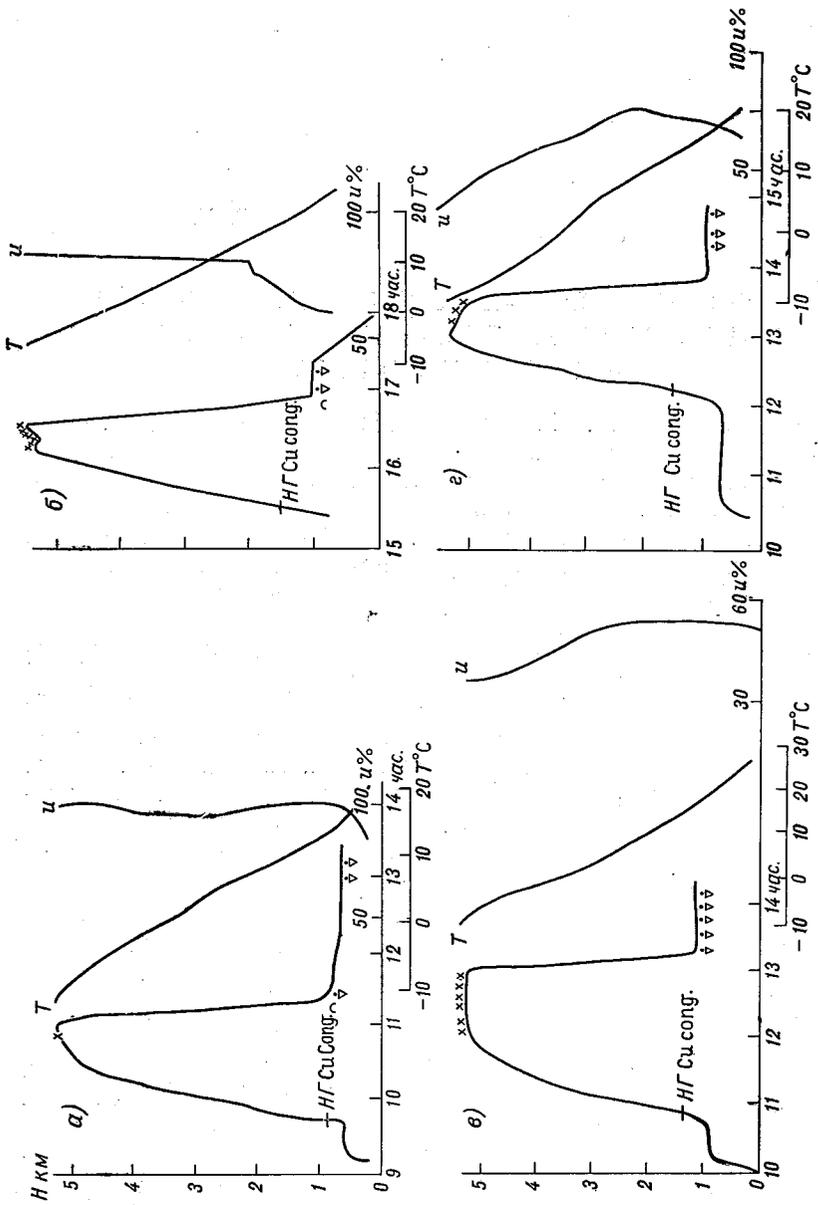


Рис. 1. Пространственно-временной график полета и данные о распределении температуры T и влажности u с высотой (X — место воздействия на облака).
а — 6 июля 1968 г., б — 18 июля 1968 г., в — 19 июля 1968 г., г — 18 июля 1969 г.

Для воздействия были выбраны три мощных кучевых облака, вершины которых достигали высоты 5,6—5,8 км. Облака находились в 15—20 км от пожара и смещались в его сторону со скоростью 20—25 км/час. Других мощных кучевых облаков, достигших высоты 5,0—5,5 км, вблизи очага пожара не было. В каждый из куполов, выбранных для воздействия, было введено по одному пиропатрону С-55, содержащему 16,5 г йодистого свинца.

Воздействия производились на высотах 5,2 км ($T = -11^\circ$) в 13 ч. 20 м., 5,18 км ($T = -10,9^\circ$) в 13 ч. 26 м., 5,0 км ($T = -9,9^\circ$) в 13 ч. 34 м. Оседание вершин с явными признаками кристаллизации первых двух облаков началось в 13 ч. 32 м. В 13 ч. 39 м. началась кристаллизация третьего облака. В 13 ч. 32 м. была замечена радуга под первым облаком. В 13 ч. 45 м. самолет спустился под облака для замера зон осадков. После спуска были отмечены три зоны осадков (протяженность зон осадков 6,6; 4,0; 13,5 км), которые смещались на очаг пожара. Замер зон осадков производился на высоте 0,9 км. При вторичном замере все три зоны слились в одну общую зону сплошного дождя, который, достигнув очага пожара, локализовал его. Естественных осадков в период полета и по возвращении на базу не было.

Опыт 18 июля 1968 г.

Зона пожара занимала значительную площадь, фронт горения составлял 27 км. Этот пожар находился в 15—20 км северо-западнее пос. Зелеево. Погода района определялась ложбиной, направленной к юго-востоку. Вдоль ложбины проходил вторичный холодный фронт. Погода вдоль фронта неустойчивая, с развитием мощной кучевой облачности. По данным утреннего зондирования, ветер у земли юго-восточный, слабый, на высоте неустойчивый, 10—20 км/час. К 15 час. облачность района пожара представляла собой поле отдельных кучевых и мощных кучевых облаков с нижней границей 1,5 км и верхней границей до 6,0 км.

Для воздействия были выбраны две группы облаков, состоящие из пяти и двух облаков, верхняя граница которых достигла 5,5—6,0 км. Высота воздействия 4,9—5,2 км, температура -4 , -5° . Время воздействия на указанные облака: 16 ч. 18 м., 16 ч. 19 м., 16 ч. 21 м., 16 ч. 22 м., 16 ч. 27 м., 16 ч. 34 м. и 16 ч. 35 м. Через 8—10 мин. после воздействия облака начинали оседать до уровня 4,8—5,0 км, обнаруживались признаки их кристаллизации. Под облаками, на которые было произведено воздействие, в 16 ч. 50 м. была видна яркая радуга. После спуска до 1,0 км отмечены две зоны осадков — от первой и второй групп облаков. Площадь первой зоны осадков была равна 23 км², второй 36,5 км². Зона дождя от второй группы облаков на пожар не попала — прошла севернее. Осадки от первой группы облаков попали на пожар частично, сократив фронт горения с 27 до 16 км.

Опыт 19 июля 1968 г.

Площадь пожара, расположенного на 5 км севернее Богучан, составляла 360 га. Погода района определялась зафронтальной воздушной массой. По прогнозу в дневные часы над районом пожара ожидалось развитие мощной кучевой облачности. По данным утреннего радиозондирования, ветер на высотах юго-западный и западный, слабый, 10—20 км/час. Облачность в районе пожара к 10 час. представляла собой поле кучевых облаков с нижней границей 1,3 км ($T=16^\circ$) и верхней границей основного поля облаков 2,4 км ($T=8^\circ$). Купола отдельных кучевых облаков к 11 ч. 40 м. достигли высоты 5,6 км. Естественной кристаллизации облаков не наблюдалось.

Для воздействия были выбраны две гряды облаков, смещавшихся в сторону пожара. Первая гряда состояла из четырех облаков, вторая — из двух. В каждое из пяти первых облаков было введено по два пиропатрона С-55, а в последнее — один пиропатрон С-55. Воздействие производилось на высотах 4,8—5,0 км при температуре —6, —7°. Время воздействия на отдельные облака: 12 ч. 00 м.—12 ч. 02 м., 12 ч. 08 м.—12 ч. 09 м., 12 ч. 35 м.—12 ч. 36 м., 12 ч. 42 м.—12 ч. 45 м., 12 ч. 46 м.—12 ч. 48 м., 12 ч. 54 м.

Через 8—10 мин. после воздействия верхняя граница облаков снизилась до 4,6—4,8 км и имела явные признаки кристаллизации. Под облаками через 15—17 мин. после воздействия отмечена радуга. После спуска под облака было отмечено шесть зон осадков: четыре зоны от первой гряды и две от второй гряды. Замер зон дождя производился на высоте 10 км. Протяженность этих зон составила: 2,24; 2,88; 3,45; 2,81; 2,88 и 5,64 км.

Первые четыре зоны дождя от первой гряды прошли в основном севернее пожара и лишь частично попали на него, зона дождя от последних двух облаков попала непосредственно на очаг пожара в 360 га и полностью ликвидировала его.

Опыт 18 июля 1969 г.

Зона пожара располагалась на 18 км южнее р. Каменки и занимала площадь 4000 га. Юго-восточнее этого основного пожара был отмечен небольшой очаг площадью 4 га. Погода района определялась высотной ложбиной. По прогнозу погода неустойчивая, с развитием мощной кучевой облачности. По данным утреннего радиозондирования, ветер у земли и на высотах неустойчивый. Облачность в районе пожара к 10 ч. 20 м. представляла собой поле слоисто-кучевых облаков, в некоторых местах пробиваемых куполами отдельных мощных кучевых облаков. Нижняя граница основного слоя облачности располагалась на высоте 0,9 км, верхняя граница на уровне 1,5 км. Высота отдельных мощных кучевых облаков достигала 5,5 км. Воздействия проводились с двух самолетов: Ли-2 и Ил-14.

Для воздействия с Ли-2 было выбрано облако, смещающееся в сторону основного пожара. Время воздействия 10 ч. 55 м. Воздействие произвели одним пиропатроном С-55 на высоте 5,2 км ($T = -10,8^\circ$) в боковую часть облака, на 0,5—0,6 км ниже верхней границы. Через 8 мин. облако начало оседать, появились признаки кристаллизации. В 11 ч. 15 м. под облаком замечена радуга. Осадки в 11 ч. 30 м. подошли к небольшому очагу пожара. Очаг площадью 4 га был полностью ликвидирован. К 12 ч. 30 м. зона дождя подошла непосредственно к основному пожару.

На три облака было произведено воздействие с самолета Ил-14 на высоте 5,6—5,8 км. Зоны осадков этих трех облаков слились с первой зоной вызванных осадков непосредственно над пожаром. Общая продолжительность дождя над пожаром от воздействия с самолетов Ли-2 и Ил-14 составила 70 мин., после чего зона дождя ушла к северу от пожара и наблюдения за зоной дождя прекратились. Основной пожар не был полностью ликвидирован, а лишь локализован.

ВЫВОД

Как видно из рассмотренных примеров, метод искусственного вызывания осадков из облаков позволяет успешно тушить или локализовать даже крупные лесные пожары.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сумин Ю. П. Об опытах по тушению (локализации) лесных пожаров путем искусственного воздействия на облака. — Труды ГГО, 1971, вып. 262.

В. Г. МОРАЧЕВСКИЙ, Г. Т. НИКАНДРОВА, Г. А. ЧИКИРОВА

ИЗМЕНЕНИЕ ВО ВРЕМЕНИ НЕКОТОРЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПРИЗЕМНЫХ РАДИАЦИОННЫХ ТУМАНОВ

Образование и развитие облаков и туманов связано с особенностями охлаждения объемов воздуха ниже температуры точки росы и последующей конденсацией водяного пара в виде капель, взвешенных в объеме воздуха. Экспериментальные исследования микроструктуры и водности облаков показали, что имеется зависимость этих характеристик от высоты над основанием облака, что обусловлено охлаждением отдельных объемов воздуха при движении их по вертикали [1].

Возникновение радиационных туманов связано с понижением температуры воздуха в приземном слое, и по наблюдениям за развитием тумана в фиксированной точке можно проследить за изменением характеристик тумана во времени. В качестве параметра, определяющего ход развития, можно использовать скорость изменения температуры в приземном слое, считая, что она определяется теплообменом между подстилающей поверхностью и вышележащими слоями воздуха. В настоящей работе сделано сравнение микрофизических характеристик тумана на разных стадиях его развития и приведены результаты экспериментов по изучению теплового взаимодействия искусственно нагретой поверхности с приземным слоем воздуха как без тумана, так и в тумане.

С 19 августа по 20 сентября 1969 г. в пос. Лабанорас, Литовской ССР, была проведена серия наблюдений за развитием приземных туманов от момента их образования до полного рассеяния. Уаченные измерения температуры и влажности воздуха позволили исследовать изменчивость высоты тумана, его плотности, водности и микроструктуры, обусловленную естественными флюктуациями скорости охлаждения приземного слоя воздуха.

Наблюдения производились на площадке, представлявшей собой низину со скошенной травой. Температура поверхности почвы измерялась срочными термометрами, температура воздуха — термометрами сопротивления с аспирацией, скорость ветра — контактными анемометрами на высотах 0,5, 2, 5, 10 и 17 м, влажность

воздуха — аспирационными психрометрами на высотах 0,5 и 2 м. В тумане измерялась водность наземным прибором В. А. Зайцева [2] и производилось микрофотографирование проб капель тумана, взятых на стеклянную пластинку, покрытую смесью трансформаторного масла с безводным вазелином. Высота тумана определялась визуально.

Все измерения производились десятиминутными сериями по три отсчета на всех высотах с интервалом между сериями 10—20 мин. За период работы исследовано образование и развитие 17 туманов. В 10 случаях продолжительность туманов составляла 1—2 часа, в 4 случаях — 2—4 часа, в 2 случаях — 6—8 час. Наиболее продолжительный туман существовал 10 час., с 20 ч. 40 м. 24 VIII до 07 ч. 00 м. 25 VIII. Высота туманов изменялась от 1,5 до 20 м. Общие характеристики туманов, в которых проводились наблюдения, приведены в табл. 1.

Образованию поземных радиационных туманов всегда предшествовало охлаждение приземного слоя воздуха со скоростью от -2 до -5 град/час. При образовании тумана скорость охлаждения резко уменьшалась и не превышала $-1,0$ град/час (разность температур между сроками наблюдений при отсутствии тумана и в тумане $-2, -3^\circ$). В туманах продолжительностью более 2—3 час. скорость изменения температуры уменьшалась до $-0,4$ град/час, а после восхода солнца до $0,2$ град/час. Сразу после рассеяния утренних туманов охлаждение сменялось резким возрастанием температуры воздуха со скоростью 2—4 град/час.

Следует отметить, что влажность воздуха в тумане на высоте 0,5 м только в 60% из 115 измерений была равна 100%. На уровне 2 м — в 10% общего числа измерений. При влажности 100% на уровне 0,5 м влажность на уровне 2 м только в 16% случаев составляла 100%, влажность 99% отмечалась в 38% наблюдений, влажность 97—98% — в 43% наблюдений. Влажность менее 96% на уровне 2 м при влажности 100% на уровне 0,5 м не наблюдалась.

На фоне общего понижения температуры в тумане во всем приземном слое отмечались колебания температуры воздуха на всех высотах с наибольшей амплитудой на высоте 0,5 м. В периоды кратковременного повышения температуры происходило ослабление тумана, снижение его высоты и даже полное рассеяние. За периодом понижения температуры следовало уплотнение тумана.

Так, например, в случае тумана 24 VIII до его образования охлаждение воздуха происходило со скоростью 2,5 град/час, при образовании тумана скорость снизилась до $-0,8$ град/час, через 4 часа — до $-0,4$ град/час, а в 4 часа 25 VIII — до $-0,2$ град/час. Сразу после рассеяния тумана скорость повышения температуры воздуха составляла 3 град/час. Относительное повышение температуры на уровне 0,5 м наблюдалось в 21 ч. 30 м., 22 ч. 30 м., 23 ч. 00 м., 00 ч. 00 м. и 3 ч. 00 м. При этом отмечалось ослабление тумана и снижение его высоты (рис. 1). Понижение температуры воздуха и соответственно уплотнение тумана отмечалось

Характеристика туманов

Дата	Время образования тумана		Продолжительность тумана		Высота тумана, м	Относительная влажность, % на $h=2$ м	Температура воздуха, °С			Скорость изменения температуры, град/час.			Температура поверхности почвы, °С		
	час.	мин.	час.	мин.			при образовании тумана	мин. в тумане	при рассеянии тумана	до тумана	в тумане	конец тумана	до тумана	в тумане	конец тумана
21 VIII	0	30	6	30	3	98	7,9	3,8	6,5	-1,7	-0,5	1,5	7,2	4,2	5,4
24 VIII	21	00	10	00	20	98—99	11,1	4,3	4,7	-2,5	-1,0	1,7	9,0	4,5	5,6
28 VIII	3	30	3	00	5	99	—	6,4	8,2	—	-0,5	1,9	8,3	4,5	4,8
2 IX	21	15	2	00	2	99	8,7	7,0	8,4	-2,5	-0,7	1,8	8,0	5,5	6,4
5 IX	6	08	1	00	1,5	100	—	1,3	2,5	—	-0,5	2,5	-0,2	-0,2	0,3
6 IX	20	00	3	00	3	97—98	6,1	5,1	5,4	—	-0,7	0,7	3,6	—	2,0
7 IX	20	50	1	00	2	97	8,0	5,5	5,9	-4,0	-0,8	-0,2	3,1	1,0	1,6
8 IX	6	30	2	30	2,5	98	—	4,8	8,3	—	-0,4	2,5	—	3,0	8,6
9 IX	3	35	6	30	20	98—99	—	7,2	9,5	—	-0,4	1,9	7,2	7,2	12,8
9 IX	20	30	3	00	2	—	8,3	—	—	-3,5	-0,5	—	—	—	—
11 IX	21	00	2	00	2	96—97	12,5	10,8	11,3	-3,5	-1,0	1,0	11,4	10,0	10,6
12 IX	20	30	1	30	2,5	98	12,5	10,9	11,9	-4,0	-0,8	1,5	11,2	9,2	9,2
14 IX	20	30	1	30	1	97	10,4	7,5	7,8	-2,8	-1,0	-0,2	10,4	7,2	8,6
15 IX	6	00	—	—	5	100	—	3,0	3,7	—	-0,5	2,5	—	3,6	4,7
16 IX	20	00	3	30	3	97—99	14,4	6,8	7,0	3,8	-1,0	1,0	11,8	6,6	6,6
17 IX	6	00	1	00	8	99	—	9,6	11,5	—	—	—	—	8,8	10,4

в 22 ч. 00 м., 23 ч. 40 м., 1 ч. 40 м., 3 ч. 20 м. По данным вертикального профиля температуры, туман образовался в области приземной

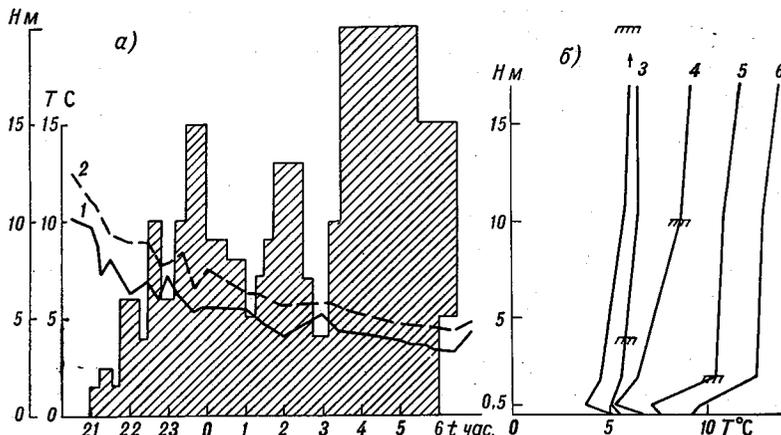


Рис. 1. Развитие тумана в ночь с 24 на 25 VIII 1969 г. (а) и профиль температуры в ходе развития тумана (б).

1 — температура воздуха на уровне 0,5 м, 2 — на уровне 2 м, 3 — 5 час., 4 — 3 часа, 5 — 21 ч. 20 м., 6 — 20 ч. 30 м.

инверсии, причем со временем охлаждался весь приземный слой воздуха (рис. 2).

В периоды уплотнения тумана возрастает и его водность. Распределение частиц тумана по размерам можно разбить на 3 основные группы: а) спектр вновь образовавшегося тумана, б) спектр при устойчивом состоянии тумана, в) спектр в период ослабления или усиления тумана. Характерное для каждой из групп распределение капель представлено на рис. 2. При образовании тумана спектр капель однороден, имеет резкий максимум (кривая 1),

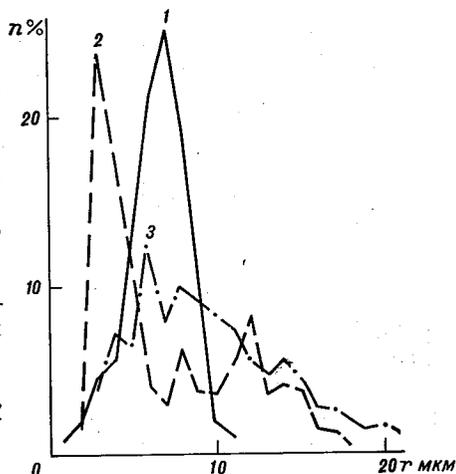


Рис. 2. Спектр капель на разных стадиях развития тумана 24—25 VIII 1969 г.

1 — при образовании тумана, 21 ч. 30 м., $w = 0,1 \pm 0,2$ г/м³; 2 — при ослаблении тумана, 00 час., $w = 0,09$ г/м³; 3 — при устойчивом состоянии тумана 3 ч. 20 м. — 4 ч. 00 м.; $w = 0,2 \pm 0,6$ г/м³.

в устойчивом тумане ширина спектра увеличивается и максимум смещается в сторону более крупных капель (кривая 3). При повторном охлаждении наряду с существованием крупных капель наблюдается острый максимум вновь возникающих частиц (кривая 2).

Размеры капель, водность и концентрация частиц в кратковременных туманах соответственно меньше, чем в продолжительных, но также проявляется различие между спектрами при ослаблении тумана и спектрами при устойчивом состоянии тумана. Характерные значения модального радиуса капель и дисперсии распределения в периоды образования, усиления, ослабления и устойчивого состояния тумана приведены в табл. 2. В таблице также указаны пределы изменения водности и числа частиц в единице объема.

Из наблюдений за изменением микроструктуры во времени следует, что вид спектра частиц тумана зависит от флюктуаций температуры приземного слоя воздуха, причем спектр имеет максимум в области 9—12 мкм в длительно существующих туманах при затухании флюктуаций температуры, а при относительном повышении температуры в спектре возрастает доля мелких частиц в области радиусов 3—4 мкм при сохранении заметного числа частиц более 12 мкм. В кратковременных туманах спектр капель при устойчивом состоянии соответствует кривой 1, при рассеянии — кривой 2 (рис. 2).

Таблица 2

Микрофизические характеристики тумана

Стадия развития тумана	Водность, г/м ³			\bar{r} мкм	Число капель см ⁻³
	ср.	мин.	макс.		

Продолжительные туманы

Образование	0,2			7,2	175
Устойчивая	0,4	0,15	0,8	10,3	100—220
Ослабление	0,09			3,9	55
Усиление . . .	0,3	0,2	0,4	3,5	80—100

Кратковременные туманы

Образование .	0,05	0,03	0,07	7,0	120
Устойчивая .	0,12	0,08	0,20	9,5	100—250

В августе—октябре 1967 г. в пос. Воейково под Ленинградом проводились исследования перегрева воздуха вблизи искусственно нагреваемой поверхности. В качестве источников инфракрасного излучения было использовано 30 электрических нагревателей в виде металлических стержней длиной 1,2 м и диаметром 1,2 см, укрепленных на подставке площадью 3 м². Расход энергии составлял 10 квт /м², температура стержней 360—380°С. Подставка имела высоту 40 см от поверхности земли и была снабжена металлическими отражателями излучения.

Для исследования теплового взаимодействия нагретой поверхности с окружающей средой в центре обогреваемой площадки на расстоянии 20 см по вертикали от стержней был помещен тер-

мометр сопротивления в психрометрической оправе. Показания термометра записывались на ленту самописца ЭМП-110М.

На расстоянии 30 м от обогреваемой площадки находилась мачта для контрольных измерений температуры воздуха термометрами сопротивления и скорости ветра контактными анемометрами на высотах 0,5, 1,5, 3, 6, 14 м. Влажность воздуха измерялась психрометрическим методом на высоте 1,5 м.

Эффект взаимодействия нагретая поверхность — среда оценивался сравнением показаний термометров над нагретой поверхностью и на уровне 1,5 м на контрольной мачте. Вблизи нагретой поверхности отмечались колебания температуры воздуха с периодом 1,5—2 мин. и амплитудой в несколько градусов

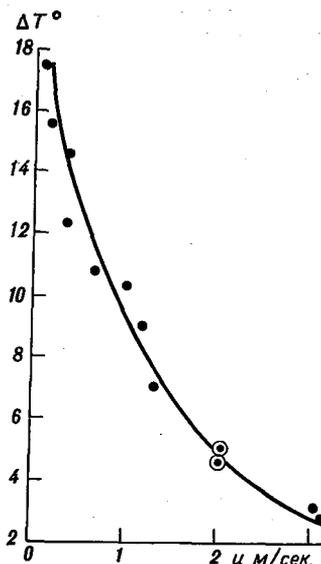


Рис. 3. Зависимость величины перегрева на уровне 20 см над нагретой поверхностью от скорости ветра.

Цельсия. Максимальное отклонение от одновременно измеренной температуры на контрольной мачте возрастает с уменьшением скорости ветра (рис. 3).

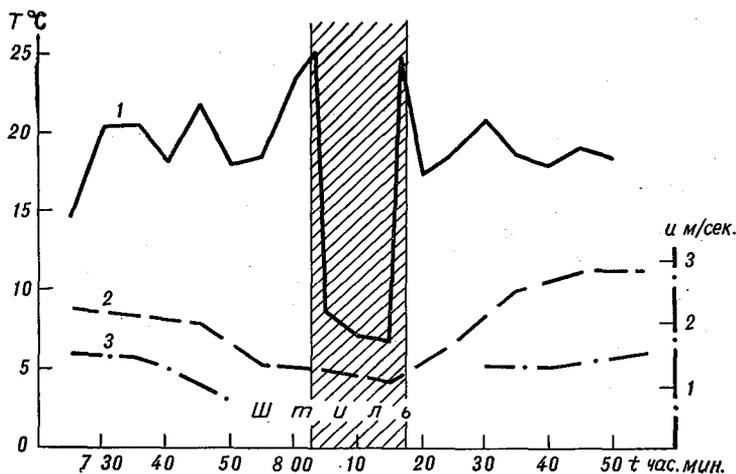


Рис. 4. Влияние тумана на перегрев воздуха над искусственным нагревателем.

Влияние тумана на взаимодействие искусственно нагретой поверхности со средой хорошо прослеживается в случае наблюдений 7 октября 1967 г. На рис. 4 приведен временной ход температуры (2)

и скорости ветра (3) на контрольной мачте ($h=1,5$ м) и температуры вблизи нагретой поверхности (1). Нагреватели были включены в 7 час.— за час до образования тумана. Перед образованием тумана наблюдалось уменьшение скорости ветра до штиля в 7 ч. 50 м. С уменьшением скорости ветра возрастал перегрев вблизи горелок, при штиле он доходил до 20° . Скорость понижения температуры воздуха вне зоны влияния горелок перед образованием тумана составляла -4 град/час. К 8 час. сформировался туман высотой около 5 м (заштрихованная область на рис. 4). При этом величина перегрева воздуха вблизи обогревателей резко уменьшилась до $2,5^\circ$, пульсации температуры полностью сгладились. Скорость охлаждения воздуха в тумане была $-0,3$ град/час. Влажность воздуха на расстоянии 2 м по горизонтали от нагретой поверхности в тумане уменьшилась до 95—90%, тогда как до образования тумана она доходила до 100%. Естественное рассеяние тумана началось в 8 ч. 30 м. в результате прогрева приземного слоя воздуха после восхода солнца. К 8 ч. 40 м. туман рассеялся, и в области влияния горелок восстановились характерные пульсации температуры, величина перегрева вновь достигла 15° , а затем с появлением ветра уменьшилась до $6-8^\circ$.

Таким образом, образование туманов и радиационное охлаждение — взаимосвязанные процессы. Охлаждение воздуха способствует образованию тумана, а наличие тумана влияет на характер теплообмена подстилающая поверхность — приземный слой воздуха, ослабляя радиационное выхолаживание и нагревание. Изменение микроструктуры радиационных туманов направлено именно таким образом, чтобы осуществлялся эффект ослабления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Курс метеорологии. Под ред. П. Н. Тверского. Л., Гидрометеиздат, 1962.
2. Зайцев В. А., Ледохович А. А. Приборы для исследования туманов и облаков и измерения влажности. Л., Гидрометеиздат, 1970.
3. Кирюхин Б. В. Об интенсивности и продолжительности радиационных туманов. — Труды НИУ ГУГМС, 1946, сер. 1, вып. 28.
4. Красиков П. Н. и Чикирова Г. А. Микрофизические характеристики местных туманов. — Труды ГГО, 1956, вып. 57(119).
5. Башкирова Г. М., Красиков П. Н. Некоторые микрофизические характеристики ангарских туманов в районе г. Иркутска. — Труды ГГО, 1958, вып. 73.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ПОЛЯ В ОКРЕСТНОСТИ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

1. Введение

В предыдущей работе [1] авторами было показано, что распределение электрических полей в окрестности конвективных облаков, не дающих осадки, резко отличается от распределения полей в окрестности конвективных облаков, дающих осадки. В настоящей работе приводится дополнительный материал о распределении электрических полей в окрестности конвективных облаков, полученный, как и раньше, при полетах вблизи облаков самолета, оборудованного электростатическими флюксометрами.

Сформулируем значение этих измерений. Во-первых, как было уже показано в предыдущей работе, такие измерения в сочетании с радиолокационными и другими аэрологическими измерениями могут дать четкие представления о фазе развития облака, на которой происходит организованная электризация облака, и, таким образом, способствовать выявлению основного или основных механизмов электризации облаков. Так, например, на основании исследований, проведенных в средних широтах СССР [1, 2], было установлено, что образование облачного электрического диполя в переохлажденных конвективных облаках тесно связано с появлением осадков в них. Во-вторых, измерения электрических полей над конвективными облаками наряду с использованием данных о площадях, занимаемых дождящими и недождящими негрозовыми конвективными облаками, позволят установить роль таких облаков в системе Всемирной атмосферно-электрической цепи. Эта задача целиком относится к программе атмосферно-электрического десятилетия. В-третьих, отличие характеристик распределения электрических полей в окрестности конвективных облаков, содержащих и не содержащих частицы осадков, смогло бы быть использовано в качестве объективного критерия состояния облака при выборе облака, подходящего для производства активных воздействий. Например, при воздействиях на лесные пожары существование

объективного критерия состояния облака особенно важно в связи с намечающимся широким внедрением исследовательских работ по активным воздействиям на облака в повседневную практику борьбы с лесными пожарами.

2. Результаты измерений

Перейдем к изложению результатов работ, проводившихся над территорией Восточной Сибири.

а. Измерения вертикальной составляющей градиента потенциала E электрического поля атмосферы в окрестности $Cu\ congesta$, $Cu\ med.$ и $Cu\ hum.$

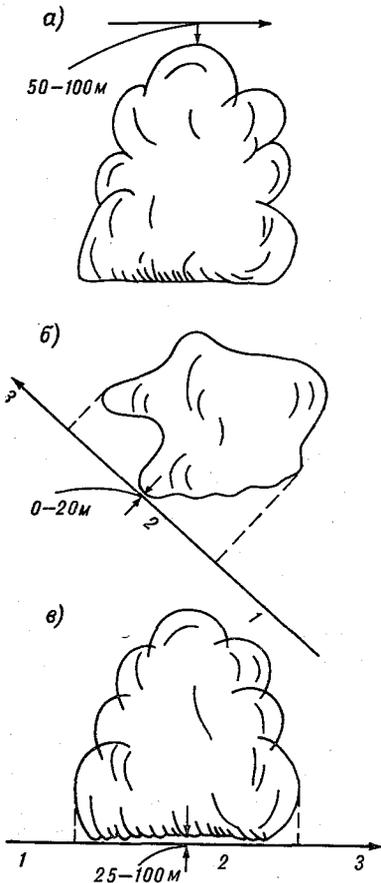


Рис. 1. Схемы проходов в окрестности конвективных облаков при измерениях электрических полей.

Измерения E производились при полетах над вершинами облаков, рядом с ними, под облаками. Измерения производились в окрестности как теплых, так и переохлажденных облаков, но особенностью условий измерений было то, что все эти облака были жидкокапельными. Облака $Cu\ congesta$, в вершинах которых замечалось присутствие кристаллов, не обследовались, поскольку можно было подозревать, что внутри них происходит активный рост частиц и возможно появление осадков, т. е. облака находятся в переходной стадии $Cu\ congesta$ — Cb . Локатора, с помощью которого можно было бы более четко установить стадию развития облака, на самолете не было.

Примерные схемы проходов и расстояния от облаков, на которых эти проходы совершались, показаны на рис. 1. Типичные ходы E показаны на рис. 2. Остальные результаты измерений приведены в табл. 1. В этой таблице в колонках, объединенных под общим названием \bar{E} , показано следующее: в колонке № 1 — среднее значение \bar{E} на протяжении 2—4 км до входа под облако или до появления самолета над облаком или рядом с ним; в колонке № 2 — значение \bar{E} непосредственно под облаком, рядом с ним или над ним; в колонке № 3 — значение \bar{E} за облаком на протяжении 2—4 км. В ряде случаев

Электрическое поле в окрестности Cu cong, Cu hum., Cu ped.
Иркутская и Красноярская области

Дата	Время московское час. мин.	h км	f° за бортом	Тип облака	Высота, км		Метеобстановка	E в/м·10 ⁻²		
					н. г.	в. г.		№ 1	№ 2	№ 3
24 VII 1970	6 05	1,5	11,5	Cu hum.	1,6	1,8	Cu 56, Ac, Cs 76	0	0,16	0,1
	6 15	1,55	11,5	То же	1,7	2,3	То же	0,1	0,1	0,2
	6 24	1,7	9,9	"	1,8	2,2	Cu 56, выше ясно	0,1	0,1	0,2
14 VIII 1970	6 51	1,75	9,3	"	1,8	2,3	Cu 26, Cs 96	0,2	0,2	0,2
	6 55	1,8		"	1,9	2,3	Cs 106	0,2	0,2	0,2
	11 22	1,7		Cu cong.	1,8	4,8	Поле Cu cong, Cb	0,1	0,1	0,1
15 VIII 1970	11 28	1,7		То же	1,8	4,8	То же	0,1	0,1	0
	11 32	1,9		"	2,0	5,0	"	-0,1	-0,3	-0,2
	12 02	1,9		Cu hum.	2,0	2,6	"	0,7	0,6	-0,6
2 VIII 1970	12 03	1,9		То же	2,0	2,6	"	0,6	0,7	0,7
	12 04	1,9		"	2,0	2,6	"	0,7	0,7	0,7
	12 04	1,9		" med.	2,4	4,2	"	-0,5	-0,5	-0,5
24 VI 1969	8 30	2,1		То же	2,4	4,2	"	-0,4	-0,4	-0,4
7 VI 1969	8 41	2,3		"	2,4	4,2	"	0,5	0,5	0,5
	7 00	2,2		Cu hum.	2,3	—	Поле Cu cong, Cb	0,2	0,2	0,2
	9 14	4,2		Cu cong.	1,4	4,5	То же	0,2	0,3	0,2
14 VIII 1970	9 22	4,7		То же	1,5	5,0	"	-0,2	-0,3	-0,5
	9 43	4,7		"	1,8	4,8	"	-0,3	-0,4	-0,4
	11 11	4,5		"	2,0	5,6	"	-0,1	0	0,1
15 VIII 1970	10 19	4,7		"	2,0	5,6	"	-0,3	-0,4	0
	10 30	4,7		"	2,0	5,2	"	-0,3	-0,4	-0,3
	10 36	4,7		"	2,0	5,2	"	-0,4	-0,4	-0,4
2 VIII 1970	11 22	4,7		"	2,0	5,0	"	0,1	0,1	0,1
	11 08	4,4		"	—	—	Тыловая часть холодного фронта	0,1	0,1	0,1
	11 43	4,6		"	—	—	То же	0,1	0,1	0,1
24 VI 1969	6 20	2,9		"	—	—	0,5	0,5	0,5	
25 VI 1969	8 20	4,5		"	—	—	0,1	0,1	0,1	

даны приближенные значения высоты верхней границы облаков.

Характерной чертой результатов этих измерений является отсутствие выраженного хода E при пролете вдоль облака, свидетельствующее об отсутствии упорядоченной электризации облака в целом [1].

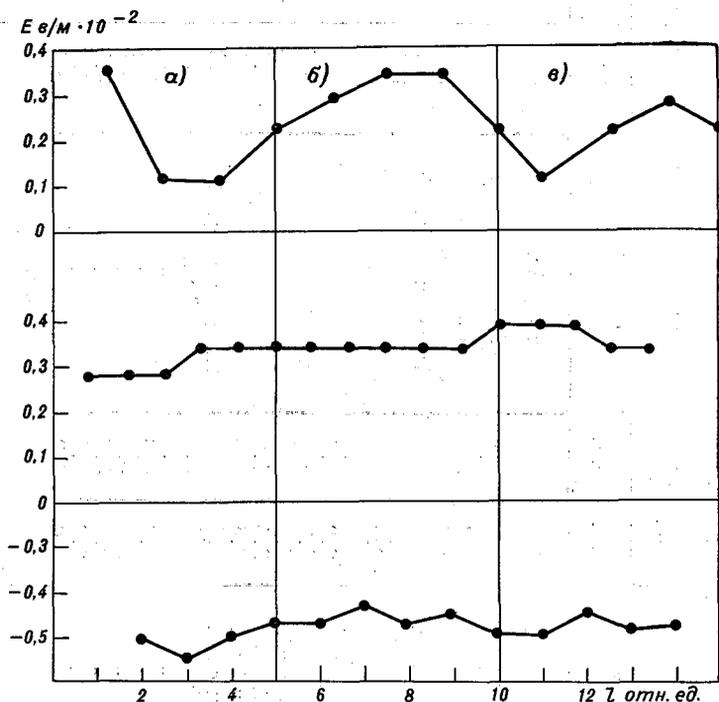


Рис. 2. Примеры пространственного хода E при полетах в окрестности $Cu\ song.$, $Cu\ med.$, $Cu\ hum.$

Зоны полета: a — до выхода на траверс облака, b — на траверсе облака, v — после ухода с траверса облака (см. рис. 1 b , v).

б. Измерения в окрестности Cb .

Результаты измерений E при проходах под Cb представлены на рис. 3. Характерными чертами этих результатов, особенно в отличие от результатов измерений под $Cu\ song.$, а тем более под $Cu\ hum.$ и $Cu\ med.$, являются явно выраженный пространственный ход E и довольно большие значения E (табл. 2).

Сравнительно небольшой потолок самолета Ил-14, на котором проводились настоящие исследования, выполнение при этом условий безопасности полетов не позволили получить данные о E в окрестности вершин Cb . Но ранее приведенные данные о E [1] и данные измерений E в окрестности вершин негрозовых Cb , полученные при полетах на специально оборудованных реактивных са-

молетах [3, 4], указывают на существование значительно больших, чем приведенные в табл. 1, значений E в окрестности вершин Сб.

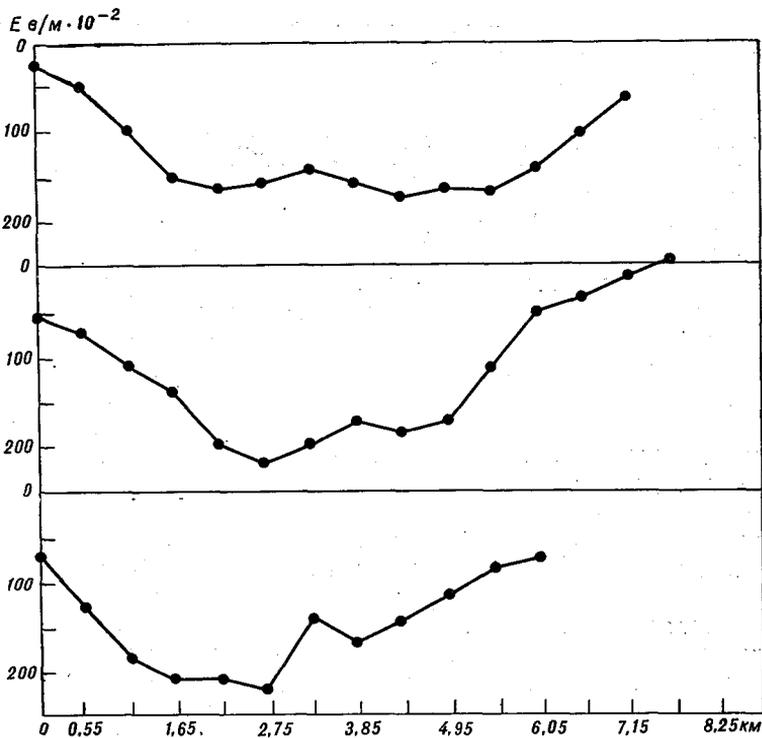


Рис. 3. Примеры пространственного хода E при полетах под Сб.

Эти же данные говорят о существовании в этой области явно выраженного хода E , похожего в общих чертах на ход E , представленный на рис. 3.

Таблица 2

Электрическое поле в окрестности Сб
Иркутская и Красноярская области

Дата	Время московское час. мин.	h полета, км	Высота н. г., км (ориентир)	Метеообстановка	E в/м · 10 ⁻²
2 VIII 1970	12 28	1,3	1,4	▽ ▽	-140
	12 31	1,3	1,4		-160
14 VIII 1970	10 09	1,5	1,6	▽ ▽	110
15 VIII 1970	11 44	2,0	2,1	▽—▽ ²	-130
	11 49	2,0	2,1		-114
8 VIII 1970	5 26	1,8	1,9	●—▽ ⁰ —●	-1

3. Обсуждение

В результате проведенных исследований (см. также [1, 2]) подтверждается, что образование облачного электрического диполя, обладающего выраженными свойствами генератора электрического тока в окружающее пространство, тесно связано в переохлажденных конвективных облаках с образованием и выпадением частиц осадков. Жидкокапельные облака *Cu cong.*, *Cu hum.*, *Cu med.*, будучи даже переохлажденными, не обладают таким свойством. Насколько электризация отдельных частиц (условно назовем такие процессы микроэлектризацией), происходящая внутри таких облаков, подготавливает следующую стадию — электризацию облака в целом (условно назовем такой процесс макроэлектризацией), пока что не ясно. Решить этот вопрос могли бы помочь одновременные измерения электрических полей и зарядов и размеров облачных частиц внутри *Cu cong.*, *Cu hum.*, *Cu med.* Пока что таких измерений не проводилось.

Результаты измерений также показывают возможность использования данных о E в окрестности вершин конвективных облаков в качестве одного из объективных критериев состояния облака при активных воздействиях.

Приведенные данные об электрическом поле в окрестности *Cu cong.* и других облаков получены в Восточной Сибири, где облака обладают рядом специфических свойств по сравнению со свойствами облаков подобного вида, развивающихся в других географических районах, в частности над ЕТС. Поэтому для распространения полученных выводов на более широкие географические районы необходимо проводить измерения E в окрестности жидкокапельных *Cu cong.*, *Cu hum.*, *Cu med.*, развивающихся над ЕТС и в особенности над южными районами ЕТС. Именно в этих районах из-за большей водности облаков, большей скорости восходящих потоков в них возможно проявление других механизмов электризации, не связанных с наличием двух фаз в облаке [5, 6]. О кажущейся возможности проявления таких механизмов свидетельствуют данные о средней плотности основных объемных зарядов в *Cu cong.* [7], полученные в средних и южных широтах ЕТС. В окрестности облаков *Cu cong.*, имеющих такие заряды, должен был бы наблюдаться выраженный ход E типа, представленного на рис. 3, но величины E должны были быть значительно меньше. Очевидно, необходимы дополнительные измерения E в окрестности облаков по методике авторов [1], чтобы разобраться в особенностях макроэлектризации конвективных облаков в разных географических районах.

Другая тема, которой хотелось бы коснуться в нашей работе в связи с обсуждением результатов измерений, — это расхождение наших данных о макроэлектризации *Cu hum.* с данными Рейтера [8], полученными в горах (Баварские Альпы). Он обнаружил упорядоченную электризацию в облаках *Cu hum.* на стадии их развития.

Рейтер проводил измерения полей у поверхности земли в горных условиях, когда даже отдельное облако, близко расположенное к поверхности земли, могло менять электрические условия в месте измерения. Например, в частности, затруднялся свободный обмен зарядами в окружающем пространстве, в результате чего могло происходить зарядение облаков под воздействием электрического поля атмосферы подобно тому, как происходит зарядение слоистых облаков из-за их плохой электропроводности. По этой же причине могла измениться плотность электрического тока у поверхности земли, что могло обусловить те изменения электрического поля у поверхности земли, на основании которых Рейтер сделал вывод о существовании упорядоченной электризации облаков типа *Cu hum*.

Все сказанное еще раз говорит о принципиальных трудностях исследования электричества облаков с земной поверхности [3] и подтверждает необходимость непосредственных измерений в свободной атмосфере.

Следует заметить, что присутствие систем конвективных облаков видоизменяет электрические характеристики атмосферы в целом. Об этом свидетельствуют, например, небольшие и даже отрицательные значения полей на высоте около 2 км, измеренные нами (см. табл. 2). Однако это другой вопрос, обсуждение которого находится за рамками затронутой нами темы.

ВЫВОДЫ

1. Представлены данные измерений градиента потенциала E электрического поля атмосферы в окрестности *Cu cong.*, *Cu med.*, *Cu hum*. (Восточная Сибирь), свидетельствующие об отсутствии заметной упорядоченной электризации у облаков упомянутых видов. Градиент электрического поля E оставался примерно неизменным при приближении к отдельному облаку или удалении от него.

2. Представлены данные измерений E под *Cb*, подтверждающие существование упорядоченной электризации в облаках упомянутого вида. Градиент E сильно менялся при приближении или удалении от облака, максимальные значения E в центре ливней достигали 20 000 в/м.

3. Показана возможность использования данных о E в окрестности конвективных облаков как одного из объективных индикаторов состояния облака при активных воздействиях.

4. Указано на необходимость продолжения измерений E в окрестности конвективных облаков по методике, предложенной авторами, для выяснения особенностей макроэлектризации облаков в разных географических условиях и возможности более широкого использования данных о E в окрестности конвективных облаков как объективного индикатора состояния облака при активных воздействиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сумин Ю. П., Шварц Я. М. Электрическое поле в окрестности кучевых облаков, подвергнутых воздействию. — Труды ГГО, 1970, вып. 262.
2. Имянитов И. М., Чуваев А. П. К вопросу об основных процессах, ведущих к электризации в грозовых облаках. — Труды ГГО, 1957, вып. 67.
3. Имянитов И. М., Чубарина В. В., Шварц Я. М. Электричество облаков. Л., Гидрометеиздат, 1971.
4. Имянитов И. М. и др. Электрические токи над грозовыми облаками. — Труды ГГО, 1967, вып. 204.
5. Имянитов И. М. К вопросу об электризации облачных частиц после разрыва контакта между ними. — Труды ГГО, 1969, вып. 242.
6. Шишкин Н. С. О роли коронного разряда в развитии гроз. — ДАН, 1970, т. 192, № 2.
7. Имянитов И. М. Электрическая структура мощных конвективных облаков. — В кн.: «Исследования облаков, осадков и грозового электричества». М., Изд. АН СССР, 1961.
8. Reiter R. Results of investigation on precipitation and cloud electricity based on 15 years of observation. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie. Ser. A, B. 17, N 1, 17, 1968.

РАЗВИТИЕ ОБЛАЧНОСТИ В СВЯЗИ С ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ВЛАЖНОСТИ АТМОСФЕРЫ

Введение

Характеристики влажности атмосферы — влагосодержание, переносы и потоки влаги — рассматривались разными авторами за сравнительно продолжительные периоды — сезон, месяц, сухие и влажные периоды и т. д. [1, 2, 3, 4, 5].

Определено количество переносимой влаги на значительных территориях в различные сезоны года, оценена роль переносов влаги в количестве и интенсивности осадков. Однако роль характеристик влажности атмосферы в развитии облачности не учитывалась и, таким образом, совершенно выпало из учета одно из звеньев влагооборота — облачность.

В работе [6] была предпринята попытка выявить роль влагосодержания и переносов влаги в развитии облачности на примере двух аномальных по увлажнению лет.

В настоящей статье рассматривается роль характеристик влажности атмосферы в формировании облаков различного количества на материале пятилетних данных за летний период (июнь—июль—август) на юге Европейской территории СССР. Были использованы данные пунктов, расположенных в различных условиях увлажнения на границах выбранного района, — Киева, Ростова-на-Дону, Саратова. В этих пунктах учтены данные учащенных наблюдений за облачностью, вычислены величины влагосодержания и переноса влаги до высоты 5 км, суммарного по трем уровням (850, 700, 500 мб) дефицита точки росы.

Характеристики влажности атмосферы в безоблачные дни (0/0—2/2 балла)

Известно, что ясные дни (0/0—2/2 балла) наблюдаются в областях высокого давления, главным образом в их центральных частях. И, как показывают характеристики влажности атмосферы, в этих же условиях встречаются и наименьшие значения

влагосодержания и переноса влаги и наибольшие значения суммарного дефицита точки росы (табл. 1). Это отчетливо видно по средним пятилетним данным этих величин. Особенно выразительной характеристикой влажности атмосферы при исследовании развития облачности является суммарный по трем уровням дефицит точки росы. Он, по существу, дает представление об относительной влажности атмосферы. В безоблачные дни суммарный дефицит точки росы имел наибольшие значения — от 20 до 75°, причем в 83—87% случаев они превышали 30° (табл. 2), максимальная повторяемость приходилась на 30—40°. Даже в среднем за пятилетие в рассматриваемых пунктах суммарный дефицит точки росы колебался в отдельные летние месяцы от 37 до 44° (табл. 1).

Влагосодержание атмосферы в безоблачные дни колебалось в широких пределах, от 5 до 37 кг/м², однако при этом в 90—95% случаев оно было ниже 25 кг/м², а в 73—81% — ниже 20 кг/м² (табл. 2). Влагосодержание в среднем за пятилетие в отдельные месяцы колебалось от 13 до 21,6 кг/м².

Рассмотрение повторяемости различных величин влагосодержания в выбранных пунктах позволило заметить интересный факт. В Ростове-на-Дону во внутримассовых условиях повторяемость ясных дней при средних и высоких значениях влагосодержания была значительно (почти в 2 раза) больше, чем в Киеве и Саратове (табл. 3). Это свидетельствует о влиянии местных условий, гасящих развитие облачности и препятствующих ему даже при наличии значительной влажности атмосферы.

Перенос влаги так же, как и влагосодержание, в безоблачные дни сравнительно мал. Средние пятилетние значения его в рассматриваемые месяцы колебались от 104 до 185 кг/м · сек.

Иногда облачность не развивалась даже и при больших значениях влагосодержания — выше 25—35 кг/м². Так было, например, 28—29 августа 1956 г., когда на юге Европейской территории СССР располагался обширный и мощный антициклон, сместившийся из Северной Африки. Влагосодержание в эти дни было очень высоким: в Киеве — 29,9 и 36,3 кг/м², в Ростове-на-Дону оно составляло 22 и 23 кг/м², в Саратове 23 и 16 кг/м²; суммарный дефицит точки росы в Киеве достигал 26 и 31°, в Ростове-на-Дону 43°, в Саратове 30°. Облачность в эти дни не развивалась. Развитие облачности находится в большой зависимости от характеристик влажности воздушных масс, приносимых из различных по условиям их формирования районов, и в еще большей зависимости от термодинамических причин, обуславливающих развитие вертикальных токов в атмосфере.

Характеристики влажности атмосферы в полуясные дни (3/3—5/5 баллов)

Облачность 3/3—5/5 баллов в течение суток, как и безоблачное небо, сохраняется не часто — в 12—16% всех дней (табл. 2 и 3). Осадки при такой облачности не выпадают, поскольку облака в этих случаях не имеют достаточной мощности и не достигают стадии осадкообразования.

Таблица 1

Средние пятилетние величины влагосодержания w кг/м²,
переноса влаги P кг/м·сек. и суммарного дефицита точки росы $\Sigma(t-\tau)^{\circ}\text{C}$
для различных градаций облачности

w	P	$\Sigma(t-\tau)$	w	P	$\Sigma(t-\tau)$	w	P	$\Sigma(t-\tau)$	
Киев			Ростов-на-Дону			Саратов			
Июнь									
0/0—2/2 балла — внутримассовые условия в антициклоне									
15,8	103,0	37	15,7	127,6	44,1	13,6	104,0	42,9	
3/3—5/5 баллов — внутримассовые условия в антициклоне									
18,6	133,7	31	15,7	116,9	41,3	17,7	111,8	35,1	
6/6—10/10 баллов									
1	21,9	185,4	24	17,7	140,6	29,7	18,2	149,5	32,9
2	29,7	287,1	18	27,1	196,7	18,3	24,2	182,7	25,4
3	28,4	265,6	15	28,1	267,3	15,4	28,2	279,1	15,0
4	20,2	162,2	20	22,5	207,0	19,6	20,3	176,7	19,3
Среднее	22,4	189,5	24,2	21,1	176,0	28,0	20,4	151,7	28,4
Июль									
0/0—2/2 балла — внутримассовые условия в антициклоне									
18,8	151,3	37,6	17,4	125,3	37,1	16,2	105,6	45,5	
3/3—5/5 баллов — внутримассовые условия в антициклоне									
20,9	187,2	31,0	20,9	157,4	35,8	20,2	141,9	37,7	
6/6—10/10 баллов									
1	20,6	183,4	20,6	21,5	139,4	26,7	17,7	163,8	27,2
2	28,1	235,6	19,0	28,6	200,6	19,6	25,7	184,7	27,8
3	32,4	322,7	10,8	28,2	261,5	18,1	26,7	232,0	20,4
4	25,9	265,0	20,6	23,3	166,1	14,1	22,2	171,0	20,0
Среднее	24,4	224,2	23,2	23,3	175,0	25,2	21,4	166,5	29,8
Август									
0/0—2/2 балла — внутримассовые условия в антициклоне									
21,0	177,4	38,8	17,8	127,7	44,0	18,2	146,5	34,4	
3/3—5/5 баллов — внутримассовые условия в антициклоне									
18,7	147,1	36,0	17,6	133,9	34,6	20,0	168,6	32,6	
6/6—10/10 баллов									
1	23,1	220,6	25,2	21,7	156,4	27,7	17,6	166,7	29,8
2	28,2	324,0	12,8	27,7	201,2	21,1	19,4	218,4	22,0
3	28,1	297,0	13,0	31,2	210,0	14,8	28,4	224,0	17,5
4	25,6	252,0	17,6	27,7	241,4	21,2	20,7	173,2	22,5
Среднее	24,1	236,4	23,9	24,0	178,4	27,2	20,7	182,9	26,5

Примечание. 1 — внутримассовые условия в антициклоне, 2 — фронтальные условия на периферии антициклона, 3 — передняя часть циклона, 4 — тыл циклона.

Повторяемость (%) суммарных дефицитов точки росы по градициям облачности за летний период (в первой строке — % от суммы по всем группам)

Суммарный дефицит точки росы, °С												Сумма		
1—5	6—10	11—15	16—20	21—25	26—30	31—35	36—40	41—45	46—50	51—55	56—60		61—65	66—70
К и е в														
0/0—2/2 балла — внутримассовые условия в антициклоне														
				0,5	2,1	4,7	2,6	2,4	0,5	1,3	0,8	0,3		15,5
				3,5	13,8	31,0	17,2	15,5	3,5	8,6	5,2	1,7		100
3/3—5/5 баллов — внутримассовые условия в антициклоне														
				2,4	2,9	2,9	0,8	0,5	0,8	0,3		0,3		10,8
				22,0	26,8	26,8	7,3	4,9	7,3	2,4		2,4		100
6/6—10/10 баллов — внутримассовые условия в антициклоне														
	1,3	2,4	4,2	6,6	5,8	5,0	2,9	1,3	0,5					30,0
	4,4	7,9	14,1	21,9	19,3	16,7	9,7	4,4	1,8					100
6/6—10/10 баллов — фронтальные условия на периферии антициклона														
	0,8	1,3	2,4	3,7	1,6									10,2
	5,1	7,7	12,8	23,0	35,9	15,4								100
6/6—10/10 баллов — передняя часть циклона														
	2,9	6,8	5,0	2,9	3,7	0,5								21,8
	13,3	31,3	22,9	13,2	16,9	2,4								100
6/6—10/10 баллов — тыл циклона														
	0,5	0,5	1,6	3,4	2,9	1,8	1,1							11,8
	4,4	4,4	13,3	28,9	24,5	15,6	8,9							100

Таблица 3

Повторяемость влагосодержания (%) по градациям облачности за летний период
(в первой строке — % от суммы по всем группам)

Влагосодержание, кг/м ²								Сумма
5,0—10,0	10,1—15,0	15,1—20,0	20,1—25,0	25,1—30,0	30,1—35,0	35,1—40,0	40,1—45,0	
К и е в								
0/0—2/2 балла — внутримассовые условия в антициклоне								
0,8	5,0	5,3	2,9	0,5	0,5	0,3		15,3
5,2	32,8	34,5	19,0	3,4	3,4	1,7		100
3/3—5/5 баллов — внутримассовые условия в антициклоне								
0,3	1,8	4,5	2,9	1,0	0,3			10,8
2,4	17,0	41,5	26,9	9,8	2,4			100
6/6—10/10 баллов — внутримассовые условия в антициклоне								
0,5	2,6	7,4	12,6	6,0	0,8			30,0
1,8	8,8	24,6	42,1	20,2	2,6			100
6/6—10/10 баллов — фронтальные условия на периферии антициклона								
		0,5	1,3	3,7	4,0	0,5	0,3	10,3
		5,1	12,8	35,9	38,5	5,1	2,6	100
6/6—10/10 баллов — передняя часть циклона								
		0,5	5,3	5,5	3,4	6,8	0,3	21,8
		2,4	24,1	25,3	15,7	31,3	1,2	100
6/6—10/10 баллов — тыл циклона								
	0,3	2,9	2,6	5,0	3,0			11,8
	2,2	24,4	22,2	42,2	8,9			100
Р о с т о в - н а - Д о н у								
0/0—2/2 балла — внутримассовые условия в антициклоне								
1,3	12,0	9,5	4,7	2,4	0,3			30,1
4,0	40,0	31,0	16,0	8,0	1,0			100
3/3—5/5 баллов — внутримассовые условия в антициклоне								
0,5	3,7	6,8	2,9	1,0	0,3			21,2
4,0	24,2	45,0	19,0	7,0	1,0			100
6/6—10/10 баллов — внутримассовые условия в антициклоне								
0,5	3,2	6,3	5,5	2,9	0,3			18,7
2,8	16,9	33,8	29,5	15,5	1,4			100

Влагосодержание, кг/м ²								Сумма
5,0—10,0	10,1—15,0	15,1—20,0	20,1—25,0	25,1—30,0	30,1—35,0	35,1—40,0	40,1—45,0	

6/6—10/10 баллов — фронтальные условия на периферии антициклона

0,3	3,2	3,4	3,7	1,3			11,9
2,2	26,6	28,9	31,1	11,1			100

6/6—10/10 баллов — передняя часть циклона

0,3	1,8	4,5	5,0	1,0	0,3	12,8
2,0	14,2	35,0	38,7	8,1	2,0	100

6/6—10/10 баллов — тыл циклона

0,5	1,6	5,0	2,9	0,8		0,3	11,1
4,8	14,2	45,2	26,2	7,2		2,4	100

С а р а т о в

0/0—2/2 балла — внутримассовые условия в антициклоне

2,9	4,0	6,4	2,4	0,5	0,3	16,5
17,8	24,2	38,7	14,5	3,2	1,6	100

3/3—5/5 баллов — внутримассовые условия в антициклоне

3,7	6,4	5,9	1,1	0,3		17,3
21,6	36,9	33,8	6,2	1,5		100

6/6—10/10 баллов — внутримассовые условия в антициклоне

0,5	6,4	16,5	6,7	1,9		0,3	32,3
1,7	19,8	51,2	20,7	5,8		0,8	100

6/6—10/10 баллов — фронтальные условия на периферии антициклона

	1,3	3,5	1,6	0,3		6,7
	20,0	52,2	24,0	4,0		100

6/6—10/10 баллов — передняя часть циклона

1,1	3,5	4,0	2,9	2,4	1,1	14,9
7,2	23,2	26,8	19,7	16,1	7,2	100

6/6—10/10 баллов — тыл циклона

0,3	5,3	4,3	1,9	0,5		12,3
2,2	43,5	34,8	15,2	4,4		100

Облачность 3/3—5/5 баллов (полуясные дни) наблюдалась преимущественно в областях высокого давления при условиях, близких к условиям безоблачных дней, а также за фронтами в тылу циклонов.

В рассматриваемое пятилетие облачность 3/3—5/5 баллов встречалась при малых величинах влажности атмосферы, т. е. при суммарном дефиците точки росы, в 51—69% случаев превышающем 30° (табл. 2); максимальная повторяемость их приходилась в Киеве и Ростове-на-Дону на $25—35^{\circ}$, в Саратове на $30—40^{\circ}$. В среднем за пятилетие суммарный дефицит точки росы составлял в летние месяцы $31—41^{\circ}$ (табл. 1). Влагосодержание атмосферы при малооблачном небе (3/3—5/5 баллов) было почти как и при ясном небе, т. е. в 88—93% случаев ниже 25 кг/м^2 , в 58—73% ниже 20 кг/м^2 .

Влагосодержание в среднем за пятилетие менялось в такие дни от 15 до 21 кг/м^2 (табл. 1). Средние пятилетние значения переноса влаги в рассматриваемые месяцы менялись от 112 до 187 кг/м^2 .

Из этих данных видно, что характеристики влажности атмосферы в малооблачные дни очень близки к характеристикам в ясные дни. Ясные и малооблачные дни составляли в сумме в Киеве 26%, в Саратове 34% и в Ростове-на-Дону значительно больше за счет большого числа ясных дней, оно составляет 51% всех дней летнего периода.

Характеристики влажности атмосферы в пасмурные дни (6/6—10/10 баллов)

В настоящей работе пасмурными было принято считать дни при наличии облачности от 6/6 до 10/10 баллов, а не от 8/8 баллов, как принято в климатологической обработке, поскольку уже при 6/6 баллах развивается облачность, которая может давать осадки (осадкообразующая). Эта облачность существенно отличается от облачности, не достигающей стадии осадкообразования, по своим характеристикам и по условиям образования. Формирование облачности 6/6—10/10 баллов происходит в различных условиях влажности даже при внутримассовом ее развитии, а не только при фронтальном.

Внутримассовая облачность развивается на периферии областей высокого давления и особенно в размытых областях повышенного давления, фронтальная — в основном в областях низкого давления и на периферии областей высокого давления. Внутримассовая облачность 6/6—10/10 баллов областей высокого давления имела повторяемость за рассматриваемое пятилетие в Киеве и Саратове 30—32%, т. е. повторяемость была близка к повторяемости ясных и полуясных дней, вместе взятых. Только в Ростове-на-Дону образованию внутримассовой облачности условия не благоприятствовали и ее повторяемость составляла всего 19%.

Суммарный дефицит точки росы при развитии внутримассовой облачности 6/6—10/10 баллов колебался от 6 до 50° , максимум

повторяемости приходился на $21-30^\circ$ в Киеве и Саратове и на $31-35^\circ$ в Ростове-на-Дону.

Облачность развивалась при сравнительно высокой относительной влажности атмосферы — суммарный дефицит точки росы ниже 30° имел повторяемость 77% в Киеве, 68% в Саратове и 50% в Ростове-на-Дону (табл. 2). Такие условия благоприятствовали развитию облачности, но не всегда в этих случаях облачность достигала стадии осадкообразования. Так, в Ростове-на-Дону при меньшей, чем в других пунктах повторяемости дней с развитием внутримассовой облачности 6/6—10/10 баллов в половине таких случаев (50%) облачность развивалась при суммарном дефиците точки росы выше 30° , т. е. при менее благоприятных условиях для развития мощных осадкообразующих облаков. В среднем за пятилетие суммарный дефицит точки росы составлял в отдельные месяцы в рассматриваемых пунктах $20-32^\circ$ (табл. 1).

Влагосодержание при развитии внутримассовой облачности 6/6—10/10 баллов в областях высокого давления колебалось в тех же пределах, что и в безоблачные и малооблачные дни, т. е. от 5 до $35-40 \text{ кг/м}^2$, но доля случаев с большим влагосодержанием была больше во всех пунктах и особенно отчетливо это заметно в Киеве и Ростове-на-Дону, где оно соответственно в 65 и 47% дней превышало 20 кг/м^2 (табл. 3).

Влагосодержание в среднем за пятилетие в рассматриваемых пунктах колебалось в отдельные месяцы от 17 до 23 кг/м^2 . Перенос влаги имел средние пятилетние значения в рассматриваемые месяцы 139—220 $\text{кг/м} \cdot \text{сек.}$, т. е. они были выше, чем в центральных частях антициклонов.

Облачность 6/6—10/10 баллов на периферии областей высокого давления при прохождении фронтов связана с высокими значениями влажности. Суммарный дефицит точки росы не превышал в этих случаях 30° , а максимум их повторяемости в разных пунктах колебался от 16 до 30° (табл. 2).

Влагосодержание в такие дни в 70—90% случаев превышало 20 кг/м^2 (табл. 2). Величины переноса влаги были значительны и колебались в среднем для отдельных летних месяцев от 184 до $324 \text{ кг/м} \cdot \text{сек.}$

В областях низкого давления существуют благоприятные условия для развития вертикальных токов. Здесь облачность развивалась во фронтальных зонах в большем числе дней (94—98% случаев) при суммарном дефиците точки росы ниже 25° с максимальной повторяемостью их 6— 10° в Киеве и 11—15— 20° в Ростове-на-Дону и Саратове.

Влагосодержание атмосферы имело в этих условиях наиболее высокие значения, в 70—74% случаев оно превышало 25 кг/м^2 и даже в среднем достигало в отдельные летние месяцы $26-32 \text{ кг/м}^2$.

Перенос влаги в этих условиях также был больше и в среднем за пятилетие колебался в летние месяцы от 185 до $322 \text{ кг/м} \cdot \text{сек.}$, а в отдельные дни достигал $540 \text{ кг/м} \cdot \text{сек.}$

В тылах циклонов и в передних частях их в относительно холодном воздухе вдали от фронтов влагосодержание было достаточно высоким, а суммарный дефицит точки росы, наоборот, невелик, т. е. существовали условия, благоприятные для развития облачности 6/6—10/10 баллов. Суммарный дефицит точки росы в 80—91% случаев был ниже 30° и имел максимум повторяемости от 16 до 20° (табл. 2). Влагосодержание в среднем за месяц колебалось от 20 до 28 кг/м², в отдельные дни оно достигало 35 кг/м² и в одном случае даже доходило до 41 кг/м². В 54—79% случаев оно превышало 20 кг/м² (табл. 3). Перенос влаги в среднем за месяц колебался от 125 до 265 кг/м · сек. (табл. 1).

ВЫВОДЫ

Анализ полученных в работе характеристик позволяет сделать следующие выводы.

1. Развитие облачности находится в большой зависимости от характеристик влажности атмосферы (влагосодержания, суммарного дефицита точки росы, переноса влаги) и в еще большей зависимости от термодинамических причин, обуславливающих развитие вертикальных токов, т. е. оно зависит от конкретных синоптических условий. По этой причине характеристики влажности атмосферы, осредненные за сравнительно продолжительные промежутки времени (сезон, месяц, декада и др.), не позволяют учесть их влияние на развитие облачности и должны рассматриваться именно для конкретных синоптических условий.

2. Облачность 0/0—2/2 балла, т. е. ясное небо, наблюдалась в основном при сравнительно небольшой влажности атмосферы, выраженной наиболее отчетливо в суммарном дефиците точки росы (на трех уровнях), превышающем 30° в 80—87% случаев, при влагосодержании менее 20 кг/м² в 70—80% случаев и сравнительно невысоких средних месячных величинах переноса влаги — 104—185 кг/м · сек. Такие условия наблюдались в центральных частях областей высокого давления.

3. Облачность 3/3—5/5 баллов, т. е. полужасное небо, наблюдалась при суммарном дефиците точки росы выше 30° в 50—70% случаев и влагосодержании менее 20 кг/м² в 60—73% случаев, а также при сравнительно небольшом переносе влаги — не выше 187 кг/м · сек. в среднем за месяц. Такие условия наблюдались преимущественно в областях высокого давления.

4. Облачность 6/6—10/10 баллов, т. е. пасмурное небо, наблюдалась при различных значениях характеристик влажности атмосферы в зависимости от конкретных синоптических условий.

а. Во внутримассовых условиях на периферии областей высокого давления и особенно в размытых областях высокого давления облачность развивалась в значительном числе случаев при высоких значениях влажности атмосферы, т. е. в 50—80% случаев она наблюдалась при суммарном дефиците точки росы ниже 30°,

влагосодержании в 65—80% случаев выше 20 кг/м² и средних за месяц значениях переноса влаги до 220 кг/м·сек.

б. При прохождении фронтов по периферии областей высокого давления облачность развивалась во всех случаях при высоких значениях влажности, т. е. суммарный дефицит точки росы всегда был ниже 30°, а влагосодержание атмосферы превышало 20 кг/м² в 70—90% случаев.

в. Фронтальная облачность в областях низкого давления развивалась при наиболее высоких значениях влажности в атмосфере, т. е. суммарный дефицит точки росы всегда был ниже 30°, причем в 94—98% случаев он был ниже 25°, а влагосодержание атмосферы в 93—96% случаев было выше 20 кг/м², при этом в 70—74% случаев оно было выше 25 кг/м². Перенос влаги в такие дни был наибольшим, он достигал в среднем за месяц 322 кг/м·сек.

г. В тыловых частях областей низкого давления облачность развивалась в основном в 80—91% случаев, при высокой влажности атмосферы — при суммарном дефиците точки росы менее 30° и влагосодержании в 54—79% случаев выше 20 кг/м² (менее 5% дней было с влагосодержанием от 10 до 15 кг/м²). Перенос влаги составлял 125—260 кг/м·сек.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. Л., Гидрометеиздат, 1963.
2. Орлова В. В. Влагооборот вегетационного периода засушливого года в Западной Сибири в связи с происхождением осадков. — Труды ГГО, 1955, вып. 50.
3. Сорочан О. Г. Влагооборот над Восточной Сибирью и Дальним Востоком в связи с особенностями атмосферной циркуляции. — Труды ВНИС. Т. 4. Л., Гидрометеиздат, 1962.
4. Кодрау О. Д. Влагооборот равнинной и предгорной частей Средней Азии. — Труды ГГО, 1964, вып. 163.
5. Корниенко В. И. Особенности влагооборота Забайкалья и прилегающих с севера и северо-востока гористых территорий. — Труды ГГО, 1968, вып. 227.
6. Осипова Г. И. Развитие облачности в связи с влагосодержанием и переносами влаги в атмосфере. — Труды ГГО, 1970, вып. 262.

КОЭФФИЦИЕНТ ВЛАГОИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИ ОБЛАЧНОСТИ РАЗЛИЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В работах О. А. Дроздова и А. С. Григорьевой [1, 2] коэффициент влагоиспользования, определяющий то количество атмосферной влаги в процентах, которое реализуется в виде осадков, рассчитывался для значительных территорий и периодов времени как для средних условий, так и для месяцев с различным увлажнением, но при этом не принимались во внимание облака, из которых эти осадки выпадают.

Задача настоящей статьи — рассмотреть вопрос о том, какая доля влаги, содержащейся в атмосфере, реализуется в виде осадков в зависимости от наличия облачности различного происхождения.

В работе [3] было показано, что облачность 6/6—10/10 баллов развивается преимущественно при достаточно высоком влагосодержании атмосферы, превышающем 20 кг/м^2 , и суммарном на трех уровнях (850, 700, 500 мб) дефиците точки росы, не превышающем 30° . Однако не во всех случаях развития облачности 6/6—10/10 баллов осадки выпадают, т. е. не всякая облачность 6/6—10/10 баллов является осадкообразующей.

Коэффициент влагоиспользования $j = \frac{r}{\omega n} \cdot 100$, (где r — количество осадков (мм), n — число дней, за которое производится расчет, ω — влагосодержание атмосферы). Рассчитанный за месяц по данным влагосодержания и осадков коэффициент j включает в себя значительное число дней без осадков. Они составляли, по пятилетним данным используемых пунктов (Киев, Ростов-на-Дону и Саратов), от 30 до 50% всех дней месяца. Коэффициент влагоиспользования не только связан с влагосодержанием атмосферы, но косвенно учитывает и особенности циркуляции атмосферы. В результате этого при одном и том же влагосодержании коэффициент влагоиспользования может быть различным. Естественно, что в месяцы с малым влагосодержанием j не может быть большим, но при средних или больших значениях ω средние месячные

значения j могут сильно отличаться, особенно в аномальные по увлажнению (по осадкам) годы.

Данные за летние месяцы 1954—1958 гг. показывают, что в годы крупных положительных аномалий в осадках j может достигать 20—21% в среднем за месяц (табл. 1). Такие величины j наблюдались при осадках, превышающих 100 мм в месяц. Наибольшее за пятилетие значение j было в июле 1958 г. в Ростове-на-Дону и составляло 21,3% при $w = 25,0$ кг/м², $r = 142,9$ мм и $\Sigma(t - \tau) = 16,5^\circ$. Коэффициент влагоиспользования был также велик и в июне 1956 г. в Киеве (20,4%) тоже при значительном w (23,2 кг/м²), при $r = 122,8$ мм и $\Sigma(t - \tau) = 27,2^\circ$. В некоторые другие месяцы коэффициент влагоиспользования был также близок к 20% (табл. 1).

Наименьшее значение j наблюдалось в июне 1956 г. в Саратове (0,45%) при сравнительно небольшом влагосодержании ($w = 18,9$ кг/м²), при $r = 2,4$ мм и $\Sigma(t - \tau) = 30,1^\circ$. Мало было j и в другие годы — в Саратове в июне 1954 г. $j = 2,1\%$ при $w = 19,5$ кг/м², $r = 12,4$ мм и $\Sigma(t - \tau) = 32^\circ$, в июне 1957 г. $j = 2,2\%$ при $w = 20,8$ кг/м², $r = 16,1$ мм и $\Sigma(t - \tau) = 32^\circ$.

В целом за месяц коэффициенты влагоиспользования достигали больших значений преимущественно при средних месячных значениях суммарного дефицита точки росы ниже 30° . Только в двух случаях значительных месячных сумм осадков за рассматриваемое пятилетие, а именно в июле и августе 1954 г. в Ростове-на-Дону, средние месячные значения суммарного дефицита точки росы превосходили 30° . В эти месяцы большое количество осадков выпало всего за 1 и 3 дня соответственно, и число дней с большим суммарным дефицитом точки росы было значительным.

Средние за месяц значения j подсчитываются с учетом всех дней месяца, включая безоблачные и малооблачные, т. е. дни, в которые осадки не выпадают. Но и в дни с облачностью только 6/6—10/10 баллов тоже не всегда выпадают осадки.

Анализ коэффициента влагоиспользования для дней с облачностью 6/6—10/10 баллов по группам дней с учетом происхождения облачности показал большие различия в его значениях в такие дни. В дни с внутримассовой облачностью 6/6—10/10 баллов в областях высокого давления коэффициент влагоиспользования обычно был невелик — преимущественно 0,1—5% в Ростове-на-Дону и Саратове, лишь в Киеве в $1/3$ дней с внутримассовой облачностью j достигал 5—10% (табл. 2). Иначе говоря, при внутримассовой облачности в областях высокого давления большого количества осадков не выпадает. Максимальная суточная сумма осадков в такие дни составляла за рассматриваемые годы всего 10,9 мм.

Во внутримассовых условиях областей низкого давления (в холодном воздухе) коэффициент влагоиспользования также в большинстве случаев невелик — в основном он не превосходит 10%. Осадки тоже не очень велики.

Наибольшие значения коэффициента влагоиспользования имеет во фронтальных зонах областей низкого давления. Здесь наибольшую

Таблица I

Средние месячные величины ω кг/м², r мм, $\Sigma(t-\tau)^\circ$ и $j\%$

Годы	Июнь				Июль				Август			
	ω	r	j	$\Sigma(t-\tau)$	ω	r	j	$\Sigma(t-\tau)$	ω	r	j	$\Sigma(t-\tau)$
	Киев											
1954	25,3	72,9	9,6	25	26,4	51,1	7,2	23	23,6	74,8	10,5	30
1955	22,1	75,6	11,4	22	24,2	68,4	9,1	26	23,8	108,7	14,6	24
1956	23,2	122,8	20,4	27	23,4	39,4	5,8	20	27,4	112,9	17,5	21
1957	23,1	74,7	10,7	25	26,5	51,1	8,0	23	23,1	79,4	12,7	27
1958	21,5	48,5	8,0	19	22,6	29,2	4,8	24	21,5	95,0	18,1	22
Среднее за 5 лет	23,1	78,9	12,1	24	24,6	47,9	7,0	23,2	23,9	94,2	14,7	25
Ростов-на-Дону												
1954	20,4	30,8	5,8	34	24,0	55,0	13,1	32	20,6	80,2	16,8	38
1955	20,0	44,7	7,7	30	19,5	19,5	4,4	35	18,3	15,0	3,3	34
1956	21,4	109,3	18,8	29	22,2	92,9	14,4	25	20,1	14,4	3,5	41
1957	17,5	42,8	8,1	36	23,5	55,2	5,2	26	21,7	22,4	3,3	33
1958	25,0	142,9	21,3	17	24,9	61,5	7,7	23	25,7	58,7	8,8	19
Среднее за 5 лет	20,9	74,2	12,6	33	22,8	52,8	9,0	28	21,3	38,2	7,2	29
Саратов												
1954	19,5	12,4	2,1	32	23,5	15,7	2,8	37	20,0	32,8	6,1	34
1955	21,3	34,3	5,4	27	18,2	27,5	5,3	32	21,6	79,0	16,6	25
1956	18,9	2,4	0,5	30	19,6	37,2	6,7	23	22,1	46,0	7,7	24
1957	20,8	16,1	2,2	32	18,1	22,4	4,1	34	16,7	24,2	5,0	33
1958	23,2	72,4	10,4	19	20,8	40,7	7,2	25	20,8	58,0	13,7	22
Среднее за 5 лет	20,8	27,6	4,0	28	20,0	28,7	5,2	30	20,2	48,0	9,8	27

повторяемость j имел от 5 до 20—25%, в части случаев коэффициенты влагоиспользования достигали в Киеве и Саратове 40—50%, а в Ростове-на-Дону 50—80% (табл. 2); это означает выпадение очень большого количества осадков в течение небольшого периода (нескольких дней). Так, в Ростове-на-Дону за 5 дней июня 1958 г. выпало 128,3 мм осадков при влагосодержании, достигавшем 29—35 кг/м², и суммарном дефиците точки росы от 8 до 13°. В такие дни и суточные суммы осадков бывали очень велики — до 30—50 мм.

Очень большие значения j встречаются и во фронтальных зонах на периферии областей высокого давления. Здесь наибольшую повторяемость имели значения j в пределах 5—20%, но иногда они достигали 70—80% (для группы дней).

Осадки из облаков 6/6—10/10 баллов выпадали только в тех случаях, когда влагосодержание было не ниже 10—12 кг/м², а в большинстве случаев не ниже 20 кг/м² и при суммарном дефиците точки росы не выше 30° (рис. 1а, 1б, 1в). Было несколько дней с осадками при суммарном дефиците точки росы выше 30° в дневное время, но осадки выпадали в эти сутки только в ночное время при более низком суммарном дефиците точки росы. Из графиков видно также, что в отмеченных границах влажности в атмосфере выпадали осадки любого происхождения.

Осадки больших суточных сумм выпадали при более высоких значениях влагосодержания и сравнительно небольшом суммарном дефиците точки росы.

Несмотря на то что влагосодержание атмосферы на юге ЕТС уменьшается с запада на восток ([1] и табл. 1), границы значений характеристик влажности атмосферы, при которых выпадают осадки, для пунктов, расположенных в разных частях территории, сохраняются в одних и тех же пределах. Осадки выпадают при влагосодержании от 10 до 40—45 кг/м² и при суммарном дефиците точки росы 2—30°. На западе района больше лишь число дней с осадками и количество осадков.

При малых значениях характеристик влажности атмосферы развивается облачность, из которой осадки не выпадают, часто это облачность лишь 5 баллов или меньше. При развитии облачности до 6 баллов и больше в условиях малых значений влажности в атмосфере облака не достигают стадии осадкообразования. Отсутствие осадков из облаков при значительных величинах влажности в атмосфере указывает на отсутствие их только в данном пункте или на недостаточные условия для развития вертикальных токов, способствующих развитию облачности.

В результате анализа используемых в статье материалов можно сделать следующие выводы.

1. Осадки из облаков 6/6—10/10 баллов выпадают при влагосодержании атмосферы не менее 12 кг/м², в основном при 20 кг/м² и выше и при суммарном дефиците точки росы не выше 30°.

2. Наименьшее количество влаги, в основном до 5% ($j=5\%$), из облаков 6/6—10/10 баллов реализуется при внутримассовой

Повторяемость (%) коэффициента влагониспользования за летний период в дни с облачностью различного происхождения

Облачность	j%											
	0,1—5,0	5,1—10,0	10,1—15,0	15,1—20,0	20,1—25,0	25,1—30,0	30,1—35,0	35,1—40,0	40,1—50,0	50,1—60,0	60,1—70,0	70,1—80,0
Киев												
Внутримассовая на периферии антициклона	20,0	4,0	2,5									
Фронтальная на периферии антициклона	—	15,0	—	2,5	2,5	—	2,5	2,5				
Фронтальная в передней части циклона	—	7,5	2,5	5,0	5,0	2,5	—	2,5	5,0			
Внутримассовая в тылу циклона	16,0	2,5										
Ростов-на-Дону												
Внутримассовая на периферии антициклона	13,5	5,4	—									
Фронтальная на периферии антициклона	8,1	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7						5,4
Фронтальная в передней части циклона	8,1	10,8	—	2,7	2,7	2,7	5,4		2,7	8,1		
Внутримассовая в тылу циклона	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7						
Саратов												
Внутримассовая на периферии антициклона	29,9											
Фронтальная на периферии антициклона	6,9	2,3		2,3	2,3							
Фронтальная в передней части циклона	—	9,2	6,9	11,5			2,3					
Внутримассовая в тылу циклона	16,1	2,3	4,6	2,3		2,3						

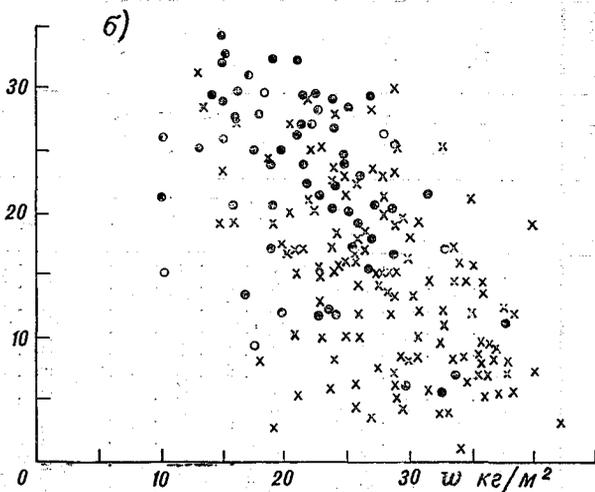
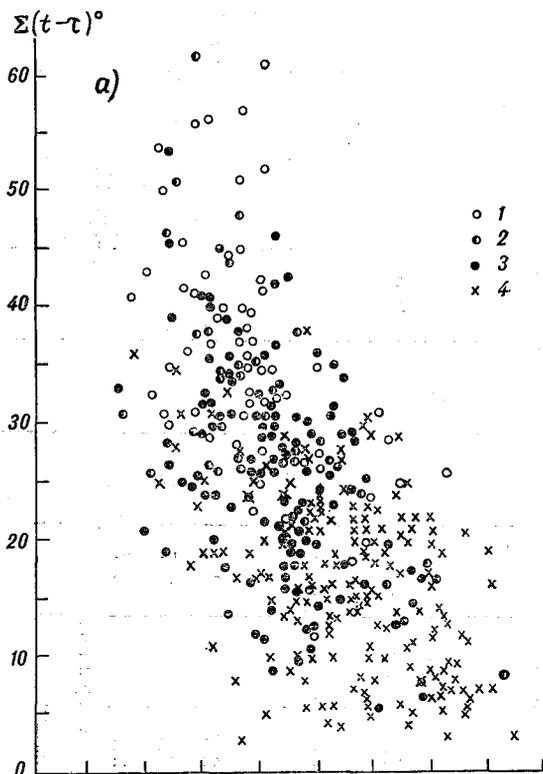


Рис. 1а. Дни с различным количеством облаков в зависимости от влагосодержания и суммарного дефицита точки росы в Киеве. Июнь—август 1954—1958 гг. а—все дни месяца, б—дни с осадками; 1—0—2 балла, 2—3—4 балла, 3—6—10 баллов при внутримассовой облачности на периферии антициклона, 4—6—10 баллов при фронтальной и внутримассовой облачности в циклонах.

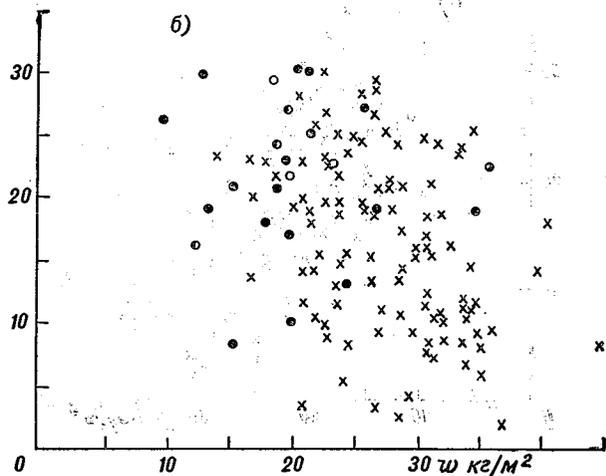
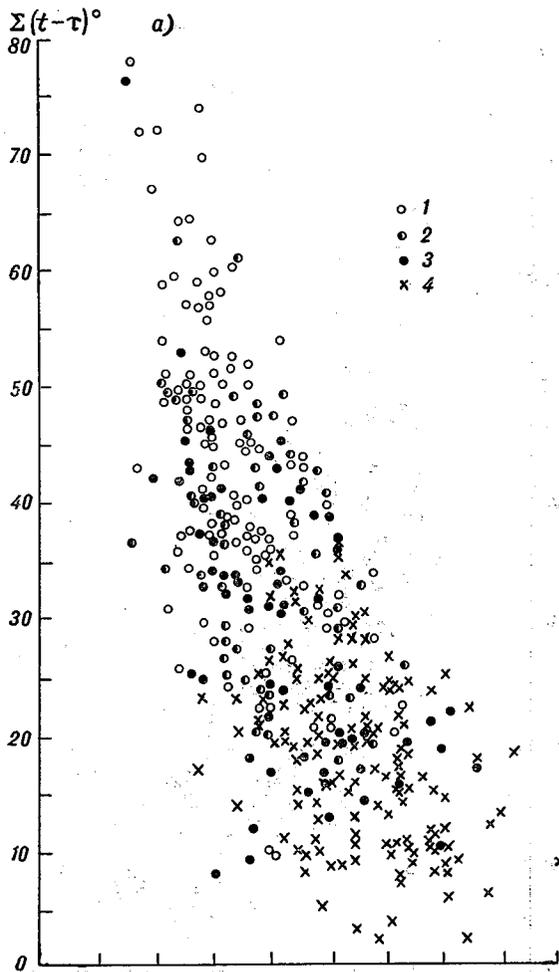


Рис. 16. Дни с различным количеством облаков в зависимости от влагосодержания и суммарного дефицита точки росы в Ростове-на-Дону. Июнь—август 1954—1958 гг.

Усл. обозн. см. рис. 1а.

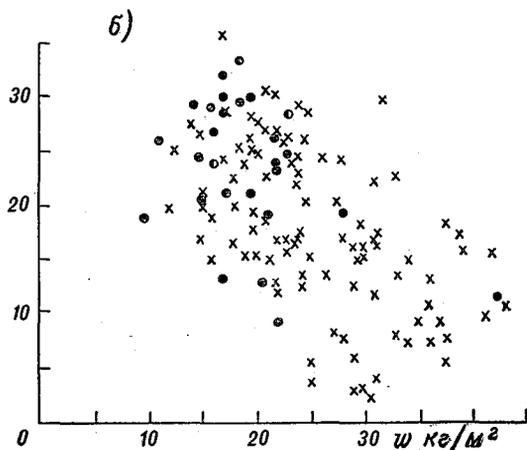
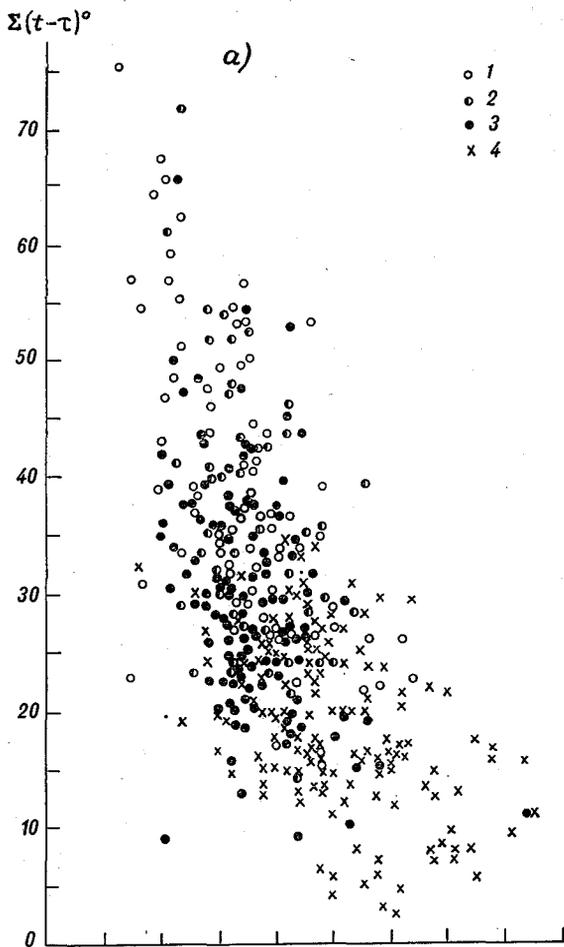


Рис. 1в. Дни с различным количеством облаков в зависимости от влагосодержания и суммарного дефицита точки росы в Саратове. Июнь—август 1954—1958 гг.

Усл. обозн. см. рис. 1а.

облачности в областях высокого давления. Иногда j в этих случаях достигает 10%.

3. Больше количество атмосферной влаги, в основном 10% ($j=10\%$), реализуется при внутримассовых условиях областей пониженного давления (в холодном воздухе).

4. Наибольшее количество атмосферной влаги, в основном до 25%, иногда 70—80%, реализуется во фронтальных зонах областей пониженного давления и при прохождении фронтов по периферии областей повышенного давления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. Л., Гидрометеиздат, 1963.
2. Григорьева А. С. Некоторые характеристики влагооборота в засушливые и влажные месяцы.— Труды ГГО, 1967, вып. 211.
3. Осипова Г. И. Развитие облачности в связи с характеристиками влажности атмосферы. См. наст. сборник.
4. Осипова Г. И. Развитие облачности в связи с влагосодержанием и переносами влаги в атмосфере.— Труды ГГО, 1970, вып. 262.

*Е. П. БУДИЛОВА, Т. В. ИВАНОВА, В. Т. ЛЕНШИН,
Л. С. ХАИБУЛИНА, Н. С. ШИШКИН*

К МЕТОДИКЕ ОЦЕНКИ ВОДНЫХ ЗАПАСОВ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

1. Введение

Разработка методики оценки водных запасов конвективных облаков имеет важное значение для развертывания работ по регулированию осадков на больших площадях путем воздействий на эти облака. Задача эта — не простая ввиду большой изменчивости во времени и в пространстве полей конвективных облаков.

В работе [1] была сделана попытка оценки водных запасов конвективных облаков, развивающихся над значительной территорией, с использованием радиолокационных данных о суммарных площадях и объемах радиоэхо и данных расчетов оптимального количества облаков и их объемов по методу слоя. При учете экспериментальных данных о водности облаков в зависимости от высоты их нижней границы и температуры на этом уровне можно вычислять водные запасы облаков в период максимума конвекции. Расчетные данные сопоставлялись с данными об осадках, выпавших в течение суток на рассматриваемой площади.

В настоящей работе полученные ранее выводы проверены на новом материале исследований для различных физико-географических условий. Подтверждение этих выводов позволяет считать, что предложенная методика дает возможность получать разумные значения для водных запасов конвективных облаков над большими территориями.

2. Данные оценки водных запасов облаков для территории Ленинградской области (лето 1967 г.)

Для анализа были выбраны данные радиолокационных наблюдений на расположенной в Воейково станции МРЛС ($\lambda = 3,2$ см) за 17 дней с внутримассовыми и фронтальными ливневыми осадками в июне—августе 1967 г. В соответствии с разрабо-

танной Н. Ф. Котовым методикой выполнялись ежечасные измерения площадей радиоэхо на разных уровнях через 0,5 км, что позволяло определять суммарные объемы радиоэхо для площади радиусом 100 км. В отличие от данных 1966 г., описанных в [1], в значения площадей радиоэхо для кольцевых зон вносились поправки на расстояние. Метод введения поправок изложен в статье [2].

Анализировались материалы в часы максимума конвекции. Данные измерений приведены в табл. 1. Для этих же дней выполнялись по методу слоя расчеты возможной вертикальной мощности конвективных облаков, скорости их развития и оптимального количества облаков.

В табл. 2 для сопоставления приведены: а) рассчитанные высоты верхней границы облаков и фактические уровни верхней границы радиоэхо, б) рассчитанные уровни максимальной скорости подъема облачной частицы и фактические максимальные площади радиоэхо. Средние значения соответствующих величин близки друг другу, различие составляет в среднем $\pm 23\%$ для первой пары величин и $\pm 34\%$ для второй пары величин.

Подобный же результат был получен и по данным наблюдений в 1966 г. Повторяемость максимумов площадей радиоэхо в суточном ходе имеет наибольшие значения в 13 и 18 час. местного солнечного времени. В табл. 3 содержатся сведения о рассчитанных объемах конвективных облаков при оптимальном их количестве и об объемах радиоэхо. Для сопоставления с результатами наблюдений за 1966 г. в таблице приведены данные и без поправок на расстояние.

Среднее значение отношений рассчитанных объемов облаков к фактическим объемам радиоэхо в период максимума конвекции без учета поправок на расстояние составляет 0,3, а при учете поправок 1,1.

Первое соотношение близко к полученному в 1966 г. [1]. Из второго соотношения следует, что если умножить найденные по методу слоя значения объема облаков при оптимальных условиях их развития на 1,1, то получим объем радиоэхо в период максимума конвекции с поправкой на расстояние. Средняя ошибка за все дни наблюдений составила $\pm 50\%$.

Учитывая значение температуры на уровне основания облаков и тот экспериментальный факт, что средняя водность конвективных облаков на любом уровне примерно равна половине адиабатической водности [4], можно рассчитать по объемам облаков (или по объемам радиоэхо с поправкой на расстояние) суммарный водозапас конвективных облаков над заданной площадью.

Данные о водозапасе за дни исследований в июне—августе 1967 г. приведены в табл. 4. Там же дано среднее суточное количество осадков, выпавших на той же территории.

Среднее значение отношения среднего суточного количества осадков к единовременному водозапасу облаков в период максимума

Распределение относительных площадей радиоэхо по высотам (%) в период его максимального развития. 1967 г.

Дата	Час	Высота, км														
		1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0	7,5	8,0	
5 VI	18	9,2	7,6	6,7	3,0	0,5	0,2									
6 VI	12	11,5	11,5	14,4	14,4	14,4	10,6	9,1	5,8	2,9	1,4	0,5				
8 VI	14	39,6	46,5	45,0	39,6	33,1	22,5	15,1	7,2	2,1	0,4					
9 VI	14	33,3	35,3	34,6	31,7	26,7	20,2	16,2	9,0	3,6	0,4					
1 VII	12	16,5	18,6	19,9	20,3	21,7	19,7	17,2	13,3	9,8	5,6	3,5	2,1	1,0	0,4	
5 VII	10	2,3	2,5	2,7	2,5	2,2	1,1	0,2								
12 VII	21	18,2	18,5	18,5	15,6	12,6	8,6	4,6	1,7	1,2	0,7	0,5	0,2			
13 VII	14	22,1	26,3	28,2	26,8	23,5	20,6	15,0	11,7	8,0	3,8	1,9	0,9			
21 VII	19	4,9	7,6	9,6	8,9	7,6	6,6	5,6	2,3	2,0	1,6	0,7	0,7			
23 VII	18	3,7	4,6	5,1	5,5	4,6	4,6	3,2	1,8	0,5	0,5					
31 VII	15	17,2	19,3	19,6	17,9	17,9	14,7	11,9	9,8	6,7	5,6	4,9	3,8	2,5	2,1	
8 VIII	14	22,4	24,4	21,4	14,8	8,2	4,0	2,3	0,7	0,7	0,3					
15 VIII	16	52,9	61,9	67,0	71,4	72,4	72,4	71,4	68,1	61,0	50,7	41,5	36,2	34,0	32,4	
16 VIII	18	19,8	28,3	32,0	34,2	35,6	31,5	30,6	27,0	23,4	21,1	16,2	10,3	5,4	2,2	
24 VIII	18	8,6	12,5	15,1	14,1	14,4	15,1	13,9	11,3	10,1	7,9	5,3	3,8	1,9	1,2	
25 VIII	18	13,0	14,5	15,1	15,6	14,3	13,0	12,5	10,9	9,4	8,1	5,7	3,9	3,4	1,8	
27 VIII	17	18,9	22,4	24,0	22,4	18,5	12,4	9,6	6,4	4,2	0,9	1,6	0,9	0,3		

Дата	Час	Высота, км													
		8,5	9,0	9,5	10,0	10,5	11,0	11,5	12,0	12,5	13,0				
31 VII	15	1,4	1,1	1,1	0,7	0,4	0,4								
15 VIII	16	28,0	25,4	20,5	19,4	16,7	14,0	10,8	8,1	7,0	5,4	2,7	0,5		
16 VIII	18	0,4	0,4												
24 VIII	18	0,7	0,5	0,2	0,2	0,2									
25 VIII	18	1,6	0,8	0,5	0,3	0,3									

Таблица 2

Расчитанные высоты верхней границы облаков и уровней, где скорости подъема облачных частиц максимальны, и фактические высоты верхней границы радиоэхо в период максимума конвекции и уровни с максимальной площадью радиоэхо. 1967 г.

	Июль					Июль					Август					Среднее		
	5	6	8	9	1	5	12	13	21	23	31	8	15	16	24		25	27
Верхняя граница облаков, км	6,4	7,1	9,0	6,8	4,0	8,1	7,2	6,3	8,5	6,6	9,2	4,8	10,5	10,7	7,6	9,2	9,4	7,7
Верхняя граница радиоэхо, км	4,0	6,5	6,0	6,5	8,0	4,5	7,0	7,0	7,5	6,0	11,0	6,0	15,0	9,0	10,5	10,5	7,5	7,8
Уровень максимальной скорости восходящего потока, км	2,5	3,0	2,2	4,1	2,0	2,0	2,0	3,0	5,5	2,8	6,0	2,9	4,2	4,7	5,6	4,5	2,9	3,2
Уровень с максимальной площадью радиоэхо, км	1,5	3,0	2,0	2,0	3,5	2,5	2,5	2,5	2,5	3,0	2,5	2,0	3,7	3,5	4,0	3,0	2,5	3,1

Расчитанные по методу слоя объемы конвективных облаков при оптимальных условиях их развития и объемы радиозоха по данным измерений в период максимума конвекции. 1967 г.

	Июнь					Июль							Август																					
	5		6		8		9		1		5		12		13		21		23		31		8		15		16		24		25		27	
	27,0		20,0		36,8		24,4		10,1		10,8		19,2		22,3		11,1		15,4		33,0		8,1		58,5		28,5		18,3		42,3		23,2	
Объем облаков, 10^3 км^3																																		
Объем радиозоха, 10^3 км^3																																		
без поправок на рас-	1,8		3,1		10,8		9,1		7,5		1,2		6,5		6,2		2,8		1,1		7,0		4,7		27,6		11,0		8,9		8,6		7,0	
стояние																																		
с поправками на рас-	4,2		15,0		39,0		32,7		26,3		2,1		17,0		29,2		9,0		5,3		24,6		15,4		149,0		49,5		21,2		22,4		22,3	
стояние																																		

Едновременный водозапас конвективных облаков над заданной площадью в период максимального их развития и среднее суточное количество осадков по данным за 17 дней наблюдений в 1967 г.

	Июнь					Июль							Август																					
	5		6		8		9		1		5		12		13		21		23		31		8		15		16		24		25		27	
	0,7		0,6		1,1		0,7		0,1		0,5		0,5		0,2		0,4		0,2		1,1		0,1		3,3		1,7		0,5		1,7		0,9	
Расчитанный запас воды в облаках, мм																																		
Среднее по территории суточное количество осадков, мм	3,8		1,0		6,5		2,6		0,6		3,5		1,2		0,2		1,0		0,7		0,5		7,8		9,1		10,7		6,7		1,2		5,2	

конвекции составило $4,3 \pm 2,5^1$. Если учесть, что, согласно теоретическим данным [4], в конвективных облаках реализуется в виде осадков 60—70% водозапаса, имевшегося к началу их выпадения, то получим, что водозапас всех конвективных облаков, развивающихся над данной территорией за сутки, должен в среднем в 6 раз превышать единовременный водозапас облаков в период максимума конвекции. Эта величина значительно отличается от значения 4, полученного по данным 1966 г. [1], однако различие не выходит за пределы возможных погрешностей.

В среднем можно принять, что суммарный суточный водозапас конвективных облаков в 5 раз превышает единовременный водозапас облаков в период максимума конвекции.

3. Данные оценки водных запасов конвективных облаков для территории ЕТС. Лето 1964 г.

Пользуясь полученным для территории Ленинградской области критерием водозапаса, мы произвели расчеты суммарного водозапаса конвективных облаков над ЕТС по данным за семь дней мая—августа 1964 г. с внутримассовыми и фронтальными ливневыми осадками. Расчеты единовременных объемов конвективных облаков в период максимума конвекции выполнялись по методу слоя с использованием данных утреннего аэрологического зондирования во всех пунктах, расположенных на территории ЕТС. С учетом температуры воздуха на уровне конденсации рассчитывался единовременный водозапас этих облаков в предположении, что суточный водозапас в 5 раз превышает полученную величину.

На рис. 1 представлены результаты расчета условий развития конвекции по юго-востоку ЕТС 29 мая 1964 г. по методике, предложенной в статье [3]. Для каждого пункта радиозондирования вычислялся показатель интенсивности атмосферной конвекции ϵ ; значение $\epsilon > 1$ означает переход мощной кучевой облачности по району в кучево-дождевую, т. е. районы с $\epsilon > 1$ выделяются в ареалы «ливневого положения». При больших значениях ϵ и ω , представляющего отношение толщин слоев пассивной и активной конвекции [3], в пределах этих ареалов можно выделить зоны максимального дневного количества осадков, (превышающего 20 мм), называемых обильными.

Сравнение ареала обильных ливневых осадков, представленного на рис. 1, с ареалом водозапаса конвективных облаков в расчете на соответствующую площадь (рис. 2), ограниченного изолинией 4 мм, дает хорошее совпадение их по форме и в пространстве. Очевидно, что последующее уточнение возможной связи обильных осадков и водозапасов конвективных облаков на большом материале наблюдений и расчетов представляется весьма желательным.

¹ При этой оценке не учитывались данные за 8 августа 1967 г.

На рис. 3 указана синоптическая обстановка за 21 час 29 мая 1964 г. На рис. 4 приведены данные о суточном количестве осадков, взятые из метеорологических бюллетеней ЦИП.

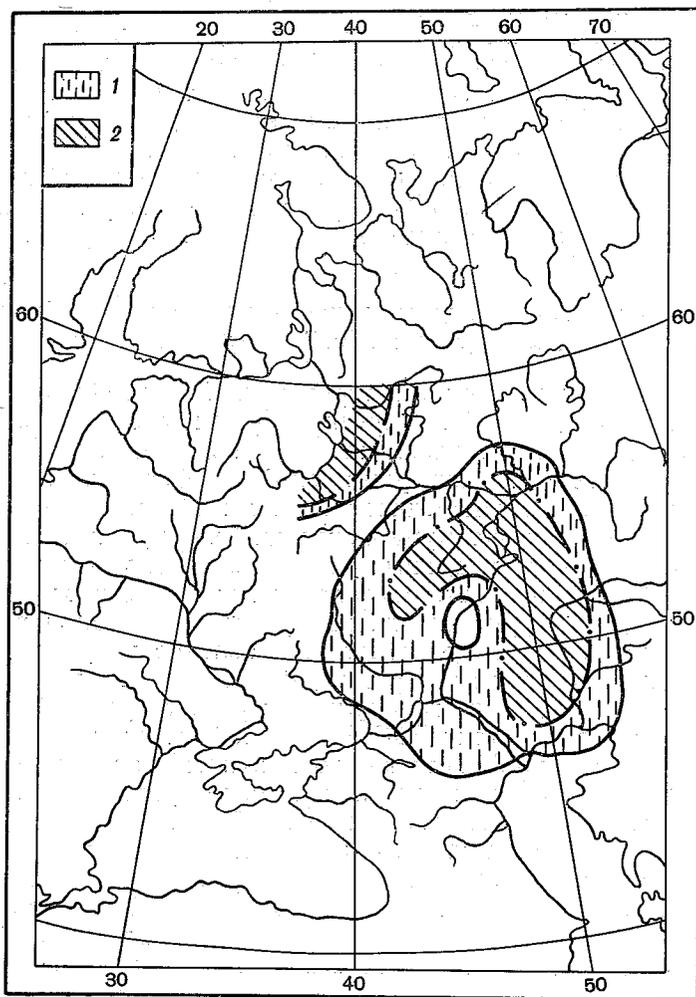


Рис. 1. Ареалы кучево-дождевой облачности (1) и обильных осадков (2) за день 29 мая 1964 г.

1. Как видно, ареалы кучево-дождевой облачности, полученные расчетным путем, довольно хорошо согласуются с ареалами фактических осадков. Полного соответствия их и не должно быть, так как расчеты облачности выполнялись для периода дневного максимума конвекции, а данные об осадках взяты за сутки (перенос воздушных масс в течение второй половины суток мог значительно изменить соответствующие площади осадков).

2. Карты осадков построены по данным редкой сети метеостанций и многие зоны осадков явно пропущены, о чем можно судить, например, по нанесенным на карты осадков данным о грозах. Кроме

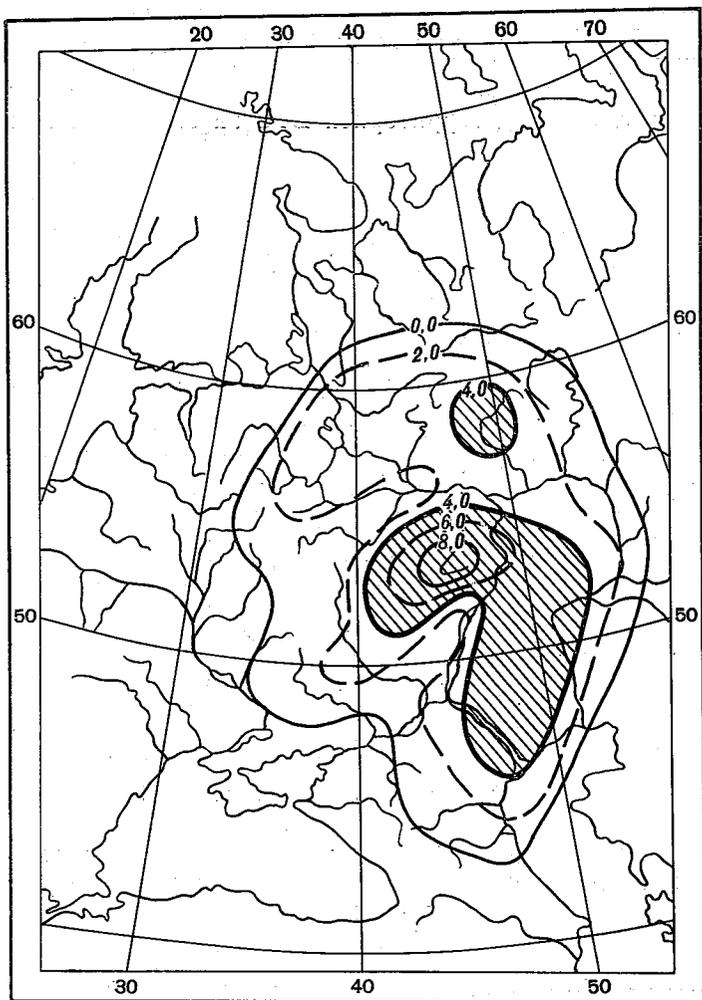


Рис. 2. Суточный водозапас (мм) конвективных облаков 29 мая 1964 г.

того, площади осадков представлены здесь в виде сплошных зон, в то время как на самом деле имеет место пятнистость их выпадения. Для детального анализа нужно привлечь более полные данные об осадках.

3. Данные зондирования в некоторых пунктах могли оказаться нерепрезентативными для применения метода слоя, например, в тех случаях, когда в часы, близкие к выпуску радиозонда, в пункте

зондирования выпадали осадки. Специальная проверка этого обстоятельства не производилась.

Заметим также, что в расчеты водозапаса (рис. 2) не вносились никаких поправок на синоптические условия, возможные изменения стратификации температуры и влажности за счет трансформации воздушной массы в течение дня и др. [3].

Сводные данные о рассчитанных суммарных водозапасах конвективных облаков над территорией ЕТС за семь дней приведены

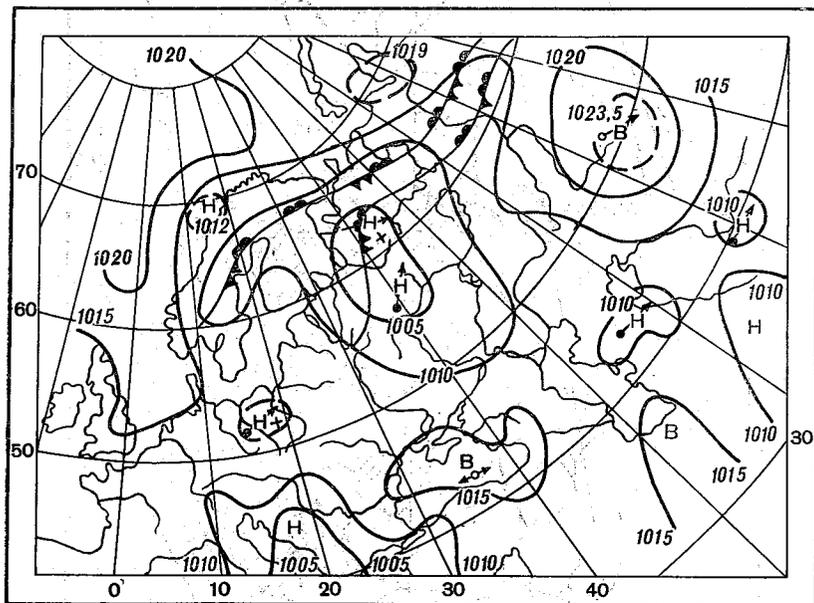


Рис. 3. Синоптическая карта за 21 час 29 мая 1964 г.

в табл. 5. Там же приведены сведения о суммарном суточном количестве осадков, полученном с применением планиметрирования ареалов разного количества осадков.

Таблица 5

Сводные данные о единовременном водозапаса конвективных облаков в период максимума конвекции и о суточном количестве осадков за отдельные дни летнего сезона 1964 г. на ЕТС

	Май					Июль	Август
	25	26	27	28	29	14	16
w км ³	1,9	1,7	1,7	1,0	2,1	9,0	2,8
R км ³	7,3	13,4	7,6	6,2	8,1	10,1	9,5
$R/5 w$	0,8	1,6	0,9	1,2	0,8	0,2	0,7

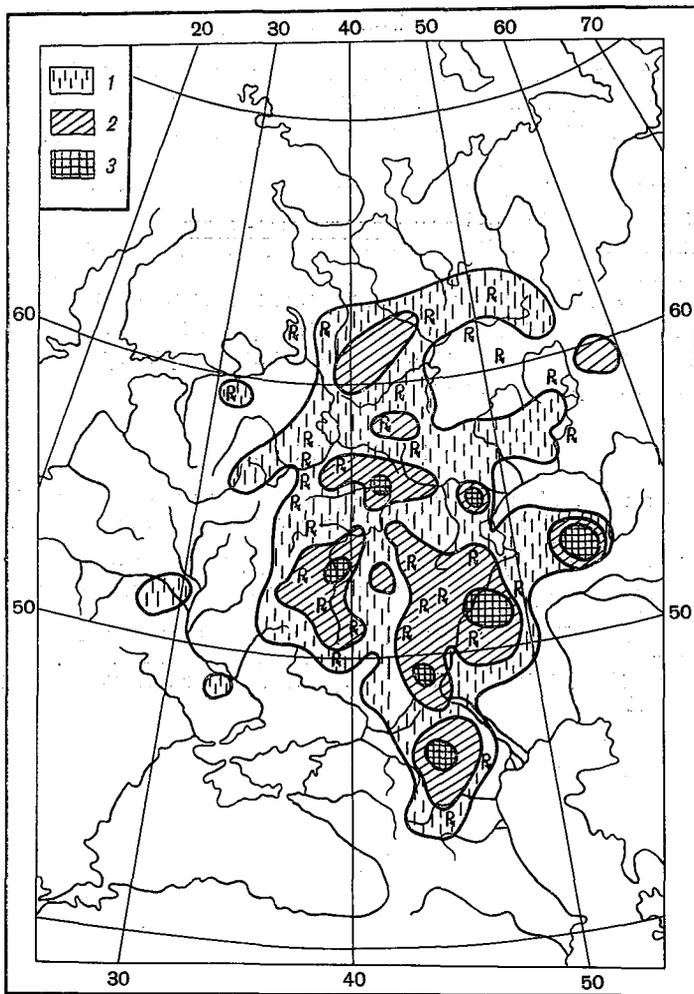


Рис. 4. Карта фактического суточного количества осадков за 29 мая 1964 г.

1 — 1–4 мм/сутки, 2 — 4–10 мм/сутки, 3 — больше 10 мм/сутки.

Как видно из таблицы, отношение суммарного суточного количества осадков R на ЕТС к 5-кратному единовременному водозапасу конвективных облаков ω в период максимума конвекции оказалось в среднем равным

$$\frac{R}{5\omega} = 0,9 \pm 0,4.$$

Отдельно было произведено сопоставление этих же величин для площадей, где ареалы водозапаса и осадков совпадали. Получено практически то же соотношение между ними.

ВЫВОДЫ

1. Оценка водозапаса конвективных облаков над большой территорией по предложенной методике дает разумные его значения, согласующиеся по величине с количеством фактически выпавших осадков.

2. Возможный водозапас конвективных облаков можно рассчитывать заблаговременно; эти данные могут быть использованы при проведении работ по искусственному регулированию осадков на больших площадях.

В заключение отметим, что весьма желательно проверить предложенную методику с использованием результатов прямых измерений водозапаса конвективных облаков, например, тепलोкационным или лазерным способом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анчугова Р. А., Шишкин Н. С. Сравнение параметров осадкообразующих конвективных облаков по данным радиолокационных наблюдений и по методу слоя. — Труды ГГО, 1969, вып. 239.
2. Анчугова Р. А., Иванова Т. В., Котов Н. Ф. Измерение суммарных площадей и объемов очагов радиоэхо от конвективных облаков на больших площадях. См. наст. сборник.
3. Будилова Е. П., Леншин В. Т. О прогнозе интенсивности атмосферной конвекции по методу слоя. — Труды ГГО, 1967, вып. 202.
4. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. Л., Гидрометиздат, 1964.

ИССЛЕДОВАНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ ЯДЕР В АТМОСФЕРЕ

Определение роли льдообразующих ядер в процессе образования осадков относится к разряду важнейших, но нерешенных в настоящее время задач и привлекает внимание исследователей.

В последнее десятилетие появилось большое количество работ, посвященных исследованию атмосферных льдообразующих ядер, — их природы, размеров, концентрации, географического распределения и т. д.

Одним из важных звеньев в этой цепи исследований является изучение процесса кристаллизации облаков в сочетании с измерением концентрации льдообразующих ядер в свободной атмосфере. Настоящая работа посвящена некоторым предварительным результатам такого рода исследований.

В период с 27 мая по 15 июня 1966 г. в районе Поволжья проводились измерения концентрации льдообразующих ядер с помощью установки, смонтированной на самолете ИЛ-14. Одновременно производились наблюдения за развитием облаков.

Описание установки

В основу конструкции установки был положен метод, предложенный Биггом [1]. Схема установки показана на рис. 1. Установка состоит из холодильной камеры 9 холодильного агрегата 1, увлажнителя 3, насадки для отбора проб воздуха 5 и диска с раствором для обнаружения ядер 10. Холодильная камера представляет собой латунный цилиндр объемом 12 л, высотой 320 мм. Сверху камера закрывается крышкой 2 из оргстекла с отверстием в центре для введения исследуемого воздуха. Охлаждающим элементом служит змеевик 8, окружающий стенки и дно камеры. Камера вместе со змеевиком вмонтирована в бак, который заполняется этиленгликолем, аккумулирующим холод. Увлажнитель состоит из металлического цилиндра и нагревательного элемента (6), обеспечивающего постоянную температуру внутри цилиндра.

Внутренние стенки увлажнителя изготовлены из пористого материала, постоянно смоченного дистиллированной водой. Температура в увлажнителе и баке контролировалась спиртовыми термометрами (4 и 7). Насадка для отбора проб воздуха укреплялась в окне са-

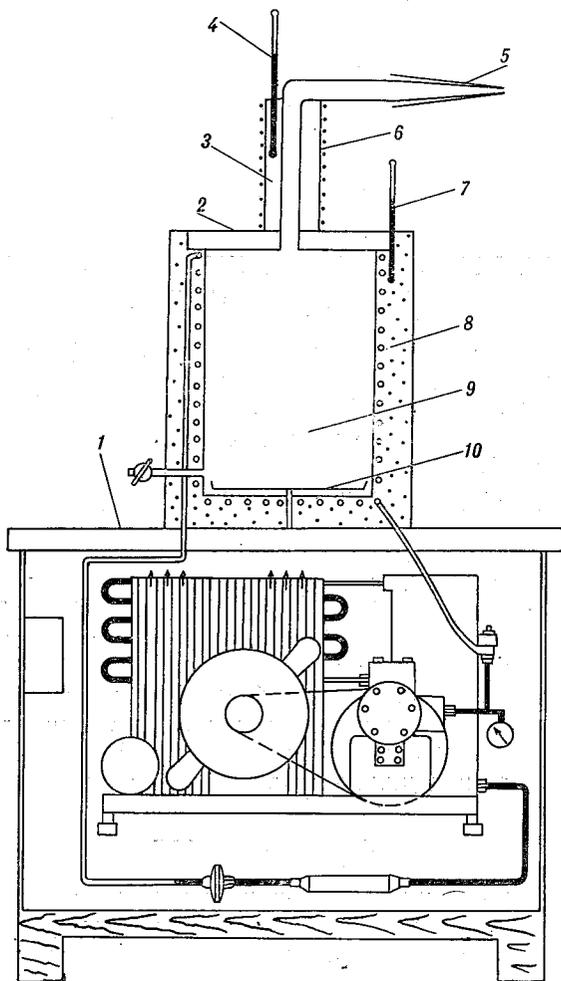


Рис. 1. Схема установки.

молета на расстоянии 35 см от борта входным отверстием навстречу потоку. При скорости самолета 300 км/час конструкция насадки обеспечивала скорость потока в увлажнителе не более 0,75 м/сек., с точностью $\pm 0,02$ м/сек., гарантируя наиболее эффективный захват частиц и выдержку, необходимую для того, чтобы воздух принял температуру камеры.

Результаты измерений

За весь период наблюдений было сделано 134 измерения концентрации льдообразующих ядер при температуре рабочего объема -20° на различных высотах над поверхностью земли, при различных метеорологических условиях.

Измерения производились во время вертикальных зондирований через 0,4—0,6 км. Результаты измерений представлены в виде таблицы и рисунков. В табл. 1 внесены максимальные, минимальные и средние значения концентрации льдообразующих ядер, число измерений, высота и температура кристаллизации облаков, максимальная высота верхней границы облаков и температура на этом уровне.

27 мая в 10 час. вертикальная мощность кучевых облаков над Волгоградом была 1,7 км, к 12 ч. 35 м. она увеличилась до 2,6 км, а в 13 час. достигла уже 4,3 км; кристаллизация вершин происходила на уровне 5,3 км при температуре $-13,2^{\circ}$, а при выпадении кристаллов из слоя Cs, расположенного над полем кучевых облаков, на уровне 4,7 км при температуре $-9,3^{\circ}$. Средняя концентрация льдообразующих ядер в слое 0,2—5,4 км составляла 7,25 частиц на 1 л, или $7,25 \text{ л}^{-1}$.

30 мая развитие кучевых облаков в районе Урюпинска началось в 11 час., в 12 час. отдельные вершины достигали высот 5,3, 6 и 8 км. Кристаллизация отмечена при температурах -12 , -13° . Средняя концентрация льдообразующих ядер в слое 2,2—5,3 км равна $6,56 \text{ л}^{-1}$.

31 мая в 11 час. в районе Урюпинска наблюдались Сб с верхней границей на высоте 5 км, а в 13 ч. 25 м. в районе Воронежа во время вертикального зондирования атмосферы отмечена кристаллизация вершин с верхней границей на высоте 4,3 км за счет выпадения кристаллов из Cs, а также на высоте 5,3 км при температуре $-12,3^{\circ}$. Нижняя граница основного поля 0,7 км. Величина средней концентрации льдообразующих ядер в слое 0,7—6 км составляла $6,23 \text{ л}^{-1}$.

3 июня в 11 ч. 45 м. в Волгограде отмечены 9 баллов Сб и дождь. Вертикальное зондирование производилось в районе Серафимовича до высоты 5,5 км (температура $-11,7^{\circ}$), где наблюдалось выпадение кристаллов, выше находились плотные Cs, сквозь которые слабо просвечивало солнце. Средняя концентрация льдообразующих ядер была $3,89 \text{ л}^{-1}$ в слое 0,2—5,5 км.

4 июня в 10 час. в районе Серафимовича — дождь из Сб. При вертикальном зондировании с 12 до 13 час. отмечены тонкие слои As и Ac на высотах 3—3,4 км и кристаллические остатки от наковален, а в поле зрения гряды Si cong., развивающиеся в Сб. Уровень кристаллизации отмечен на высоте 6,4 км при температуре $-11,9^{\circ}$. Средняя концентрация льдообразующих ядер в слое 1,6—6,4 км равна $4,70 \text{ л}^{-1}$.

5 июня в 10 ч. 17 м. при взлете в Волгограде наблюдались Сб и дождь, а в 10 ч. 45 м. отмечена кристаллизация Si cong.

Результаты измерений концентрации атмосферных льдообразующих ядер в полетах над Поволжьем в мае—июне 1966 г.

Дата	Время исследования, час. мин.	Концентрация, л ⁻¹			Число измерений	Высота кристаллизации облаков, км	Температура на уровне кристаллизации, °С	Максимальная высота верхней границы конвективных облаков, км	Температура на уровне верхней границы, °С
		минимальная	максимальная	средняя					
27 V	9 55—16 16	1,30	16,50	7,25	11	5,3	-13,2	5,9	-16,4
30 V	9 54—19 28	2,90	10,40	6,56	8	5,5	-13,0		
31 V	10 09—18 55	2,10	9,60	6,23	11	4,3—5,3	-5,4—12,3	Около 7	
1 VI	13 24—16 14	0,55	2,14	1,49	9	—		2,5	+3,0
3 VI	11 45—17 59	1,04	11,40	3,89	11	—		Выше 5,5	
4 VI	10 03—15 55	1,19	6,68	4,70	11	6,4	-11,9	Выше 6,4	
5 VI	9 52—18 17	2,00	20,00	8,60	11	5,9	-9,7	Выше 6,3	
6 VI	12 07—16 18	1,00	10,00	2,51	10	6,0	-12,0	Выше 6,0	
7 VI	10 50—14 29	0,74	8,70	4,20	10	4,9	-5,8	Выше 5,4	
9 VI	14 02—19 47	0,09	0,13	0,10	11	—	—	5,9	-14,4
12 VI	12 10—21 15	0,31	25,00	4,10	10	4,6	-12,4	4,6	-12,4
14 VI	9 58—20 10	0,50	2,50	1,21	11	5,2	-15,0	Выше 5,2	
15 VI	10 21—18 10	1,84	5,84	3,16	10	5,1	-18,2	До 8,0	

в районе Серафимовича при температуре $-9,7^{\circ}$ на высоте 5,9 км. Средняя концентрация льдообразующих ядер в слое 0,8—6 км составила $8,60 \text{ л}^{-1}$.

6 июня в 12 ч. 45 м. севернее Волгограда наблюдались *Ci cong.*, развивающиеся в *Cb*. В 13 ч. 26 м. в районе Солодников отмечена кристаллизация примерно на уровне 6 км (температура -12°), а в 14 ч. 55 м. в районе Сухотинской (на 100 км севернее Элисты) кристаллизовались облака небольшой вертикальной мощности (от 1,5 до 2 км) с нижней границей на уровне 3,8 км. Осадки, выпадавшие из этих облаков, не доходили до земли. Средняя концентрация льдообразующих ядер в этот день в слое 0,4—5 км была равна $2,51 \text{ л}^{-1}$.

7 июня в 11 ч. 22 м. верхняя граница кучевых облаков в районе Волгограда была 2,3 км, в 11 ч. 34 м. 3,5 км, в 11 ч. 52 м. 4,7 км, а в 11 ч. 55 м. на высоте 4,9 км (температура $-5,8^{\circ}$) отмечена нижняя граница наковальни и выпадающий из нее снег. В 12 ч. 14 м. в районе Иловлинской зарегистрирована гроза. Средняя концентрация льдообразующих ядер в слое 0,8—5,1 км составляла $4,20 \text{ л}^{-1}$.

12 июня в 13 час. над Сиротинской (в 8,5 км к северо-западу от Волгограда) верхняя граница основного поля кучевых облаков составляла 3 км (при нижней границе 2,3 км). В 13 ч. 27 м. в районе Михайловки (в 175 км к северо-западу от Волгограда) верхняя граница *Ci cong.* была 4 км, а параллельно курсу самолета приблизительно на расстоянии 100 км отмечена гряда *Cb*. В 15 ч. 48 м. в районе Елани в тонком слое *Ac* (верхняя граница 4,1 км) наблюдалось нижнее солнце при температуре на верхней границе $-12,4^{\circ}$. В 15 ч. 59 м. верхняя граница *Ci cong.*, переходящих в *Cb*, отмечена на высоте 4,6 км при температуре $-12,4^{\circ}$. Средняя концентрация льдообразующих ядер в слое 1,4—5,2 км равна $4,10 \text{ л}^{-1}$.

14 июня уже в 9 ч. 58 м. в районе Волгограда отмечены *Cb*. Кристаллизация вершин *Ci cong.* наблюдалась на высоте 5,2 км при температуре -15° . Средняя концентрация льдообразующих ядер $1,21 \text{ л}^{-1}$ в слое 0,7—6 км.

15 июня в 12 ч. 15 м. в районе Михайловки (западнее Волгограда) на высоте 5,1 км самолет пересек гряду вымывающихся *Cb*, верхняя граница которых по сообщению с бортов высотных самолетов достигала 8 км. Средняя концентрация льдообразующих ядер в слое 0,8—5 км $3,16 \text{ л}^{-1}$.

Таким образом, все перечисленные дни могут быть объединены по общему признаку — развитию кучевых облаков и интенсивной кристаллизации их в стадии *Ci cong.* Исключение составляет 1 июня, когда развитие облаков ограничилось стадией *Ci med.*, и 9 июня, когда облака прекратили развиваться на стадии *Ci cong.* без дальнейшей трансформации в *Cb*. Этот случай требует особого внимания.

Наблюдения, проведенные 9 июня в период 14—16 час. на участке Серафимович—Клетская, показали, что во всем поле облаков с отдельными вершинами, достигающими высоты 5,3 км

(температура $-10,2^\circ$), отсутствует кристаллизация. Верхняя граница основного поля была 2,5 км, нижняя 2 км. Концентрация естественных льдообразующих частиц, измеренная в этот период на высотах 5,4, 5,5 и 5,7 км, была равна соответственно 0,09, 0,12 и 0,09 л⁻¹ (рис. 2). В 16 час. 13 м. в районе Серафимовича было произведено воздействие AgJ на вершину Си song. с верхней границей 5,3 км и температурой у верхней границы $-10,2^\circ$. В результате был вызван сильный дождь в зоне площадью 80 км² на высоте 1,9 км над поверхностью земли. Наблюдения за зоной дождя велись до 17 ч.

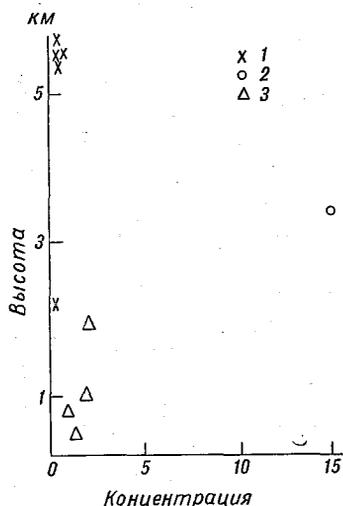


Рис. 2. Вертикальный профиль концентрации ядер на 1 л, активных при $2-20^\circ$ 9 июня 1966 г.

1 — до воздействия, 2 — после воздействия, 3 — в дожде.

1 — до воздействия, 2 — после воздействия, 3 — в дожде. «сеянной» гряды облаков, она составляла 14,95 л⁻¹. При проходе через зону искусственно вызванных осадков площадью 400 км² сделаны еще два измерения концентрации в районе Нижние Липки на высоте 1 км в 18 ч. 43 м. (1,80 л⁻¹) и на высоте 0,52 км в 19 ч. 00 м. (1,35 л⁻¹). Таким образом, в дни, когда наблюдалась интенсивная кристаллизация облаков при температурах от $-5,8^\circ$ до -14° , средние значения концентрации льдообразующих ядер колебались в пределах 1—9 ядер на литр. При более низкой концентрации (0,1 л⁻¹) естественная кристаллизация отсутствовала.

С известной степенью осторожности можно предположить, что для процесса осадкообразования решающее значение имеет не только степень подготовленности облака — его мощность и температура, но и содержание ядер в воздухе. По-видимому, существуют какие-то пороговые значения концентрации льдообразующих ядер, ниже которых процесс естественной кристаллизации облаков (по

22 м. Концентрация льдообразующих ядер, измеренная в районе Клетской в 16 ч. 55 м. на высоте 1,8 км и в 17 ч. 15 м. на высоте 0,76 км, в зоне дождя была равна 2,20 и 0,90 л⁻¹ соответственно. При перелете по маршруту Клетская—Михайловка была замерена концентрация льдообразующих ядер на высотах 2,4, 4,0 и 5,5 км и получены значения 0,12, 0,13 и 0,09 л⁻¹.

В районе Михайловки произведены воздействия на гряды облаков с четырьмя вершинами Си song., имеющими верхние границы 5,9 (температура $-14,4^\circ$), 5,5 ($-11,8^\circ$), 5,1 ($-8,2^\circ$) и 5,0 км ($-7,5^\circ$).

Самолет прошел по курсу 240° , и с 18 ч. 19 м. до 18 ч. 23 м. в каждую из вершин было произведено по одному выстрелу пиропатроном, содержащим 13 г AgJ. В 18 ч. 30 м. при спуске для наблюдений за результатом воздействия на высоте 3,3 км была измерена концентрация льдообразующих ядер с подветренной стороны от «за-

крайней мере до температуры -14°) не может осуществляться. Несколько неожиданным является увеличение концентрации в осадках по сравнению с концентрацией естественных ядер в свободной атмосфере без осадков, так как вымывание ядер осадками должно приводить к уменьшению содержания ядер в воздухе. В этом случае средняя концентрация естественных ядер в слое 1,2—5,7 км составляла $0,10 \text{ л}^{-1}$ (до воздействий), а в дожде $1,56 \text{ л}^{-1}$, тогда как 31 мая и 5 июня при средней концентрации атмосферных ядер 6,23 и $8,60 \text{ л}^{-1}$ концентрация ядер в дождях была равна 2,20 и

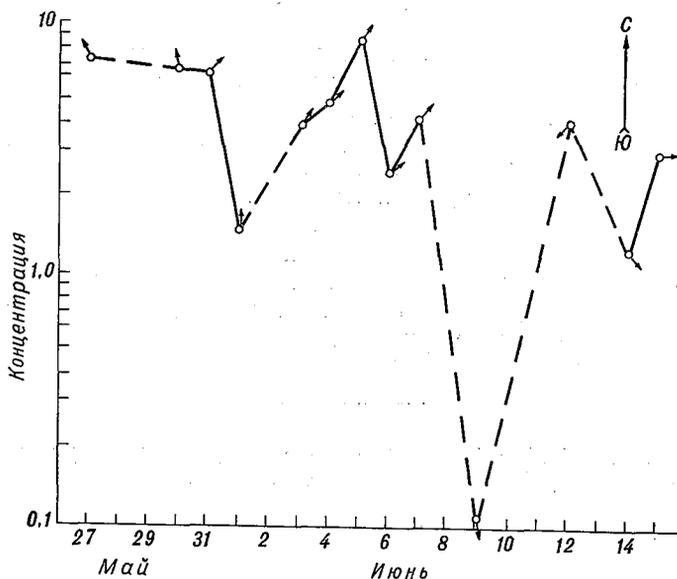


Рис. 3. Изменение концентрации льдообразующих ядер с 27 мая по 15 июня 1966 г.

$2,50 \text{ л}^{-1}$. На фоне низких значений концентрации, характерных для 9 июня, выделяется концентрация, измеренная через 7—11 мин. после воздействия. Она на два порядка выше максимального из значений, измеренных до воздействия. Это и факт увеличения содержания ядер в осадках можно, по-видимому, объяснить тем, что льдообразующие ядра, полученные при возгонке AgI , не все «усваиваются» облаком, часть их выбрасывается из облака и рассеивается в окружающем пространстве. Скорость распространения введенных в облако частиц, зависящая в общем случае от местоположения источника в облаке, скорости турбулентных потоков и скорости ветра, в данном случае превышала 4 м/сек .

На рис. 3 изображающем ход изменений средней величины концентрации льдообразующих ядер в дни исследований, маленькими стрелочками показано направление ветра на уровне 700 мб.

Малое число случаев наблюдений не позволяет сделать твердых выводов относительно зависимости концентрации ядер от

направления ветра, однако дает некоторое представление о характере воздушной массы, в которой проводились исследования по трассе Волгоград—Михайловка—Урюпинск—Воронеж. До 9 июня в воздушных массах, пришедших из степных и пустынных районов Казахстана и Средней Азии, а также районов Кавказа, Украины, Средиземного и Черного морей, содержание ядер колебалось в пределах 1,40—8,4 в литре. Затем отмечался резкий минимум 9 июня (0,10 л⁻¹), совпадающий с интенсивным затоком холодного воздуха из бассейнов Карского и Баренцева морей по ложбине с осью, направленной на Черное море, через Урал, Поволжье и Восточную Украину.

12 июня наблюдается увеличение концентрации до 4,10 ядер на литр, связанное с северо-восточным переносом, затем снова падение до 1,20 ядер на литр при северо-западном направлении и, наконец, увеличение до 3,16 ядер на литр при западном переносе. Безусловно, величина концентрации льдообразующих ядер определяется свойствами воздушной массы, несущей ядра. В описываемых экспериментах в воздушных массах, проходящих над пустынными и степными районами Средней Азии и Казахстана, концентрация льдообразующих ядер на 1—2 порядка выше концентрации, измеренной в воздушной массе, поступившей из полярных районов Европейской территории Союза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bigg E. K. und Meadl, Continuous automatic recording of ice nuclei Bull. de l'obs du Puy de Dome, 4, 125, 1959.

Н. Ф. КОТОВ

МОЗАИЧНАЯ СИСТЕМА РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ИНФОРМАЦИИ

Введение

Для определения водных запасов облаков и их климатических характеристик в различных районах СССР необходимо привлекать создаваемую сеть радиолокационных станций штормоповещения. С этой целью предпринята разработка методики получения на МРЛ-1 радиолокационной информации не только оперативного, но и режимного характера.

Технология получения комплекса радиолокационной информации оперативного характера включает в себе процессы получения дискретных радиолокационных измерений полей радиоэхо, первичной обработки данных, их анализа и способа представления этих данных для использования в готовом виде в практике метеорологического обслуживания аэропортов и синоптических служб. Наибольшая оперативность в обслуживании последних обеспечивается автоматизацией процессов наблюдения и обработки и рационализацией представления готовых результатов конкретным потребителям.

Технология получения комплекса радиолокационной информации режимного характера включает в себе процессы радиолокационных измерений по общепринятой методике и представления их результатов в микрофильмированном виде, удобном для хранения их, ручной и машинной обработки. Машинная обработка проходит в двух направлениях: по линии интеграции буквенных знаков (пространственная интеграция) и по линии интеграции наблюдаемых отражений на каждой элементарной площадке за определенный период наблюдений (временная интеграция). Дальнейшая обработка может происходить с помощью обычных цифровых вычислительных машин, так как сами расчеты значительно проще их программирования.

Мозаичная система радиолокационных изображений

Предлагается способ получения мозаичной системы радиолокационных изображений, заключающийся в том, что радиолокационное изображение на экране ИКО фотографируется через буквенную решетку (рис. 1), расположенную в непосредственной бли-

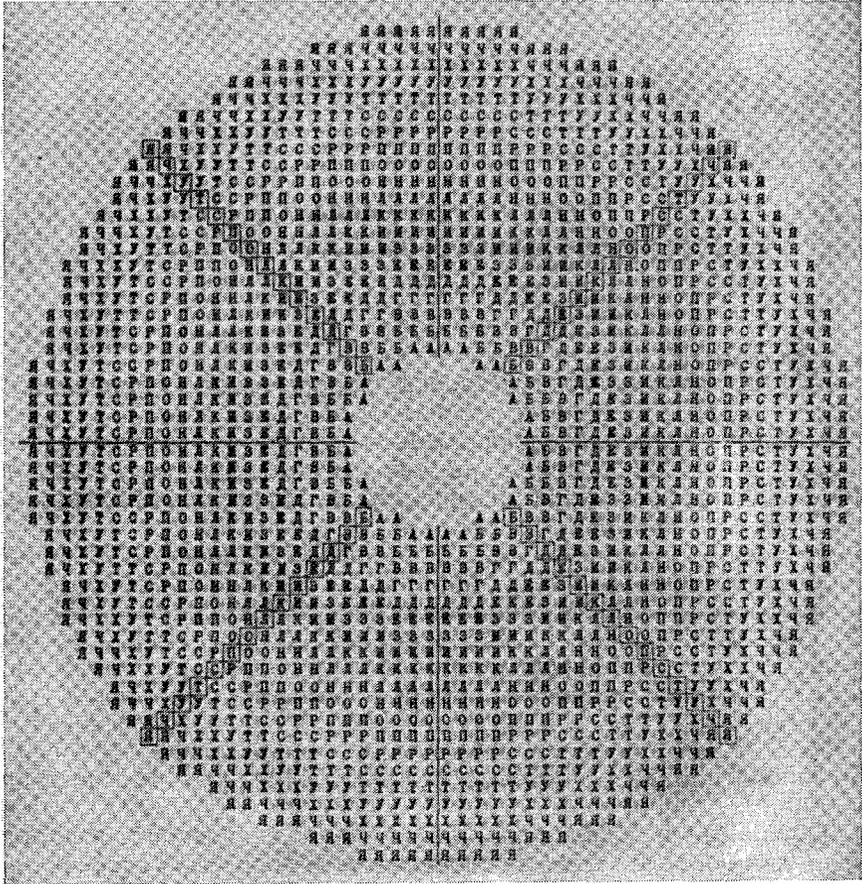


Рис. 1. Буквенная решетка.

зости от киноплёнки, на которой радиолокационное изображение уже фиксируется в виде мозаики буквенных символов. Более рациональным решением этого способа является изготовление электроннолучевых трубок со специальным покрытием экрана в виде буквенной решетки.

Каждый символ (буква) занимает определенную площадь, положение центра которой является функцией дальности, высоты, по-

правки к высоте, на кривизну земли и рефракцию радиоволн, поправки к площади и объему очагов радиоэхо.

На рис. 2 представлен образец кадра в негативном виде, т. е. таким, каким он запечатлен на пленке. Легко видеть, что если в непосредственной близости от пленки будет находиться буквенная решетка, показанная на рис. 1 в позитивном виде, то само радиолокационное изображение представится в виде буквенных знаков, расположенных в соответствии с характером радиолокацион-

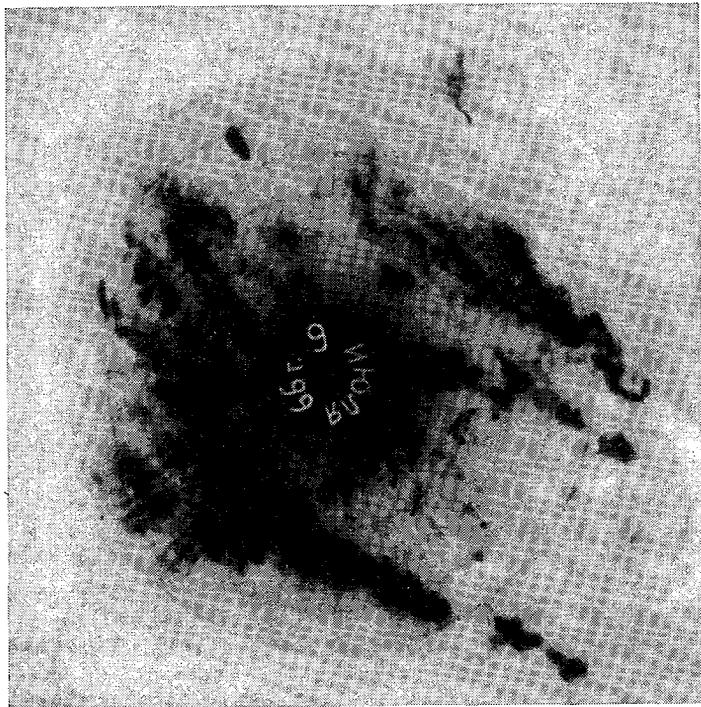


Рис. 2. Фотография экрана радиолокатора.

ных изображений (рис. 3). Иначе говоря, радиолокационные изображения очагов радиоэхо будут попадать на кинопленку только через буквенную решетку.

Применение мозаичной системы радиолокационных изображений позволит производить обработку первичной радиолокационной информации, получаемой в микрофильмированном виде, непосредственно на ЭВМ типа ЧАРС — читающий автомат с регистром сдвига.

Применение логарифмического усилителя позволяет получить засветку кинопленки в зависимости от интенсивности отраженного сигнала. Применение ступенчатого усилителя позволит получить

радиолокационные отражения с фиксированной яркостью 3—4 ступени, что даст возможность получить не только пространственные, но и физические характеристики полей очагов радиоэхо.

Основное преимущество предлагаемой мозаичной системы радиолокационных изображений заключается в том, что выборка и анализ отраженных сигналов производится сразу по всей длине развертки и для кругового обзора всей исследуемой поверхности

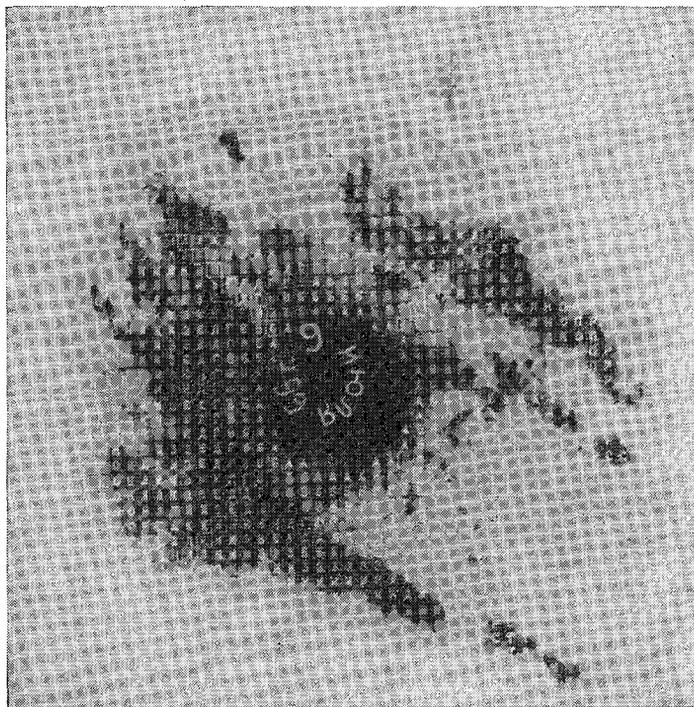


Рис. 3. Фотография экрана с наложенной буквенной решеткой.

достаточно одного оборота антенны. Необходимо отметить, что это достигается без стробирующих приставок и дополнительных устройств с трубками электронной памяти, что значительно упрощает и удешевляет схему и делает ее устойчивой и надежной в работе. Кроме того, сокращается время цикла наблюдений до 5—7 мин. Объем же первичной радиолокационной информации, получаемой в готовом для машинной обработки микрофильмированном виде, позволяет получить пространственные и физические характеристики очагов радиоэхо как для всей наблюдаемой территории, так и для отдельных ее частей.

Если радиолокационные наблюдения проводятся методом кругового обзора при различных углах возвышения антенны ϵ_n , то для ускорения цикла наблюдений и большей точности измерений

необходимо использовать систему углов возвышения антенны, предложенную в [1] и рассчитанную по формуле

$$\varepsilon_n = \arctg(b^n), \quad (1)$$

где

$$b = \frac{\operatorname{tg} \varepsilon_n}{\operatorname{tg} \varepsilon_{n+1}} = 0,85 \text{ при } \varepsilon_0 = 45^\circ.$$

В масштаб развертки вводится поправка

$$K = \cos \varepsilon_n, \quad (2)$$

чтобы получить радиолокационное изображение в координатах L α , где L — горизонтальная дальность, а α — азимут.

Квантование площади обзора, как это видно из предлагаемой нами буквенной решетки (рис. 1), произведено на 1888 квадратных площадках. При наблюдениях в масштабе развертки 100 км размеры этих площадок будут 4×4 км². При изменении масштаба развертки в m раз величина элементарных площадок соответственно изменится в m^2 раз. Если при этом система углов возвышения антенны остается неизменной, то программа первичной машинной (и ручной) обработки остается независимой от масштаба наблюдений.

Квантование радиолокационных данных по углу места, расстоянию и высоте

При проведении количественных измерений пространственных характеристик полей облаков и осадков необходимо заранее рассчитать точность предстоящих измерений, пользуясь формулами теории ошибок. Это позволяет выяснить количество времени и средств для достижения необходимой точности результатов измерений по каждому аргументу, установленной по принципу равных влиний.

Ошибки квантования измеряемых величин, по существу, являются ошибками округлений и потому представляют собой случайные и подчиняющиеся закону равномерного распределения [2] ошибки.

В расчетах геометрических размеров очагов радиоэхо используется основное уравнение,

$$H = L \operatorname{tg} \varepsilon, \quad (3)$$

которое дает связь между высотой H , горизонтальной дальностью L и углом возвышения антенны ε . В наших расчетах частные производные остаются практически постоянными в пределах изменения аргументов на величины их ошибок, поэтому соотношения между средними квадратическими ошибками σ функции и аргументов будут такими же, как и для линейной функции,

$$\sigma_H^2 = \operatorname{tg}^2 \varepsilon \sigma_L^2 + \frac{L^2}{\cos^4 \varepsilon} \sigma_\varepsilon^2. \quad (4)$$

Применяя принцип равных влияний, получаем

$$\frac{\sigma_H^2}{2} = \operatorname{tg}^2 \varepsilon \cdot \sigma_L^2 = \frac{L^2}{\cos^4 \varepsilon} \sigma_\varepsilon^2. \quad (5)$$

Следовательно,

$$\left| \frac{\sigma_H}{\sqrt{2}} \right| = |\operatorname{tg} \varepsilon \cdot \sigma_L| = \left| \frac{L}{\cos^2 \varepsilon} \sigma_\varepsilon \right|. \quad (6)$$

Между σ_L и σ_ε получается следующее соотношение:

$$\sigma_L = \frac{2L}{\sin 2\varepsilon} \sigma_\varepsilon. \quad (7)$$

Применяем систему углов возвышения антенны, рассчитанную по (1),

$$\operatorname{tg} \varepsilon_n - \operatorname{tg} \varepsilon_{n+1} = \operatorname{tg} \varepsilon_n (1 - b) = \frac{\sin (\varepsilon_{n+1} - \varepsilon_n)}{\cos \varepsilon_n \cdot \cos \varepsilon_{n+1}},$$

откуда

$$(1 - b) = \frac{4\sigma_\varepsilon}{\sin 2\varepsilon_n}. \quad (8)$$

Подставляя (8) в (7), имеем

$$\sigma_L = \frac{L}{2} (1 - b),$$

а так как $b = 0,85$, то

$$\sigma_L = 0,075L. \quad (9)$$

Предельная ошибка округления равна

$$\alpha = \sqrt{3} \cdot 6,$$

а следовательно, $\alpha_L = 0,13L$, т. е. в нашем случае допустимое квантование горизонтальной дальности при изменении L от 20 до 100 км заключается в пределах 2,6—13,0 км.

Характер квантования по высоте получаем из соотношения

$$\frac{\sigma_H}{\sqrt{2}} = \operatorname{tg} \varepsilon \cdot \sigma_L \quad (10)$$

или

$$\frac{\sigma_H}{H} = \sqrt{2} \frac{\sigma_L}{L}. \quad (11)$$

Кроме этих соотношений характера квантования, необходимо принять во внимание физическое обоснование квантования и удобства обработки радиолокационных данных. Последнее обстоятельство говорит о необходимости выбора одного определенного размера квантования по всей площади. Для того чтобы избежать увеличе-

ния ошибок, необходимо принять минимальное расстояние по L , г. е. 2,6 км, что соответствует размерам элементарной площадки $2,6 \times 2,6$ км². Это находится в согласии с данными работы [3]. Для удобства обработки радиолокационных данных, полученных при круговом обзоре территории с радиусом 100, 50, 25 км, нами выбраны размеры квантования по длине соответственно 4×4 , 2×2 , 1×1 км², что обеспечивает единый алгоритм обработки при указанных масштабах обзора.

Схема расчета пространственных радиолокационных характеристик конвективных облаков

При фотографировании радиолокационного изображения с экрана ИКО обычно экспозиция выбирается равной одному или нескольким полным оборотам развертки. Этим достигается равномерность экспонирования по азимуту. Однако линейные скорости различных частей развертки будут разные и равномерности в экспонировании по дальности мы не получим. Все таким образом экспонируемые фотограммы получаются искаженными вследствие неравномерности в экспонировании. При максимальных дальностях экспозиция получается в 5 раз меньше, чем при минимальных (если не принимать во внимание эффект послесвечения, который вносит свои искажения и по азимуту, и по дальности, но они являются величинами второго порядка малости). Это явление практически не выяснено. Выбирают какую-то среднюю экспозицию, в результате чего ближние и дальние зоны экрана получают большую или меньшую, чем следует, экспозицию.

Возможно, что это обстоятельство не скажется существенным образом на пространственных характеристиках радиоэхо, но может свести к нулю применение ступенчатого усилителя, с помощью которого одновременно с пространственными характеристиками можно получить и физические характеристики радиоэхо. Кроме того, вероятно, получают потери информации на больших дальностях, так как именно здесь экспозиция будет минимальной. Эти потери частично могут компенсироваться введением поправочных множителей в величины площади и объема радиоэхо, полученных по нашему методу [4, 5].

Оставляя в стороне вопросы улучшения радиолокационных фотограмм с помощью приставки R^2 и кругового фотоклина, проанализируем методику обработки данных при круговом обзоре под разными углами возвышения антенны. Ограничимся пока получением только пространственных характеристик радиоэхо.

Будем говорить о радиолокационном измерении количества конвективных облаков над территорией около 30 000 км².

Говоря о пространственных характеристиках этого единственного элемента, наблюдаемого над большой территорией, имеют в виду его интегральные пространственные характеристики: суммарный объем над всей территорией, суммарные площади на

разных высотах, общий вертикальный профиль и его экстремальные высоты.

Необходимость введения соответствующих поправок на площадь и объем заставляет при обработке фотограмм прибегать к делению всей территории на зоны для удобства введения поправок на дальность. Здесь лучше и точнее было бы пользоваться полярной системой координат, но последняя неудобна как для машинной, так и для ручной обработки фотограмм. Поэтому квантование территории мы производим используя прямоугольную систему координат, но наименование элементарных площадок производим в соответствии с их удалением от РЛС.

Таблица 1 дает схему расчета. Горизонтальные строки соответствуют различным значениям индекса вертикального угла n антенны, а столбцы поименованы буквенными знаками от А до Я. Подсчитываем на том или ином кадре пленки число одинаковых буквенных знаков и записываем в соответствующие столбцы их суммы. Значениями этих сумм заполняется строка, соответствующая данному кадру по индексу вертикального угла. Это основная трудоемкая операция, которая может быть выполнена машиной.

Если обработка производится для научно-исследовательских целей, то такой подсчет буквенных символов можно провести и ручным способом. Для этого нами сконструировано и изготовлено считающее устройство, состоящее из механического контакта и счетчика контактов. Достаточно прикоснуться к экрану микрофото, на который проектируется увеличенное изображение кадра пленки, и счетчик будет суммировать число выбираемых буквенных символов. Заполнением таблицы схемы расчета заканчивается первая, наиболее трудоемкая стадия обработки фотограммы.

В табл. 1 даны пунктиром диагональные линии. Все буквенные символы, заключенные между двумя такими смежными линиями, относятся к одной и той же высоте, указанной в столбце H . Следовательно, для определения площади радиоэхо на этой высоте необходимо просуммировать произведения сумм клеточек на поправочный множитель $\lambda/6\pi$, стоящий в том же столбце, и полученную величину площади S в процентах занести в соответствующий столбец на строку соответствующей высоты H . Определив простым суммированием произведений всех компонентов суммарных площадей на различных высотах, легко определяем максимальную площадь радиоэхо и высоту, на которой она наблюдается, а также и максимальную высоту, до которой распространяется радиоэхо.

Вычисление суммарных объемов производится следующим образом. Поскольку измеряемая площадь представлена на фотограмме, разделенной на элементарные площадки, обозначенные буквенными символами, представляется целесообразным свести процесс вычисления суммарного объема к подсчету этих площадок, с учетом вертикальной мощности радиоэхо над ней.

Выберем i -тую элементарную площадку. Буквенный символ определяет горизонтальную дальность L_i до ее центра. Тогда вер-

Схема расчета радиолокационных пространственных характеристик

		02	03	03	04	06	07	09	11	13	16	20	24	28	34	41	49	59	70	83	98								
		А	Б	В	Г	Д	Е	З	И	К	Л	Н	О	П	Р	С	Т	У	Х	Ч	Я								
		05	05	06	07	08	09	10	11	13	15	17	19	22	25	28	32	36	41	47	53	197							
S%	Hкм	m	1					2					3					4					5					160,6 _m	U _m
0,2	1																					6							
																							7						
																							8						
0,5	2																						9	2,1					
																							10						
																							11						
0,8	3																						12	2,1					
																							13						
																							14						
1,1	4																						15	2,1					
																							16						
																							17						
1,4	5																						18	2,1					
																							19						
																							20						
1,7	6																						21	2,3					
																							22						
																							23						
2,0	7																						24	2,7					
																							25						
																							26						
2,3	8																						27	3,2					
																							28						
																							29						
2,7	9																						30	3,7					
																							31						
																							32						
3,2	10																						33	4,4					
																							34						
																							35						
3,7	11																						36	5,1					
																							37						
																							38						
4,4	12																						39	6,1					
																							40						
																							41						
5,1	13																						42	7,1					
																							43						
																							44						
6,0	14																						45	8,4					
																							46						
																							47						
7,1	15																						48	9,9					
																							49						
																							50						
8,3	16																						51	11,5					
																							52						
																							53						
9,8	17																						54	13,5					
																							55						
																							56						
11,4	18																						57	16,0					
																							58						
																							59						
13,5	19																						60	18,9					
																							61						
																							62						
15,9	20																						63	22,4					
																							64						
																							65						
18,7	21																						66						
																							67						
																							68						
																							69						
																							70						
																							71						
																							72						
																							73						
																							74						
																							75						
																							76						
																							77						
																							78						
																							79						
																							80						
																							81						
																							82						
																							83						
																							84						
																							85						
																							86						
																							87						
																							88						
																							89						
																							90						
																							91						
																							92						
																							93						
																							94						
																							95						
																							96						
																							97						
																							98						
																							99						
																							100						

тикальная мощность объема радиоэхо над этой площадкой будет

$$\begin{aligned}
 H_i &= 0,5 [(tg \varepsilon_{m+1} - tg \varepsilon_m) + (tg \varepsilon_m - tg \varepsilon_{m-1})] = \\
 &= 0,5 (tg \varepsilon_{m+1} - tg \varepsilon_{m-1}) \cdot L_i = K_m \cdot L_i.
 \end{aligned}
 \quad (12)$$

Элементарный объем радиоэхо, наблюдаемый под углом ε_m над этой площадкой, будет

$$v_i = SH_i = SK_m \cdot L_i,$$

где S — величина элементарной площадки, например 4×4 км².

Вводя поправку на объем, получаем

$$v_i = S \lambda_i L_i K_m.$$

Обозначим число элементарных объемов, находящихся на расстоянии L_i и наблюдаемых под углом ϵ_m , через a_{im} .

Тогда

$$v_{im} = S K_m \lambda_i L_i a_{im}.$$

Суммарный объем v_m , наблюдаемый под углом ϵ_m , будет

$$v_m = S K_m \sum_i a_{im} \lambda_i L_i. \quad (13)$$

Полный суммарный объем v радиозоно, наблюдаемый под всеми углами, равен

$$v = S \sum_m K_m \sum_i a_{im} \lambda_i L_i. \quad (14)$$

В первой строке табл. 1 приведены значения $0,1 \lambda_i L_i$, при этом значение K_m увеличено в $10S = 160$ раз. В последнем столбце v_m записывается суммарный объем, равный

$$0,1 \sum_i a_{im} \cdot \lambda_i L_i.$$

Полный объем получаем, складывая произведение чисел, стоящих в двух последних столбцах:

$$v = \sum_m 160 K_m \cdot 0,1 \sum_i a_{im} \cdot \lambda_i L_i = S \sum_m K_m \sum_i a_{im} \cdot \lambda_i L_i,$$

т. е. то же, что в (14).

При необходимости получить суммарный объем, ограниченный высотами H , суммирование производят только между диагональными линиями, соответствующими этим высотам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Котов Н. Ф. Радиолокационный метод получения горизонтального разреза очагов радиозоно на заданной высоте при активных воздействиях на облака. — Труды ГГО, 1967, вып. 202.
2. Бурмистров Г. А. Основы способа наименьших квадратов. М., Госгеолтехиздат, 1963.
3. Анчугова Р. А., Морозова Т. И. О временной и пространственной изменчивости ливневых осадков по данным радиолокационных наблюдений. — Труды ГГО, 1966, вып. 186.
4. Анчугова Р. А., Котов Н. Ф., Морозова Т. И. К вопросу о радиолокационном измерении количества конвективных облаков на больших площадях. — Труды ГГО, 1969, вып. 239.
5. Анчугова Р. А., Иванова Т. В., Котов Н. Ф. Измерение суммарных площадей и объемов радиозоно от конвективных облаков на больших площадях. См. наст. сборник.

Р. А. АНЧУГОВА, Т. В. ИВАНОВА, Н. Ф. КОТОВ

ИЗМЕРЕНИЕ СУММАРНЫХ ПЛОЩАДЕЙ И ОБЪЕМОВ ОЧАГОВ РАДИОЭХО ОТ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ НА БОЛЬШИХ ПЛОЩАДЯХ

Введение

В работе [1], посвященной вопросу о радиолокационном измерении суммарных площадей и объемов радиоэхо от конвективных облаков на больших площадях, изложены целевая установка и методика исследования данного вопроса, а также методика статистической обработки радиолокационной информации, применявшаяся в 1966 г. В данной работе, которая является продолжением и развитием предыдущей, используется большой объем радиолокационной информации за 1967 г., полученной с помощью той же радиолокационной аппаратуры, той же методики наблюдений и обработки и на той же территории. Это дает возможность не только сопоставить результаты за 1966 и 1967 гг., но и уточнить методику на основе статистической обработки всего материала наблюдений за 1966 и 1967 гг.

Обзор и сопоставление объемов радиолокационной информации за 1966 и 1967 гг.

Летом 1966 г. радиолокационные наблюдения за полями облаков и осадков производились в течение 20 дней. За это время было выполнено 287 серий наблюдений. После выборки их по времени, территории и синоптическим условиям для статистической обработки осталось 178 серий наблюдений, по данным которых было составлено 356 цифровых карт высот верхних и нижних границ очагов радиоэхо.

Летом 1967 г. радиолокационные наблюдения проводились в течение 21 дня, но за это время было проведено 494 серии наблюдений. После соответствующей выборки в обработку вошли 223 серии наблюдений, по данным которых было составлено 446 цифровых карт.

Так как наблюдения проводились на территории радиусом от 20 до 100 км, разделенной на 10 восьмикилометровых кольцевых зон, пронумерованных от 3-й до 12-й, первоначальное суммирование площадей и объемов очагов радиоэхо производилось в пределах каждой кольцевой зоны квадрантов II и III (см. статью [1]) в отдельности. В табл. 1 представлены суммарные значения этих площадей S , причем индекс «1» относится к данным за 1966 г., а индекс «2» — к данным за 1967 г. Коэффициент перекрытия K показывает, сколько раз площадь указанной части кольцевой зоны перекрывалась очагами радиоэхо за наблюдаемый период времени.

Очевидно, $k = \frac{S}{16l}$, где l — число элементарных площадок размером 4×4 км².

Из табл. 1 видно, что значения суммарных площадей S_1 и S_2 как в квадранте II, так в квадранте III уменьшаются с увеличением дальности кольцевых зон. Например, значения S_1 и S_2 в 12-й кольцевой зоне в 2—3 раза меньше, чем в 3-й кольцевой зоне. Однако уменьшение S_1 идет быстрее, чем S_2 как в квадранте II, так и в квадранте III.

Для того чтобы учесть неодинаковость площадей кольцевых зон, перейдем к удельным значениям S , т. е. к коэффициентам перекрытия k_1 и k_2 . Характер изменения наблюдаемых площадей очагов радиоэхо с расстоянием в этом случае выступает нагляднее и резче. Коэффициенты перекрытия k_1 и k_2 с расстоянием уменьшаются на порядок величины, однако отношение $k_2/k_1 = S_2/S_1$ с расстоянием увеличивается как в квадранте II, так и в квадранте III; это говорит о том, что в условиях наблюдений 1966 г. уменьшение площадей наблюдаемых очагов радиоэхо с расстоянием шло быстрее, чем в 1967 г.

В табл. 2 приведены значения объемов V_1 и V_2 , определенных соответственно в 1966 и 1967 гг. Здесь мы также наблюдаем, что отношение V_2/V_1 увеличивается с расстоянием; это говорит о более быстром уменьшении объемов с расстоянием в условиях 1966 г.

Основное положение нашего метода, на котором основываются все дальнейшие расчеты, заключается в использовании такого объема радиолокационной информации, который обеспечивал бы равномерное распределение изучаемой характеристики по всей территории, над которой производятся радиолокационные наблюдения. Равномерность распределения по территории обеспечивается не только количеством, но и выборкой по времени наблюдений, территории и синоптическим условиям развития наблюдаемых облаков.

Выборка материала наблюдений по времени заключается в отборе серий наблюдений с интервалом не меньше 30 мин. Это обеспечивает независимость данных каждой серии наблюдений от других.

Выборка по территории обеспечивала однородность подстилающей поверхности, над которой производились радиолокационные наблюдения за полями облаков [1].

Таблица 1

№ кольцевой зоны	Квадрант II						Квадрант III						Квадранты II+III							
	0,01S ₁		0,01S ₂		K ₁		K ₂		$\frac{K_2}{K_1} = \frac{S_2}{S_1}$		0,01S ₁		0,01S ₂		K ₁		K ₂		$\frac{K_2}{K_1} = \frac{S_2}{S_1}$	
	0,01S ₁	0,01S ₂	K ₁	K ₂	$\frac{K_2}{K_1} = \frac{S_2}{S_1}$	0,01S ₁	0,01S ₂	K ₁	K ₂	$\frac{K_2}{K_1} = \frac{S_2}{S_1}$	0,01S ₁	0,01S ₂	K ₁	K ₂	$\frac{K_2}{K_1} = \frac{S_2}{S_1}$	0,01S ₁	0,01S ₂	K ₁	K ₂	$\frac{K_2}{K_1} = \frac{S_2}{S_1}$
3	179,5	184,6	56,1	57,7	1,03	141,1	158,5	44,1	49,5	1,12	320,6	343,1	50,2	53,6	1,07					
4	183,8	206,1	45,9	51,5	1,12	135,8	142,5	34,0	35,6	1,05	319,6	348,6	40,0	43,6	1,09					
5	195,0	224,3	38,1	43,8	1,15	129,4	164,3	25,3	32,1	1,27	324,4	388,6	31,6	37,9	1,20					
6	182,9	185,4	29,3	29,7	1,02	123,5	171,0	19,8	27,4	1,38	306,4	356,4	24,5	28,5	1,16					
7	150,7	152,2	21,4	21,6	1,01	99,4	153,4	14,1	21,8	1,54	250,1	305,6	13,1	21,7	1,22					
8	114,1	130,2	14,6	16,6	1,14	91,7	149,3	11,7	19,1	1,64	205,8	279,5	10,0	17,8	1,36					
9	95,5	115,0	11,2	13,6	1,22	77,3	114,4	9,1	13,5	1,48	172,8	229,4	10,0	13,5	1,35					
10	93,4	122,4	8,6	11,3	1,32	79,0	119,2	7,3	11,0	1,50	172,4	241,6	7,9	11,1	1,40					
11	67,1	89,4	6,4	8,3	1,30	57,0	96,3	5,3	9,0	1,70	126,1	185,7	5,9	8,7	1,48					
12	51,2	82,1	4,1	6,6	1,61	43,8	71,5	3,5	5,7	1,63	95,0	153,6	3,8	6,2	1,63					

Таблица 2

№ кольцевой зоны	Квадрант II				Квадрант III				Квадранты II+III					
	0,01V ₁		0,01V ₂		0,01V ₁		0,01V ₂		0,01V ₁		0,01V ₂		$\frac{V_2}{V_1}$	
	0,01V ₁	0,01V ₂	$\frac{V_2}{V_1}$	0,01V ₁	0,01V ₂	$\frac{V_2}{V_1}$	0,01V ₁	0,01V ₂	$\frac{V_2}{V_1}$	0,01V ₁	0,01V ₂	$\frac{V_2}{V_1}$	0,01V ₁	0,01V ₂
3	529,6	375,5	0,71	319,0	308,9	0,97	848,6	684,4	0,81					
4	562,9	464,3	0,83	359,0	313,4	0,87	921,9	777,8	0,84					
5	591,7	513,0	0,87	346,6	379,9	1,09	938,2	892,9	0,95					
6	531,7	423,7	0,80	298,9	361,5	1,21	830,6	785,2	0,94					
7	403,7	348,6	0,86	236,5	336,5	1,42	640,2	685,1	1,07					
8	299,8	308,1	1,03	219,7	316,2	1,44	519,5	624,2	1,20					
9	260,5	314,5	1,21	185,9	244,2	1,31	446,4	558,7	1,25					
10	251,8	349,7	1,39	190,1	276,5	1,45	441,9	626,2	1,42					
11	179,5	245,6	1,37	130,6	215,8	1,65	310,1	461,4	1,49					
12	120,6	252,8	2,11	102,1	178,6	1,76	222,7	431,4	1,94					

Выборка по синоптическим условиям предусматривала обработку результатов наблюдений подвижных очагов ливней и гроз теплого и холодного фронтов, имеющих большую площадь распространения.

Объемы статистической совокупности, полученные после произведенных выборок для двух участков территорий и двух сезонных периодов наблюдений в отдельности, очевидно, достаточны, так как показывают сходный характер распределения изучаемого признака.

В расчетах по нахождению эмпирической зависимости суммарных объемов очагов радиоэхо от расстояния, мы исходим из того, что они за наблюдаемый период распределены по территории равномерно. Проверкой этого положения может служить характер распределения сумм осадков, выпавших за периоды радиолокационных наблюдений, данные которых выбраны в статистическую обработку.

В табл. 3 приведены данные по суммарному количеству осадков на 19 метеостанциях, расположенных на исследуемой территории.

Таблица 3

Станция	Слой осадков, мм			Станция	Слой осадков, мм		
	1966 г.	1967 г.	1966—1967 гг.		1966 г.	1967 г.	1966—1967 гг.
Воейково	57,8	104,0	161,8	Бегуницы	77,8	79,7	157,5
Ленинград	62,2	54,9	117,1	Кронштадт	52,4	29,0	81,4
Петрокрепость	45,2	77,4	122,6	Лендовщина	110,0	75,7	185,7
Волхов	52,3	43,1	95,4	Назия	55,6	84,9	140,5
Ломоносов	82,9	62,5	145,4	Бабино	59,2	103,0	162,2
Кипень	49,6	49,4	99,0	Сумма	1267,6	1183,6	2451,2
Белогорка	50,9	50,0	100,9	Среднее	66,7	62,3	129,0
Волосово	59,5	62,9	122,4	Среднее квадратическое отклонение	24,4	21,6	36,0
Любань	90,8	40,2	131,0	Коэффициент вариации, %	36,6	34,5	27,8
Мга	119,2	67,9	187,1				
Тосно	106,6	69,6	176,2				
Новосаратовка	54,7	56,9	111,6				
Вырица	28,4	40,5	68,9				
Ропша	52,5	32,0	84,5				

Как указано в [1], методом изогьет был вычислен средний слой осадков в каждой кольцевой зоне; значения их q приведены в последней графе табл. 1. Среднее квадратическое отклонение количества осадков от среднего арифметического значения получилось равным 7%, а максимальное не превышало 14%.

Сравнивая данные о суммарном слое осадков на 19 метеостанциях, полученные в 1966 и 1967 гг., а также за двухлетний период 1966—1967 гг., мы по данным среднего квадратического отклонения и коэффициента вариации можем заключить, что распределение осадков в 1967 г. было равномернее, чем в 1966 г. Еще лучше дело обстоит с их распределением за двухлетний период.

Результаты статистической обработки радиолокационных данных за 1967 г.

Аналогично тому, как это было сделано в [1], приводим в табл. 4 результаты статистической обработки данных радиолокационных наблюдений за 1967 г. В графах 3, 6 и 9 приведены значения суммарных объемов очагов радиоэхо V для каждой кольцевой зоны, выраженные в км³. В графах 4, 7 и 10 даны значения удельных объемов очагов радиоэхо, т. е. объемов, отнесенных к элементарной площадке 16 км².

Величина y означает отношение зональных удельных объемов к удельному объему 3-й кольцевой зоны. Она показывает характер уменьшения объемов радиоэхо с расстоянием, который можно аппроксимировать выражением

$$\lg y = a + bi \quad (1)$$

или

$$y = 10^{a+bi}, \quad (2)$$

где i — номер кольцевой зоны, a и b — численные параметры.

Определяя значения a и b по методу наименьших квадратов, получим для квадрантов II, III и II+III соответственно:

$$y = 10^{0,320 - 0,092i}, \quad y = 10^{0,318 - 0,092i}, \quad y = 10^{0,313 - 0,091i} \quad (3)$$

Средние квадратические ошибки аппроксимации равны соответственно 0,067; 0,049 и 0,045.

В табл. 5 приведены данные о распределении площадей очагов радиоэхо за 1967 г. Из нее аналогично предыдущему получается:

$$x = 10^{0,371 - 0,110i}, \quad x = 10^{0,294 - 0,096i}, \quad x = 10^{0,340 - 0,104i}, \quad (4)$$

а средние квадратические ошибки аппроксимации соответственно равны 0,043; 0,037 и 0,039.

Объединяя данные за 1966 и 1967 гг., мы получаем табл. 6 и 7, откуда также по методу наименьших квадратов для периода 1966—1967 гг. для объемов

$$y = 10^{0,391 - 0,113i}, \quad y = 10^{0,352 - 0,104i}, \quad y = 10^{0,372 - 0,109i} \quad (5)$$

со средними квадратическими ошибками аппроксимации 0,057; 0,035 и 0,046, а для площадей

$$x = 10^{0,389 - 0,117i}, \quad x = 10^{0,307 - 0,105i}, \quad x = 10^{0,365 - 0,112i} \quad (6)$$

со средними квадратическими ошибками аппроксимации 0,043; 0,018 и 0,026.

Таблица 4

№ кольцевой зоны	l	Квадрант II				Квадрант III				Квадранты II+III			
		V		y		V		y		V		y	
		$\frac{V}{100}$	$\frac{V}{100L}$	V	y	$\frac{V}{100}$	$\frac{V}{100L}$	V	y	$\frac{V}{100}$	$\frac{V}{200L}$	V	y
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
3	20	375,48	18,774	1,000	308,96	15,448	1,000	684,44	17,11	1,000			
4	25	464,32	18,572	0,989	313,44	12,537	0,811	777,76	15,55	0,908			
5	32	513,04	16,033	0,855	379,92	11,872	0,768	892,96	13,95	0,816			
6	39	423,68	10,864	0,579	361,52	9,269	0,600	785,20	10,06	0,589			
7	44	348,64	7,921	0,422	336,48	7,647	0,494	685,12	7,78	0,454			
8	49	308,08	6,288	0,334	316,16	6,452	0,418	624,24	6,37	0,373			
9	53	314,48	5,934	0,316	244,24	4,608	0,299	558,72	5,27	0,308			
10	68	349,68	5,143	0,273	276,48	4,066	0,263	626,16	4,60	0,269			
11	67	245,60	3,666	0,195	215,84	3,221	0,208	461,44	3,44	0,201			
12	78	252,80	3,243	0,173	178,56	2,289	0,148	431,36	2,76	0,162			

Таблица 5

№ кольцевой зоны	l	Квадрант II				Квадрант III				Квадранты II+III			
		S		x		S		x		S		x	
		$\frac{S}{100}$	$\frac{S}{100L}$	S	x	$\frac{S}{100}$	$\frac{S}{100L}$	S	x	$\frac{S}{100}$	$\frac{S}{200L}$	S	x
3	20	184,6	9,230	1,000	158,5	7,902	1,000	343,1	8,577	1,000			
4	25	206,1	8,244	0,893	142,5	5,700	0,719	348,6	6,972	0,812			
5	32	224,3	7,009	0,759	164,3	5,134	0,648	388,6	6,072	0,708			
6	39	185,4	4,756	0,515	171,0	4,382	0,554	356,4	4,569	0,532			
7	44	152,2	3,459	0,376	153,4	3,486	0,439	305,6	3,473	0,405			
8	49	130,2	2,657	0,288	149,3	3,947	0,384	279,5	2,852	0,332			
9	53	115,0	2,169	0,235	114,4	2,158	0,272	229,4	2,164	0,252			
10	68	122,4	1,800	0,196	119,2	1,753	0,221	241,6	1,776	0,207			
11	67	89,4	1,334	0,145	96,3	1,438	0,182	185,7	1,386	0,162			
12	78	82,1	1,052	0,114	71,5	0,916	0,116	153,6	0,985	0,115			

Таблица 6

№ кольцевой зоны	Квадрант II				Квадрант III				Квадранты II+III				
	l	$\frac{V}{100}$	$\frac{V}{1000}$	y	l	$\frac{V}{100}$	$\frac{V}{1000}$	y	l	$\frac{V}{100}$	$\frac{V}{2000}$	y	λ
		$\frac{V}{100}$	$\frac{V}{1000}$	y		$\frac{V}{100}$	$\frac{V}{1000}$	y		$\frac{V}{100}$	$\frac{V}{2000}$	y	
3	20	905,1	45,25	1,000	20	627,9	31,39	1,000	20	1533,0	38,32	1,000	1,00
4	25	1027,2	41,09	0,909	25	672,4	26,89	0,858	25	1699,7	33,99	0,887	1,20
5	32	1104,7	34,52	0,762	32	726,5	22,70	0,724	32	1831,1	28,61	0,746	1,55
6	39	955,4	24,49	0,542	39	660,4	16,93	0,540	39	1615,8	20,72	0,541	2,00
7	44	752,3	17,10	0,378	44	573,0	13,02	0,415	44	1325,3	15,06	0,393	2,59
8	49	607,9	12,41	0,274	49	535,9	10,94	0,349	49	1143,7	11,66	0,304	3,36
9	53	575,0	10,85	0,240	53	430,1	8,11	0,258	53	1005,1	9,48	0,247	4,34
10	68	601,5	8,84	0,196	68	466,6	6,86	0,219	68	1068,1	7,85	0,205	5,62
11	67	425,1	6,34	0,140	67	346,4	5,17	0,165	67	771,5	5,75	0,150	7,28
12	78	373,4	4,78	0,106	78	280,7	3,59	0,114	78	654,1	4,19	0,109	9,42

Таблица 7

№ кольцевой зоны	Квадрант II				Квадрант III				Квадранты II+III			
	l	$\frac{S}{100}$	$\frac{S}{1000}$	x	l	$\frac{S}{100}$	$\frac{S}{1000}$	x	l	$\frac{S}{100}$	$\frac{S}{1000}$	x
		$\frac{S}{100}$	$\frac{S}{1000}$	x		$\frac{S}{100}$	$\frac{S}{1000}$	x		$\frac{S}{100}$	$\frac{S}{1000}$	x
3	20	364,1	18,20	1,000	20	299,6	14,980	1,000	20	663,7	16,592	1,000
4	25	389,9	15,60	0,857	25	278,3	11,134	0,745	25	668,3	13,366	0,805
5	32	419,3	13,10	0,719	32	293,7	9,178	0,613	32	713,1	11,142	0,673
6	39	368,3	9,44	0,518	39	294,5	7,552	0,504	39	662,8	8,471	0,511
7	44	302,9	6,88	0,378	44	252,8	5,475	0,365	44	555,7	6,326	0,382
8	49	244,3	4,98	0,274	49	241,0	4,918	0,329	49	485,3	4,954	0,299
9	53	219,5	3,97	0,218	53	191,7	3,616	0,241	53	402,2	3,793	0,228
10	68	215,8	3,17	0,174	68	198,2	2,916	0,195	68	414,1	3,045	0,184
11	67	158,5	2,37	0,130	67	153,3	2,288	0,153	67	311,8	2,327	0,140
12	78	133,3	1,71	0,094	78	115,3	1,478	0,099	78	248,6	1,594	0,096

Для сопоставления и большей наглядности представления окончательных результатов по определению значений параметров a и b и средней квадратической ошибки σ аппроксимации, полученных в различных вариантах их обработки по времени и территории, приводим сводную табл. 8. Из нее видно, что обобщенные характе-

Таблица 8

Год	a			b			σ		
	II	III	II+III	II	III	II+III	II	III	II+III

Объемы

1966	0,484	0,406	0,453	-0,137	-0,120	-0,130	0,067	0,045	0,053
1967	0,320	0,318	0,313	-0,092	-0,092	-0,091	0,067	0,049	0,045
1966—1967	0,391	0,352	0,372	-0,113	-0,104	-0,109	0,057	0,035	0,046

Площади

1966	0,434	0,352	0,400	-0,126	-0,117	-0,122	0,053	0,011	0,030
1967	0,371	0,294	0,340	-0,110	-0,096	-0,104	0,043	0,037	0,039
1966—1967	0,389	0,317	0,365	-0,117	-0,105	-0,112	0,043	0,018	0,026

ристики уменьшения с расстоянием объемов и площадей одинаковы в пределах ошибок

$$y = x = 10^{0,37 - 0,111i} \quad (7)$$

В результате получаем выражение для поправочного множителя

$$\lambda = 10^{0,111i - 0,37} \quad (8)$$

одинакового и для объема и площади. Заменяя индекс i восьмикилометровой кольцевой зоны на R км, получаем выражение для λ :

$$\lambda = 10^{0,014R - 0,37} \quad (9)$$

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа большого объема данных двухгодичных радиолокационных наблюдений за полями облаков и осадков и статистической их обработки можно сделать следующие выводы.

1. Геометрические размеры очагов радиоэхо уменьшаются по логарифмическому закону в соответствии с эмпирической формулой (7) для объемов очагов и площадей их горизонтального сечения. Характер изменения геометрических размеров очагов радиоэхо и соответствующий поправочный множитель определяются расстоянием от радиолокатора, но одновременно учитывают и ослабление электромагнитных волн в облаках и осадках.

2. Приведенные характеристики полей очагов радиоэхо получены из данных радиолокационных наблюдений фронтальных лив-

ней и гроз и соответствуют типичной для них структуре. Понятие структуры, в рассматриваемом нами вопросе, имеет двойной смысл. Полученные нами характеристики полей очагов радиоэхо зависят от характера распределения отражаемости в самих очагах радиоэхо, которое может быть различным в ливневых и грозовых очагах радиоэхо на различных стадиях их развития. Однако это обстоятельство в некоторой степени может автоматически учитываться тем, что поправку на дальность мы вводим в определенные размеры очагов радиоэхо. В меньшей мере мы можем учитывать характер распределения в наблюдаемой мезосистеме самих очагов ливней и гроз, т. е. их мезоструктуру, так как обнаруживаемость слабых очагов будет уменьшаться с расстоянием до нуля, что лишает нас возможности вводить поправки. Но и это обстоятельство в некоторой степени может быть учтено тем, что поправочный множитель определяется на основе данных радиолокационных наблюдений, проведенных в определенных физико-географических условиях.

3. Зависимость поправочного множителя от энергетического потенциала радиолокатора также автоматически учитывается при сохранении основного принципа данного метода, заключающегося в том, что для его определения используется такое количество радиолокационной информации, которое обеспечивает равномерное распределение изучаемого признака по всей территории. Для этого достаточно обеспечить стабильность параметров радиолокатора, с помощью которого проводятся радиолокационные наблюдения в течение всего периода.

Целесообразность введения поправочного множителя для определения объемов очагов радиоэхо для количественной оценки воды в облаках видна из сопоставления радиолокационных данных с данными, полученными по методу слоя [2].

ЛИТЕРАТУРА

1. Анчугова Р. А., Котов Н. Ф., Морозова Т. И. К вопросу о радиолокационном измерении количества конвективных облаков на больших площадях. — Труды ГГО, 1969, вып. 239.
2. Будилова Е. П. и др. К методике оценки водных запасов конвективных облаков. См. наст. сборник.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ДИАГРАММ РАССЕЯНИЯ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ СТРУКТУР ЭХО-СИГНАЛОВ

Наряду с широко известным, но достаточно трудоемким методом определения корреляционных функций путем обработки пространственных и временных реализаций эхо-сигналов была разработана и испытана достаточно простая и экономичная аппаратура для оперативного корреляционного анализа, основанная на определении функции корреляции по диаграммам рассеяния Бурфорда [2, 3].

Метод диаграмм рассеяния основан на использовании обычных катодно-лучевых осциллографов, на одну пару пластин которых подается, например, временная реализация эхо-сигналов $x_1 = x(t)$, а на вторую — задержанная на время τ реализация того же случайного процесса $x_2 = x(t - \tau)$. При этом на экране осциллографа возникают фигуры Лиссажу, которые за достаточно большой промежуток времени наблюдения ($T_H \gg \tau_K$) вследствие постоянно меняющихся амплитуд и фаз спектра шумоподобных напряжений, заполняют определенную площадь.

При фотографировании экрана и большой выдержке диаграмма рассеяния представляет собой наглядное изображение функции

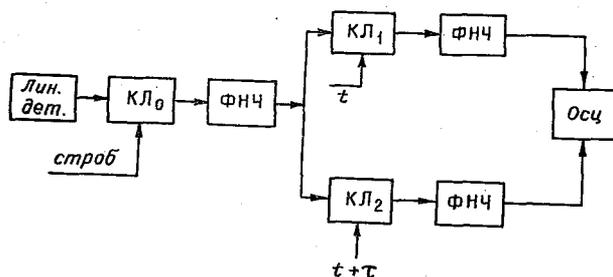


Рис. 1. Блок-схема устройства для снятия диаграмм рассеяния временных реализаций эхо-сигналов.

Рис. 2. Фотографии совокупности временных реализаций эхо-сигналов от обложного дождя (а) и их диаграммы рассеяния при $\tau=0$ (б), $\tau=15$ мсек (в).

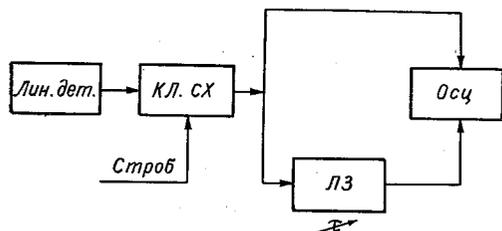
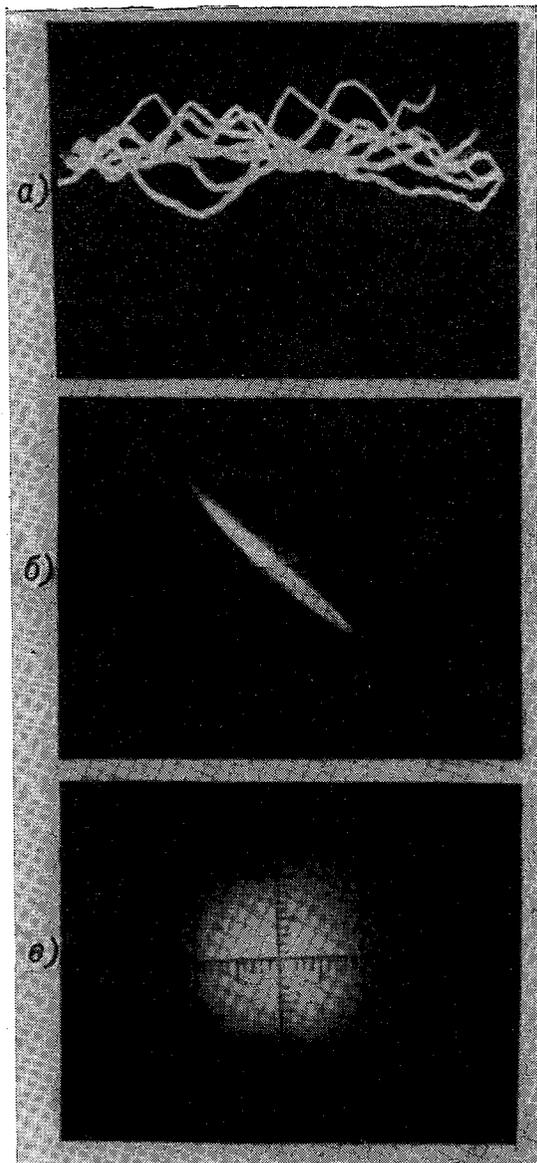


Рис. 3. Блок-схема устройства для снятия диаграмм рассеяния пространственных реализаций эхо-сигналов.

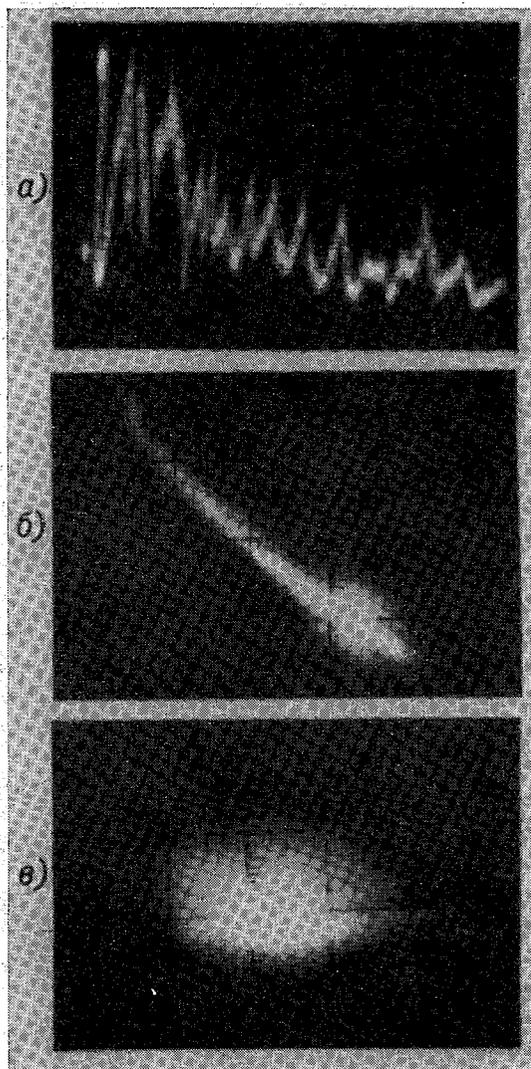


Рис. 4. Фотографии совокупности пространственных реализаций эхосигналов от наземных объектов (а) и их диаграммы рассеяния при $\tau=0$ (б) и $\tau=4$ мксек (в).

вероятности $\omega(x_1, x_2, \tau)$, с помощью которой может быть определена корреляционная функция

$$R(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} x_1 \cdot x_2 \cdot \omega(x_1, x_2, \tau) dx_1 \cdot dx_2. \quad (1)$$

При этом на диаграмме рассеяния средняя интенсивность свечения какой-либо точки экрана соответствует функции вероятности $\omega(x_1, x_2, \tau)$ при $\tau = \text{const}$.

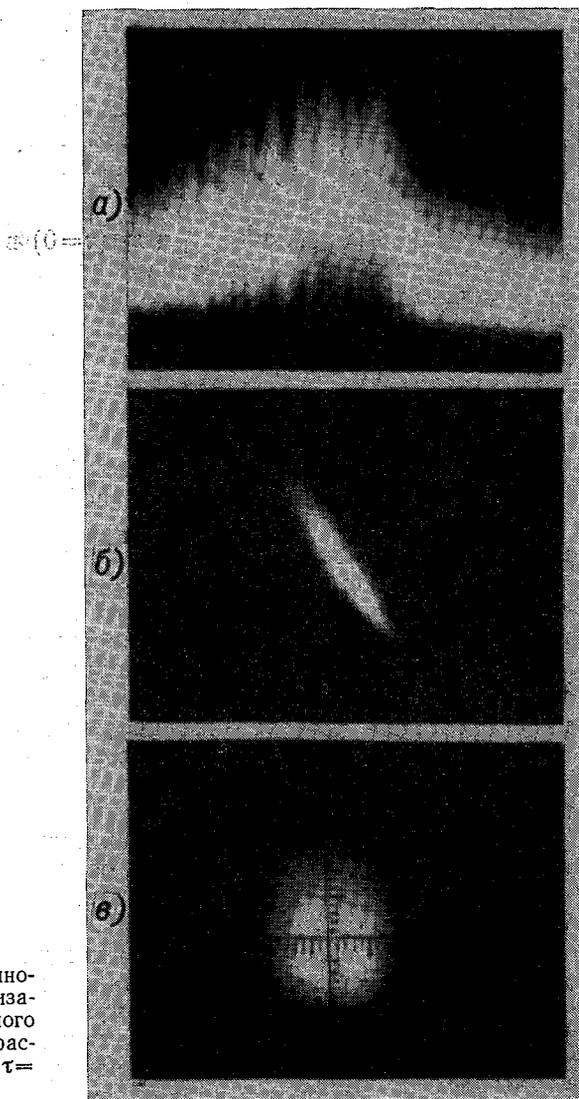


Рис. 5. Фотографии совокупности пространственных реализаций эхо-сигналов от снежного ливня (а) и их диаграммы рассеяния при $\tau=0$ (б) и $\tau=0,6$ мксек (в).

Для Гауссова амплитудного распределения площадь, занимаемая фигурами Лиссажу, представляет собой эллипс, границы которого определяются равными интенсивностями свечения [4].

Обработка диаграмм заключается в измерении малой и большой осей эллипса (a и b), зависящих от выбираемого значения τ .

Нормированная функция взаимной корреляции $\rho(\tau)$ для некоторого значения τ определяется выражением

$$\rho(\tau) = \frac{1 - \left(\frac{a}{b}\right)^2}{1 + \left(\frac{a}{b}\right)^2}. \quad (2)$$

При полной корреляции x_1 и x_2 ($\tau=0$) величина $a=0$ и $\rho(0)=1$. В этом случае фигура диаграммы рассеяния по форме приближается к кругу. Поворот осей эллипса означает, что функция $\rho(\tau)$ принимает отрицательное значение. На рис. 1 представлена блок-схема установки, разработанной для реализации описанного способа измерения $\rho(\tau)$. На этой блок-схеме сокращения обозначают:

лин. дет. — линейный детектор приемника,
 КЛ₀, КЛ₁, КЛ₂ — ключевые схемы на диодах,
 ФНЧ — фильтры низкой частоты,
 ОСЦ — катодно-лучевой осциллограф.

На рис. 2 в качестве иллюстрации представлены фотографии временных реализаций эхо-сигналов и диаграммы рассеяния Бурфорда для случая обложных осадков.

В оперативной практике вместо определения самих функций $\rho(\tau)$ часто оказывается целесообразным производить оценку их интервалов корреляции [1]. Интервал корреляции τ_k может быть легко определен с помощью описанного выше метода диаграмм рассеяния. Для этого устанавливается наименьшее значение параметра τ , при котором имеет место равенство осей эллипса ($a=b$), т. е. форма диаграммы рассеяния близка к кругу (максимальная площадь).

Обработка и анализ пространственных реализаций эхо-сигналов принципиально аналогичны обработке и анализу их временных реализаций. Разница заключается, в основном, в масштабе времени.

Блок-схема устройства для снятия диаграмм рассеяния пространственных реализаций эхо-сигналов изображена на рис. 3. На ней приняты следующие сокращения:

лин. дет. — линейный детектор приемника,
 КЛ. СХ — ключевая схема пространственной выборки с регулируемой длительностью стробирующего импульса,
 ЛЗ — линия задержки с регулируемым временем задержки,
 ОСЦ — катодно-лучевой осциллограф.

На рис. 4 и 5 представлены для иллюстрации фотографии пространственных реализаций эхо-сигналов и их диаграммы рассеяния соответственно для наземных объектов и снежного ливня.

С помощью диаграмм рассеяния могут быть определены и средние радиусы корреляции

$$\bar{r}_k = \frac{\tau \cdot c}{2}, \quad (3)$$

где τ — время задержки, при котором площадь диаграмм рассеяния становится максимальной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жупахин К. С., Жупахин В. С. О методике оперативной оценки интервалов корреляции квазистационарных эхо-сигналов. — Труды ГГО, 1969, вып. 239.
2. Burford T. M. Qualitative Evaluation of Correlation Coefficients. I. Appl. Phys., 26, pp. 56—87, 1955.
3. Lange F. H. Korrelationselectronik, 2 Aufl., VEB Verlag Technik Berlin, 1962.
4. Middleton D., Gottschalk W. Microwave noise study. Raytheon Mfg. Co. Quarterly Report., H. 1, Febr. 1953.

К ТЕОРИИ R-МЕТРА

Как показано в [6], среднее число положительных выбросов огибающей в единицу времени на выходе линейного детектора в общем случае, когда распределение амплитуд подчиняется обобщенному закону Релея (Райса), выражается соотношением

$$\begin{aligned}
 N_1^+(c) &= \sqrt{\frac{-\rho_0''}{2\pi}} \cdot W\left(\frac{c}{\sigma}\right) = \\
 &= \sqrt{\frac{-\rho_0''}{2\pi}} \cdot \frac{c}{\sigma} \cdot \exp\left\{-\frac{1}{2}a^2 - \frac{1}{2}\left(\frac{c}{\sigma}\right)^2\right\} I_0\left(\frac{ac}{\sigma}\right), \\
 & \quad c \geq 0,
 \end{aligned} \tag{1}$$

где

$$a = \frac{A_m}{\sigma} = \sqrt{2\varphi_d},$$

φ_d — коэффициент диффузности эхо-сигнала [4], A_m , σ — амплитуда детерминированной и среднее квадратическое напряжение шумовой составляющей сигнала соответственно, $\rho(\tau)$ — нормированная функция корреляции,

$$\rho_0'' = \left(\frac{d^2\rho}{d\tau^2}\right)_{\tau=0},$$

c — уровень отсчета выбросов огибающей.

Для случая $a=0$ имеем

$$N_1^+(c) = n_1^+(c) = \sqrt{\frac{-\rho_0''}{2\pi}} \cdot \frac{c}{\sigma} \cdot \exp\left\{-\frac{c^2}{2\sigma^2}\right\} \tag{2}$$

и, следовательно, в общем случае

$$N_1^+(c) = n_1^+(c) \cdot \exp\left\{-\frac{1}{2}a^2\right\} \cdot I_0\left(a\frac{c}{\sigma}\right). \tag{3}$$

Из формул (2) и (3) непосредственно следует, что характер зависимости от уровня c среднего числа выбросов огибающей эхосигнала на выходе линейного детектора приемника однозначно определяется изменением соответствующей плотности вероятности огибающей $W(c/\sigma)$.

Среднее число выбросов находится путем умножения коэффициента

$$\beta = \sqrt{\frac{-\rho_0}{2\pi}}$$

на соответствующее значение функции $W(c/\sigma)$.

В нашем случае

$$\rho(\tau) = \exp\{-a\tau^2\}$$

и коэффициент

$$\beta = \sqrt{\frac{a}{\pi}} = \Delta f_s,$$

где Δf_s — энергетическая ширина спектра,

$$\Delta f_s = \frac{1}{S_0} \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega) \frac{d\omega}{2\pi}, \quad (4)$$

а

$$S(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \rho(\tau) e^{-j\omega\tau} d\tau = \sqrt{\frac{\pi}{a}} \exp\left\{-\frac{\omega^2}{4a}\right\}.$$

Таким образом,

$$N_1^+(c) = \Delta f_s \cdot W\left(\frac{c}{\sigma}\right). \quad (5)$$

Величина $W(\bar{c}/\sigma)$ для средних значений огибающих c изменяется от 0,55 до 0,4 при вариации Φ_d от 0 до 20 [4].

Полагая

$$\overline{W\left(\frac{\bar{c}}{\sigma}\right)} \cong 0,5, \quad \tau_k = \frac{1}{\Delta f_s},$$

$$\bar{T} = \frac{1}{N_1^+(\bar{c})},$$

имеем

$$\tau_k \cong \frac{\bar{T}}{2}. \quad (6)$$

Следовательно, искомый интервал корреляции приблизительно равен полупериоду замеренной частоты пересечений случайным процессом $x(t)$ своего среднего значения $\bar{x} = \bar{c}$.

Установка уровня, равного среднему значению огибающей процесса \bar{c} , может производиться, например, аналогично [3]

с помощью устройства статистического анализатора, описанного в [1]. Еще более простым решением, позволяющим автоматизировать процесс измерения (оценки) интервалов корреляции, является применение логарифмического усилителя, осуществляющего своеобразную нормировку случайного процесса, его же центрирование осуществляется конденсаторной цепью на входе частотомера [2]. Получаемая при этом погрешность измерения (порядка 20%) окупается простотой и оперативностью описанного метода измерения.

Методическая погрешность измерения получается незначительной в силу того, что время наблюдения (осреднения) в нашем случае может быть выбрано намного больше возможных интервалов корреляции.

Ввиду того что величину Δf_0 при условии стационарности процесса можно считать величиной постоянной, ход функции $N_1^+(c)$ полностью описывает плотность вероятности $W(c/\sigma)$.

Этот способ определения $W(c/\sigma)$ с помощью обычного частотомера описан и применяется в оперативной практике радиометеорологических измерений (*R*-метр [5, 7]).

Однако теория *R*-метра была дана лишь для частного случая релеевского закона распределения огибающей эхо-сигналов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жупахин К. С., Жупахин В. С. Простое устройство для статистического анализа квазистационарных эхо-сигналов. — Труды ГГО, 1966, вып. 186.
2. Жупахин К. С. О методике оперативной оценки турбулентных движений в облаках. — Труды ГГО, 1968, вып. 224.
3. Жупахин К. С., Жупахин В. С. О методике оперативной оценки интервалов корреляции квазистационарных эхо-сигналов. — Труды ГГО, 1969, вып. 239.
4. Жупахин К. С., Жупахин В. С. К вопросу оценки коэффициента диффузности квазистационарных эхо-сигналов. — Труды ГГО, 1970, вып. 262.
5. Lhermitte R. M. Weather echoes in doppler and conventional radars. Proc. 10th Weather Radar Conf. Am. Met. Soc., Boston, pp. 323—329, 1963.
6. Rice S. O. Statistical properties of a sine wave plus random noise. BSTJ 27, No. 1, 1948.
7. Rutkowski W. and Fleisher A. „R” — meter: an instrument for measuring gustiness. MIT Dept. Meteorol. Weather Radar Res. Rept., No. 24, 15 pp., 1955.

*В. Г. МОРАЧЕВСКИЙ, Н. А. ДУБРОВИЧ,
А. И. ПОТАНИН, А. Г. ПОПОВ*

О ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ СВОЙСТВАХ МЕТАЛЬДЕГИДА

В последние годы в связи с открытием льдообразующих свойств различных органических соединений [1, 2, 3] проявляется большой интерес к теоретическому истолкованию механизма льдообразующей активности этих веществ [4]. Делаются также попытки создания общей теории льдообразующей активности [5]. Оказалось, в частности, что кристаллическое подобие структур льдообразователя и льда или предложенное [4] подобие сеток водородных связей органического льдообразователя и льда не может полностью определить льдообразующую активность веществ. Как указывает В. Я. Никандров [6], прямой зависимости пороговой температуры от кристаллической формы льдообразующих частиц также не имеется. В работе [5] в качестве критериев для выбора эффективного льдообразующего реагента предлагаются энергетически слабая адсорбция на поверхности реагента, высокая энтропия и подвижность воды в адсорбционном слое и общее увеличение интенсивности взаимодействий в следующих за монослоем толщах молекул. Однако эти критерии нельзя считать окончательными, пока они не будут подтверждены целым рядом экспериментальных исследований.

Создание общей теории льдообразующей активности необходимо для всех исследователей, занимающихся проблемой ускорения или замедления скорости фазовых переходов в бинарных системах. К частным приложениям этой задачи относятся исследования по воздействию на переохлажденные облака и туманы, отложению льда, выращиванию кристаллов из растворов и др. В настоящее время опубликовано значительное количество работ, рассматривающих различные аспекты структуры воды в адсорбционных слоях. Укажем здесь хотя бы на такие обзорные работы, как [7, 8].

К сожалению, применяемые для исследований структуры воды прямые экспериментальные методы (ядерно-магнитный резонанс, электронно-парамагнитный резонанс и инфракрасная спектроско-

пия) мало использовались для исследования фазовых переходов в системе гетерогенный ледяной зародыш — вода. Возможно, что это является одной из причин недостаточного знания всех факторов, определяющих катализ фазовых переходов воды.

Следует подчеркнуть, что адсорбированная вода множеством свойств отличается от обычной воды. Приведем для примера данные о связанной воде в глинистых минералах [7].

Плотность воды в такой системе 1,2—1,4 иногда до 2 г/см³.

Теплоемкость связанной воды возрастает с увеличением влажности и колеблется от 0,7 до 1,2.

Температура замерзания такой воды всегда значительно ниже 0° С; присутствие следов жидкой воды в образцах спектрально обнаруживается при температуре около —100° С.

Температура плавления воды всегда ниже 0° С.

Здесь мы не останавливаемся на проблемах, связанных с хемосорбцией воды, т. е. с разрушением молекул воды при адсорбции [7, 8]. Ясно, что роль поверхностных явлений на межфазовых поверхностях раздела в системе подложка — адсорбционный слой — объемная фаза является огромной с точки зрения процессов фазовых переходов. Поэтому необходимы исследования межмолекулярных взаимодействий на каждой из этих границ. В работе [5] для объяснения льдообразующей активности веществ предполагается следующая схема взаимодействий: в адсорбционном слое молекулы воды адсорбированы симметрично и не дефектно на парных центрах адсорбции (взаимодействие с подложкой слабое, подвижность молекул велика, латеральное взаимодействие отсутствует); для следующих за монослоем молекул адсорбированные молекулы служат центрами льдоподобных кластеров и интенсивность межмолекулярных взаимодействий возрастает.

Следует отметить, что результаты прямых калориметрических измерений [9] не позволяют обнаружить замерзание адсорбированной воды в области моно- и полимолекулярной адсорбции. Фазовый переход наблюдается уже в конденсационной области изотермы адсорбции. Этот факт делает свойства льдообразующих веществ исключительными, а их исследование представляет самостоятельный теоретический интерес.

В связи с этими выводами большей интерес представляло бы непосредственное определение энергии адсорбции воды на поверхности такого вещества, как метальдегид (тетрамер уксусного альдегида (C₂H₄O)₄). Из известных льдообразующих реагентов это вещество обладает наиболее высокой льдообразующей активностью. Появление ледяных кристаллов на ядрах метальдегида наблюдается уже при температуре —0,4° С. Соотношение размеров молекул метальдегида и воды позволяет до некоторой степени связывать взаимодействие отдельных молекул обоих веществ и взаимодействие молекулы воды и кристалла метальдегида.

Для исследования межмолекулярных взаимодействий воды и метальдегида нами была использована, применявшаяся в наших ранних исследованиях методика [10, 11]. Были сняты инфракрас-

ные спектры тройных смесей (хлороформ + метальдегид + вода) при различном количестве воды в смеси и различных температурах. Концентрация метальдегида во всех опытах была постоянной и равнялась 0,1 М. Концентрация воды подбиралась таким образом, чтобы на одну молекулу метальдегида приходилось 1, 2, 4, 6 и т. д. молекул воды.

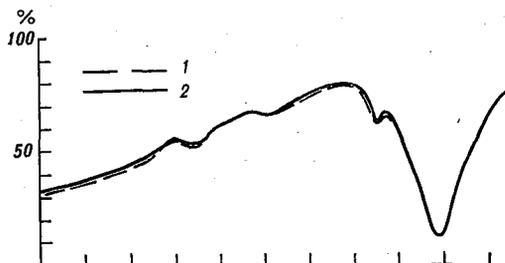


Рис. 1. Спектр поглощения воды в тройной смеси в области $4000-6000\text{ см}^{-1}$ (концентрация n молекул воды и метальдегида 1:1).

1) $\text{CCl}_3\text{H} + \text{H}_2\text{O} + \text{метальдегид}$, 2) H_2O .

Инфракрасные спектры поглощения на полосе $1,9\text{ мкм}$ (соответствующие $\nu_2 + \nu_3$ колебаниям) были сняты на приборе с дифракционной решеткой 300 шт/мм при разрешении прибора 2 см^{-1} , воспроизводимость результатов при этом была порядка $2-2,5\text{ см}^{-1}$.

Температурная зависимость положения полосы поглощения воды в тройной смеси (при температуре от 20 до -70°C) показала, что при повышении температуры наблюдается сдвиг в сторону высоких частот. При этом зависимость более сильная, чем для воды в хлороформе.

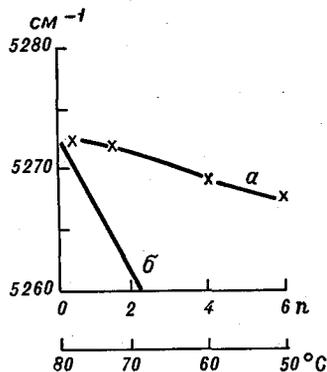


Рис. 2. Зависимость положения полосы поглощения $\nu_2 + \nu_3$ от относительной концентрации n молекул воды и метальдегида в смеси (а) и в дистиллированной воде от температуры (б).

На рис. 1 приводится типичный спектр поглощения воды в области 5200 см^{-1} . На рис. 2 показана концентрационная зависимость положения максимума полосы поглощения воды, а также для сравнения приводится зависимость полосы поглощения $\nu_2 + \nu_3$ в дистиллированной воде от t° . Положение полосы поглощения в области

5240—5265 cm^{-1} свидетельствует об очень слабой связи молекул воды и метальдегида. Появление в спектре полосы поглощения воды, соответствующей $\nu_2 + \nu_3$ колебаниям свидетельствует о наличии также полосы 1645 cm^{-1} , свойственной только молекулам воды [8]. Отсутствие в спектре узкой полосы в области 4540 cm^{-1} (соответствующей отдельным гидроксилам) также свидетельствует о том, что разорванные ОН-связи отсутствуют; этот вывод совпадает с выводом [5] о слабой физической адсорбции воды на поверхности ледяных ядер.

Сопоставление концентрационной и температурной зависимостей положения полосы поглощения указывает на высокую подвижность связанных молекул и значительно меньшую, чем в чистой воде, величину энергии активации, что также совпадает с выводами [5].

Сдвиг максимума полосы поглощения в сторону низких частот при увеличении концентрации воды в смеси показывает, что интенсивность взаимодействия возрастает.

Полученная нами картина межмолекулярных взаимодействий воды и метальдегида довольно хорошо совпадает с выводами [5] и позволяет до некоторой степени объяснить, почему замерзание воды, адсорбированной на поверхности льдообразующих реагентов, наблюдается при температурах, близких к 0° С, в отличие от других, более сильно взаимодействующих с водой поверхностей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Башкирова Г. М., Красиков П. Н. Влияние некоторых веществ на кристаллизацию переохлажденных туманов. — Труды ГГО, 1957, вып. 72, с. 118—126.
2. Fukuta N. Ice nucleation by metaldehyde. *Nature*, 199, 475, 1963.
3. Barthakur N., Maubank J. The growth of ice crystals on organic substrates. *J. Rech. Atm.*, 205, 475—485.
4. Garten V. A., Head R. B. A theoretical basis of ice nucleation by organic crystals. *Nature*, 205, 160—162, 1965.
5. Zettlemoyer A. C. Hydrophobic surfaces. *J. Coll. Interface Sci.*, 28, 343—369, 1968.
6. Никандров В. Я. О льдообразующих свойствах растворимых в воде веществ. — Труды ГГО, 1969, вып. 239, с. 3—6.
7. Связанная вода в дисперсных системах. Сб. статей, вып. 1, М., 1970.
8. Киселев В. Ф. Поверхностные явления в полупроводниках и диэлектриках. М., «Наука», 1970.
9. Higuti J., J. Iyagami. Phase transitions in adsorbed matter. *J. Phys. Chem.*, 56, 50—55, 1952.
10. Потанин А. Н., Дубрович Н. А. О некоторых свойствах растворов поверхностно-активных веществ в воде при концентрациях ниже критической концентрации мицеллообразования. — ДАН СССР, 1969, т. 188, с. 849—852.
11. Безруков О. Ф., Потанин А. Н. Исследование ИК и ЯМР спектров воды в некоторых тройных системах с поверхностно-активными веществами. — ДАН СССР, 1969, т. 192, с. 353—356.

ОБ ЭФФЕКТИВНОСТИ СГЛАЖИВАНИЯ ВРЕМЕННЫХ И ПРОСТРАНСТВЕННЫХ РЕАЛИЗАЦИЙ ЭХО-СИГНАЛОВ

Введение

Автоматическая запись средней интенсивности (\bar{P}_T) эхо-сигналов от облаков и осадков и задача повышения скорости и точности радиолокационных измерений требуют оценки и повышения эффекта сглаживания (осреднения) реализаций указанных сигналов. Ниже приводится оценка эффективности процесса осреднения эхо-сигналов с учетом эффекта движения антенны и указываются возможности ее повышения.

Эффективность сглаживания временных реализаций эхо-сигналов

Эффект сглаживания временной реализации, естественно, увеличивается с увеличением времени осреднения. Однако он зависит и от многих других факторов.

Произведем оценку эффекта сглаживания временной реализации эхо-сигналов, снимаемых с выхода второго детектора метеорологического радиолокатора для случаев неподвижной и движущейся антенны при разных корреляциях мгновенных и средних значений сигнала и разном времени осреднения.

Определим коэффициент эффективности сглаживания k_c , полагая для общности среднее значение видеосигнала флюктуирующим.

Тогда мгновенное значение временной реализации видеосигнала в момент времени

$$t_i = t + iT, \quad i = 1, 2, 3, \dots, n,$$

где T — период повторения зондирующих импульсов, можно записать в виде

$$x_i = s_i + \xi_i. \quad (1)$$

Здесь s_i и ξ_i — мгновенные значения средней и флюктуирующей составляющих сигнала соответственно.

На выходе осредняющего устройства по истечении времени $\tau = nT$ имеем

$$x = \sum_n x_n = \sum_n (S_n + \xi_n) = \sum_n s_n + \sum_n \xi_n = b + \eta. \quad (2)$$

Так как в общем случае флюктуирующей средней составляющей сигнала ее мощность выражается средним квадратом, искомым коэффициент сглаживания выражается соотношением

$$k_c = \frac{\frac{\sigma^2}{\bar{s}^2}}{\frac{D\eta}{Mb^2}}, \quad (3)$$

где σ^2 — дисперсия флюктуирующей составляющей сигнала на входе осреднителя;

$$D\eta = D(\sum \xi_n) = n\sigma^2(1 + \lambda_\xi),$$

$$Mb^2 = M(\sum s_n)^2 = n\bar{s}^2(1 + \lambda_s),$$

$$\bar{s}^2 = \frac{1}{n} \sum_n s_n^2,$$

$$\lambda_\xi = \frac{2}{n} \cdot \sum_l^{n-1} (n-l) \cdot k_\xi(l),$$

$$\lambda_s = \frac{2}{n} \cdot \sum_l^{n-1} (n-l) \cdot k_s(l),$$

$k_\xi(l)$ и $k_s(l)$ — нормированные коэффициенты корреляции для флюктуирующей и средней составляющих сигнала соответственно.

Таким образом, общее выражение для коэффициента сглаживания осредняющего устройства принимает вид

$$k_c = \frac{1 + \lambda_s}{1 + \lambda_\xi}. \quad (4)$$

Если значения средней и флюктуирующей составляющих сигнала от импульса к импульсу полностью не коррелированы, т. е. $k_\xi = k_s = 0$, $\lambda_s = \lambda_\xi = 0$, то

$$k_c = 1 \quad (5)$$

и сглаживание ничего не дает (нет средней составляющей).

Если значения средней составляющей полностью коррелированы, то

$$k_s = 1, \quad \lambda_s = \frac{2}{n} \cdot \sum_{l=1}^{n-1} (n-l) = n-1, \\ 1 + \lambda_s = n$$

и

$$k_c = \frac{n}{1 + \lambda_\xi}. \quad (6)$$

Если значения флюктуирующей составляющей полностью не коррелированы, то в этом случае $k_{\xi} = 0$, $\lambda_{\xi} = 0$ и

$$k_c = (k_c)_{\text{макс}} = n. \quad (7)$$

Таким образом, при отсутствии корреляции между отдельными значениями флюктуирующей составляющей сигнала в каждом импульсе и при полностью коррелированных значениях средней составляющей сигнала имеем максимальный эффект сглаживания, и коэффициент сглаживания осредняющего устройства равен количеству осредняемых импульсов n .

Для более общего случая, когда $k_{\xi} > 0$, $\lambda_{\xi} > 0$,

$$k_c = \frac{n}{1 + \lambda_{\xi}} = n_e < n, \quad (8)$$

где n_e — эффективное количество независимых импульсных сигналов.

Следовательно, k_c можно трактовать как эффективное число независимых сигналов n_e .

Тогда для общего случая, определяемого соотношением (4), имеем общее выражение для числа независимости

$$\frac{n_e}{n} = \frac{1}{n} \cdot \frac{1 + \lambda_s}{1 + \lambda_{\xi}}, \quad (9)$$

которое в частном случае ($k_s = 1$, $\lambda_s = n - 1$) перерождается в известное соотношение [1]

$$\frac{n_e}{n} = \frac{1}{1 + \lambda_{\xi}} = \left[1 + \frac{2}{n} \sum_l^{n-1} (n-l) \cdot k_{\xi}(l) \right]^{-1}, \quad (10)$$

полученное Лермиттом и Роджерсом. Как следует из выражения (9), число независимости n_e/n в общем случае оказывается меньше значения, полученного Лермиттом и Роджерсом для частного случая.

Полученный результат является достаточно важным, так как он говорит о том, что эффект сглаживания в общем случае флюктуирующего сигнала может быть меньше предполагаемого, а ошибки в измерении \bar{P}_T соответственно могут быть большими.

Кроме того, выражение для числа независимости (10), полученное Лермиттом и Роджерсом, не позволяет обобщить полученный результат на случай подвижной антенны локатора.

В самом деле, если для неподвижной антенны, когда время осреднения (nT) меньше периода стационарности T_c временной реализации как случайного процесса, и можно полагать $k_s \cong 1$, выражение (10) может считаться верным, то для случая подвижной антенны, когда происходит довольно быстрая смена объемов рассеяния, $k'_s < 1$ и выражение (10) становится неверным и не позволяет правильно учесть эффект движения антенны локатора. Для

общего случая сигнала и при движущейся антенне выражение для числа независимости, очевидно, будет равно

$$\frac{n_e}{n} = \frac{1}{n} \cdot \frac{1 + \lambda'_s}{1 + \lambda'_\xi}, \quad (11)$$

где

$$\lambda'_s = \frac{2}{n} \cdot \sum_l^{n-1} (n-l) \cdot k_s(l) \cdot k_a(l)_1,$$

$$\lambda'_\xi = \frac{2}{n} \cdot \sum_l^{n-1} (n-l) \cdot k_\xi(l) \cdot k_a(l)_2,$$

$k_a(l)_{1,2}$ — нормированная автокорреляционная функция, обусловленная движением антенны.

Таким образом, даже делая допущение Лермитта и Роджерса о том, что $k_s \cong 1$, а также подставляя реальные значения для k_ξ и k_a , имеем для этого случая

$$\frac{n_e}{n} = \frac{1}{n} \cdot \frac{1 + \frac{2}{n} \cdot \sum_l^{n-1} (n-l) \cdot \left(1 - \frac{lT\omega r}{\bar{R}}\right)}{1 + \frac{2}{n} \cdot \sum_l^{n-1} (n-l) \cdot \left(1 - \frac{lT\omega}{\alpha\theta}\right) \cdot \exp\left\{-4\pi\sigma_v \frac{lT}{\lambda}\right\}^2}, \quad (12)$$

что может уже значительно отличаться от результата, получаемого с помощью соотношения (10), особенно при больших дистанциях до цели (r).

Здесь

$$k_{a_1} \cong 1 - \frac{lT\omega r}{\bar{R}},$$

$$k_{a_2} \cong 1 - \frac{lT\omega}{\alpha\theta},$$

$$k_\xi = \exp\left\{-4\pi\sigma_v \frac{lT}{\lambda}\right\}^2,$$

ω — угловая скорость движения антенны, θ — ширина диаграммы направленности антенны в соответствующей плоскости, α — критерий обновления радиолокационного объема, равный $1/3$ [4], σ_v^2 — дисперсия доплеровского спектра скорости движения отражателей [1], \bar{R} — радиус корреляции радиолокационной отражаемости цели.

Полученный результат не является неожиданным, так как уже при дистанциях

$$r \geq \frac{\bar{R}}{\theta},$$

средняя составляющая сигнала при движении антенны будет флюктуировать, эффект сглаживания резко уменьшается и в пределе имеем уже рассмотренный случай (5), когда все значения как средней, так и флюктуирующей составляющей сигнала оказываются полностью некоррелированными ($n_e/n = 1/n$, $k_c = 1$).

Здесь интересно отметить, что если оказываются полностью коррелированными значения как средней, так и флюктуирующей составляющей сигнала, т. е. $k_s = k_\xi = 1$ и $\lambda_s = \lambda_\xi = n - 1$, то, следовательно, $n_e/n = 1/n$ и

$$k_c = 1. \quad (13)$$

Однако отсутствие эффекта сглаживания в данном случае (13) объясняется медленностью флюктуаций ξ .

Число независимости, значение которого может находиться в пределах

$$\frac{1}{n} \leq \frac{n_e}{n} \leq 1, \quad (14)$$

позволяет оценить истинные значения интервала времени или истинное количество импульсов, по которым производится осреднение.

Так, если для осреднения берется время

$$\tau = n \cdot T,$$

то истинное время осреднения будет равно

$$\tau_{\text{оср}} = \tau \cdot \left(\frac{n_e}{n} \right). \quad (15)$$

Значения истинного времени осреднения будут находиться в пределах

$$T \leq \tau_{\text{оср}} \leq n \cdot T \quad (16)$$

и соответственно истинное количество импульсов, по которому производится осреднение,

$$1 \leq n_e \leq n. \quad (17)$$

Таким образом, знание числа независимости n_e/n позволяет оценить эффективность сглаживания и правильно выбрать постоянные времени устройств осреднения, в качестве которых могут использоваться фильтры низких частот, интегрирующие цепи RC, линии задержки и другие устройства, например описанное в [2].

Эффективность сглаживания пространственных реализаций эхо-сигналов

Как показано в предыдущем разделе, в силу того что число независимости n_e/n может быть существенно меньше единицы, действительное время осреднения $\tau_{\text{оср}}$ временной реализации эхо-сигнала оказывается меньше постоянной времени τ осредняющего устройства. Это приводит к уменьшению эффекта сглаживания и,

следовательно, к увеличению погрешности в измерении \bar{P}_r . По-пытка исправить положение путем увеличения постоянной времени τ осредняющего устройства должна приводить к пропорциональному увеличению общего времени анализа (записи) эхо-сигналов, что часто оказывается недопустимым в силу малой консервативности синоптической ситуации (например, при ливневой, грозовой и градовой ситуациях). В этом случае средством повышения эффекта сглаживания без увеличения общего времени анализа может явиться обработка пространственных реализаций эхо-сигналов.

В самом деле, аналогично временной реализации пространственную реализацию видеосигнала в пределах радиуса корреляции средней интенсивности в какой-либо точке r_k можно представить в виде

$$x_{kr} = s_{kr} + \xi_{kr}, \quad (18)$$

где s_k и ξ_k — соответственно средняя и флюктуирующая составляющие сигнала.

Пользуясь уже изложенным выше методом, легко показать, что дополнительный эффект сглаживания, достигаемый осреднением выборочных значений пространственной реализации, определяется коэффициентом сглаживания

$$k_{cr} = \frac{1 + \lambda_{sr}}{1 + \lambda_{\xi r}}, \quad (19)$$

где

$$\lambda_{sr} = \frac{2}{n} \cdot \sum_{l=1}^{n-1} (n-l) \cdot k_{sr}(l),$$

$$\lambda_{\xi r} = \frac{2}{n} \cdot \sum_{l=1}^{n-1} (n-l) \cdot k_{\xi r}(l),$$

$k_{sr}(l)$ и $k_{\xi r}(l)$ — нормированные коэффициенты пространственной корреляции для средней и флюктуирующей составляющих пространственной реализации сигнала соответственно.

Произведем оценку численного значения коэффициента сглаживания k_{cr} , достижимого для случая реальных эхо-сигналов от облаков и осадков.

В этом случае

$$\left. \begin{aligned} \tau_{sr} &= \frac{2\bar{R}}{c}, \\ \tau_{\xi r} &= \tau_{\text{и}}, \end{aligned} \right\} \quad (20)$$

где τ_{sr} и $\tau_{\xi r}$ — интервалы корреляции для средней и флюктуирующей составляющих пространственной реализации сигнала соответственно; $\tau_{\text{и}}$ — длительность зондирующего импульса.

При этом максимальное значение коэффициента сглаживания определяется соотношением

$$k_{cr\text{макс}} = n_{\text{макс}} = \frac{2\bar{R}}{\tau_{\text{и}}c}. \quad (21)$$

Таким образом, предельное достижимое значение коэффициента сглаживания тем больше, чем больше радиус корреляции средней интенсивности сигнала \bar{R} и чем меньше длительность зондирующего импульса $\tau_{\text{и}}$. Это значение достижимо тогда, когда время осреднения $\tau \geq \frac{2\bar{R}}{c}$.

Если $\tau < \frac{2\bar{R}}{c}$, то

$$k_{\text{ср}} = \frac{\tau}{\tau_{\text{и}}} < k_{\text{срmax}}. \quad (22)$$

Если учесть, что величины \bar{R} для различных видов облаков и осадков, согласно [4], лежат в пределах 1,0—3,3 км, а значения $\tau_{\text{и}}$ находятся в пределах 0,1—2,0 мксек., то численные значения $(k_{\text{ср}})_{\text{max}}$ лежат в пределах

$$3 < k_{\text{срmax}} < 220. \quad (23)$$

Так как общий коэффициент сглаживания

$$k_{\text{св}} = k_{\text{с}} \cdot k_{\text{ср}}, \quad (24)$$

то очевидно, что обработка пространственных реализаций эхосигналов является эффективным средством для повышения точности измерения их средней интенсивности, а также быстрей действия самих устройств обработки сигналов.

В качестве осредняющих устройств в этом случае могут использоваться как обычные интегрирующие цепи РС, так и устройства дискретного накопления на линиях задержки с отводами.

Использование обоих видов обработки (осреднения) сигналов позволяет получать запись средней интенсивности сигналов, не только не снижая число оборотов антенны локатора, но и (в некоторых случаях) увеличивая скорость ее сканирования.

Применение безынерционных электронных методов записи, например описанного в [3], наряду с эффективными осредняющими устройствами позволяет получить достаточно простые, точные и оперативные устройства обработки и регистрации эхосигналов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас Д. Успехи радарной метеорологии. Перевод с англ. под ред. К. С. Шифрина. Л., Гидрометеоздат, 1967.
2. Жупахин К. С., Жуиахин В. С. Об одной схеме диодно-регенеративного преобразователя импульсных напряжений. — Труды ГГО, 1970, вып. 262.
3. Жупахин К. С. Устройство электронной аналоговой записи на экранах метеорологического радиолокатора. — Труды ГГО, 1970, вып. 262.
4. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Л., Гидрометеоздат, 1966.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ИСПАРЕНИЯ КАПЕЛЬ РАСТВОРОВ ПОВЕРХНОСТНО-АКТИВНЫХ ВЕЩЕСТВ И ВОДЫ ПРИ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ТЕМПЕРАТУРАХ

Влияние поверхностно-активных веществ (ПАВ) на кинетику испарения капель воды исследовалось многими авторами. Было установлено, что ПАВ — как растворимые, так и нерастворимые — существенно замедляют скорость испарения капель воды. В случае нерастворимых ПАВ это замедление, согласно работам Р. Брэдли, Н. А. Функса, М. К. Баранаева [1, 2, 3], может быть объяснено созданием молекулами ПАВ механического барьера, затрудняющего выход молекул воды с поверхности капли.

Сложнее обстоит дело с исследованием растворимых ПАВ. Некоторые авторы [4, 5, 6] считают, что замедление скорости испарения связано с образованием на поверхности капли воды адсорбционной пленки молекул растворенного ПАВ, препятствующей испарению. При этом предполагается, что образование поверхностной пленки происходит при концентрации, начиная с которой величина поверхностного натяжения, достигнув минимального значения, остается постоянной (для многих ПАВ при концентрации 0,1—1% по весу).

По мнению других авторов [7], скорость испарения уменьшается вследствие понижения упругости насыщенного пара над поверхностью капли. Упругость насыщения над каплей раствора ПАВ может быть вычислена за закону Рауля. Однако избыточная концентрация молекул ПАВ в поверхностном слое гораздо больше, чем во всем объеме, т. е. формально понижение упругости может быть рассчитано не по среднеобъемной концентрации молекул ПАВ, а по поверхностной, т. е.

$$\Delta E_{\text{ПАВ}} = f(C_s),$$

при условии, что $C_s \gg C_v$, где C_s — поверхностная концентрация, C_v — среднеобъемная концентрация молекул ПАВ.

По своей молекулярной природе это явление может быть рассмотрено с точки зрения межмолекулярных взаимодействий си-

системы ПАВ — вода. Как показали недавние исследования [8], выполненные с помощью установки ЯМР (ядерный магнитный резонанс), обнаруживается уменьшение вероятности выхода молекул ПАВ и воды из такой системы за счет повышения энергии связи молекул.

Настоящая работа посвящена экспериментальному изучению испарения системы, состоящей из двух капель: водного раствора ПАВ и дистиллированной воды. Расстояние между каплями было при-

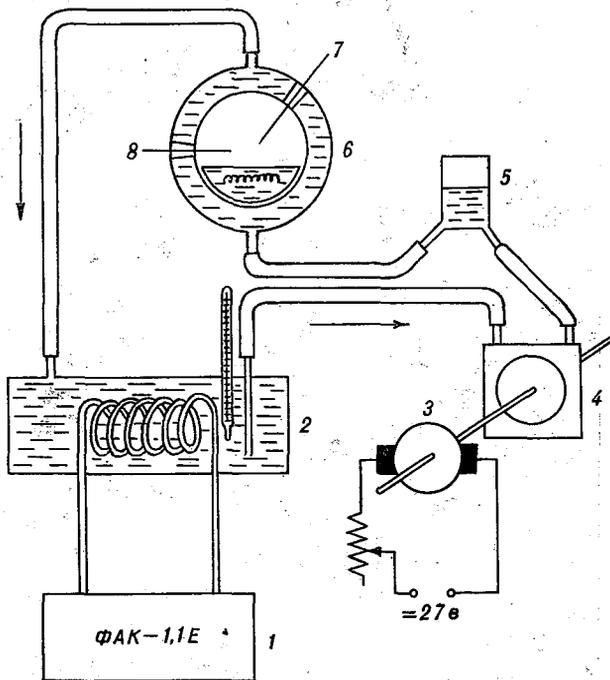


Рис. 1. Схема установки (без оптической части).

1 — холодильный агрегат, 2 — бак, 3 — мотор, 4 — насос; 5 — де-
вibrator, 6 — камера, 7, 8 — термисторы.

близительно равно их радиусам. Такой эксперимент гарантирует равенство условий, при которых находятся испаряющиеся капли. Испарение изучалось при отрицательных температурах.

Для проведения экспериментов была создана установка, схема которой представлена на рис. 1. В латунном баке емкостью 9 л происходит охлаждение жидкости, имеющей низкую температуру замерзания (водный раствор этиленгликоля). Впаянная в бак спираль из медных трубок служит испарителем холодильного агрегата ФАК-1,1Е. Охлажденная жидкость насосом перегоняется по резиновым трубкам в камеру. Насос приводится в действие мотором постоянного тока, скорость вращения которого можно регулировать. Температура в камере задается режимом работы

холодильника и скоростью циркуляции охлаждающей жидкости и может изменяться от 20 до -20°C .

Для устранения вибрации от толчков перекачиваемой жидкости в трубке между насосом и камерой установлен девибратор.

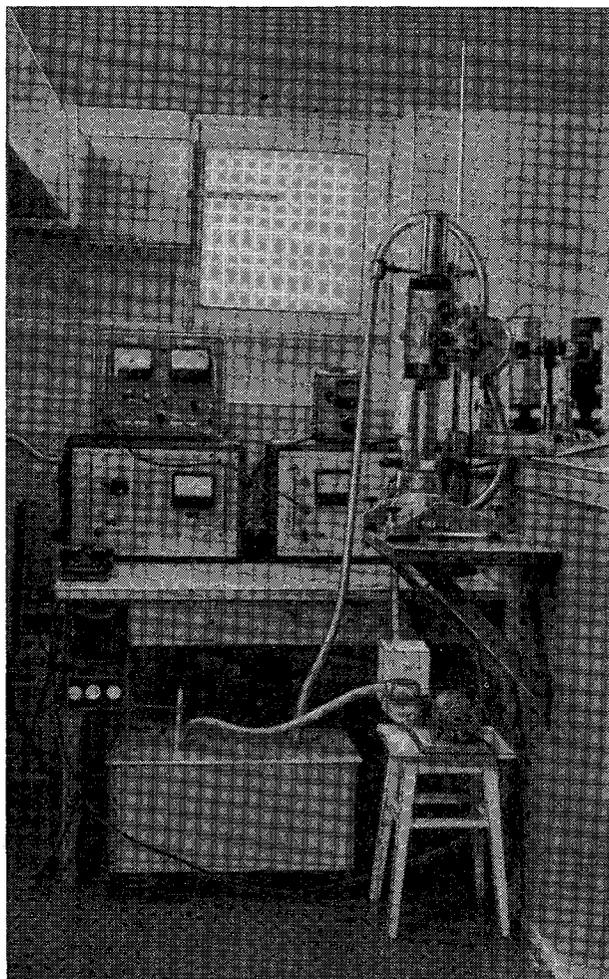


Рис. 2. Общий вид установки.

Он представляет собой металлический цилиндр, нижняя часть которого заполнена жидкостью, а верхняя воздухом. При перекачке воздух сжимается и толчки гасятся колебанием верхней кромки жидкости.

Изучение испарения капель проводится в цилиндрической камере из органического стекла с внутренним объемом 75 см^3 . Ох-

лаждающая жидкость, циркулирующая по полым стенкам камеры, обеспечивает равномерное понижение температуры во внутреннем объеме.

В камере создается определенная влажность. Для этой цели в нижней части камеры расположена кювета, внутри которой находится спираль из тонкой нихромовой проволоки. Проходящий через спираль ток нагревает налитую в кювету дистиллированную

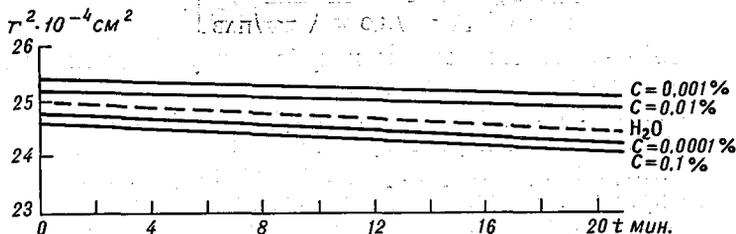


Рис. 3. Кинетика испарения капель растворов ПАВ и воды.

воду, которая служит источником влаги. Степень увлажнения регулируется величиной проходящего тока и измеряется по скорости испарения капли воды.

Исследуемые капли подвешивались на малогабаритные высокочувствительные термисторы МТБ-60, служащие датчиками электротермометров. Конструкция камеры позволяет вести наблюдения в проходящем или отраженном свете. Для определения размеров капель использовался катетометр КМ-6.

Общий вид установки в рабочем состоянии показан на рис. 2. В наших опытах на один из двух термисторов подвешивалась капля раствора ПАВ, на другой — капля дважды дистиллированной воды. Диаметр капель равнялся 1—1,1 мм. Расстояние между каплями не превышало их диаметра. С помощью катетометра измерялся вертикальный размер капель. Отсчеты снимались через каждые 2 мин. в течение 20 мин.

Температура и влажность в камере во время измерений поддерживались постоянными.

Были исследованы водные растворы додецилсульфата натрия $\text{C}_{12}\text{H}_{25}\text{SO}_4\text{Na}$ с весовой концентрацией 0,0001—0,1%. Опыты проводились при температуре от 0 до -10° и относительной влажности 90—98%.

Полученные результаты представлены на рис. 3, где дана зависимость квадрата радиуса капель r^2 от времени t . По углу наклона прямых $r^2 - t$ видно, что капли ПАВ с концентрацией 0,001—0,01% испаряются медленнее, чем капли воды, в то время как при

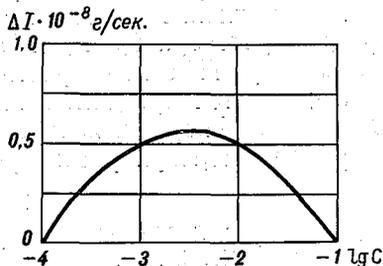


Рис. 4. Зависимость разности скорости испарения капель воды и растворов ПАВ от концентрации раствора.

концентрациях раствора 0,0001% и 0,1% влияние ПАВ на скорость испарения не сказывалось.

По наклону прямых r^2-t можно вычислить разность скоростей испарения капель воды и ПАВ:

$$\begin{aligned} \Delta I &= I_{\text{H}_2\text{O}} - I_{\text{ПАВ}} = \left(\frac{\Delta m}{\Delta t} \right)_{\text{H}_2\text{O}} - \left(\frac{\Delta m}{\Delta t} \right)_{\text{ПАВ}} = \\ &= \frac{4}{3} \pi \rho \left[\left(\frac{\Delta r^3}{\Delta t} \right)_{\text{H}_2\text{O}} - \left(\frac{\Delta r^3}{\Delta t} \right)_{\text{ПАВ}} \right], \end{aligned} \quad (1)$$

где Δm и Δr^3 — изменение массы и куба радиуса капли за время Δt ; ρ — плотность воды ($\rho = 1 \text{ г/см}^3$).

Вычисленные из выражения (1) значения разности скоростей испарения капель воды и растворов ПАВ в зависимости от логарифма концентрации раствора представлены на рис. 4, из которого видно, что кривая $\Delta I(\lg C)$ имеет экстремальный вид с максимумом при $C = 0,001 \div 0,01\%$. Спад кривой при переходе от $C = 0,01\%$ к $C = 0,1\%$, вероятно, связан с появлением в растворе ПАВ молекулярных агрегатов — мицелл (для додецилсульфата натрия критическая концентрация мицеллообразования составляет 0,2% по весу [9]). Для подтверждения этого предположения требуется провести дополнительные опыты.

ВЫВОДЫ

1. В ходе проведенных экспериментов обнаружено замедление скорости испарения капель растворов ПАВ по сравнению с водой.

2. Замедление скорости испарения наблюдается при концентрациях раствора 0,001% и 0,01%; при концентрации 0,1% влияние молекул ПАВ на скорость испарения воды исчезает.

3. Делается предположение, что отсутствие влияния ПАВ при $C = 0,1\%$ на скорость испарения воды связано с появлением в растворе ПАВ молекулярных агрегатов — мицелл.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bradley R. S. The rate of evaporation of small water drops. J. colloid. sci., vol. 10, No. 6, 1955.
2. Фукс Н. А. Испарение и рост капель в газообразной среде. М., Изд. АН СССР, 1958.
3. Баранцев М. К. О влиянии поверхностных пленок нерастворимых веществ на скорость испарения воды. ЖФХ, 1937, т. 9, вып. 69.
4. Дерягин Б. В., Ляшев К. Ф., Духин С. С. Влияние адсорбционных слоев растворимых поверхностноактивных веществ на скорость испарения мелких капель воды. Коллоидный журнал, 1965, т. 27, № 1.
5. Дерягин Б. В., Баканов С. П., Кургин Ю. С. О влиянии монослоев на испарение капель. — ДАН СССР, 1960, т. 135, № 6.
6. Леонов Л. Ф., Прохоров П. С. Влияние поверхностноактивных веществ на испарение мелких водяных капель. Исслед. в области поверхност. сил. В кн.: Доклады III конференции по поверхностным силам. М., 1967.
7. Морачевский В. Г., Кирюхин Б. В., Орлова М. Н. Исследование скоростей испарения капель водных растворов поверхностноактивных веществ. В кн.: «Проблемы физики атмосферы», Изд. ЛГУ, вып. 2, 1963.
8. Потанин А. Н., Дубрович Н. А. О некоторых свойствах растворов поверхностно-активных веществ в воде при концентрациях ниже критической концентрации мицеллообразования. — ДАН СССР, 1969, т. 188, № 4.
9. Шинода и др. Коллоидные поверхностно-активные вещества. М., «Мир», 1966.

Г. М. БАШКИРОВА, И. А. МОЛОТКОВА,
В. Я. НИКАНДРОВ, Т. А. ПЕРШИНА

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЬДООБРАЗУЮЩЕГО ДЕЙСТВИЯ НЕКОТОРЫХ РАСТВОРИМЫХ В ВОДЕ ЯДЕР КОНДЕНСАЦИИ

Введение

В ранее опубликованной работе [1] рассматривалась принципиальная возможность льдообразующего действия растворимых в воде веществ. При этом указывалось, что процесс образования переохлажденных капель на растворимых ядрах конденсации до температуры, соответствующей эвтектической точке их раствора, аналогичен процессу образования капель на ядрах при положительных температурах. После достижения точки эвтектики и при дальнейшем понижении температуры появляются благоприятные условия для возникновения твердой фазы воды. Основой для этого служат микрокристаллики льда, включенные в поверхность эвтектики, возникающей при замерзании капель раствора.

Для выяснения возможности образования ледяных кристаллов на растворимых в воде ядрах конденсации были проведены предварительные эксперименты.

Методика эксперимента

Методика опытов сводилась к установлению температуры тумана, при которой в результате распыления в тумане порошка растворимых в воде солей образовывались ледяные кристаллы, и к обнаружению в кристаллах частиц соли. В качестве исследуемых веществ использовались соли NH_4Cl и KCl , эвтектические точки которых соответствуют -16 и -11° .

Исследования проводились в камере холода размером $76 \times 45 \times 90$ см при температуре от -3 до -27° . Указанные химически чистые соли, предварительно растертые в агатовой ступке, распылялись в переохлажденном тумане. Наличие ледяных кристаллов

в тумане устанавливалось визуально в пучке света, проходящем внутри камеры, и в пробах, которые брали с помощью термостатов-заборников. Последние позволяли фотографировать взятые пробы в неохлаждаемом помещении, а затем наблюдать за таянием ледяных кристаллов и испарением образовавшихся капель для установления наличия или отсутствия в них частиц соли. Пробы брались как методом протяжки, так и методом оседания. В первом случае забор проб производился сразу после распыления порошка соли в тумане и иногда во время распыления. Экспозиция взятых проб составляла 2—5 сек. Во втором случае длительность забора проб менялась в пределах 4—7 мин.

Результаты опытов

При распылении порошка NH_4Cl в тумане при температуре от 0 до -16° , а порошка KCl до -12° во всех взятых пробах наблюдались жидкие капли раствора, размеры которых намного превосходили размеры капель тумана. После испарения таких капель на их месте оставались частицы соли, часто в виде правильных столбиков или квадратов. В некоторых пробах, взятых методом протяжки, наряду с каплями встречались вводимые частицы.

При введении в туман частиц NH_4Cl при температуре тумана -16° или KCl при -12° и ниже по визуальным наблюдениям, отмечались ледяные кристаллы, количество которых было невелико во всем исследуемом интервале температур. В пробах, взятых методом оседания (рис. 1), в небольшом количестве наблюдались ледяные кристаллы, а также твердые и жидкие крупные капли раствора и иногда частицы соли. Внутри некоторых капель встречались непольностью растворившиеся частицы соли. На узких выступах крупных частиц соли имелись ледяные образования в виде тонких пластинок или столбиков. Через некоторое время, после того как пробы вынимались из камеры, замерзшие капли и ледяные кристаллы таяли (последние иногда испарялись), а образовавшиеся капли и уловленные в пробах жидкие капли, испарялись. После испарения уловленных в тумане капель раствора во всех случаях оставались частицы соли, в то время как на месте капель, полученных после таяния ледяных кристаллов, частицы соли обнаруживались не всегда. Так как естественное образование ледяных кристаллов (без воздействия на туман) в проводимых опытах не имело места, необнаружение частиц соли от ледяных кристаллов, очевидно, обуславливалось малыми размерами этих частиц, которые невозможно было обнаружить с помощью оптического микроскопа. Действительно, размеры частиц соли, оставшихся от ледяных кристаллов правильных форм, составляли 1—5 мкм, а от уловленных в тумане капель раствора — 5—40 мкм (при этом количество мелких частиц в последнем случае было невелико). Таким образом, частицы, оставшиеся от ледяных кристаллов, как правило, имели меньшие размеры, чем частицы, оставшиеся от капель раствора. Иногда после испарения капли, полученной от кристалла, оставалось не-

сколько мелких частиц соли. Это связано со скоростью испарения капли раствора и соответствует закону кристаллизации из раствора.

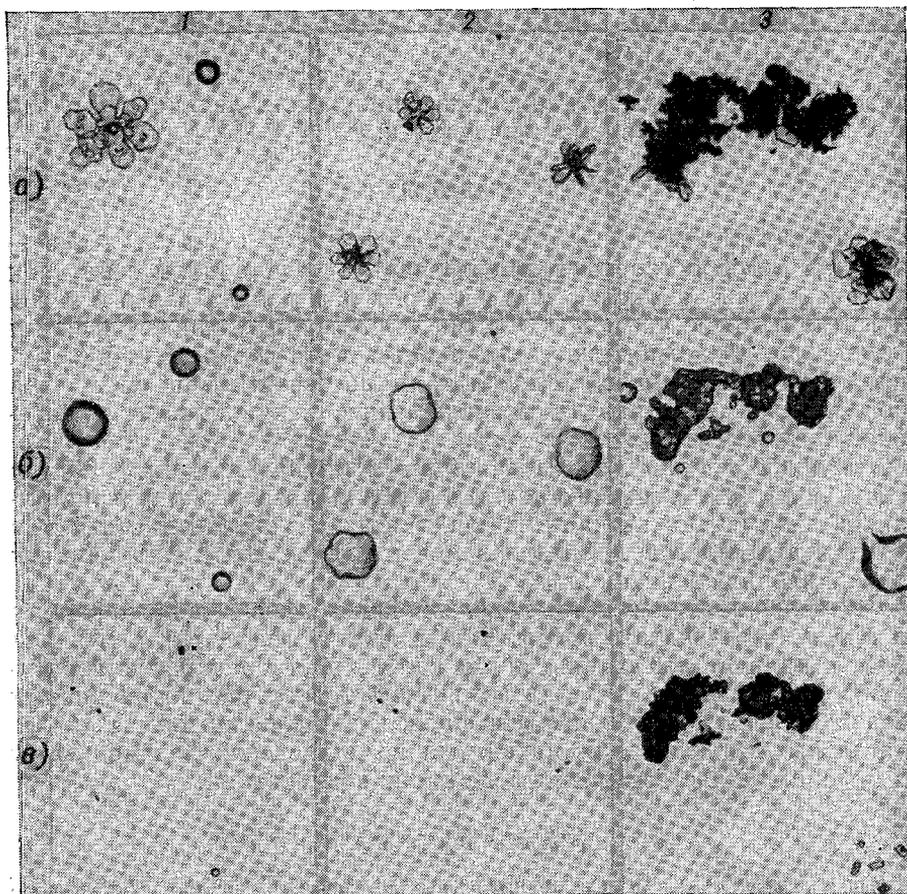


Рис. 1. Фотографии проб, взятых в тумане после распыления в нем частиц соли. а — до таяния ледяных кристаллов, б — после таяния ледяных кристаллов или ледяных отложений на крупных частицах соли; в — после испарения капель. 1 — KCl при $T = -17^\circ$, 2, 3 — NH_4Cl при $T = -17^\circ$.

В пробах, взятых методом протяжки, при температуре тумана, равной эвтектической и немного ниже (до -15° для KCl, -20° для NH_4Cl), ледяные кристаллы, как правило, наблюдались в тех случаях, когда забор проб проводился позже, чем через 20 сек. после начала распыления порошка соли в тумане. При более низких температурах ледяные кристаллы отмечались во всех пробах. Это свидетельствует о том, что для образования льда на частицах соли и его последующего роста требуется некоторый период

времени, который определяется температурой тумана. Капли раствора наблюдались во всех пробах независимо от того, через какое время после введения в туман порошка соли брались пробы, во всем исследуемом интервале температур. Наличие или отсутствие ледяных кристаллов в пробах в зависимости от времени забора проб, а также наличие переохлажденных капель раствора во всех бравшихся пробах объяснялось условиями проведения опытов и особенностями механизма возникновения ледяной фазы на растворимых в воде ядрах конденсации.

ВЫВОДЫ

Образование ледяных кристаллов в тумане в результате введения в него растворимых в воде частиц соли при температурах тумана, равных эвтектическим температурам данных солей и ниже, а также наличие указанных частиц соли в образующихся ледяных кристаллах подтверждают высказанные в [1] соображения о том, что при определенных температурах растворимые в воде ядра конденсации способствуют возникновению ледяной фазы в переохлажденных туманах и облаках.

Наличие ледяных образований на выступах крупных частиц NH_4Cl или KCl указывает на то, что возникновение микрокристалликов льда возможно как в каплях раствора указанных солей, так и в тонком его слое, образующемся на поверхности растворимых в воде ядер конденсации.

Небольшое количество ледяных кристаллов, наблюдавшихся в тумане в результате распыления в нем частиц солей NH_4Cl или KCl , и наличие переохлажденных капель раствора при температурах, более низких, чем в эвтектических точках растворов данных солей, говорит о необходимости проведения дополнительных более детальных исследований механизма возникновения ледяной фазы в туманах на растворимых в воде ядрах конденсации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Никандров В. Я. О льдообразующих свойствах растворимых в воде веществ. — Труды ГГО, 1969, вып. 239.

СОДЕРЖАНИЕ

Д. Д. Сталевич. Вызывание искусственных осадков с помощью гигроскопических веществ	3
Д. Д. Сталевич, Т. С. Учеваткина. О роли восходящих движений в формировании искусственных осадков	19
Н. С. Шишкин. К вопросу об учете влияния фазовых превращений воды на скорость вертикального развития конвективного облака	29
В. Я. Никандров. Роль эвтектических свойств ядер конденсации в образовании льда в свободной атмосфере	39
Г. М. Башкирова, И. А. Молоткова, Т. А. Першина. О росте ледяных кристаллов, образующихся при введении в переохлажденный туман мелкодисперсного порошка CuS	43
Г. М. Башкирова, И. А. Молоткова, Т. А. Першина. К вопросу о механизме льдобразующего действия сернистой меди	60
Г. М. Башкирова, И. А. Молоткова, Т. А. Першина. Об изменении льдобразующей активности порошка CuS при длительном хранении	67
Ю. П. Сумин, Н. В. Торопова. Результаты исследований льдобразующего действия пиротехнических составов с йодидами серебра и свинца при воздействиях на переохлажденные слоистообразные облака	78
Т. Н. Громова, В. Т. Леншин. О переходе мощных кучевых облаков в дождящие и о достижении наивыгоднейших условий осадкообразования при воздействии йодистым серебром	91
В. М. Сороковик. Опыт тушения лесных пожаров искусственно вызванными осадками на территории Красноярского края	101
В. Г. Морачевский, Г. Т. Никандрова, Г. А. Чикирова. Изменение во времени некоторых характеристик приземных радиационных туманов	106
Ю. П. Сумин, Я. М. Шварц. Электрические поля в окрестности конвективных облаков	113
Г. И. Осипова. Развитие облачности в связи с характеристиками влажности атмосферы	121
Г. И. Осипова. Коэффициент влагоиспользования при облачности различного происхождения	133
Е. П. Будилова, Т. В. Иванова, В. Т. Леншин, Л. С. Хайбулина, Н. С. Шишкин. К методике оценки водных запасов конвективных облаков	142
М. А. Химач. Исследование концентрации льдобразующих ядер в атмосфере	153
Н. Ф. Котов. Мозаичная система радиолокационной информации	161

Р. А. Анчугова, Т. В. Иванова, Н. Ф. Котов. Измерение суммарных площадей и объемов очагов радиозо от конвективных облаков на больших площадях	171
К. С. Жупахин, В. С. Жупахин. Применение метода диаграмм рассеяния для исследования пространственно-временных структур эхо-сигналов	180
К. С. Жупахин, В. С. Жупахин. К теории R-метра	186
В. Г. Морачевский, Н. А. Дубрович, А. Н. Потанин, А. Г. Попов. О льдообразующих свойствах метальдегида	189
К. С. Жупахин. Об эффективности сглаживания временных и пространственных реализаций эхо-сигналов	193
Ю. И. Соколов. Экспериментальное изучение испарения капель растворов поверхностно-активных веществ и воды при отрицательных температурах	200
Г. М. Башкирова, И. А. Молоткова, В. Я. Никандров, Т. А. Першина. Экспериментальные исследования льдообразующего действия некоторых растворимых в воде ядер конденсации	205

Труды ГГО, вып. 278

Физика облаков и активных воздействий

Редактор Л. В. Царькова

Техн. редактор М. И. Брайнина

Корректоры: И. А. Каспарова,
Л. И. Хромова

Сдано в набор 21/X 1971 г. Подписано к печати
3/III 1972 г. М-08073. Бумага 60×90^{1/16}, тип. № 1.
Печ. л. 13,75. Уч.-изд. л. 13,74. Тираж 630 экз.
Индекс МЛ-163. Заказ № 608. Цена 96 коп.
Гидрометеиздат. Ленинград, В-53, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 Главполиграф-
прома Комитета по печати при Совете Министров
СССР. Ленинград. Прачечный пер., д. 6.

Вызывание искусственных осадков с помощью гигроскопических веществ. Сталевич Д. Д. Труды ГГО, 1972, вып. 278, стр. 3—18.

Настоящая статья представляет собой обобщение теоретических работ, проведенных в ГГО, по вопросам воздействия хлористым натрием на конвективные облака. Расчеты, выполненные для широкого диапазона начальных условий, определяют размеры частиц, ширину зоны и количество осадков, получаемых в результате воздействия. Установлены оптимальные значения расходов NaCl, зависящие от физических характеристик подвергаемого воздействию облака, а также оптимальные размеры частиц NaCl. Выявлен наилучший способ введения реагента в облако. Теоретические выводы сопоставлены с данными полевых экспериментов.

Илл. 7. Библ. 17.

О роли восходящих движений в формировании искусственных осадков. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С., Труды ГГО, 1972, вып. 278, стр. 19—28.

В работе исследуется влияние скорости восходящих движений в конвективном облаке на рост сферических частиц, возникших на искусственных ядрах конденсации (сублимации). Расчеты проведены для упрощенных схем развития облака с завершившимся развитием к моменту воздействия, равномерным по высоте восходящим потоком и заданным профилем скорости восходящего потока.

На основе расчетов получены размеры частиц осадков для каждой модели облака. Эти данные являются исходными при количественной оценке эффекта воздействия.

Табл. 6. Илл. 4. Библ. 14.

К вопросу об учете влияния фазовых превращений воды на скорость вертикального развития конвективного облака. Шишкин Н. С. Труды ГГО, 1972, вып. 278, стр. 29—38.

В расчетах скорости вертикального развития конвективных облаков, выполняемых по методу слоя, принималось, что причиной развития конвективной циркуляции является лишь выделение скрытой теплоты конденсации. В настоящей работе предложен способ учета выделения скрытой теплоты замерзания и сублимации водяного пара на ледяных частицах при предположении, что в верхних слоях облаков замерзают все облачные капли, а влажность воздуха уменьшается до насыщения над льдом.

Кроме того, выполнена оценка точности приближенной формулы для скорости роста капельного облака при его развитии через несколько слоев с разными значениями вертикального градиента температуры.

Табл. 1. Илл. 3. Библ. 7.