

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

06
Т78

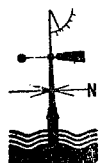
ТРУДЫ

ВЫПУСК 239

ФИЗИКА ОБЛАКОВ
И АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук В. Я. НИКАНДРОВА
и д-ра физ.-мат. наук Н. С. ШИШКИНА

БИБЛИОТЕКА
Ленинского
Гидрометеорологического
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1969

УДК 551.576 : 551.509 (061.6)

В сборник включены статьи, посвященные теоретическим исследованиям естественного и искусственного осадкообразования, экспериментальным и аэроклиматическим исследованиям облаков и осадков, разработке методов активных воздействий на облака и туманы.

Сборник рассчитан на научных сотрудников, работающих в области физики атмосферы и активных воздействий.

О ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ СВОЙСТВАХ РАСТВОРИМЫХ В ВОДЕ ВЕЩЕСТВ

К настоящему времени выявлено несколько сот различных веществ. мелкие частицы которых при определенных отрицательных температурах воздуха могут способствовать образованию твердой фазы воды в атмосфере. Однако еще не получено достаточно определенное представление о механизме образования ледяных частиц в атмосфере при участии в этом процессе подложек неледяного происхождения. Обычно в качестве основных параметров, характеризующих льдообразующую активность веществ-подложек, принимают:

так называемую пороговую температуру льдообразования, когда при введении в среду капель частиц реагента в ней появляются кристаллы льда;

выход льдообразований, т. е. количество появившихся таким образом ледяных частиц в некотором объеме при расходе единицы льдообразующего вещества.

При определении этих параметров приходится считаться с некоторыми побочными для эффекта льдообразования факторами, как, например, особенности диспергирования и условия хранения и применения реагентов. Но при рациональной методике систематизации экспериментального материала и его анализа можно сделать близкие к действительности выводы относительно природы действия тех или иных подложек. В настоящей работе на основе данных, опубликованных в работах [1, 2], рассмотрены некоторые вопросы, относящиеся к значениям пороговых температур. Выяснилось, во-первых, что прямой зависимости пороговой температуры от кристаллической формы льдообразующих частиц не имеется. Попытка оценить влияние близости параметров кристаллических решеток веществ-подложек и решетки льда на пороговые температуры путем анализа отношений их значений $a_{\text{л}}:a_{\text{л}}$ и $c_{\text{л}}:c_{\text{л}}$ не удалась, причиной чего послужила однообразность экспериментального материала. Последнее же явилось результатом умышленного подбора для опытов веществ, близких по своей структуре к структуре льда. Все значения указанных отношений не вышли за пределы $1 \pm 0,5$ при исключительно большом разбросе пороговых температур.

Далее, произведенное сопоставление величин растворимостей в воде веществ-подложек и пороговых температур льдообразования не выявило однозначной связи между этими двумя параметрами. Лишь в общем виде представилась возможность заметить, что при больших растворимостях, а именно при растворимостях, близких к одному грамму вещества

на 100 граммов воды или больше, все пороговые температуры оказываются ниже -18°C . Более интересные сведения получаются при изучении пороговых температур льдообразования в связи с характеристикой эвтектического рубежа растворимости. Выявилась хорошая связь температур эвтектических точек веществ-подложек [3] с пороговыми температурами льдообразования (табл. 1).

Объяснить это можно следующим образом. Как известно, реальная начальная система, обеспечивающая образование ледяных зародышей на

Таблица 1

Сравнение температур образования эвтектик и кристаллизации переохлажденного тумана

Вещество	$t_{\text{эвт}}$	$t_{\text{кр}}$	Исследователь
CdJ_2	-5,3	-7,5	Вейкман
AgNO_3	-7,3	-6,5	Пруппахер
CdCl_2	-10,2	-12,8	Фукута
KCl	-11,4	-12,2	Фукута
KBr	-13,0	-12,5	Фукута
NaJ	-15,0	-14,5	Фукута
CuSO_4	-15,0	-20,0	Хослер
NH_4Cl	-16,0	-18,0	Пруппахер
NH_4Br	-17,0	-17,0	Сано
KF	-21,8	-13,7	Фукута
NaCl	-22,0	-22,0	Хослер
NaF	-22,0	-18,0	Пруппахер
KJ	-23,2	-13,0	Фукута
NaBr	-24,0	-22,0	Хослер
CuCl_2	-40,0	-18,0	Пруппахер

взвешенных в атмосфере твердых частицах, состоит из двух фаз: ледяной и парообразной (подложка может рассматриваться как имитатор ледяной фазы). Образование зародыша твердой фазы воды на такой подложке может произойти в виде установившегося слоя некоторой протяженности с расположением здесь молекул H_2O , близким к расположению их в решетке льда. Заметим, что в понятие расположения молекул H_2O , характерного для льда, входят не только геометрические параметры решетки, но и обязательность устойчивых водородных связей, приводящих к увеличению угла $\text{H}-\text{O}-\text{H}$ в каждой молекуле от 105° (характерно для отдельной молекулы H_2O) до 109° (характерно для молекул H_2O в решетке льда). Последнее обуславливает тетраэдрическое строение элементарной ячейки льда.

Однако не всегда каждое вещество подложек может обеспечить эти необходимые условия для образования ледяного зародыша. Дело в том, что процесс сгущения молекул H_2O на подложке в зависимости от при-

роды ее вещества и внешних условий (температуры, влажности воздуха) может развиваться по-разному. Он может ограничиться связью молекул H_2O с молекулами подложки за счет ненаправленной дисперсионной составляющей притяжения ван-дер-ваальсовой энергии, поэтому без существенного влияния на взаимную ориентацию молекул H_2O в образующемся зародыше новой фазы. Но процесс объединения с подложкой может развиваться и абсорбционно, с ориентацией дипольных молекул H_2O относительно ионов растворяющегося вещества подложки. Последнее исключает возможность обязательной для образования решетки льда взаимной ориентации молекул H_2O с установлением собственных водородных связей.

По существу, это означает, что подложка с таким ионным растворением будет способствовать образованию капли жидкости (процесс конденсации), а не частицы льда. Но конденсационный процесс образования жидкой капли становится невозможным, и, наоборот, благоприятные условия для образования льда на такой подложке появляются тогда, когда достигаются температуры, соответствующие образованию эвтектики

из материала подложки и льда, т. е. когда смесь ледяных кристалликов и кристалликов вещества-подложки в общем образует систему веществ без взаимного существенного нарушения внутренней структуры каждого из веществ. Соответствующий пример показан для водного раствора соли NaCl на рис. 1.

В качестве пояснения добавим, что для каждой температуры раствора, начиная с точки замерзания чистой воды, имеются две равновесные концентрации солей [4]: минимальная, ниже которой из раствора выделяется избыток воды в виде кристалликов льда, и максимальная, при превышении которой выделяется избыток соли в виде кристаллов. Обе кривые, выражающие зависимость предельных равновесных концентраций данной соли от температуры, сходятся в одной точке, соответствующей так называемой эвтектической температуре определенной концентрации раствора.

В этих условиях дальнейший отвод тепла ведет к выделению в виде кристаллов обоих компонентов раствора, т. е. раствор замерзает целиком, сохраняя неизменное количественное соотношение составных частей. В результате и образуется эвтектическая смесь кристаллов льда и соли.

Имея это в виду, можно считать, что при температурах ниже эвтектической точки дальнейший процесс сгущения водяного пара на таких ядрах практически будет соответствовать его сгущению на ледяных подложках, т. е. на тех микрокристалликах льда, которые будут вкраплены в поверхность ядра. При этом микрокристаллы соли будут относительно инертны в процессе сгущения водяного пара. А это явится достаточно благоприятным случаем для образования именно твердой фазы в атмосфере, конечно, при условии, что размеры этих кристалликов будут равны или больше равновесных.

Следовательно, при подборе эффективных реагентов для воздействия на переохлажденную влагу необходимо иметь в виду и такое свойство веществ и отсюда подбирать такие вещества, которые имеют относительно высокую температуру эвтектической точки. В связи с рассмотренными положениями представляется существенным обратиться к вопросу о природе образования частиц твердой фазы воды в атмосфере в естественных условиях.

В литературе довольно широко обсуждается вопрос о том, имеются ли в свободной атмосфере взвешенные частицы, могущие служить в качестве так называемых ядер сублимации. Мы не отрицаем такой возможности [5], однако из сказанного делаем вывод, что применительно к естественным процессам в облаках отпадает необходимость обязательного присутствия в атмосфере особых ядер кристаллизации. Ими могут служить при определенных отрицательных температурах воздуха и некоторые из тех веществ, частицы которых обычно относятся к ядрам конденсации. К ним относятся, например, KCl с эвтектической температурой $-11,4^{\circ}\text{C}$, NaCl $-21,2^{\circ}\text{C}$, NaJ -30°C , MgCl_2 $-36,6^{\circ}\text{C}$, CuCl_2 -40°C , CaCl_2 -55°C , ZnCl_2 -62°C .

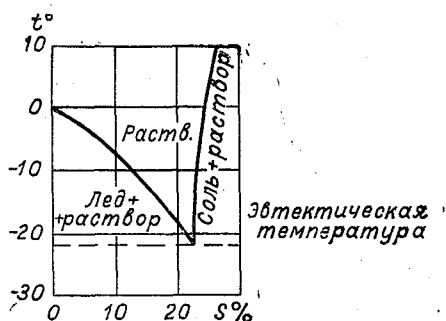


Рис. 1. График кристаллизации водного раствора NaCl.

Обращает на себя внимание наличие в этом перечне таких веществ, температура эвтектической точки которых лежит за пределами -41°C . Присутствие таких примесей в воде, видимо, делает практически возможным существование иногда капель и при температурах ниже -41°C . Последнее связано с появлением затруднений в образовании кристаллической структуры льда, поскольку в этом случае молекулы H_2O будут группироваться вокруг ионов растворенного вещества, а не путем взаимной собственной ориентации в результате действия энергии межмолекулярных водородных связей, что обязательно для образования кристаллической решетки льда.

ЛИТЕРАТУРА

1. Красиков П. Н., Никандров В. Я. Исследование средств искусственного воздействия на облака и туманы. Труды Всесоюзного метеорологического совещания. Гидрометеиздат, Л., 1963.
2. Плауде Н. О., Соловьев А. Д. Анализ некоторых закономерностей льдообразования на частицах аэрозолей неорганических веществ. Доклады на VII междо-ведомственной конференции по физике облаков и активных воздействий. Гидро-метеиздат, М., 1967.
3. Справочник химика. Госхимиздат, М., 1962.
4. Шахпаронов М. И. Введение в молекулярную теорию растворов. Гостехиздат, М., 1936.
5. Красиков П. Н., Никандров В. Я. О ядрах сублимации в атмосфере. Тр. ГГО, вып. 47, 1954.

Т. Н. ГРОМОВА, В. Т. ЛЕНШИН, Д. Д. СТАЛЕВИЧ

О ВЫБОРЕ РЕАГЕНТОВ ДЛЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА КОНВЕКТИВНЫЕ ОБЛАКА С ЦЕЛЬЮ ВЫЗЫВАНИЯ ИЗ НИХ ОСАДКОВ

Введение

Опыты по искусственному вызыванию осадков из конвективных облаков, проводившиеся в разных странах, показали, что увеличение количества осадков в общей сумме за дневной период составляет 10—20% [2, 6, 7, 13], а по данным некоторых зарубежных авторов даже до 30% [12, 14]. Эти превышения количества осадков не выходят за пределы естественной их изменчивости за летние месяцы. Правда, указанные увеличения осадков не следует рассматривать в качестве предельных, поскольку эти данные получены на ограниченном материале и опыты по воздействию далеко не всегда проводились в течение всего дневного периода конвекции. К тому же повторяемость мощных кучевых облаков, пригодных для воздействия, в разных физико-географических районах может быть весьма различной. Вместе с тем очевидно, что установить максимально возможный добавок осадков можно лишь при условии оптимального выбора соответствующего реагента, метода его введения и дозировки, в зависимости от конкретных условий, в которых живет конвективное облако.

При испытании и проверке одного и того же метода воздействия результат оказывается то положительным, то отрицательным, что не позволяет однозначно оценить эффективность метода. Используемые в опытах воздействия и в анализе полученных результатов значения вертикальной мощности конвективного облака и температуры на верхней границе (на уровне воздействия) хотя и являются очень важными параметрами воздействия, все же оказываются недостаточными и далеко не всегда определяют оптимальный результат опыта.

Ранее неоднократно отмечалась необходимость дополнительного учета таких характеристик, как стадия развития мощного кучевого облака, мощность его переохлажденной части [1, 6], а также физико-химических свойств и особенностей действия различных реагентов в зависимости от степени увлажнения облачного воздуха [4]. Очевидно, однако, что углубленный анализ опытов воздействия и соответствующие общие выводы об эффективности реагентов могут быть сделаны лишь при наличии достаточно большого экспериментального материала.

С целью выяснения диапазона эффективного действия ряда реагентов (PbJ_2 , AgJ , $NaCl$ и CuS) при воздействии на конвективные облака для вызывания искусственных осадков авторами дополнительно проанализи-

рованы материалы опытов, проведенных ГГО в период с 1959 по 1967 г. в различных географических районах Советского Союза с использованием специально оборудованного самолета-лаборатории ИЛ-14М, данных учащенной наземной осадкомерной сети и радиолокационных наблюдений.

Выбор объекта воздействия, методы введения реагентов и наблюдения за эволюцией облаков, подвергнутых воздействию

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

Отметим, что в ряде случаев осуществлялся массовый засев на группу (гряды) из нескольких мощных кучевых облаков (над определенными участками ливнемерных кустов), откуда в анализ были включены лишь те облака, за которыми после воздействия велись длительные наблюдения.

Перед началом воздействий определялось состояние облачного поля: количество и форма облаков, наличие или отсутствие облаков с закристаллизованными вершинами, тенденция облаков, выбранных для воздействия, к росту или распаду. Если при этом вблизи опытного мощного кучевого облака находилось другое конвективное облако с закристаллизованной вершиной или кристаллические слоистообразные облака среднего (верхнего) яруса, условия считались неблагоприятными для проведения опыта.

Введение реагента в облако осуществлялось одним из трех методов: а) распылением водных растворов йодистого свинца (и коллоидных растворов AgJ) из баков, а порошкообразной сернистой меди из бункера при заходе самолета непосредственно в верхнюю часть облака (на 20—50 м ниже верхней кромки); б) сбросом пакетов гигроскопического реагента (NaCl в смеси с цементом в весовом соотношении 4:1) через заданные интервалы времени при пролете самолета над вершинами мощных кучевых облаков; в) выстреливанием пиропатрона (содержащего 12—14 г пиромеси PbJ_2 или 7—15 г порошка CuS) непосредственно в вершину облака или в верхнюю его часть на уровнях температур не выше соответственно -7 , -3° . Введение реагентов с помощью патронов исключало необходимость пролета самолета через облако.

Для наблюдений за результатами воздействия и дополнительного зондирования надоблачного слоя полет обычно производился по спирали вокруг облака с постепенным набором высоты на 300—500 м выше уровня воздействия. Наблюдения за состоянием вершины облака с целью установления изменения ее высоты и фазового состояния велись в течение 5—12 мин. после воздействия; одновременно велись наблюдения за состоянием контрольного облака. В случае, когда после первого воздействия облако продолжало развитие по вертикали, производилось повторное воздействие. В отдельных случаях одновременно выполнялись сравнительные опыты, где использовались разные реагенты.

После завершения наблюдений за верхней кромкой облаков выполнялся быстрый спуск к нижней границе облака, подвергнутого воздействию, где велись наблюдения за эволюцией основания конвек-

тивного облака, а в случае появления осадков — и за особенностями формирования и последующим изменением зоны осадков. Протяженность зоны осадков по горизонтали замерялась, как правило, в двух взаимно перпендикулярных направлениях при одновременном заборе проб капель на участках наибольшей интенсивности дождя. Наблюдения за зонами осадков в отдельных случаях удавалось провести до полной их деградации с визуальной отметкой интенсивности осадков, местоположения зон и изменением высот оснований дождящих облаков.

**Характеристики конвективных облаков, подвергнутых воздействию.
Расход реагента на облако при воздействии**

Общее число опытов по воздействию на мощные кучевые облака с целью вызывания осадков, проведенных Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова за исследуемый период, составило около 600, из которых подробный анализ удалось выполнить лишь для 380 случаев. Хотя значительная часть полученных авторами данных по воздействию опубликована в ранее выполненных работах [1—3, 5, 6], было признано целесообразным привести здесь некоторые интегральные характеристики основных параметров конвективных облаков, таких, как вертикальная мощность ΔH , температура на верхней границе облака T , мощность переохлажденной части Δh и объем v (табл. 1—4). Эти данные позволяют уточнить диапазоны условий, в которых проводились опыты по воздействию рассматриваемыми реагентами при различных способах их введения в облака.

а) Вертикальная мощность облаков. Вертикальные мощности конвективных облаков, подвергнутых воздействию, заключались в диапазоне 1,2—5,2 км; при этом воздействия на облака порошкообразным CuS и пиропатронами с PbJ_2 производились на более мощные облака, чем с использованием гигроскопического реагента NaCl , растворов PbJ_2 и в особенности коллоидного раствора AgJ (табл. 1).

Таблица 1
Вертикальная мощность ΔH конвективных облаков в % от общего числа воздействий данным реагентом

Реагент	Градация мощности, км								
	≤1,5	≤2,0	≤2,5	≤3,0	≤3,5	≤4,0	≤4,5	≤5,0	≤5,5
NaCl, порошок	3,9	24,3	54,4	74,7	92,2	94,2	100,0	—	—
CuS, порошок	2,6	2,6	21,1	40,8	63,1	78,9	93,4	98,6	100,0
AgJ, раствор	26,7	33,3	46,7	60,0	80,0	86,7	100,0	—	—
PbJ ₂ , раствор	1,7	15,5	34,0	56,2	80,0	94,0	96,5	100,0	—
PbJ ₂ , пиропатрон	—	1,9	25,0	59,6	80,8	88,5	94,2	94,2	100,0

б) Температура на верхней границе облаков. Температуры на уровне вершин конвективных облаков, подвергнутых воздействию, находились в диапазоне от +5 до —22° (табл. 2).

Как видно из данных табл. 2, наиболее низкие температуры отмечались в опытах по воздействию пиропатронами с йодистым свинцом и сернистой медью. Воздействия растворами PbI_2 и особенно AgJ осуществлялись на менее переохлажденные облака. Следует отметить, что воздействие с помощью гигроскопического реагента NaCl с цементом

производилось в весьма широком диапазоне температур — от $+5^{\circ}$ до $-17,6^{\circ}$; при этом в половине случаев температура на верхней кромке конвективных облаков была выше -7° .

в) Мощность переохлажденной части облаков. Вертикальные мощности переохлажденных частей конвективных облаков тесно связаны с температурными условиями на уровне их верхних границ — чем ниже температура вершины облаков, тем (при прочих равных условиях) больше мощность их переохлажденной части Δh ; если же при этом мощность облака невелика, то оно, как правило, оказывается полностью

Таблица 2

Температура ($T^{\circ}\text{C}$) на уровне верхней границы облаков в % от общего числа воздействий данным реагентом

Реагент	Градация температуры, $^{\circ}\text{C}$											
	$\geq 3,2$	$\geq 1,1$	$\geq -1,0$	$\geq -3,1$	$\geq -5,2$	$\geq -7,3$	$\geq -9,4$	$\geq -11,5$	$\geq -13,6$	$\geq -15,7$	$\geq -17,8$	$\leq -17,9$
NaCl, порошок . .	2,6	7,8	15,6	31,3	44,2	57,1	69,2	84,7	94,2	95,9	100,0	—
CuS, порошок . .	—	—	2,6	7,9	15,8	30,3	51,3	65,8	80,2	90,8	93,4	100,0
AgI, раствор . .	—	—	—	20,0	26,7	33,3	40,0	66,7	86,7	100,0	—	—
PbJ ₂ , раствор . .	—	—	—	—	1,7	22,5	51,5	69,8	84,0	100,0	—	—
PbJ ₂ , пиропатрон	—	—	—	—	5,8	15,4	32,7	38,5	55,8	78,8	88,5	100,0

переохлажденным. В соответствии с этим в наших случаях мощности переохлажденной части облаков были наибольшими в опытах воздействия с применением пиропатронов, содержащих PbJ₂ и CuS. Наименьшие мощности переохлажденной части облаков отмечались в опытах по воздействию водными растворами PbJ₂, в особенности смесью NaCl с цементом (табл. 3).

г) Объемы облаков. Опыты по воздействию на конвективные облака проводились в широком диапазоне их объемов (от 2 до 60 км³).

Наибольшие объемы облаков отмечались в опытах по воздействию пиропатронами, содержащими PbJ₂ или CuS (до 60 км³). Наименьшие объемы были характерны для опытов, когда в мощные кучевые облака реагент вводился в виде коллоидного раствора AgI, в особенности в виде смеси NaCl с цементом (табл. 4).

Таблица 3

Вертикальная мощность переохлажденной части Δh облаков в % от общего числа воздействий данным реагентом

Реагент	Градация мощности, км						
	$\leq 0,5$	$\leq 1,0$	$\leq 1,5$	$\leq 2,0$	$\leq 2,5$	$\leq 3,0$	$\leq 3,5$
NaCl, порошок	25,2	43,6	64,0	91,2	97,0	100,0	—
CuS, порошок	1,3	17,1	47,3	77,6	93,4	100,0	—
AgI, раствор	13,3	26,7	40,0	60,0	86,7	93,3	100,0
PbJ ₂ , раствор	—	1,7	35,7	75,0	97,5	100,0	—
PbJ ₂ , пиропатрон	—	7,7	28,8	40,4	78,8	92,3	100,0

Таблица 4

Объемы конвективных облаков в % от общего числа воздействий
данным реагентом

Реагент	Градация объемов, км ³											
	≤4,0	≤8,0	≤12,0	≤16,0	≤20,0	≤24,0	≤28,0	≤32,0	≤36,0	≤40,0	≤44,0	≥44,1
NaCl, порошок . .	25,2	77,7	91,3	96,1	100,0	—	—	—	—	—	—	—
CuS, порошок . .	23,7	43,4	60,5	71,0	81,6	88,1	92,1	94,7	96,0	96,0	97,3	100,0
AgJ, раствор . .	33,3	53,3	80,0	86,7	93,3	100,0	—	—	—	—	—	—
PbJ ₂ , раствор . .	33,9	59,5	76,9	94,2	97,5	98,3	100,0	—	—	—	—	—
PbJ ₂ , пиропатрон	25,0	67,3	75,0	92,3	94,2	94,2	94,2	94,2	96,1	98,0	100,0	—

д) Расход реагента на облако при воздействии. При проведении воздействия водными растворами PbJ₂ и коллоидными растворами AgJ использовались растворы 0,1%-ной концентрации. Расходы этих реагентов при воздействии на одно облако изменялись соответственно от 6 до 90 и от 12 до 96 л; однако при введении водного раствора PbJ₂ характерными были меньшие расходы, чем при использовании растворов AgJ. В 88% случаев расходы растворов PbJ₂ составляли до 40 л на одно облако, тогда как в случае применения растворов AgJ — только в 40% (табл. 5).

Сернистая медь вводилась в облако путем распыления порошка и с помощью пиропатронов, в первом случае расход реагента составлял 0,05—1,0 кг, а во втором — 0,007—0,014 кг.

Таблица 5

Расходы реагентов на облако в % от общего числа воздействий
данным реагентом

Реагент	Градация расхода реагента, кг											
	≤0,01	≤0,02	≤0,03	≤0,04	≤0,05	≤0,06	≤0,07	≤0,08	≤0,09	≤0,10	≤0,20	≤1,0
AgJ, в растворе . .	—	6,7	26,7	40,0	66,7	80,0	—	86,7	93,3	100,0	—	—
PbJ ₂ , в растворе . .	1,5	41,2	67,2	88,3	94,2	95,6	96,4	99,3	100,0	—	—	—
CuS, порошок . . .	—	28,9	—	35,5	—	53,9	—	55,3	—	64,5	85,5	94,7
PbJ ₂ , пиропатрон (по 1—2 пиропатрона на облако)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Реагент	Градация расхода реагента, кг											
	≤0,9	≤1,7	≤2,5	≤3,3	≤4,1	≤4,9	≤5,7	>5,7	—	—	—	—
NaCl, порошок . . .	18,7	36,4	55,1	66,3	78,5	81,3	84,1	100,0	—	—	—	—

Расход смеси хлористого натрия с цементом составлял от 0,1 до 14 кг, при этом расходы до 5,7 кг распределялись сравнительно равномерно во всем диапазоне расходов.

Расход пиропатронов, содержащих йодистый свинец, составлял обычно один — реже два патрона на облако. Используемые пиропатроны С-55 содержали по 14 г PbJ_2 , а пиропатроны 5-37 — по 12 г. В связи с малым изменением расходов PbJ_2 , используемых при воздействиях пиропатронами, оптимальные расходы этого реагента на одно облако в дальнейшем не устанавливались.

Анализ оптимальных условий искусственного осадкообразования

Под оптимальными условиями искусственного осадкообразования следует понимать такие условия, при которых введение того или иного реагента в облако в количестве, соответствующем максимальному эффекту осадкообразования в облаке, обуславливает получение максимально возможного количества осадков при заданных параметрах конвективного облака.

Следует заметить, что обычно принято считать наиболее благоприятным периодом времени для воздействия с целью вызывания осадков стадию развития мощного кучевого облака, непосредственно предшествующую его переходу в кучево-дождевое, т. е. при достижении предельной вертикальной мощности $Si\ cong.$ при данном состоянии атмосферы [10]. При этом предполагается, что чем больше вертикальная мощность такого $Si\ cong.$, тем больше осадков следует ожидать из облака при условии, когда дозировка реагента и уровень его введения являются оптимальными. Это в общем правильное представление, однако, не всегда выполняется на практике, и им нельзя пользоваться в качестве однозначного критерия при постановке опытов по искусственному вызыванию осадков. Анализ проводившихся в ГГО опытов показывает, что в ряде случаев наибольшие вертикальные мощности $Si\ cong.$ не являются наиболее выгодными; последнее, вероятно, связано с тем, что увеличение мощности $Si\ cong.$ нередко приводит к тому, что облако оказывается неоднородным в структурном отношении и не представляет из себя единого целого. Воздействие на такие облака (особенно при повышенных дозировках), как правило, приводит к распаду облака на части (верхнюю и нижнюю), не сопровождаясь выпадением осадков [1, 5, 6]. Очевидно, что оптимальные условия воздействия на такие облака имели место на более ранней стадии их развития, когда вертикальные мощности облаков были меньше предельных (при обязательном условии правильного выбора дозирования реагента). Неопределенность результатов многочисленных опытов воздействия при вызывании осадков из мощных кучевых облаков (в том числе при больших мощностях облаков и достаточно низкой температуре на уровне воздействия), отмечаемая многими исследователями, вероятно, обусловлена именно теми структурными и динамическими особенностями облаков, которые оказываются неблагоприятно сложившимися к моменту воздействия или же сразу после воздействия.

Естественно предположить, что для каждого мощного кучевого облака, пригодного по своим параметрам для воздействия, существует некоторый наиболее выгодный момент, когда воздействие на такое облако дало бы максимальный эффект. Однако в настоящее время еще не имеется реальных предпосылок для установления этого момента (по исходному физическому состоянию тропосферы) для каждого индивидуального облака, тем более что вертикальные мощности облаков на стадии,

предшествующей переходу Cu cong. в Cu , являются весьма различными даже в одном и том же поле конвективных облаков.

В связи с этим при отработке дозировок реагента на облака одинаковой вертикальной мощности, вершины которых находятся в равных температурных условиях, вряд ли следует ожидать одного и того же эффекта воздействия. Дело в том, что на эти облака мы вынуждены давать один и тот же расход реагента и, следовательно, казалось бы, ожидать сходного эффекта, чего, однако, часто не отмечается. В настоящее время не представляется возможным однозначно отработать нормы расхода реагента, что вынуждает при заданной мощности конвективных облаков применять различные дозировки реагента (и многократно проводить такие опыты для разных значений ΔH), привлекая для выяснения оптимальных условий искусственного осадкообразования другие параметры конвективных облаков, ранее не использованные исследователями в анализе результатов воздействия.

При выбранном авторами методе анализа в качестве основных параметров воздействия оказалось практически достаточным использовать значения ΔH , Δh , T и M .

В связи с тем, что на процесс осадкообразования перечисленные параметры влияют комплексно, анализ оптимальных условий воздействия (при вызывании осадков или рассеянии облаков) должен проводиться непременно с учетом этого весьма важного обстоятельства.

Сущность используемой авторами схемы анализа состоит в следующем. Строится совмещенная прямоугольная система координат с осями x , y и x_1 , y_1 (под углом 45° между осями x и x_1). По оси ординат (y) откладываются значения вертикальных мощностей конвективных облаков, подвергнутых воздействию (ΔH), а по оси абсцисс (x) — значения мощностей переохлажденной части этих же Cu cong. Затем определяется диагональ прямоугольника l , сторонами которого являются ΔH и Δh . Полученное значение l переносится на ось ординат (y_1) совмещенной системы координат, на оси абсцисс которой (x_1) откладываются расходы реагентов M . Далее, в системе координат x_1 и y_1 по соответствующим значениям l и M (для каждого опыта) наносят точки, фиксирующие результаты воздействия, и, таким образом, получают поле точек, характеризующих эффект воздействия для рассматриваемого реагента. В этом поле проводится линия I , разделяющая зону без осадков и зону с осадками; при этом определяется зона максимального эффекта воздействия (характеризуемая наличием умеренных и сильных осадков), через центральную часть которой проводится линия II , соответствующая оптимальным условиям воздействия заданным реагентом при одном и том же методе его введения в облако. Пример такого построения для водного раствора PbJ_2 представлен на рис. 1.

Из рассматриваемых нами реагентов такое построение производилось для смеси NaCl с цементом во всем диапазоне температур вершин облаков, используемых в анализе.

При построении поля точек, отражающих эффект воздействия кристаллизующими реагентами, учитывались установленные ранее температурные пороги льдообразующего действия реагентов [5, 6] в естественных условиях ($-7,0^\circ$ для PbJ_2 и $-6,5^\circ$ для CuS), в результате чего опыты, выполненные в диапазоне температур выше пороговой, из анализа исключались.

Очевидно, что в случае, когда $\Delta h=0$ (облако полностью находится в зоне положительных температур), $l=\Delta H$ (первый предельный случай). Вторым предельным случаем является условие, когда все облако переохлаждено; при этом оказалось, что данному значению l соответствует

вертикальная мощность ΔH , в 1,41 раза меньшая, чем для теплого облака. Нетрудно видеть, что l выступает здесь в качестве комплексной характеристики конвективных облаков для всех возможных сочетаний ΔH и Δh . Чем больше степень переохлаждения облака (т. е. чем больше Δh), тем меньшая вертикальная мощность требуется для того, чтобы достигнуть максимального эффекта воздействия. При этом, естественно, применяемые расходы реагентов оказываются различными.

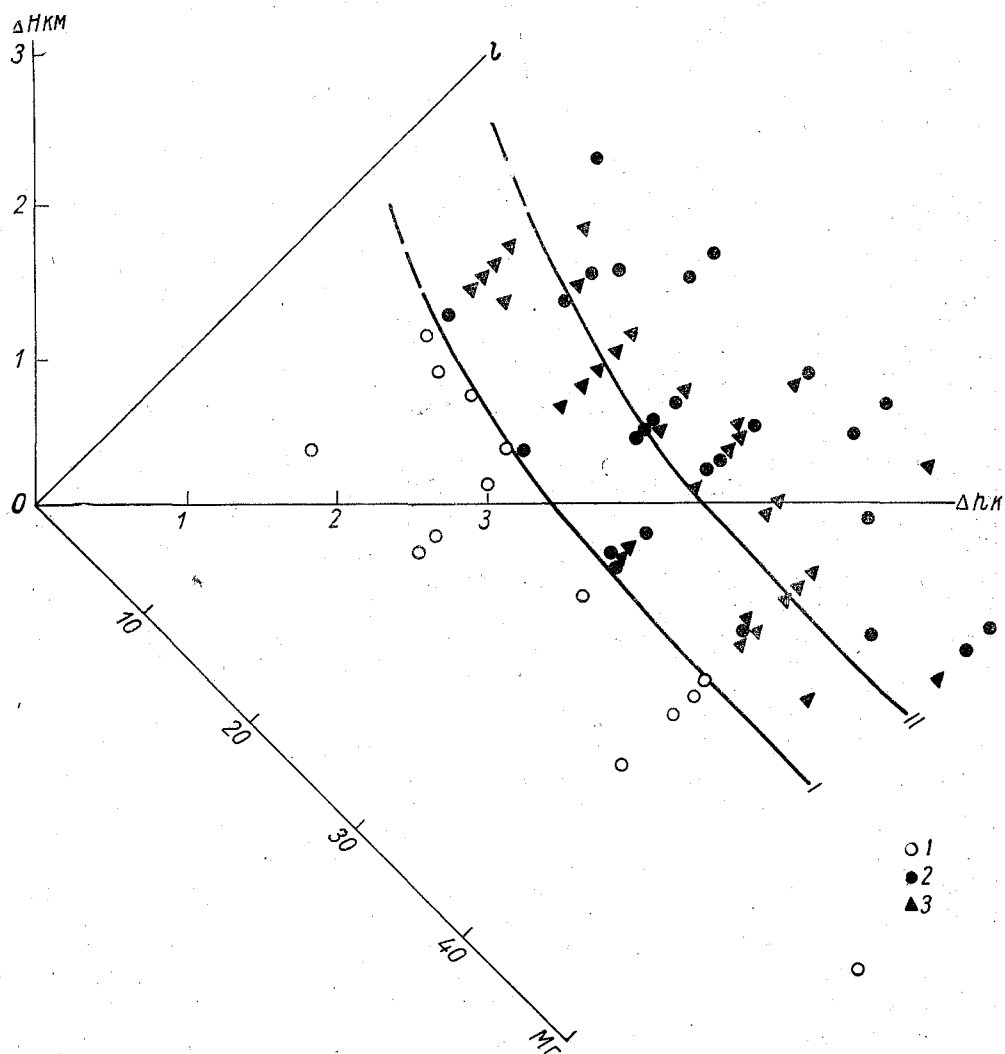


Рис. 1. Пример нанесения результатов воздействия (для водного раствора PbJ_2): 1 — без осадков, 2 — осадки слабые и от слабых до умеренных, 3 — осадки умеренные и сильные.

Таким образом, для достижения оптимального эффекта воздействия степень переохлаждения облака выступает в качестве своеобразного фактора, позволяющего понизить значения ΔH , соответствующие оптимальным условиям, за счет увеличения расхода реагента.

Вместе с тем используемая схема анализа позволяет выявить не только зону оптимальных условий воздействия, но также и границу

перехода отрицательного эффекта воздействия к положительному, характеризуемому появлением слабых осадков. Соответствующие данные для различных реагентов представлены на рис. 2—4. При этом для гигроскопического реагента верхние границы зон (кривые 1 и 1') для оптимальных условий и для граничных условий, при которых воздействия обуславливают выпадение осадков, отмечают условия, когда вся толща

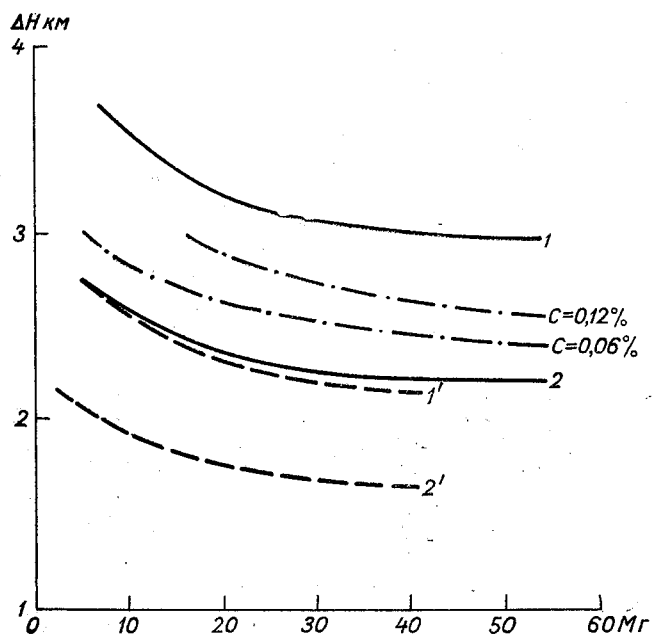


Рис. 2. Оптимальные (1, 2) и предельные (1', 2') условия искусственного осадкообразования при использовании водного раствора PbJ_2 . Штрих-пунктирные линии здесь и на рис. 4 обозначают оптимальные условия искусственного осадкообразования, установленные теоретически.

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

облака теплая, а нижние границы (кривые 2 и 2') — условия для полностью переохлажденных $Cu\text{cong}$. Все реальные случаи условий воздействия, очевидно, заключены между кривыми 1—2 и 1'—2'.

Для кристаллизующих реагентов кривые 1 и 1' построены с учетом температурного порога действия реагента (отмеченного выше для PbJ_2 и CuS) в естественных условиях в предположении, что вертикальный градиент температуры в переохлажденной зоне конвективных облаков составляет $0,7^\circ/100$ м; в соответствии с этим верхние кривые 1 и 1' оказываются несколько ниже положения, которое они занимали бы при условии, когда все облако было бы теплым.

Представляется интересным выявить степень соответствия оптимальных расходов, полученных теоретически для рассматриваемых реагентов с установленными зонами оптимума. Такое сравнение может быть выполнено, например, при использовании гигроскопического реагента для случая точечного источника, когда сброс пакетов с реагентом производится вдоль прямой линии через заданные интервалы времени при пролете самолета над вершиной $Cu\text{cong}$.

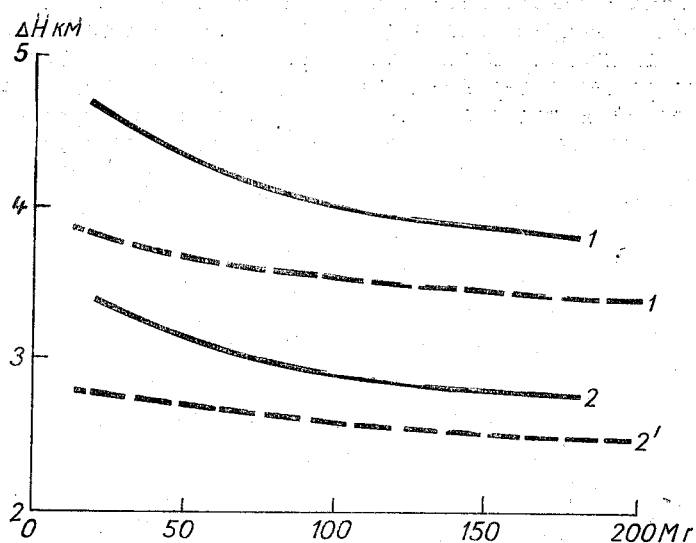


Рис. 3. Оптимальные (1, 2) и предельные (1', 2') условия искусственного осадкообразования при использовании порошкообразной сернистой меди CuS .
1 и 1' — при $\Delta h = 0,93$ км, 2 и 2' — при $\Delta h = \Delta H$.

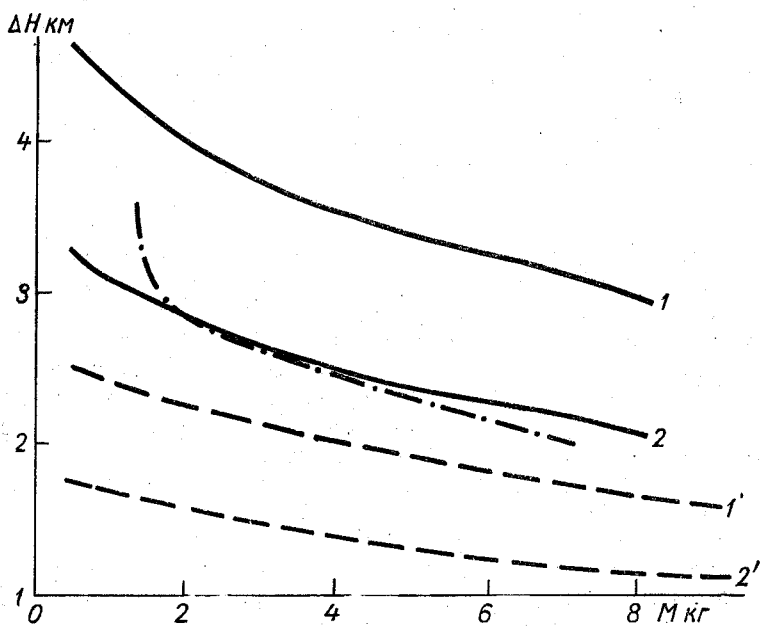


Рис. 4. Оптимальные (1, 2) и предельные (1', 2') условия искусственного осадкообразования при использовании смеси NaCl с цементом.
1 и 1' — при $\Delta h = 0$, 2 и 2' — при $\Delta h = \Delta H$.

В отношении кристаллизующих реагентов такое сравнение было выполнено для случая линейного источника (воздействие распылением водных растворов PbJ_2 или порошкообразного CuS при непосредственном заходе в вершину облака). Как видно на рис. 4, теоретическая кривая расхода реагента (для случая $NaCl$ с цементом) находится в зоне оптимума, однако потребные для такого оптимума расходы по данным теоретических расчетов [1, 11] оказываются несколько заниженными во всем диапазоне рассматриваемых расходов реагента.

Это обстоятельство в значительной мере можно объяснить тем, что расчетные дозировки реагента $NaCl$ получены в предположении монодисперсности реагента (максимум частиц по размерам приходился на диапазон радиусов 5—7 мк, практически же спектр частиц гигроскопического реагента был значительно шире — от 2 до 40 мк). Кроме того, некоторое значение могла иметь и неравномерность перемешивания реагента (сбрасываемого в пакетах, изготовленных из фильтровальной бумаги) в конвективном облаке.

Совпадение кривых, построенных на основе теоретических расчетов [8] в диапазоне концентраций водных растворов PbJ_2 от 0,06 до 0,12% (рис. 2), является очень хорошим, что подтверждает правильность исходных физических предпосылок и выбранной схемы расчета.

Для порошкообразного реагента CuS оптимальные расходы по данным теоретических расчетов не соответствуют зоне оптимальных условий воздействия (рис. 3), что в значительной мере можно объяснить тем обстоятельством, что теоретические расчеты проводились для таких значений вертикальных мощностей $Cu\ conc.$, при которых осадки после воздействия на облако реагентом CuS , как правило, не образуются.

Следует отметить, что оптимальные расходы CuS по данным, представленным в работе [5], можно установить лишь до значений расходов, не превосходящих 0,2 кг, а не 1,0 кг, как это утверждается в работе [5]; совпадение экспериментальных данных с результатами теоретического расчета, установленное в работе [5], получается лишь при недостаточно детальном их сопоставлении.

Сравнение действия различных реагентов при оптимальных условиях искусственного осадкообразования

Как видно на рис. 2—4, для каждого реагента существует своя зона оптимальных условий воздействия, заключенная между кривыми 1—2.

Можно пока не ставить задачу выяснения того, какие условия являются наилучшими с точки зрения возможного увеличения осадков из облаков заданной мощности и переохлаждении при воздействиях, но тем не менее попытаться установить общность и различия диапазонов оптимальных условий воздействия для рассматриваемых реагентов. Для этого, очевидно, необходимо перестроить графики рис. 2—4 с общей шкалой ΔH , используя способ нормирования по расходам, в результате чего можно получить сравнительный график (рис. 5), из анализа которого следует ряд важных заключений:

а) зоны оптимальных условий воздействия для разных реагентов занимают весьма различное положение на графике, их величина также различна;

б) наименее выгодное положение занимают зоны, смещенные по оси ординат вверх. Для рассмотренных реагентов зона оптимальных условий воздействия реагентом CuS оказывается самой невыгодной.

Следует иметь в виду, что интенсивность осадков и их количество, которыми характеризуются соответствующие оптимальные зоны различных реагентов, могут быть увеличены (например, при учете рекомендаций, изложенных в статье [4], где указывается, что воздействия растворимыми в воде реагентами предпочтительно производить на облака в стадии стационарирования или в начальной стадии разрушения, а нера-

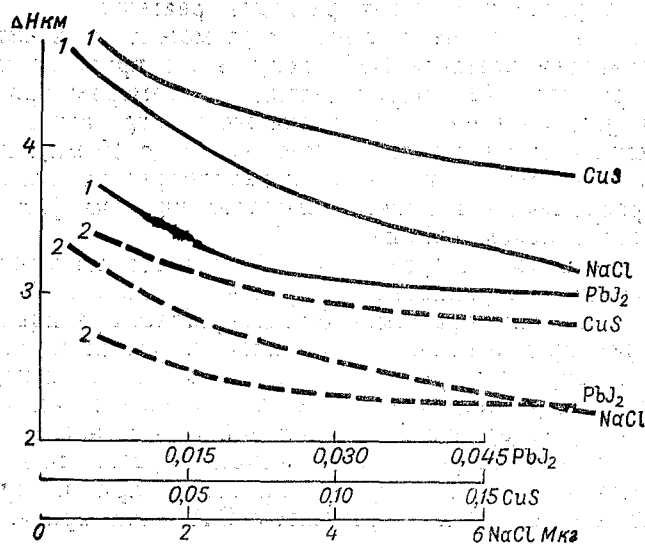


Рис. 5. Зоны оптимальных условий искусственного осадкообразования при воздействии различными реагентами.

створимыми — на развивающиеся более плотные облака, где относительная влажность близка к насыщающей). При этом весьма важным является то обстоятельство, что сдвига границ оптимальных зон не происходит. Однако такая возможность некоторого увеличения интенсивности (и количества) искусственных осадков из конвективных облаков может иметь существенное значение при установлении верхнего предела увеличения количества искусственных осадков, которого можно достигнуть при использовании нерастворимого или растворимого реагента, а также при необходимости расширения соответствующих зон положительных опытов (что важно, например, при оценке знака эффекта воздействия заданным реагентом).

Так как рассматриваемые опыты выполнялись без учета этого обстоятельства, установленного значительно позже, а для части опытов практически единственной информацией о протяженности зон осадков, интенсивности осадков и длительности их выпадения являлись лишь наблюдения с борта самолета, мы не оцениваем различий в количестве выпавших осадков при использовании того или иного реагента. Эта проблема выходит за рамки настоящей статьи и ждет своего разрешения.

В заключение отметим, что сопоставление зон с осадками и без осадков (рис. 2—4) мы также не проводили, хотя и сознавали, что при постановке сравнительных опытов воздействия различными реагентами на знак эффекта такое исследование могло быть весьма полезным.

Авторы выражают благодарность ст. инженеру В. К. Толкачеву за помощь в работе.

Выводы

1. Степень переохлаждения мощного кучевого облака играет существенную роль в опытах по искусственному осадкообразованию (как для кристаллизующих реагентов PbJ_2 и CuS , так и для гигроскопического реагента — смеси $NaCl$ с цементом). Увеличение переохлаждения облака (значение Δh) заданной мощности идентично приращению необходимой вертикальной мощности ΔH для более теплого облака.

Если при этом роль переохлаждения облака при воздействии кристаллизующим реагентом в значительной мере выяснена, то влияние его на действие гигроскопических реагентов требует дополнительного физического истолкования.

2. Оптимальные условия воздействия при заданных параметрах конвективных облаков могут быть достигнуты при существенно различных расходах реагентов (рис. 5). При этом чем больше облако переохлаждено, тем меньший расход соответствующего реагента требуется для достижения одного и того же эффекта.

3. Вертикальная мощность, при которой достигается оптимальный эффект, минимальна для облаков, полностью находящихся в зоне отрицательных температур. При воздействии водными растворами PbJ_2 и смесью $NaCl$ с цементом минимальная вертикальная мощность составляет 2,2 км, а для порошкообразного CuS — 2,7 км.

Факт вызывания осадков отмечается при минимальной мощности конвективных облаков, соответствующей при воздействии водным раствором PbJ_2 $\Delta h = \Delta H = 1,6$ км, для CuS — 2,4 км, а для $NaCl$ с цементом $\Delta h = \Delta H \simeq 1,5$ км.

4. Предложенная схема анализа возможного эффекта искусственного осадкообразования в зависимости от геометрических и метеорологических параметров облака при различных дозировках реагента может быть распространена и на другие виды реагентов, в том числе на AgJ и CO_2 .

5. Сопоставление зон оптимальных условий воздействия (рис. 5) и углубленный анализ данных по воздействию на облака различными реагентами могут способствовать построению более определенной теоретической схемы искусственного осадкообразования и выяснению причин расхождения существующих в настоящее время теоретических представлений с экспериментальными данными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будилова Е. П., Корниенко Е. Е., Леншин В. Т., Сталевич Д. Д. Натурные испытания смеси $NaCl$ с цементом в качестве реагента для воздействия на мощные кучевые облака. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
2. Гельмгольц Н. Ф., Леншин В. Т., Шишкин Н. С. Опыты по вызыванию дополнительных осадков из мощных кучевых облаков в б. Целинном крае. Труды научного совещания по физике облаков и активным воздействиям. Гидрометеоиздат, М., 1967.
3. Громова Т. Н., Красиков П. Н., Леншин В. Т., Шишкин Н. С. Опыты по воздействию на переохлажденные облака коллоидными растворами йодистого серебра. Тр. ГГО, вып. 156, 1964.
4. Громова Т. Н., Леншин В. Т. О некоторых особенностях результатов воздействия на мощные кучевые облака льдообразующими реагентами. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
5. Громова Т. Н., Сумин Ю. П. О применении сернистой меди для воздействия на переохлажденные конвективные облака. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
6. Леншин В. Т., Шишкин Н. С. Воздействия водными растворами йодистого свинца на переохлажденные конвективные облака в районе Валдайского ливнемерного куста. Тр. ГГО, вып. 202, 1967.

7. Прихотько Г. Ф. Искусственные осадки из конвективных облаков. Гидрометеониздат, Л., 1968.
8. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. Об оптимальных расходах льдообразующих реагентов при воздействии на облака с целью вызывания из них осадков. Тр. ГГО, вып. 202, 1967.
9. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. К вопросу об оптимальных расходах льдообразующих реагентов при воздействии на облака с целью вызывания из них осадков. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
10. Чуваев А. П. К исследованию ресурсов искусственного увеличения осадков из конвективных облаков в районах недостаточного увлажнения. Тр. ГГО, вып. 186, 1966.
11. Шишкин Н. С. Исследования по физике облаков. Сб. «ГГО за 50 лет Советской власти». Гидрометеониздат, Л., 1967.
12. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Пер. с англ. Гидрометеониздат, Л., 1961.
13. Dessens H. Sur l'apparition des particules glacées dans les cumulus. Bull. Observ. Puy de Dôme, 1, 1953.
14. Final Report of the Advisory Committee on Weather Control, vo. 1, 1957.

Ю. П. СУМИН

ИССЛЕДОВАНИЯ КРИСТАЛЛИЗУЮЩИХ СВОЙСТВ СЕРНИСТОЙ МЕДИ ПРИ ВОЗДЕЙСТВИЯХ НА ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫЕ СЛОИСТООБРАЗНЫЕ ОБЛАКА

Введение

Льдообразующая активность сернистой меди впервые была отмечена Пруппахером и Зенгером в 1955 г. [7]. За последующие годы в ряде работ давались сообщения о лабораторных опытах с сернистой медью в качестве кристаллизующего реагента. За величину пороговой температуры льдообразования большинство авторов [4—6] принимает значение -5 , -6° . Самое низкое значение пороговой температуры ($-7,3^\circ$) приведено у Фукута [3], а наиболее высокое ($-4,0^\circ$) указывается Пруппахером и Зенгером [7]. Разброс данных, по-видимому, обусловлен особенностями способа приготовления препарата сернистой меди, использовавшегося при определении пороговой температуры. Сведений о полевых опытах с применением сернистой меди в литературе нет.

Удобным и весьма эффективным способом приготовления мелкодисперсного аэрозоля реагента является метод термической возгонки веществ. Он получил широкое распространение в практике активных воздействий йодидами серебра и свинца (аэрозольные генераторы и пиротехнические составы). Однако для сернистой меди указанный метод неприменим, так как даже при сравнительно невысокой температуре она полностью разлагается.

Исследование различных способов получения высокоэффективного реагента сернистой меди, проведенное А. В. Бромбергом, Н. В. Бычковым и Н. Н. Ярцевой [1], с одновременным определением льдообразующей активности изготавливаемых препаратов показало, что наиболее перспективно применение порошкообразной сернистой меди. Ими была разработана методика синтеза высокоактивной сернистой меди, где исходными продуктами являлись серноокислая медь и сернистый натрий.

Полученный по указанной методике реагент после успешного испытания в лабораторных условиях был использован для воздействий на переохлажденные конвективные и слоистообразные облака. Результаты испытаний сернистой меди в летний период рассмотрены в статье [2], а целью настоящей статьи является изложение результатов опытов по воздействиям сернистой медью на переохлажденные слоистообразные облака в зимний период. Полеты проводились в 1966—1968 гг. над территорией Северо-Запада ЕТС на самолете-лаборатории ИЛ-14. Для испытаний были взяты две партии реагента выпуска 1966—1967 гг.,

причем вторая партия за счет отклонений в технологии приготовления реагента характеризуется меньшей (почти на порядок величины) его активностью (табл. 1).

Пороговая температура льдообразующего действия сернистой меди, определенная визуально при лабораторных испытаниях, оказалась равной -3° , т. е. значительно выше, чем указывалось другими авторами.

Таблица 1

Льдообразующая активность опытных партий сернистой меди
(по лабораторным данным Н. В. Бычкова)

Выход ядер кристаллизации на 1 г CuS	Температура тумана			
	-4	-5	-6	-10
1-я партия	$3,1 \cdot 10^{10}$	$9,1 \cdot 10^{10}$	$1,1 \cdot 10^{11}$	$3,3 \cdot 10^{11}$
2-я партия	$1,2 \cdot 10^{10}$	$1,7 \cdot 10^{10}$	$4,1 \cdot 10^{10}$	$8,9 \cdot 10^{10}$

Методика проведения опытов

Для проведения опытов выбирались переохлажденные слоистообразные облака (преимущественно Sc и St, реже As и Ac). Поскольку эффект кристаллизации поля облачности в зоне воздействия характеризуется в настоящее время оптическими явлениями («нижнее» солнце — при наблюдениях сверху), то необходимым условием для проведения опытов являлось отсутствие облаков верхнего и среднего ярусов или наличие их в количестве не более 5 баллов в антисолярной части неба. При этом должно быть учтено и различие в переносе слоев облаков того или другого яруса, чтобы в последующем зона опыта не оказалась затененной. Помимо этого, из облаков верхнего и среднего ярусов на нижерасположенный слой Sc или St часто выпадают естественно образующиеся кристаллы, что затрудняет отличие искусственно стимулированной кристаллизации от естественных процессов. Из сказанного можно сделать вывод, что большинство опытов должно проводиться не на фронтальных (обычно многослойных и зачастую закристаллизованных), а на внутримассовых облачных массивах.

В выбранном поле облаков производится зондирование облачного слоя с целью определения его границ, уточнения температурной стратификации в облаках и прилегающих к нему слоях воздуха. При этом берутся пробы водности, микроструктуры, ведутся наблюдения за величиной и характером обледенения самолета.

Для фиксации места проведения опытов употребляется твердая углекислота. Это объясняется тем, что при воздействии хладореагентами зона кристаллизации образуется практически мгновенно, в то время как аналогичный процесс для кристаллизующих реагентов протекает замедленно. Первые признаки кристаллизации отмечаются в среднем через 10 мин. Таким образом, опыт по воздействиям начинается с того, что делаются две маркировочные зоны CO_2 (обычно расход CO_2 при введении его с самолета составлял 1,5 кг/мин., или 400 г/км). Направление от одной зоны к другой выбирается с таким расчетом, чтобы солнце находилось слева впереди при полете от одной зоны к другой или с правого борта сзади при полете в обратном направлении (рис. 1). При таком

выборе курса воздействия обеспечивается возможность наблюдений за зоной опыта при полете в обоих направлениях. Маркировочные воздействия производятся либо на вираже небольшого диаметра, либо по определенной линии протяженностью 1—3 км. Круговые зоны сохраняются дольше, поэтому они чаще всего применялись в опытах, особенно при наличии плотного и мощного слоя облаков. Расстояние между обеими зонами введения CO_2 обычно составляло 6—10 км.

После образования маркировочной зоны II CO_2 самолет со снижением направляется к зоне I. На определенном расстоянии от обеих зон в верхнюю часть слоя (на 30—50 м ниже верхней границы) вводится исследуемый реагент.

Для введения порошкообразной сернистой меди автором использовались два основных способа:

1) с помощью установки для порошкообразных реагентов (УПР);

2) диспергирование через хлорвиниловую трубу или резиновый шланг.

Первые опыты проводились с использованием хлорвиниловой трубы, через которую реагент из мерного стакана естественной тягой высасывался наружу и попадал в верхнюю часть облака. Дозировка реагента регулировалась скоростью вытяжки, что достигалось изменением расстояния от стакана до входного отверстия трубы. Время вытяжки засекалось секундомером, скорость полета при этом выдерживалась постоянной.

В двух опытах введение реагента в облака осуществлялось путем распыления его непосредственно через шахту для прибора водности. В этих случаях наблюдалась некоторая потеря реагента, так как выходное отверстие шахты для прибора водности находилось на одном уровне с наружной обшивкой фюзеляжа самолета и сернистая медь в значительной степени оседала на ней. Этот метод использовался лишь в тех случаях, когда по разным причинам невозможно было применить какой-либо из двух основных методов.

В большинстве случаев для воздействия использовалась УПР. Она обеспечивала достаточно большой расход реагента на единицу длины линии воздействия (до 3,0 кг/км). Однако при малых переохлаждениях облаков дозировка все же оказывалась недостаточной, и для получения устойчивого и заметного эффекта кристаллизации в этих случаях было необходимо ее увеличивать. Наряду с этим при эксплуатации УПР выявился ряд ее конструктивных недостатков, после устранения которых установка может успешно использоваться для воздействий порошкообразными реагентами с самолета.

После окончания воздействий производился набор высоты (на 100—300 м выше верхней границы в зависимости от ее рельефа) с выходом этим же курсом на зону I. Далее полет проводился на данном уровне по курсу воздействия (и противоположным ему) между зонами кристаллизации, образованными CO_2 . После обнаружения изменений в зоне воздействия исследуемым реагентом (в данном случае CuS) наблюдения производились только над этой зоной. В некоторых случаях

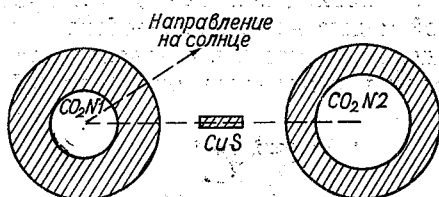


Рис. 1. Типичная схема проведения опыта по испытанию реагентов в слоистообразных облаках (вид сверху на поверхность облаков).

Заштрихованы кристаллические участки в поле облаков.

рекомендуется снижение под нижнюю границу слоя в зоне опыта с целью установления факта наличия или отсутствия искусственных осадков. Наблюдения за зоной воздействия по возможности ведутся в течение всего времени, когда эффект воздействия может быть обнаружен.

Результаты опытов

За период испытаний был проведен 41 опыт по воздействию сернистой медью на переохлажденные слоистообразные облака. Условия проведения опытов были довольно разнообразными (рис. 2). Толщина слоя облаков изменялась от 0,1 до 0,7 км, причем свыше половины из них

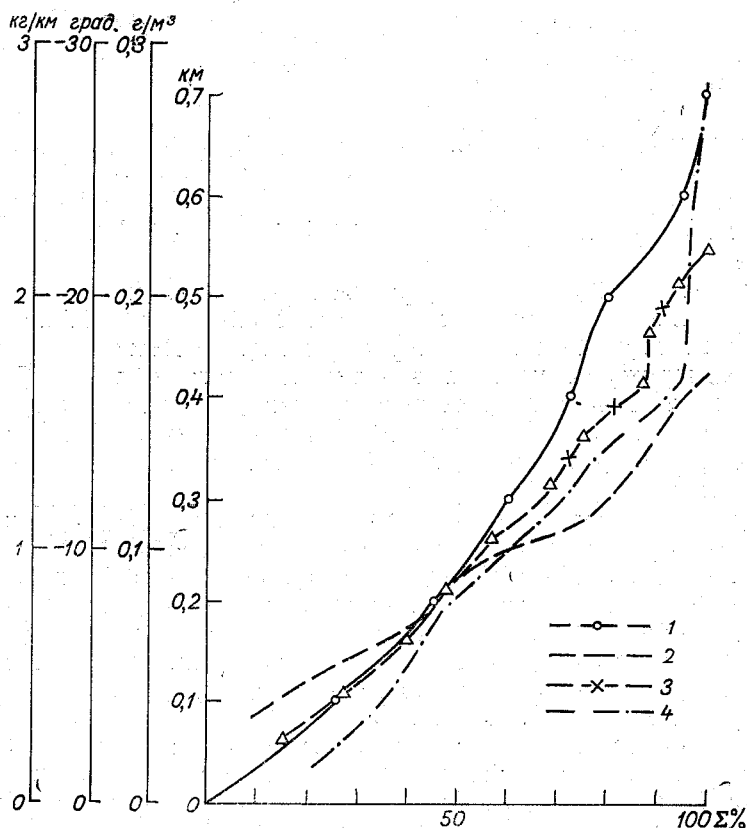


Рис. 2. Основные характеристики условий воздействия сернистой медью на переохлажденные слоистообразные облака.

1 — мощность слоя облаков, км; 2 — температура на уровне воздействия; 3 — среднее значение влажности слоя облаков, г/м³; 4 — расход реагента, кг/км.

имели мощность менее 0,3 км, температура на уровне воздействия была от $-2,9$ до $-23,4^{\circ}$. Влажность облаков, в которых проводились опыты, была незначительной и изменялась в пределах от 0,02 до 0,22 г/м³. В большинстве случаев (92%) дозировка реагента не превышала 1,6 кг/км.

В табл. 2 приведены основные сведения об условиях проведения опытов и кратко изложены результаты визуальных наблюдений за зоной

опыта. Результаты воздействий также представлены на рис. 3, где по оси абсцисс отложена величина расхода реагента (кг/км), а по оси ординат — температура на уровне воздействия ($^{\circ}\text{C}$). Из данных таблицы и на рисунке видно, что кристаллизация в зоне воздействия сернистой медью отмечалась в 25 опытах, в 16 случаях кристаллизации обнаружено не было. Пунктиром на рис. 3 выделена зона I, для которой во

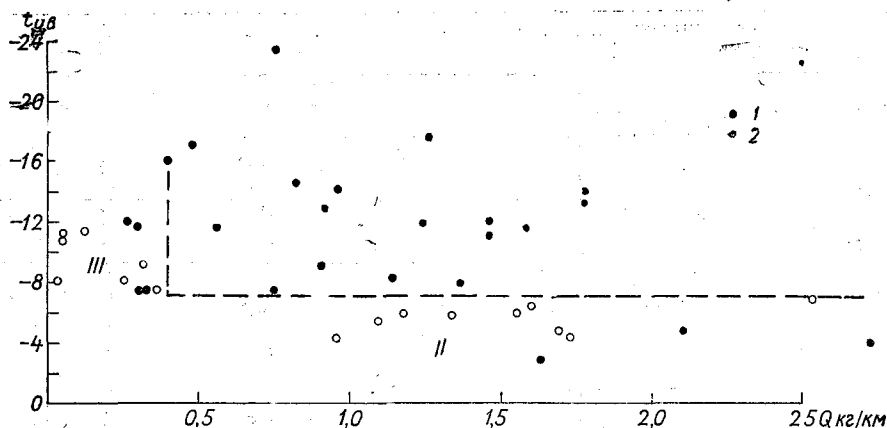


Рис. 3. Зависимость эффекта воздействия сернистой медью на переохлажденные слоистообразные облака от степени их переохлаждения ($t_{y, в}$ — температура на уровне воздействия) и от дозировки (Q) реагента.

I — кристаллизация в зоне воздействия; 2 — отсутствие кристаллизации.

всех случаях наблюдалась кристаллизация. Она характеризуется температурами на уровне воздействия -7° и ниже и расходами реагента свыше $0,4 \text{ кг/км}$. За пределами этой зоны имеются еще две группы опытов, в одной из которых (II) температура была выше -7° и производился сравнительно большой расход реагента, а в другой (III) расход был менее 400 г/км , а температура была сравнительно низкой (ниже -7°).

Зона II включает 12 опытов, в большинстве которых кристаллизация не была отмечена, хотя все они были в области температур ниже полученного в лаборатории порогового значения (-3°), а дозировки на единицу пути были достаточно велики (около 1 кг/км и больше). В пяти опытах (4, 8, 9, 10 и 12) применялась сернистая медь 2-й партии, эффективность действия которой при высоких температурах невелика.

В трех опытах (1, 2, 5) кристаллизация была отмечена при температурах $-2,9$; $-4,0$; $-4,8^{\circ}$, однако устойчивой зоны кристаллизации при таких высоких температурах получено не было. В лучшем случае удавалось произвести два измерения, а затем зона исчезала. Необходимо отметить, что с понижением температуры возможная длительность измерений увеличивается; так, в опыте 1 она равна 6 мин., в опыте 2 — 8 мин. и в опыте 5 — 15 мин. Это свидетельствует о том, что при небольших отрицательных температурах продолжительность существования зоны кристаллизации очень мала и первые ее измерения необходимо делать как можно раньше.

На наш взгляд, именно этой причиной можно объяснить отсутствие фиксации эффекта воздействия в опытах 3, 6, 7 и 11, проведенных на

Таблица 2

Результаты испытаний сернистой меди в зимних переохлажденных облаках (1966—1968 гг.)

Номер опыта	Дата	Время проведения опыта, час. мин.	Разновидность облаков	Нижняя граница		Верхняя граница		Среднее значение водности, г·м ⁻³	Уровень воздействия, км	Температура на уровне воздействия, °С	Ветер на уровне облаков		Общее количество введенного реагента, г	Расход реагента		Способ введения реагента	Продолжительность наблюдений, мин.	Результаты визуальных наблюдений
				Высота, км	Температура, °С	Высота, км	Температура, °С				направление, град.	скорость, м/сек.		г/мин.	г/км			
1	20 I 1967	13:36	Sc op.			1,1	-2,5		1,1	-2,9	260	16	2000	7050	1630	1	13	Кристаллизация обнаружена через 2,5 мин. (размер зоны 0,3 км), через 6 мин. размер зоны 1,1 км
2	17 I 1967	12:06	Sc op.	0,9	-2,8	1,6	-5,0	0,20	1,6	-4,0	250	9	4000	12000	2880	1	27	Через 8 мин. отмечена кристаллизация (размер зоны 1,3 км)
3	23 XII 1966	13:13	Sc op.	0,7	-5,4	0,9	-4,3	0,12	0,9	-4,3	290	6	3000	6430	1720	1	27	Кристаллизация не обнаружено
4	28 I 1968	15:21	St neb.			0,4	-4,4		0,4	-4,4	310	6	4000	4000	960	3	10	То же
5	23 XII 1966	11:55	Sc op.	0,7	-5,4	0,9	-4,8	0,12	0,9	-4,8	290	6	3000	6660	2100	1	20	Кристаллизация отмечена через 12 мин. Через 15 мин. после воздействия размер зоны 0,3 км
6	17 I 1967	12:58	Sc op.	0,9	-2,8	1,6	-2,4	0,20	1,5	-4,8	250	9	4700	7050	1690	1	32	Кристаллизация не обнаружено
7	4 II 1967	13:48	Sc op.	1,6	-4,9	2,3	-5,8	0,17	2,0	-5,4	220	17	6400	5700	1100	1	17	То же
8	19 I 1968	12:56	Sc op.	1,0	-3,5	1,4	-3,7	0,22	1,4	-5,8	120	5	5000	6000	1340	1	21	
9	23 I 1968	12:40	St op.			0,6	-6,0	0,07	0,6	-5,9	320	8	5000	5650	1180	1	27	
10	23 I 1968	12:43	St op.			0,6	-6,0	0,07	0,6	-6,1	320	8	5000	6950	1550	1	26	

✓ 11	20 XII 1966	10 55	Sc op.	1,1	-4,4	1,8	-7,7	0,6	0,10	1,7	-6,5	140	10	2400	6850	1600	1	37	Кристаллизация обнаружена через 4 мин., через 7 мин. ширина зоны кристаллизации составляла 0,6 км
12	19 I 1968	13 19	Sc op.	1,0	-3,5	1,4	-3,7	0,4	0,22	1,4	-6,9	120	5	8000	9600	2530	1, 3	19	
13	18 I 1967	13 23	Sc op.	1,0	-5,1	1,5	-9,0	0,5	0,15	1,4	-7,5	230	3	2500	1500	360	2	15	
✓ 14	28 XI 1966	13 48	Sc tr.	1,1	-7,0	1,2	-7,8	0,1	1,2	-7,5	180	12	12	3000	1500	750	2	20	
✓ 15	29 XII 1966	10 36	Sc op.	0,3	-7,3	0,6	-9,1	0,3	0,12	0,6	-7,6	170	8	2400	1200	310	2	29	Кристаллизация отмечалась лишь при проходе через 10 мин. (размер зоны 0,2 км) Через 9 мин. кристаллизация ($l=1,7$ км) через 10 мин. ширина зоны кристаллизации 2,2 км
✓ 16	11 XII 1966	13 08	Sc op.	0,5	-7,6	1,2	-6,9	0,6	0,10	1,0	-7,6	130	11	2400	1030	310	2	36	
- 17	18 I 1967	14 00	Sc op.	1,0	-5,1	1,5	-8,0	0,5	0,15	1,5	-7,9	230	3	4000	6860	1370	1	23	Через 14 мин. разрыв, через 21 мин. отмечена кристаллизация ($l=0,2$ км) Кристаллизации не обнаружено
✓ 18	26 II 1966	10 18	Sc op.	0,7	-6,9	1,3	-8,1	0,6	0,10	1,3	-8,1	270	4	500	860	260	2	31	
✓ 19	19 II 1966	12 49	Sc tr.	0,9	-11,6	1,0	-12,3	0,1	0,05	0,9	-8,2	250	10	16	96	26	2	28	То же
20	28 I 1968	14 12	туман			0,4	-9,1	0,2	0,4	-9,1	310	6	6	4000	4000	910	3	26	
✓ 21	19 II 1966	12 48	Sc tr.	0,9	-11,6	1,0	-12,3	0,1	0,05	0,9	-9,2	250	10	160	900	320	2	27	Кристаллизация отмечена через 10 мин., максимальная площадь просвета (через 20 мин.) 2,5 км ²
✓ 22	16 XII 1966	13 14	Sc op.	1,4	-8,8	2,0	-12,6	0,6	2,0	-9,3	210	6	6	1200	5530	1140	1	47	
✓ 23	2 II 1966	14 02	Sc op.	1,5	-10,4	2,0	-9,8	0,5	0,10	2,0	-10,8	310	10	200	220	50	2	48	Кристаллизации не обнаружено

Номер опыта	Дата	Время проведения опыта, час., мин.	Разновидность облаков	Нижняя граница		Верхняя граница		Мощность слоя, км	Среднее значение водности, г·м ⁻³	Уровень воздействия, км	Температура на уровне воздействия, °С	Ветер на уровне облаков		Общее количество введенного реагента, г	Расход реагента		Способ введения реагента	Продолжительность наблюдений, мин.	Результаты визуальных наблюдений
				Высота, км	Температура, °С	Высота, км	Температура, °С					направление, град.	скорость, м/сек		г/мин.	г/км			
24	8 I 1967	11 48	Sc tr.	0,6	-10,2	0,7	-13,2	0,1	0,03	0,7	-11,1	50	4	3000	6430	1460	1	23	Кристаллизация отмечена через 7 мин. (l=3,7 км), через 19 мин.—3,8 км
25	18 II 1966	10 28	Sc tr.	0,5	-11,8	0,6	-8,6	0,1	0,03	0,5	-11,1	320	11	200	210	50	2	27	Кристаллизации не обнаружено
26	18 II 1966	11 56	Sc tr.	0,5	-11,8	0,7	-9,2	0,2	0,03	0,6	-11,4	320	11	500	580	125	2	31	То же
27	23 XII 1966	10 34	Sc op.	1,6	-10,2	1,9	-11,2	0,3	0,12	1,9	-11,6	290	6	3000	5450	1580	1	39	Кристаллизация отмечена через 8 мин. Максимальный размер зоны 10 км (через 32 мин.)
28	14 III 1966	15 29	Sc tr.	1,8	-11,7	1,9	-11,5	0,1	0,16	1,9	-11,7	340	16	450	2080	560	2	35	Через 20 мин. отмечена кристаллизация. Наибольший размер зоны 1,0 км
29	14 III 1966	16 09	Sc tr.	1,8	-11,7	2,1	-12,5	0,3	0,16	1,9	-11,8	340	16	500	1300	300	2	27	Кристаллизация отмечена через 6 мин. Размер зоны 0,4 км
30	21 I 1967	12 51	Sc op.	2,2	-9,8	2,6	-12,7	0,4	2,6	2,6	-11,9	300	19	1800	6000	1240	1	15	Через 5 мин. отмечена кристаллизация. Максимальный размер зоны (2,2 км) наблюдался

✓

✓

✓

✓

31	10 XII 1967	13 11	Sc tr.	1,0	-10,3	1,2	-10,8	0,1	0,08	1,2	-11,9	310	8	1000	6000	1460	1	68	ся через 8 мин. после воздействия. Максимальный размер зоны кристаллизации 1,0 км (через 3 мин.)
32	14 I 1966	16 12	Sc tr.	1,8	-11,7	2,1	-12,5	0,3	0,16	2,0	-12,1	340	16	250	1000	270	2	26	Через 7 мин. после воздействия отмечена кристаллизация в зоне опыта ($l=0,3$ км)
33	10 XII 1967	14 02	Sc op.	0,9	-11,0	1,2	-10,9	0,3	0,08	1,1	-12,8	310	8	2000	4620	920	1	40	Через 7 мин. кристаллизация. Максимальная площадь зоны через 30 мин. составляла: $4,1 \times 2,2 \text{ км}^2 = 9,1 \text{ км}^2$
34	21 I 1967	11 28	Sc op.	2,2	-9,8	2,6	-11,4	0,4	2,6	-13,2	300	19	2400	8450	1780	1	27	Кристаллизация через 3 мин. после воздействия. Максимальный размер зоны 2,9 км достигнут через 18 мин.	
35	4 XI 1967	11 30	Sc tr.	1,3	-15,7	1,4	-14,9	0,2	1,4	-14,0	10	4	2400	6000	1780	1	30	Через 7 мин. размер зоны кристаллизации 0,8 км. Максимальная площадь зоны 2,7 км ² (через 18 мин.)	
36	30 XII 1967	13 30	Sc tr.	2,3	-16,0	2,4	-14,4	0,2	2,5	-14,0	250	12	3000	3900	960	1	20	Максимальный размер зоны кристаллизации 4,5 км (через 20 мин.)	
37	26 I 1968	11 19	Sc tr.	1,7	-14,5	1,9	-17,1	0,2	0,02	1,9	-14,6	190	12	3000	4020	830	2	42	Кристаллизация обнаружена через 9 мин., через 36 мин. длина разрыва составила 3,4 км

Номер опыта	Дата	Время проведения опыта, час, мин.	Разновидность облаков	Нижняя граница		Верхняя граница		Мощность слоя, км	Среднее значение водности, г · м ⁻³	Уровень воздействия, км	Температура на уровне воздействия, °С	Ветер на уровне облаков		Общее количество введенного реагента, г	Расход реагента		Способ введения реагента	Продолжительность наблюдений, мин.	Результаты визуальных наблюдений
				Высота, км	Температура, °С	Высота, км	Температура, °С					направление, град.	скорость, м/сек.		г/мин.	г/км			
38	15 XI 1966	12 00	Ac tr.	3,5	-17,2	3,7	-16,3	0,1		3,5	-16,0	150	7	1600	1680	400	2	37	Через 8 мин. ширина зоны кристаллизации 0,5 км. К концу наблюдений длина зоны 4,2 км, ширина 2,2 км
39	10 III 1966	11 42	Ac op.	2,5	-16,5	2,9	-16,8	0,4	0,03	2,5	-17,2	300	17	425	2130	480	2	36	Через 21 мин. в зоне опыта обнаружена кристаллизация, максимальный размер этой зоны составил 1,6 км
40	30 XII 1967	12 30	Sc tr.	2,3	-16,0	2,4	-14,4	0,2		2,4	-17,5	250	12	4000	6000	1260	1	65	Максимальная площадь зоны кристаллизации составляла 22 км² через 35 мин.
41	2 XII 1967	13 28	Ac op.	3,5	-21,7	3,8	-24,0	0,3	0,07	3,8	-23,4	310	20	5000	2700	760	1	32	Через 16 мин. ширина зоны кристаллизации 0,3 км

Примечание. Цифры в восемнадцатой графе означают следующие способы введения реагента: 1 — с помощью установок для порошкообразных реагентов; 2 — диспергирование через хлорвиниловую трубу или резиновый шланг; 3 — распыление непосредственно через шахту для прибора водности.

ранней стадии работ, когда методика испытаний оставалась еще недостаточно выясненной. В этих опытах последовательно осуществлялось воздействие CO_2 (реперная зона I), затем исследуемым реагентом, после этого снова CO_2 (реперная зона II) и лишь затем производился набор высоты и возврат к зоне воздействия CuS . В результате между моментом засева CuS и первым обзором зоны воздействия оказывался значительный интервал, достигавший 10 мин.

Вместе с тем хорошо известно, что слабо переохлажденные облака обычно характеризуются значительной водностью. Этот факт в сочетании с малым выходом эффективных льдообразующих частиц CuS при таких температурах приводит к тому, что образующееся сравнительно небольшое количество кристаллов попадает в благоприятные условия для роста и быстро выпадает из верхней части облака.

Таким образом, горизонтальная линия на рис. 3, проведенная параллельно оси абсцисс на уровне изотермы -7° , пока является условной, и при наборе достаточного количества однородного опытного материала она, вероятно, сместится в область более высоких температур, ближе к лабораторному пороговому ее значению. Именно такой результат был получен в опытах 1 и 2. Для получения отчетливого и устойчивого эффекта при воздействиях на слабо переохлажденные слоистообразные облака в дальнейшем рекомендуется:

1) при испытаниях сернистой меди введение ее в облака необходимо производить лишь после того, как образованы две реперные зоны. Возврат в зону воздействия CuS следует осуществлять как можно быстрее, чтобы интервал между окончанием воздействия и моментом возврата к месту введения реагента при полете над облаками не превышал 3—4 мин.;

2) расход реагента, соответствующего по качеству образцу первой партии, не должен быть менее 1,5 кг/км.

В зону III на рис. 3 входят данные 11 опытов, отличающихся от всех остальных небольшими расходами реагента. Лишь в четырех опытах (15, 16, 29, 32) была отмечена кристаллизация — в них общий расход реагента составил от 0,25 до 2,40 кг, а расход на единицу пути — около 0,3 кг/км. В остальных опытах кристаллизации отмечено не было. По-видимому, относительная концентрация кристаллов в единице объема облачного воздуха при данных расходах реагента не обеспечивает образования отчетливого и заметного отражения солнечных лучей от их поверхности. Вопрос о необходимой для образования «нижнего» солнца относительной концентрации кристаллов требует специального рассмотрения.

В силу указанных причин проведенные опыты не позволяют с уверенностью судить о значении пороговой температуры льдообразующего действия сернистой меди, однако отчетливое обнаружение факта кристаллизации участка слоистообразных переохлаждений облаков при температуре -3° (опыт 1) позволяет надеяться, что эффективность исследуемого реагента в области малых переохлаждений довольно высока. Сопоставление кристаллизующего действия CO_2 и CuS показывает, что при одинаковых расходах реагента твердая углекислота при прочих равных условиях более эффективна, чем сернистая медь. Применение CuS для воздействий на переохлажденные слоистообразные облака целесообразно лишь в тех случаях, когда использование CO_2 исключено (например, при значительных удалениях завода-изготовителя CO_2 от места воздействия).

Сопоставление эффективности действия CuS в зимних условиях с йодидами серебра и свинца затруднительно, поскольку сведений о воз-

действиях указанными реагентами на зимние слоистообразные облака с использованием линейного источника в настоящее время не имеется. Судя по лабораторным данным, замена PbJ_2 и AgJ порошкообразным реагентом CuS для вызывания искусственных осадков из зимних слоистообразных облаков целесообразна вследствие преимуществ испытывавшегося реагента.

В некоторых опытах проводились наблюдения за расширением зоны кристаллизации, образовавшейся при воздействии CuS .

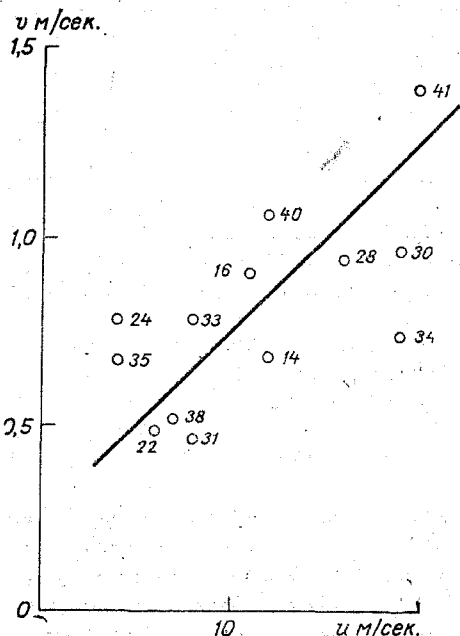


Рис. 4. Скорость (v) распространения кристаллизации от линейного источника в зависимости от скорости (u) переноса слоя облаков. Цифры на рисунке — номера опытов.

На рис. 4 приведены полученные в 13 опытах скорости расширения, в зависимости от скорости переноса слоя облаков. Полученное из этих данных уравнение имеет вид

$$v = 0,0494 (u + 5),$$

где v — скорость расширения зоны кристаллизации от линейного источника (в одну сторону), u — скорость переноса слоя облаков. Здесь v и u выражены в м/сек. Коэффициент корреляции $r = 0,66 \pm 0,10$.

Как видно, разброс довольно велик. Это объясняется не только малой точностью определения скорости переноса облачного слоя и погрешностями в измерениях величин ширины зоны кристаллизации, но и особенностями процесса диффузии кристаллов в капельную часть слоя облаков. Очевидно, что интенсивность расширения зоны зависит, помимо скорости ветра, от стратификации атмосферы, дозировки реагента и от вертикального сдвига ветра.

В нескольких опытах был отмечен момент первого наблюдения просвета в зоне воздействия CuS (в некоторых случаях просвет, по-видимому, появился несколько раньше). Эти данные приведены на рис. 5, в зависимости от мощности слоя облаков. На этом же рисунке проведена прямая, соответствующая среднему времени появления просвета в слое данной мощности. Как и в предыдущем случае, данных сравнительно мало, и их разброс довольно велик. Он обусловлен, помимо неточностей в определении обоих параметров, зависимостью времени появления просвета от других величин, определяющих процесс распространения, роста и выпадения кристаллов из слоя переохлажденных облаков.

В табл. 3 приведены некоторые данные о процессе появления просвета в слое облаков после воздействия на них сернистой медью.

Как видно, при благоприятных условиях введением в переохлажденные облака всего 4—5 кг сернистой меди можно добиться их рассеяния на площади свыше 20 км². При этом для получения просвета площадью

1 км² требуется всего 0,2 кг CuS. Значительные просветы получались преимущественно при воздействиях на внутримассовые облака, образовавшиеся в антициклональных инверсиях на фоне преобладания нисходящих потоков над большой площадью, т. е. в случае наблюдающегося медленного естественного распада облаков. В этих случаях затягивания просветов либо не происходит совсем, либо они существуют длительное время. При высоких температурах (несколько ниже 0°), когда облака

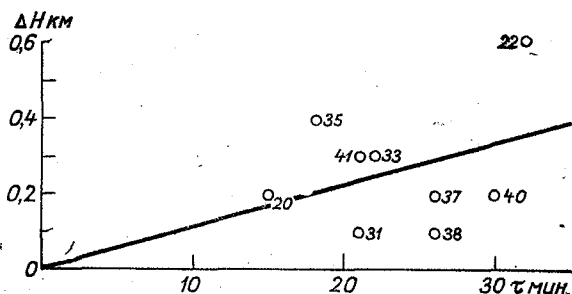


Рис. 5. Время (τ) появления просвета в зоне воздействия сернистой медью в зависимости от мощности (ΔH) слоя облаков.

Цифры на рисунке — номера опытов.

очень плотны и устойчивы, в особенности при наличии хотя бы небольших восходящих потоков (области дивергенции воздуха, центральные части развивающихся циклонов), просвет не может существовать длительное время, а чаще всего вовсе не образуется. Приближенная зависимость площади образующегося просвета от температуры на уровне верхней границы приведена на рис. 6. Увеличение площади образующегося просвета с понижением температуры облаков прослеживается весьма четко, хотя данных пока еще недостаточно и разброс точек довольно велик.

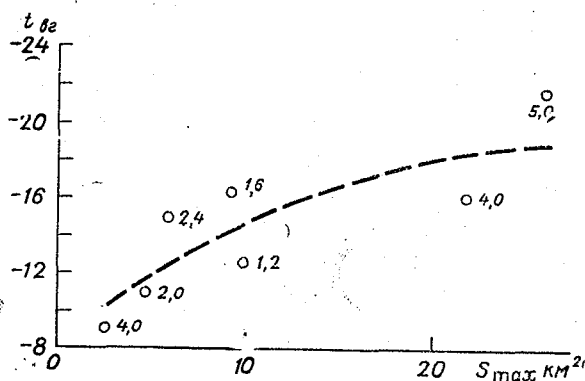


Рис. 6. Величина максимальной площади ($S_{\max}$) просвета в зоне воздействия сернистой медью в зависимости от температуры на уровне верхней границы слоистообразных облаков ($t_{в.г.}$).

Таблица 3

Данные наблюдений за просветом

Характеристика	Опыт						
	20	22	33	35	38	40	41
Мощность слоя облаков, км	0,2	0,6	0,3	0,2	0,1	0,2	0,3
Время достижения максимальной площади просвета, мин.	18	47	33	25	36	40	21
Максимальная площадь просвета, км ²	2,5	8,9	4,7	5,9	9,2	21,8	25,0
Общий расход реагента в опыте, кг	4,0	1,2	2,0	2,4	1,6	4,0	5,0
Расход реагента на 1 км ² просвета, кг/км ²	1,60	0,13	0,43	0,41	0,17	0,18	0,2

Выводы

На основании проведенных опытов по воздействиям сернистой медью на переохлажденные слоистообразные облака можно сделать следующие выводы:

1) кристаллизация слоистообразной облачности в зоне воздействия CuS отмечалась во всех случаях при переохлаждениях ниже -7° и расходах реагента свыше $0,4 \text{ кг/км}^2$;

2) по зимним опытам нельзя судить определенно о пороге льдообразующего действия CuS , поскольку противоречивость данных обусловлена различной активностью двух испытывавшихся образцов реагента;

3) при малых переохлаждениях слоистообразных облаков устойчивую кристаллизацию в зоне воздействия CuS получить не удастся даже при значительных расходах реагента;

4) получена ориентировочная зависимость скорости расширения зоны кристаллизации, образованной сернистой медью, от скорости переноса слоя облаков. При увеличении скорости переноса от 5 до 19 м/сек. скорость расширения зоны кристаллизации увеличивается от $0,5$ до $1,3 \text{ м/сек.}$;

5) в ряде опытов при незначительной мощности слоя облаков и переохлаждении более 9° воздействие сернистой медью приводило к образованию просвета в слое. Наибольшие просветы образуются при низких температурах в поле облаков, сформировавшихся в зоне влияния антициклона. Так, в опытах 40 и 41, проведенных при температурах на уровне воздействия -16 и -22° , образовались просветы площадью 22 и 25 км^2 соответственно. Для получения просвета площадью 1 км^2 при благоприятных условиях необходимо всего $0,2-0,4 \text{ кг CuS}$;

6) испытания установки для непрерывной подачи реагента в слоистообразные облака показали, что этот метод может быть применен в практике активных воздействий при условии устранения ряда недостатков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бромберг А. В., Бычков Н. В., Воронов Г. С., Гайворонский И. И., Громова Т. Н., Никандров В. Я., Серетин Ю. А., Ярцева Н. Н. О возможности применения сернистой меди в ракетах для вызывания осадков. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.

2. Громова Т. Н., Сумин Ю. П. О применении сернистой меди для воздействия на переохлажденные конвективные облака. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
3. Fukuta N. Experimental investigations on the iceforming ability of various chemical substances. J. Meteorol., v. 15, № 1, 1958.
4. Katz U. Wolkenkammeruntersuchungen der Eiskeimbildungsaktivität einiger ausgewählter Stoffe. ZAMP, 13 (4), 333—358, 1962.
5. Mason B. J., von den Heuvel. The properties and behaviour of some artificial ice nuclei. Proc. Phys. Soc., v. 74, 6, № 480, 744—755, 1959.
6. Mason B. J., Hallett J. Artificial ice-forming nuclei. Nature, 177, № 4511, 681—683, 1956.
7. Pruppacher H. R., Sängner R. Mechanismus der Vereisung unterkühlten Wassertropfen durch disperse Keimsubstanzen. ZAMP, 6, № 5, 407—415, 1955.

ИССЛЕДОВАНИЕ КРИСТАЛЛИЗУЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ И ДИСПЕРСНОСТИ ЗОЛЕЙ ЙОДИСТОГО СЕРЕБРА

В данной работе излагаются результаты исследования кристаллизующей активности и коллоидно-химического состава золей йодистого серебра различной концентрации, приготовленных по разным методикам.

Изучение кристаллизующей способности и дисперсного состава золей йодистого серебра представляет определенный практический интерес в связи с тем, что этот реагент широко используется при активных воздействиях на переохлажденные облака и туманы [1, 2, 3, 4].

Эксперимент по определению активирующего действия AgJ заключался в сравнении времени жизни переохлажденных капель дистиллированной воды и воды, содержащей золи AgJ при заданной степени переохлаждения. Исследуемые капли данной пробы ($v=0,024 \text{ мм}^3$) помещались в центр тонкостенного узкого капилляра, заполненного вазелиновым маслом и запаянного с двух концов. Наблюдение за кристаллизацией пробы в капиллярах проводилось визуально, под микроскопом, в отраженном поляризованном свете.

Охлаждение образцов производилось при помощи полупроводниковой термоохлаждающей кюветы, заполненной спиртом, температура регистрировалась термопарой и поддерживалась постоянной с точностью $\pm 0,3^\circ\text{C}$.

Процесс охлаждения образца от 0° до заданной температуры практически заканчивался в течение 3 сек.

Продолжительность наблюдений за каплями не превышала 30 мин. Выполнив большое число опытов, авторы пришли к выводу, что функция распределения капель по времени жизни в переохлажденном состоянии имеет максимум в области короткоживущих капель, которые замерзают в течение первой минуты, причем вид этого участка кривой меняется в зависимости от концентрации и химической природы кристаллизующей примеси.

На остальную часть кривой для времени жизни более 1 мин. примесь практически не оказывает влияния.

В качестве критерия активности авторами бралась площадь в области максимума, ограниченная временем 1 мин. от начала наблюдений, при этом первые три секунды соответствовали времени охлаждения от 0°C до данной температуры переохлаждения. Выделить из общего числа замерзших капель капли, замерзшие при кратковременном процессе охлаждения, не представилось возможным.

Исследуемые коллоидные растворы йодистого серебра по методам приготовления можно разбить на три группы.

1. Исходный концентрированный коллоидный раствор готовился путем добавления (по каплям) 1 мл $0,01 \text{ NKJ}$ к 10 мл $0,01 \text{ NaAgNO}_3$.

(положительно заряженный золь) с последующим десятикратным разбавлением его от 10 до 10^5 раз. Разбавление производилось либо сразу же после приготовления исходного золя (группа Ia), либо после 3-часовой выдержки его (группа Ib).

2. Готовились золи тех же концентраций, что и в первой группе, путем смешения предварительно разбавленных исходных растворов йодистого калия и азотнокислого серебра.

3. Исходный концентрированный раствор готовился путем добавления 1 мл $0,01$ NAgNO_3 к 10 мл $0,01$ NKJ , затем он разбавлялся в 10 раз (отрицательно заряженный золь).

Результаты исследований для опытов при температуре -18° приведены в табл. 1 и на рис. 1.

Как видно из данных табл. 1, золи группы III малоактивны, золи же групп Ia и Ib показали приблизительно одинаковую активность.

На рис. 1 приведена кривая зависимости активности золей йодистого серебра от весовой концентрации в полуполарифмических координатах.

Сложная зависимость активности от весовой концентрации золя йодистого серебра потребовала дополнительных ультрамикроскопических и электронно-микроскопических исследований дисперсного состава и частичной концентрации золей групп I и II.

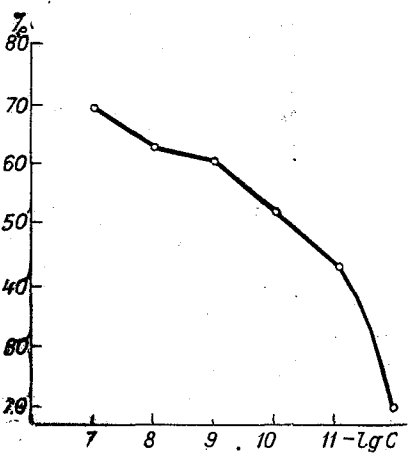


Рис. 1. Зависимость процента короткоживущих капель ($\tau \leq 60$ сек.) для золей йодистого серебра от весовой концентрации золя ($-\lg C$) при $T = -18^\circ\text{C}$.

Таблица 1

Коллоидно-химические характеристики и кристаллизующая способность йодистого серебра

Концентрация коллоидного раствора йодистого серебра, кг/м ³	Средний радиус r и число частиц n золя, измеренные с помощью ультрамикроскопа по группам						Средний радиус r частиц золя AgJ, по данным электронно-микроскопических измерений, группа Ia	Кристаллизующая активность капель со временем жизни $\tau \leq 60$ сек. при -18°C для воды и золей йодистого серебра (%)			
	Ia		Ib		II						
	$r \cdot 10^7 \text{ м}$	$n \cdot 10^{-15}$	$r \cdot 10^7 \text{ м}$	$n \cdot 10^{15}$	$r \cdot 10^7 \text{ м}$	$n \cdot 10^{15}$					
									вода	группа	
								Ia	Ib	III	
$2,118 \cdot 10^{-7}$	1,15	3,7	1,10	4,5	1,14	3,8	0,98	—	69,8	70	39,8
$2,117 \cdot 10^{-8}$	1,00	0,80	0,79	0,95	0,68	1,0	—	—	62,6	63,1	31,4
$2,115 \cdot 10^{-9}$	0,56	0,39	0,58	0,38	0,35	0,48	0,50	—	61	59,8	—
$2,088 \cdot 10^{-10}$	0,42	0,110	0,45	0,098	0,19	0,16	—	—	52,4	—	—
$1,818 \cdot 10^{-11}$	0,26	0,330	0,40	0,011	0,12	0,05	0,25	20	43,8	40	—

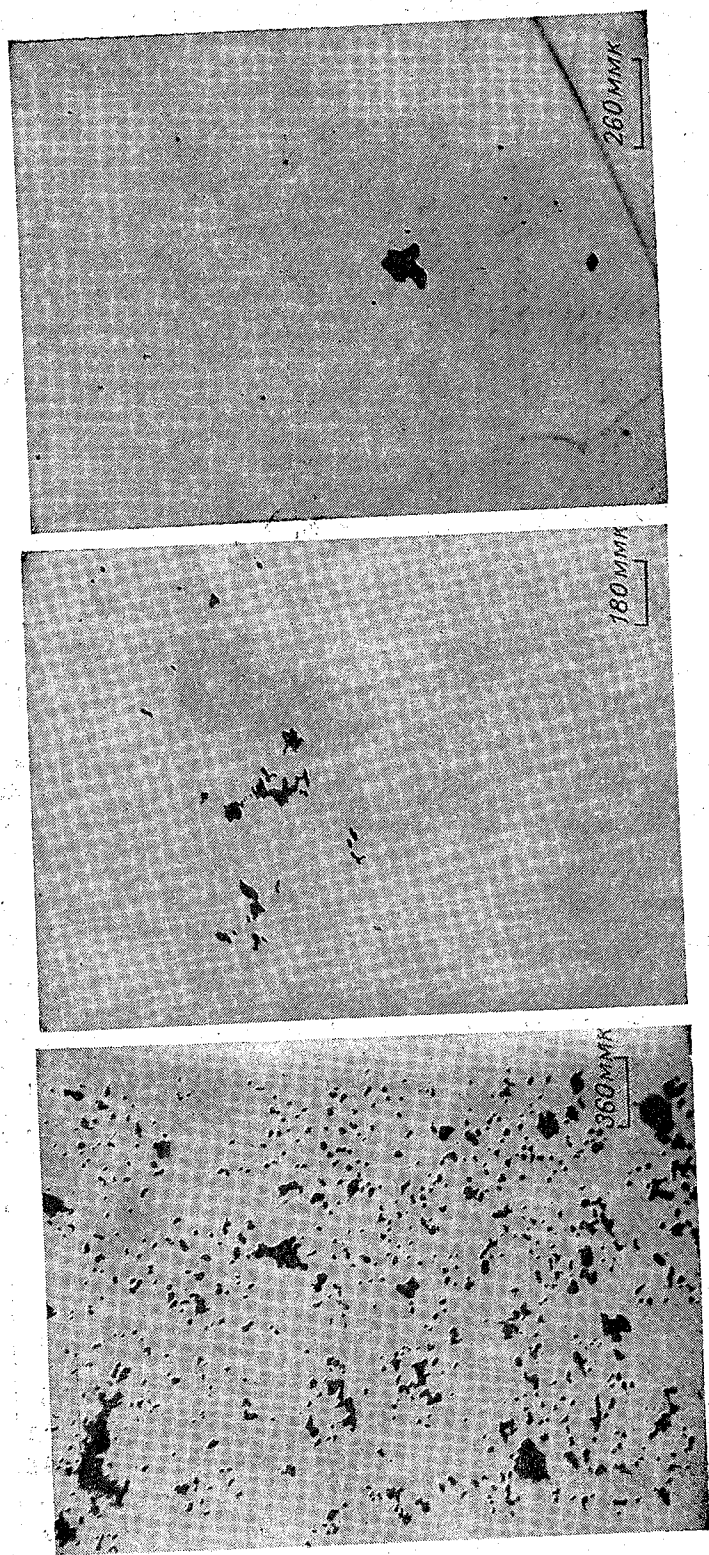


Рис. 2. Электронно-микроскопические фотографии золы йодистого серебра при концентрации желатина в золе 0,045%. Слева — концентрация зола $2,115 \cdot 10^{-7}$ кг/м³, в центре — концентрация зола $2,115 \cdot 10^{-9}$ кг/м³, справа — концентрация зола $1,818 \cdot 10^{-11}$ кг/м³.

Как показали ультрамикроскопические исследования (табл. 1), во всех случаях с ростом концентрации золя йодистого серебра увеличиваются размеры коллоидных частиц. Число же частиц в единице объема не уменьшается пропорционально разбавлению. Это означает, что при разбавлении исходного золя йодистого серебра происходит дезагрегация больших частиц на более мелкие.

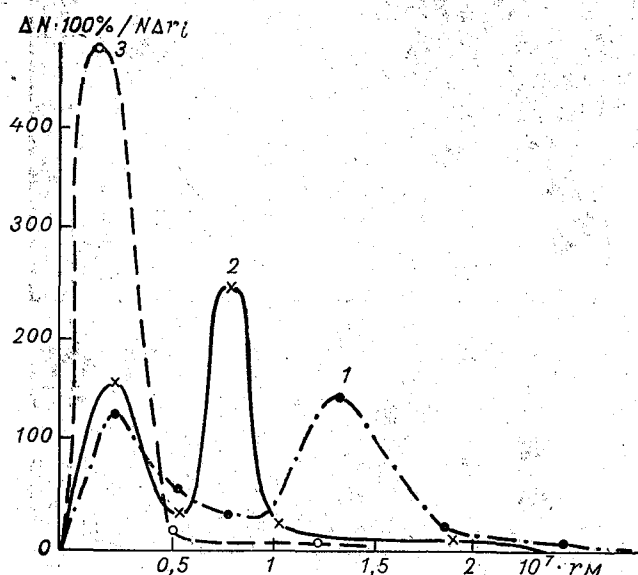


Рис. 3. Кривые распределения частиц по размерам в золе йодистого серебра с добавкой желатина.

1 — концентрация золя $2,118 \cdot 10^{-7}$ кг/м³, 2 — концентрация золя $2,115 \cdot 10^{-9}$ кг/м³, 3 — концентрация золя $1,818 \cdot 10^{-11}$ кг/м³.

Исследования проводились на электронном микроскопе марки ЭМ-5, дающем увеличение от 1000 до 90 000 и обладающем разрешающей способностью 20 Å.

Предварительные опыты показали, что выдержка коллоидного раствора йодистого серебра при высушивании капли на угольной сетке в течение различного периода времени приводит к коагуляции частиц.

Для предохранения зольей йодистого серебра от коагуляции к ним добавлялся раствор желатина концентрацией 0,05%. Капля такого коллоидного раствора наносилась на угольную сетку (диаметром 2 мм, с ячейкой 0,1 мм) и высушивалась под вакуумом в течение 40 мин.

Типичные снимки растворов трех концентраций приведены на рис. 2, где видно, что крупные частицы представляют собой агрегаты со сложной структурой. В растворе с концентрацией $2,118 \cdot 10^{-7}$ кг/м³ встречаются главным образом частицы размером 10—30 мкм (рис. 2).

С помощью подобных фотографий были вычерчены кривые распределения частиц по размерам (рис. 3). Кривые строились по данным измерений 750—4000 частиц. Кривые распределения 1 и 2 имеют два хорошо выраженных максимума, а кривая 3 — один максимум. При переходе от большей концентрации к меньшей максимумы для крупных

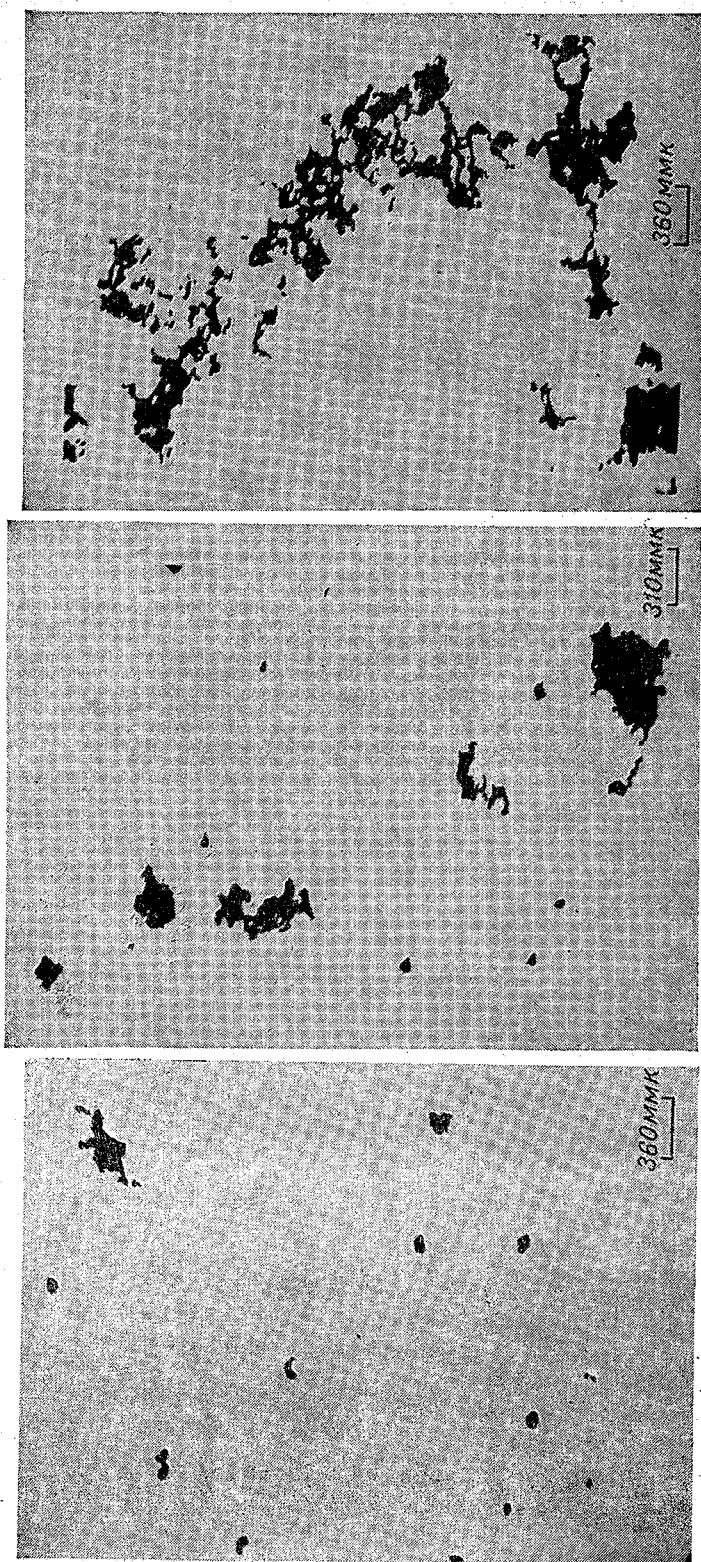


Рис. 4. Электронно-микроскопические фотографии зольей йодистого серебра концентрации $2,18 \cdot 10^{-7} \text{ кг/м}^3$. Капля золя высыхивалась в течение 40 мин. (слева), 3 час. (в центре), 15 час. (справа).

частиц смещаются вследствие дезагрегации в область меньших радиусов, а максимум для мелких частиц (первичных) сохраняет свое положение, но возрастает по величине, так что в третьем разбавлении максимум для крупных частиц уже отсутствует и фактически все частицы являются первичными.

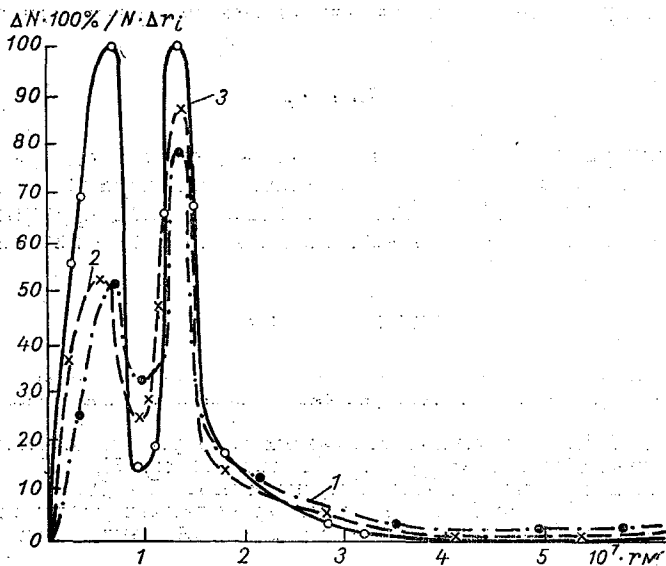


Рис. 5. Кривые распределения частиц по размерам в золе йодистого серебра с концентрацией $2,118 \cdot 10^{-7}$ кг/м³. Капля золя высушивалась в течение 15 час. (1), 3 час. (2), 40 мин. (3).

Для исследования изменения частиц по форме и размерам в процессе старения коллоидного раствора авторами изучался золь йодистого серебра некоторой заданной концентрации, наносимого на угольную сетку в различном временном режиме. Капля раствора, нанесенная на сетку, высушивалась в течение 40 мин., 3 и 15 час. без защитного коллоида.

Результаты представлены на рис. 4 и 5.

Подобные же исследования проводились и с более разбавленными золями. Во всех случаях наблюдалась заметная коагуляция, и размеры частиц были значительно больше, чем в опытах с золями, защищенными желатином, но в каждом случае сохранялась однотипная зависимость размеров от концентрации.

На основании ультрамикроскопических исследований

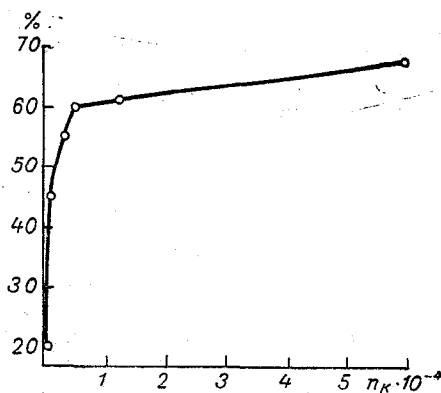


Рис. 6. Изменение процентного содержания короткоживущих капель ($\tau \leq 60$ сек.) в зависимости от числа частиц золя в одной капле.

можно определить частичную концентрацию (см. табл. 1) и проследить зависимость кристаллизующей активности от числа частиц золя, находящихся в одной капле.

Данные измерений представлены на рис. 6, где видно, что активность коллоидных растворов йодистого серебра явно не пропорциональна числу частиц, попадающих в каплю при разбавлении, т. е. далеко не все частицы при этом являются активными центрами кристаллизации.

Выводы

Кристаллизующая способность зольей йодистого серебра изменяется не пропорционально весовой и частичной концентрациям. Это объясняется тем, что при разбавлении происходит распад крупных агрегатов на более мелкие, в результате чего появляются новые активные центры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Малкина А. Д. Данные исследований некоторых физико-химических свойств частиц йодидов, являющихся льдообразующимися ядрами. Тр. ЦАО, вып. 22, стр. 117, 1957.
2. Красиков П. Н. О применении коллоидных растворов для воздействия на переохлажденные облака и туманы. Тр. ГГО, вып. 104, стр. 75, 1960.
3. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Гидрометеониздат, Л., 1961.
4. Громова Т. Н., Глики Н. В. Некоторые характеристики условий кристаллизации переохлажденных капель водных растворов. Тр. ЦАО, вып. 51, стр. 20, 1963.

ИЗМЕРЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ СВИНЦА В ОСАДКАХ ПРИ ЕСТЕСТВЕННОМ ИХ ВЫПАДЕНИИ И ПРИ АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ НА ОБЛАКА ЙОДИСТЫМ СВИНЦОМ

Введение

Исследование содержания в осадках химических реагентов, с помощью которых производится воздействие на облака, является одним из способов оценки успешности воздействия. В работе [1] обсуждались результаты химического анализа осадков на содержание в них меди при проведении опытов по воздействию на конвективные облака сернистой медью. В настоящей статье приводятся результаты исследования содержания свинца в осадках, собранных как в дни с воздействиями, так и без воздействий. Работы по сбору проб осадков выполнялись на территории экспериментальной базы Центральной аэрологической обсерватории в Молдавии летом 1966 г. при проведении опытов полупроизводственного характера по предотвращению градобитий. Площадь полигона составляла более 100 тыс. га и имела форму круга радиусом 18 км с центром в пос. Корнешты, Унгенского района.

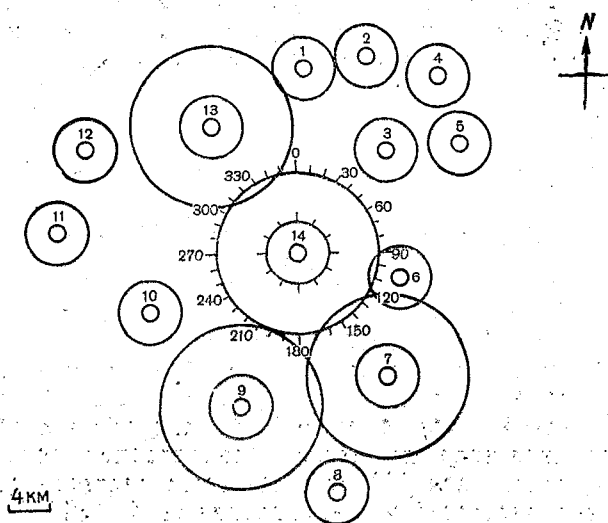


Рис. 1. Схема расположения пунктов ракетного воздействия и установок по сбору проб осадков.

Основным действующим льдообразующим реагентом являлся йодистый свинец, который вводился в градоопасные облака с помощью ракет ПГИ-М и «Облако» [2, 3]. Головная часть ракеты ПГИ-М содержала 75 г PbJ_2 , а «Облака» — 3100 г. в смеси с пиросоставом. Пиросостав обеспечивает возгонку йодистого свинца вдоль определенного участка трассы. Максимальная высота подъема ракет типа ПГИ-М составляла 4 км, «Облака» — до 8 км.

На рис. 1 показано расположение 14 пунктов ракетного воздействия. На всех пунктах имелись установки для воздействия ракетами ПГИ-М, а на четырех из них (пункты 7, 9, 13 и 14) — установки для воздействия ракетами «Облако». Малый круг с центром в каждом пункте показывает радиус действия ракеты ПГИ-М, большой — ракеты «Облако». На этих же пунктах, расположенных вдали от дорог, промышленных предприятий и жилья, были установлены заборники проб дождевой воды.

Методика сбора проб осадков

Заборником осадков служило полиэтиленовое ведро площадью сбора около 350 см². Оно закреплялось на легкой деревянной подставке на высоте 120—130 см от земли. Ведра могли свободно устанавливаться перед началом дождя и сниматься после его окончания. Сохранялись они в полиэтиленовых чехлах, снимаемых только на время дождя. После каждого сбора осадков ведра промывались дистиллированной водой. Собранные пробы дождевой воды сливались в специальные, тщательно вымытые полиэтиленовые колбы. Подробнее методика сбора проб описана в статье [1].

Опыты по воздействию проводились большей частью на фронтальные облака и только 9 июля 1966 г. — на внутримассовую облачность. Во всех случаях после воздействий из облаков выпадали ливневые осадки.

Сбор проб дождевой воды производился как в дни с воздействиями («искусственные» осадки), так и в дни без воздействий («естественные» осадки). В дальнейшем при проведении анализов все пробы естественных осадков были слиты вместе, и полученное для этой суммарной пробы содержание свинца можно считать средней фоновой концентрацией Pb в осадках для данного района.

Методика определения концентрации свинца в пробах

Для определения ионов Pb^{++} в осадках использовался спектрографический метод, основанный на возбуждении атомов свинца в дуге переменного тока, фотографировании спектра и измерении степени почернения на фотографиях линии Pb 283,3 мкм по сравнению с эталонами [4]. Эталоны готовились путем разбавления исходного стандартного раствора, который приготавливался следующим образом. Навеска металлического свинца особой чистоты (200 мг) растворялась в 4 мл азотной кислоты (1 : 1) в мерной колбе объемом 1000 мл, затем в колбу наливалась бидистиллированная вода до метки. Концентрация полученного раствора $Pb(NO_3)_2$ составляла 200 мг/л. Из этого раствора были приготовлены эталонные растворы с концентрациями 2; 1; 0,5; 0,2; 0,1; 0,05; 0,01 мг/л.

Исследуемые пробы дождевой воды подкислялись 0,5—0,1 мл концентрированной соляной кислоты, упаривались приблизительно до 5 мл

и переносились в центрифужные пробирки. После центрифугирования твердые взвеси, не растворившиеся в HCl , полностью оседали на дно пробирки, жидкость и осадок разделялись (к осадку присоединялись промывные воды, а к жидкости добавлялось около 40 мг спектрально чистого NaCl), и обе пробы медленно упаривались досуха. При отсутствии в пробе осадка она после добавления 40 мг NaCl упаривалась досуха без декантации. Полученные сухие остатки подвергались спектральному анализу. Концентрации свинца в пробах определялись отдельно для солянокислой вытяжки и сухого остатка в пересчете на один литр дождевой воды. Наличие в пробах дождя нерастворимого осадка объясняется неизбежным попаданием в них пыли, но поскольку условия сбора всех проб были одинаковыми, можно говорить об относительном содержании ионов Pb^{++} и об изменениях концентрации свинца в осадках при воздействиях на облака йодистым свинцом. Методика анализов разработана совместно с мл. научным сотрудником отдела атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы ГГО П. Ф. Свистовым.

Анализ данных измерений

В табл. 1 представлены данные по воздействиям PbJ_2 на конвективные облака летом 1966 г. и результаты анализов на содержание ионов Pb^{++} в осадках в районе пос. Корнешты. Одновременно измерялись электропроводности (κ) исследуемых проб, полученные данные также представлены в таблице. Известно, что величина электропроводности, в данном случае дождевой воды, характеризует степень ее минерализации. Сравнивая значения κ с содержанием свинца в пробах, мы видим, что количество свинца в дождевой воде не находится в прямой связи с величинами электропроводности. Это значит, что концентрация свинца в дождевой воде не зависит или незначительно зависит от случайной величины того или иного количества попавшей в дождевую воду пыли, которая может содержать следы свинца [4].

Из данных таблицы видно, что из 50 проанализированных проб 23 не содержали измеримых количеств свинца. В подавляющем большинстве это пробы, объем которых меньше 100 мл. Из этого можно сделать вывод, что использованный метод анализа недостаточно чувствителен и не позволяет обнаружить следы свинца в малых объемах проб дождевой воды (чувствительность метода $0,04 \text{ } \mu\text{ Pb}$ в жидкой и $0,1 \text{ } \mu\text{ Pb}$ в твердой пробе; $1 \text{ } \mu = 10^{-6} \text{ г}$). Поэтому при анализе полученных данных случаи с малыми пробами не учитывались. Отметим, что увеличение концентрации свинца в осадках по сравнению с естественной концентрацией наблюдается для всех рассматриваемых здесь дней, когда проводились воздействия.

Рассмотрим более подробно те дни, для которых имеется достаточное количество данных по большему числу пунктов. 20 июля грозы и ливневые осадки были обусловлены холодным фронтом, двигавшимся с юго-запада. Обнаружено три градоопасные зоны, проходившие над защищаемой территорией в разное время: зона I (19.17—20.28) располагалась над пунктами 12 и 13, в это время сбора осадков на пунктах не производилось; зона II (20.50—22.24) располагалась над пунктами 1, 2, 3, 4, 5, 6 и частично над пунктами 13 и 14. Осадки из этой зоны собирались только на пункте 2, где могли также выпадать осадки из зоны I, так как потоки на высотах были юго-юго-западные и перенос происходил в направлении пункта 2. Зона II была обработана большим

Таблица 1

Данные по воздействиям PbJ_2 на конвективные облака летом 1966 г.
и по содержанию свинца в осадках в районе пос. Корнешты Молдавской ССР

Дата	Время воздействия, час., мин.	Количество введенного реагента, г	Пункты, из которых производились воздей- ствия	Направление ветра	Пункты, где собира- лись осадки	Время сбора пробы, час., мин.	Объем пробы, мл	Содержа- ние Pb		Электропроводность $\times 10^6 \text{ ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$
								в HCl-вытяжке, г/л	в сухом остатке, г/л	
9/VII	14 30—14 40	7 250	9, 10, 14	3	14	14 45—14 58	23	—	—	14,0
18/VII	16 45—19 00		6, 7, 2, 4, 5		2	0 39—7 35	105	—	—	286,0
	21 47—22 25	10 100	5, 4, 3, 2, 1	В, ЮВ	2	19 25—22 10	58	—	—	66,7
19/VII	18 20—19 30	31 125	6, 7, 8, 9, 10, 14	ЮВ	7	18 25—18 55	243	+	3,8	32,0
	~24 час.	525	11		10	18 55—19 05	182	—	—	165,0
20/VII	19 17—22 52	10 600	12, 13, 4, 5, 3, 1, 6, 14	ЮЮЗ	2	20 00—23 05	255	0,63	7,8	35,8
					4	22 20—23 40	82	—	—	57,6
					5	9 00—12 03	48	—	—	87,4
					6	22 55—23 30	243	0,21	1,0	17,0
					8	23 45—24 30	225	—	1,4	35,9
					11	23 55—00 05	65	—	—	—
					13	23 30—24 20	257	+	2,4	27,4
21/VII	18 16—21 33	18 050	10, 8, 7, 6, 5	ЮЮЗ	10	17 55—18 05	407	—	3,1	48,0
23/VII	17 37—19 15	21 200	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 14	ВЮВ	2	18 15—19 40	328	—	4,1	15,1
					3	18 00—18 45	168	—	—	15,5
					4	18 20—18 40	117	—	—	21,4
					5	15 30—15 50	145	—	—	21,9
					6	17 58—19 35	275	+	3,4	32,0
					12	14 20—18 00	230	0,31	5,0	40,0
24/VII	12 51—14 19	825	9, 10, 14	ЮЗ	1	14 10—15 25	88	—	—	47,0
					1	15 40—17 25	100	—	—	—
					2	17 40—18 30	83	—	—	31,0
					3	14 34—17 00	72	—	—	25,7
					5	13 30—17 30	81	—	+	26,2
					7	14 10—16 20	245	+	1,2	22,6
					8	11 50—18 00	245	—	2,1	27,4
					9	12 20—17 00	232	+	4,1	26,5
					10	12 00—15 20	238	0,43	5,5	59,0
					11	13 12—14 15	53	—	—	171,5

Дата	Время воздействия, час., мин.	Количество введенного реактента, г	Пункты, из которых производились воздей- ствия	Направление ветра	Пункты, где собирались осадки	Время сбора пробы, час., мин.	Объем пробы, мл	Содержа- ние Pb		Электропроводность $\text{г.} \cdot 10^6 \text{ ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$
								в HCl-вытяжке, г/л	в сухом остатке, г/л	
24/VII					12	14 25—15 25	235	—	3,4	64,0
					13	14 10—15 00				
						16 10—17 00	42	—	—	77,5
					14	13 05—17 05	146	—	—	39,1
6/VIII	15 05—15 59	14 650	3, 4, 6, 7, 9, 10	ЮЗ	1	15 30—17 20	275	—	3,1	26,8
					2	15 15—17 18	220	0,47	4,0	123,0
					3	15 30—16 20	257	—	0,8	10,5
					4	17 10—17 40	131	—	+	19,7
					5	15 00—16 27	262	—	0,7	13,7
					6	15 20—15 50	190	—	—	17,8
					6	19 30—20 35	74	—	1,2	34,4
					7	19 15—19 45	430	0,21	4,1	15,0
					9	15 12—15 20	42	—	—	49,3
					9	18 50—19 35	147	+	1,7	22,3
					11	14 55—16 55	262	+	2,0	16,3
					12	15 10—17 35	257	0,31	5,0	29,6
					13	15 10—17 20	253	—	—	19,1
					14	15 10—16 05	450	—	2,7	9,3
					14	16 45—17 45	59	—	—	21,7
26/VIII	15 16—15 22	450	9, 10		6	15 50—18 15	330	+	4,6	20,4
					9	15 05—16 25	500	0,22	5,2	12,6
					14	14 55—16 50	825	—	0,6	9,5
Июль — август	Естественные осадки со всех пунктов						3820	—	1,0	15,5

Примечание. (+) — слабые спектральные линии, (—) — отсутствие спектральных линий.

количеством реактента (70 ракет ПГИ-М), в то время как зона I — 20 ракетами ПГИ-М и ракетой «Облако», а зона III (22.42—22.52), которая располагалась над пунктами 6 и 7, — 5 ракетами ПГИ-М. Осадки из зоны III могли собираться на пунктах 6 и 8. Наибольшее количество свинца в осадках за этот день (это также наибольшая концентрация свинца в дождевой воде из всех рассматриваемых здесь случаев) обнаружено для пункта 2 (0,63/7,8 г/л), что может быть объяснено, во-первых, тем, что перенос облаков осуществлялся от основного участка воздействия к данному пункту, и, во-вторых, большим количеством введенного

реагента. В осадках, собранных на пункте 13, концентрация Pb оказалась сравнительно невысокой (2,4 μ /л). Превышение концентрации свинца над фоном в этом случае является следствием воздействия на зону II, в районе периферии которой находился пункт 13. В осадках, собранных на пунктах 6 и 7, концентрация свинца почти не повысилась по сравнению с естественной концентрацией, так как в зону III было введено небольшое количество реагента.

В опытах 23 июля, 6 и 26 августа наблюдались наибольшие концентрации свинца в осадках в районе периферии облачных систем, на которые производились воздействия, причем также и на тех пунктах, которые были расположены в направлении, противоположном потоку на высотах; например, пункты 12 и 7 — 6 августа и пункт 9 — 26 августа. В обоих случаях потоки были юго-западные, а градоопасные зоны располагались над центральной частью полигона. Только 24 июля наибольшее количество свинца в осадках (0,43/5,5 μ /л) было обнаружено на пункте, находившемся под центральной частью обработанной зоны. В этот день пробы дождя собирались почти на всех пунктах, но из-за небольших объемов проб мы не смогли получить полную картину распределения свинца в осадках по всей территории полигона.

Выводы

1. Фоновая концентрация свинца в дождевой воде в районе пос. Корнешты Молдавской ССР по анализу суммарной пробы составляла примерно 1 μ /л.

2. После воздействия на облака йодистым свинцом концентрация свинца в осадках увеличивается до 8 μ /л для отдельных районов.

3. По-видимому, имеется тенденция к увеличению содержания Pb в осадках на периферии облачных систем, подвергавшихся воздействиям.

Автор выражает благодарность И. И. Гайворонскому и Т. Н. Громовой за помощь в организации данной работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Преображенская Е. В. Определение следов меди в осадках при воздействиях сернистой медью на конвективные облака. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
2. Гайворонский И. И., Серегин Ю. А. О введении реагентов в облака при воздействии на градовые процессы. Тр. ЦАО, вып. 65, 1965.
3. Воронов Г. С., Гайворонский И. И., Лесков Б. Н., Серегин Ю. А. Опыт противорадовой защиты в Молдавской ССР. Метеорология и гидрология, № 7, 1967.
4. Свистов П. Ф. Определение содержания свинца в аэрозолях и пыли. (См. наст. сборник.)

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ СВИНЦА В АЭРОЗОЛЯХ И ПЫЛИ

В течение нескольких лет в Молдавии проводятся работы по предотвращению градобитий с использованием в качестве реагента йодистого свинца, вводимого в облако с помощью противогорадовых ракет. В атмосфере этот реагент частично рассеивается, а частично вымывается осадками и оседает с пылью, что может вызвать локальное загрязнение подстилающей поверхности. Совместное действие осаждения пыли и аэрозоля, содержащих свинец, при естественных процессах и в результате активных воздействий может обусловить накопление этой примеси в почве.

Настоящее сообщение посвящено исследованию содержания свинца в воздухе и пыли в районе противогорадовой экспедиции, чтобы установить, не вызвали ли работы по борьбе с градом повышения концентрации этого вещества до пределов, представляющих опасность для здоровья человека.

Известно [5], что при концентрации свинцовой пыли в атмосферном воздухе, равной 20 мкг/м^3 , происходит более значительное накопление данного микроэлемента в костях человека (в 7,1 раза) и в его печени (в 2,7 раза) по сравнению с обычным содержанием, что представляет начальную стадию хронического свинцового отравления. Предельно допустимой считается концентрация свинца в воздухе $0,7 \text{ мкг/м}^3$ [2, 3].

Сбор аэрозолей и пыли осуществлялся в июле 1967 г. в центральном пункте Молдавской противогорадовой экспедиции. Всего собрано 46 проб пыли, из них 30 путем улавливания на мембранные фильтры и 16 проб пыли с листьев. Вес одной пробы колебался от 100 до 800 мг. Для отбора проб пыли с листьев выбирались кустарники высотой 1,5—2,0 м, не затененные деревьями и растущие на участках, покрытых травой. Пробы с листьев отбирались через 4—5 дней после дождя. Серийные пробы с листьев в нескольких точках были отобраны в один и тот же день.

Листья отбирались с наружной поверхности кроны при помощи пинцета и ножниц. С этой целью лист фиксировался пинцетом, осторожно (во избежание стряхивания пыли) перерезался ножницами черешок, и лист помещался в пакет из кальки, на котором ставились номер и дата отбора пробы.

Аэрозоли улавливались на мембранные фильтры аспирационным методом. Фильтр помещали в специальную кассету (фильтродержатель), которая вставлялась в патрон. Конструкции фильтродержателя и патрона

несколько отличались от принятых [1]. Кассета имела дно с отверстиями $d=2$ мм (100—120 отверстий), что позволяло без прорыва фильтров работать на скоростях протяжки воздуха до 20 л/мин. Патрон сделан сквозным с диаметром на входе, равном диаметру кассеты. Это уменьшило внутреннее сопротивление улавливающей системы и позволило без выключения аспиратора производить продолжительный отбор проб. Для аспирации воздуха использовался малый лабораторный компрессор, работающий от сети переменного тока.

Количество исследуемого воздуха, протянутого через фильтр, измеряли реометром с поворотными диафрагмами. Приведение объема воздуха к нормальным условиям проводилось по уравнению

$$v_0 = \frac{v_t \cdot 273P}{(273 + t^\circ) 760},$$

где v_t — объем воздуха при температуре $t^\circ\text{C}$ в месте отбора пробы; P — атмосферное давление в мм рт. ст.

При аспирационном методе забора проб исследуемое вещество накапливается до количества, определяемого чувствительностью применяемого аналитического метода.

Для этой цели рекомендуется пользоваться расчетом оптимального объема протягиваемого воздуха по формуле

$$v_0 = \frac{a \cdot v}{k \cdot c_0 \cdot v_1},$$

где a — чувствительность аналитического метода, мкг; c_0 — средняя концентрация вещества в воздухе, мкг/л; k — коэффициент, выражающий долю средней концентрации, подлежащую определению ($1/2$, 1, т. д.); v — общий объем пробы воздуха; v_1 — взятый объем пробы воздуха.

Следует учитывать, что при аспирационном методе определяется средняя концентрация вещества за отрезок времени, в течение которого проводился отбор пробы.

Согласно исследованиям автора, мембранные фильтры № 3 улавливают все частицы размером более 0,5 мк, т. е. гигантские и крупные частицы аэрозоля. Более мелкие частицы (до 0,01 мк) улавливали на фильтры № 2 и 1. С помощью счетчика ядер Шольца установлено, что через мембранные фильтры № 2 проходит только 1% исходного числа частиц.

Доставленные в лабораторию пробы подвергались обработке. Определенное количество переносилось во взвешенные стеклянные бюксы, которые доводились до постоянного веса путем двукратной сушки в сушильном шкафу при температуре 100—105°, сначала в течение двух часов, затем в течение одного часа (контрольная сушка). Затем бюксы плотно закрывались крышками и выдерживались в эксикаторе в течение 20 мин. до взвешивания на аналитических весах. После контрольной часовой сушки разница в весе не превышала $\pm 0,2$ мг.

Для получения водной вытяжки в мерную колбу вводилось на 200 мл около 100 мг пробы пыли и доливалась дистиллированная вода до отметки. Вытяжка проводилась в течение трех дней при частом взбалтывании.

Для получения солянокислой вытяжки была взята навеска 50 мг высушенного нерастворимого остатка после приготовления водной вытяжки. Навеска обрабатывается 100 мл 5%-ной соляной кислоты в течение

часа при нагревании до 70—80° при частом перемешивании. Нерастворимую в соляной кислоте часть отфильтровывают, промывают горячей дистиллированной водой, подкисленной соляной кислотой, потом горячей неподкисленной водой, высушивают и прокаливают в тигле, предварительно доведенном до постоянного веса. Результат вычисляют в процентах к навеске пробы и представляют в виде нерастворимого в соляной кислоте остатка. Сухой остаток тщательно перемешивают с 40 мг соли NaCl и подвергают спектральному исследованию. Содержание свинца в воздухе вычислялось по найденным значениям его концентрации в сухом остатке и содержанию последнего в вытяжках.

В основу методики определения свинца в вытяжках и в сухом остатке положен спектрографический способ, описанный в работе [1]. Метод основан на возбуждении атомов свинца в дуге переменного тока 8 а, фотографировании спектра и измерении разности почернения линий свинца 283,3 мкм по отношению к фону.

Количественное определение проводится по градуировочному графику, построенному в координатах: I_{gc} — по оси абсцисс, Δs — разница почернений линий свинца и фона — по оси ординат. Чувствительность определения свинца в солянокислой вытяжке составляет 0,04 мкг, в сухом остатке — 0,1 мкг. Основной стандартный раствор содержит 200 мг/л свинца. Для этого раствора берут 0,2 г металлического свинца в 20 мл разбавленной азотной кислоты (1:1). Раствор переводят в мерную колбу емкостью 1 л и дистиллированной водой разбавляют до метки.

Рабочие стандартные растворы, содержащие 0,2; 0,5; 1,0 и 2,0 мг/л, готовят разбавлением основного раствора бидистиллированной водой с добавлением 5 мл 20%-ного раствора хлористого натрия.

Порошковые эталоны готовились на основе смеси 60% SiO_2 и 40% Al_2O_3 . Взято было девять навесок этой смеси по 100 мг. К каждой навеске первой серии было добавлено по 1 мл рабочих растворов свинца. Так как в углубление электрода вносилось по 15—20 мг порошка, то в анализируемой пробе содержалось соответственно (для 20 мг) 0,04; 0,1; 0,2 и 0,4 мкг свинца. Ко второй серии было добавлено по 10 мл рабочих стандартных растворов, и в анализируемой пробе содержалось 0,4; 1,0; 2,0 и 4,0 мкг свинца. В девятую навеску добавлялось 25 мл раствора свинца концентрации 2 мг/л. В 20 мг пробы содержалось 10 мкг свинца.

Были использованы следующие реактивы: свинец металлический, особой чистоты; хлорид натрия, спектрально чистый; азотная кислота 1:1, химически чистая; окись кремния, спектрально чистая; окись алюминия, спектрально чистая; раствор канифоли в спирте — 20%; проявитель и закрепитель.

Использовалась следующая аппаратура и другие материалы: спектрограф ИСП-28; микрофотометр МФ-2; спектрально чистые угли; фотопластинки спектральные, тип II, чувствительность 22 ед. ГОСТ.

При проведении анализа порошок эталона или сухой остаток набирается в углубление угольного стержня, служащего нижним электродом. Диаметр отверстия 4 мм, глубина 3 мм. Пробу закрепляют двумя каплями раствора канифоли в спирте, подсушивают и фотографируют в течение 40 сек.

Ширина щели спектрографа 0,02 мм, высота 1 мм. Межэлектродный промежуток 1,5 мм. Освещение щели трехлинзовое, с промежуточной диафрагмой 3,2 мм. Нижний электрод плоский, верхний — заточенный на усеченный конус. Эталоны и анализируемые пробы фотографируются на одной пластинке, каждый не менее трех раз. Если навеска сухого

остатка меньше 20 мг, фотографируется только один спектр. Данные анализов представлены в табл. 1 и 2.

Как следует из данных табл. 1, соединения свинца почти нерастворимы в воде и слабо растворимы в соляной кислоте. Максимальная концентрация свинца в солянокислой вытяжке 0,8 мкг/л. Если концентрацию свинца (процентную) пересчитать на объем вытяжки, где проба пыли находится в виде взвеси, то количество его может достигать до 40 мкг/л при общей минерализации 500 мг/л. Естественные атмосферные осадки редко имеют такую минерализацию; она обычно составляет 20—30 мг/л. Это дает для свинца величину порядка 1—3 мкг/л, если принять, что все примеси в осадках терригенного происхождения [4].

Как видно из данных табл. 2, содержание свинца в аэрозолях воздуха незначительно. В среднем за 6 дней оно составляло 0,015 мкг/м³, что почти в 50 раз ниже предельно допустимой концентрации свинца в атмосферном воздухе [3, 5]. Эту концентрацию нельзя считать устойчивой средней, так как она получена по небольшому числу измерений в течение всего лишь 6 дней. Это скорее качественный показатель того, что в период воздействия не наблюдалось аномально высоких концентраций свинца в воздухе.

Кроме свинца, натрия, калия, кальция и магния, в аэрозолях найдены в больших количествах кремний и алюминий, а также железо и медь (табл. 2). По химическому составу эта фракция аэрозолей близка к пыли, собранной с листьев.

Таблица 1

Концентрация свинца в пыли, собранной с листьев.
Июль 1967 г.

Число	Водная вытяжка	Соляно- кислая вы- тяжка, мкг/л	Сухой остаток 1, %	Сухой остаток 2, мкг/л
13	—	—	0,001	5
	—	—	0,003	15
	—	—	0,001	5
16	—	—	0,008	40
	—	+	+	—
	+	+	0,002	10
	—	+	+	—
	—	—	0,003	15
	+	0,8	0,004	20
	—	—	+	—
	—	+	+	—
	+	0,4	0,001	5
20	—	0,1	0,007	35
	—	—	+	—
Среднее	—	0,43	0,0033	16,6

Примечание. В третьей графе приведена концентрация свинца в солянокислой вытяжке из пыли, в четвертой графе — процентное содержание свинца в сухом остатке после удаления водной вытяжки, в пятой графе — данные четвертой графы, пересчитанные на объем водной вытяжки.

Таблица 2

Спектральный анализ аэрозолей. Июль 1967 г.

Число	Часы	Содержание различных элементов, мкг/м ³				
		Pb	Cu	Si	Al	Fe
14	6—12	+	+	8,1	3,9	0,9
	12—18	+	+	2,4	0,7	+
	19—24	—	—	1,4	0,5	+
15	7—12	+	+	10,3	5,1	1,4
	12—17	0,01	0,13	11,4	4,9	1,9
	17—24	—	+	7,3	3,1	0,7
16	6—12	+	+	5,3	1,9	+
	12—18	+	+	4,9	0,8	+
	18—24	—	+	3,7	1,5	+
17	6—13	+	+	6,1	2,6	0,6
	13—19	—	+	1,8	0,7	+
	19—24	—	+	+	+	+
18	9—14	—	+	2,3	0,8	+
	14—24	—	+	1,7	+	+
13—19	6—24	0,02	0,1	7,5	3,4	0,8
Среднее		0,015	0,115	5,30	2,30	1,05

Примечание. Плюс (+) — слабые спектральные линии, минус (—) — отсутствие спектральных линий.

Выводы

1. Измерения содержания свинца в атмосферных аэрозолях показали, что оно близко к фоновой концентрации. В пыли относительное содержание свинца равно 0,0033%, что значительно ниже предельных санитарно-гигиенических норм.

2. Воздействия на облака йодистым свинцом при противогололедной защите не привели к повышению содержания свинца в аэрозолях воздуха и почве по сравнению с его естественной концентрацией.

ЛИТЕРАТУРА

1. Быховская М. С., Гинзбург С. Л., Хализова О. Д. Методы определения вредных веществ в воздухе. Медгиз, М., 1966.
2. Введение в гигиену. Сб. статей под ред. Н. В. Лазарева. Изд-во «Наука», М.—Л., 1966.
3. Предельно допустимые концентрации атмосферных загрязнений. Под ред. В. А. Рязанова. Медгиз, М., 1961.
4. Свистов П. Ф. Некоторые результаты исследования физико-химической природы атмосферных аэрозолей. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, т. III, № 5, 1967.
5. Томпсон Н. М. Санитарная охрана атмосферного воздуха от загрязнения. Медгиз, Л., 1959.

Ю. А. ДОВГАЛЮК

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РОСТА ОБЛАЧНЫХ КАПЕЛЬ ПРИ ИМПУЛЬСНОМ РАЗВИТИИ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

Введение

Движения воздуха и содержание в нем аэрозолей являются наиболее важными факторами, учитывая которые принципиально возможно выполнить количественные расчеты процессов развития облаков и образования в них осадков. Поскольку закономерности движений воздуха в облаке, образования и укрупнения облачных частиц еще недостаточно выяснены, важное значение имеют расчеты роста отдельных облачных частиц, основанные на упрощенных моделях движения воздуха. При некоторых предположениях относительно механизма укрупнения частиц эти расчеты позволяют установить основные черты процесса образования осадков в облаках.

Количественная теория образования осадков в настоящее время разработана лишь для частиц сферической формы, выпадающих из облаков с интенсивным вертикальным развитием, в предположении, что укрупнение облачных капель до размеров частиц осадков происходит под влиянием конденсации водяного пара и гравитационной коагуляции капель друг с другом, а скорость восходящего потока постоянна [11]. Модель облака с постоянным восходящим потоком позволила выявить основные закономерности роста капель в зависимости от величины восходящего потока, водности облака, начального размера капель и т. д. [6, 11].

Однако процесс укрупнения капель в большой мере определяется не только величиной скорости восходящего потока, но и ее изменением во времени [5, 8, 11]. Так, величина и продолжительность его существования ограничивают размеры и время жизни облака, а значит, и размер, до которого могут вырасти капли за время своего пребывания в нем. Необходимость более точного учета величины этого параметра и изменения его со временем в количественной теории образования осадков привела к появлению в последнее десятилетие большого числа как экспериментальных, так и теоретических работ по динамике кучевых облаков.

Исследование вертикальных движений в конвективных облаках, в частности наблюдения за ростом их вершин с самолетов и с земли, показало, что рост конвективных облаков в течение всего периода их развития происходит путем последовательных импульсов. Внешне это проявляется в чередовании периодов бурного роста облака с периодами,

когда облако не развивается по высоте или наблюдается оседание его вершины [1, 4, 9, 11]. Исследованию закономерностей роста облачных капель при импульсном характере изменения вертикальной скорости восходящего потока в облаке и посвящается данная работа.

Постановка задачи

Рост радиуса капель с высотой в начальный период их существования происходит в основном за счет конденсации и описывается уравнением

$$\frac{dz}{dr} = \frac{dz}{dt} \frac{1}{\left(\frac{dr}{dt}\right)_{\text{конд}}} = \frac{w - v_{\text{ст}}}{\left(\frac{\varepsilon D}{r}\right)}, \quad (1)$$

где w — скорость восходящего потока в облаке, $v_{\text{ст}}$ — стоксова скорость падения капли относительно воздуха, ε — абсолютное безразмерное пересыщение, D — коэффициент диффузии водяного пара в воздухе.

Гравитационная коагуляция начинается с того момента, когда в облаке возникнут капли радиуса около 15 мк. Рост за счет одновременного действия конденсации и коагуляции рассчитывается по формуле

$$\frac{dz}{dr} = \frac{w - v}{\left(\frac{dr}{dt}\right)_{\text{конд}} + \left(\frac{dr}{dt}\right)_{\text{коаг}}}, \quad (2)$$

где $v = v_{\text{ст}} \left(\frac{c_D \text{Re}}{24}\right)^{-1} f(z)$ — скорость падения капли радиусом r , $\frac{c_D \text{Re}}{24}$ — поправка к стоксовой скорости, c_D — коэффициент сопротивления среды, Re — число Рейнольдса, $f(z)$ — поправка к скорости падения на высоту. Входящая в формулу (2) величина $\left(\frac{dr}{dt}\right)_{\text{коаг}}$ представляет собой скорость роста капель в облаке за счет коагуляции [11].

Нисходящая часть траектории роста капли при условии $r \gg r_m$ рассчитывается по приближенной формуле

$$\frac{dz}{dr} = \frac{4\rho}{q_w} \frac{w - v}{v}. \quad (3)$$

Здесь q_w — водность облака.

В соответствии с данными аэрологических исследований облаков, дающих осадки естественным путем [6, 7], при расчете роста капель в условиях импульсного развития конвективного облака, так же как и в [2, 10, 11], была выбрана следующая модель конвективного облака: уровень конденсации совпадает с нижней границей облака, высота нижней границы 1000 м (900 мб), температура на нижней границе 6°C, начальный спектр капель задан на высоте 200 м над основанием облака. Предполагалось, что капли в облаке распределены по размерам в соответствии с формулой А. Х. Хргиана и И. П. Мазина

$$n(r) = ar^2 e^{-br}, \quad (4)$$

где $a = \frac{\left(\frac{5}{2}\right)^5 q_w}{\pi \rho r_m^5}$; $b = \frac{5}{r_m}$; ρ — плотность воды; r_m — радиус капель, соответствующих максимуму в спектре водности. Рост водности с высотой благодаря подъему воздуха, который предполагался адиабатическим, рассчитан теоретически в [3]. Восходящий поток задавался на основе

результатов исследования импульсного развития конвективных облаков по данным самолетных и базисных теодолитных наблюдений, изложенных в [4, 9], с привлечением радиолокационных данных о величинах скорости восходящего потока w и характера ее изменения с высотой [9, 11].

Расчеты роста капель по формулам (1—3) проводились численно, методом Адамса, на ЭВМ «Урал-4».

К расчету оптимальных условий роста облачных капель

Исследование роста облачных капель в зависимости от величины $w_{\max}$ и ее изменения со временем для выбранной модели облака было проведено для следующих случаев: $w_{\max}=2, 6, 9, 12$ и 20 м/сек.; $\Delta T=0, 5, 10, 15, 30$ мин., $T=1, 5, 10, 15, 22$ и 30 мин.

Здесь T — длительность импульса, т. е. промежуток времени, в течение которого скорость восходящего потока $w > 0$, ΔT — интервал следования импульсов, т. е. отрезок времени между двумя импульсами, когда $w \leq 0$, $w_{\max}$ — максимальное значение скорости потока в течение данного импульса. При этом предполагалось, что w плавно меняется со

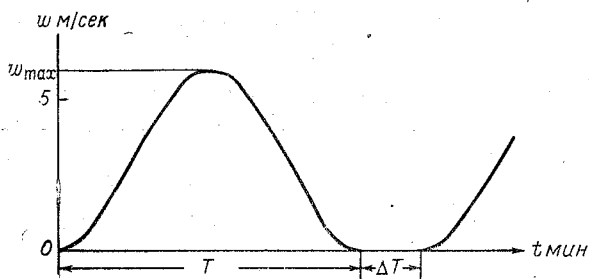


Рис. 1. Характер изменения вертикальной скорости восходящего потока со временем, принятый автором при расчетах.

временем (рис. 1). В настоящей статье мы остановимся только на результатах расчета роста капель при одноимпульсном развитии восходящего потока, т. е. при $t > T$ w считается равной нулю.

Исследование роста капель было начато с выявления зависимости радиуса капель, выпадающих из облака (r), и времени их пребывания в нем (t) от положения $w_{\max}$ внутри импульса T . При $w_{\max}=6$ м/сек. и $T=15$ мин. были рассчитаны три случая (I. $w=w_{\max}$ достигается на $1/4 T$, II. $w=w_{\max}$ достигается на $1/2 T$, III. $w=w_{\max}$ достигается на $3/4 T$). Начальный радиус капель r_0 полагался при этом равным 20, 16, 10, 6 мк. Основные результаты расчетов представлены в табл. 1. Из данных табл. 1 видно, что для всех трех случаев конечный радиус капель, выпадающих из облака, при фиксированном значении r_0 практически одинаков. Время пребывания капель в облаке во всех трех случаях также достаточно близко между собой. Так, например, при $r_0=20$ мк $\Delta t=t$ (I) — t (III) = 2,9 мин., а при $r_0=10$ мк $\Delta t=1,1$ мин., что значительно меньше самих величин t . С достаточной степенью точности можно

Таблица 1

r_0 МК	$t_{w_{\max}}$ мин.	r МК	t мин.	z_1 км	t_1 мин.	r_1 МК
20	$T/4$	1500	19,8	2,62	12,3	137
	$T/2$	1500	21,2	2,70	13,4	117
	$3T/4$	1500	22,7	2,76	14,1	84
16	$T/4$	1505	21,1	2,71	13,0	105
	$T/2$	1505	22,4	2,77	13,7	81
	$3T/4$	1505	23,9	2,81	14,3	58
10	$T/4$	1515	26,2	2,84	14,5	36
	$T/2$	1515	26,6	2,85	15,0	35
	$3T/4$	1515	27,3	2,86	15,0	26
6	$T/4$	1440	28,7	2,86	15,0	23
	$T/2$	1440	28,9	2,86	15,0	22
	$3T/4$	1440	29,1	2,86	15,0	22

считать также, что максимальная высота, достигаемая растущей каплей, при заданном r_0 во всех случаях одинакова. Заметное различие в скоростях роста облачных капель наблюдается лишь на восходящей части их траекторий (табл. 1), но в дальнейшем эти различия выравниваются и не сказываются на размере капель, выпадающих из облака.

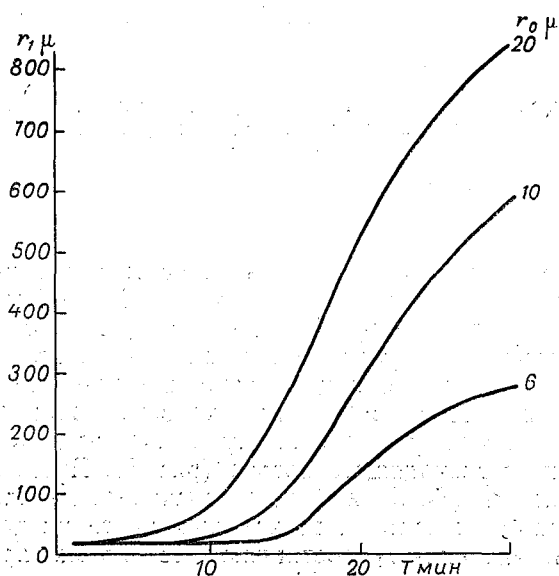


Рис. 2. Зависимость радиуса, достигаемого облачной частицей в верхней точке траектории, от длительности импульса.

Учитывая полученную независимость скорости роста капель от характера нарастания вертикальной скорости w при изучении особенностей роста капель, в дальнейшем рассматривается лишь симметричный случай, когда $w = w_{\max}$ достигается на половине импульса.

Расчет роста капель при одноимпульсном развитии был проведен, чтобы определить: 1) зависимости r и t от длительности импульса при фиксированной величине $w_{\max}$ и заданном значении r_0 , 2) зависимости r и t от величины $w_{\max}$ при фиксированном значении длительности импульса, 3) сравнение скоростей роста капель при одноимпульсном развитии со скоростью их роста в случае соответствующего постоянного восходящего потока.

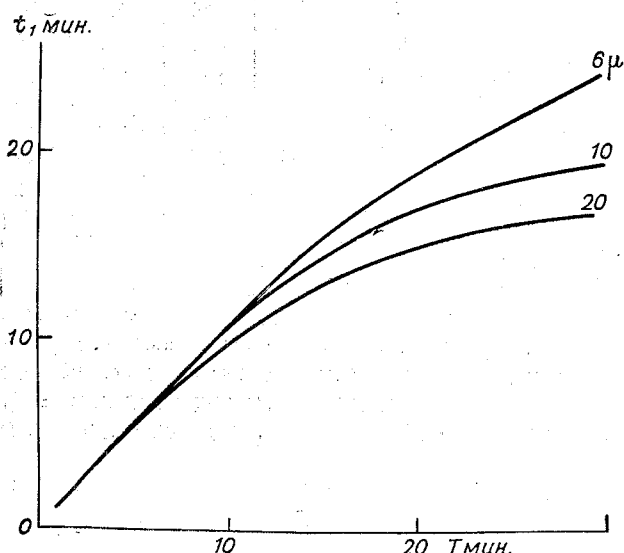


Рис. 3. Связь между временем роста облачной частицы на восходящей части траектории и длительностью импульса.

Влияние длительности импульса на скорость роста капель рассмотрено для случая $w_{\max} = 9$ м/сек., $T = 30, 22, 15, 10, 5$ и 1 мин. Результаты проведенных расчетов представлены на рис. 2, 3, 4, 5, где видно, что с ростом длительности импульса максимальная высота z_1 , достигаемая каплей в облаке, растет пропорционально длительности импульса примерно до $T = 15$ мин. При $T > 15$ мин. скорость роста z_1 замедляется и стремится к некоторому предельному значению, соответствующему случаю постоянного восходящего потока (рис. 6). Прохождение кратковременных импульсов ($T \leq 5$ мин.) не обеспечивает начала интенсивного процесса коагуляции капель на восходящей части их траекторий. Так, соответствующие значения r_1 составляют 15—25 мк при практически одинаковой величине t и $r_0 = 6 \div 20$ мк соответственно (рис. 2, 3). Это означает, что в указанных случаях капли не имеют возможности вырасти до размеров частиц осадков. При больших длительностях импульса радиус капель, выпадающих из облака, оказывается пропорциональным

длительности импульса независимо от начального размера капли (рис. 4).

Более сложной оказалась зависимость времени пребывания капли в облаке от длительности импульса (рис. 5). Существование минимума в ходе кривой $t(T)$ в пределах 10—18 мин. для $r_0 = 20 \div 6$ мк соответственно говорит о наиболее благоприятных условиях образования осадков в этих пределах изменения T в смысле их наиболее быстрого выпа-

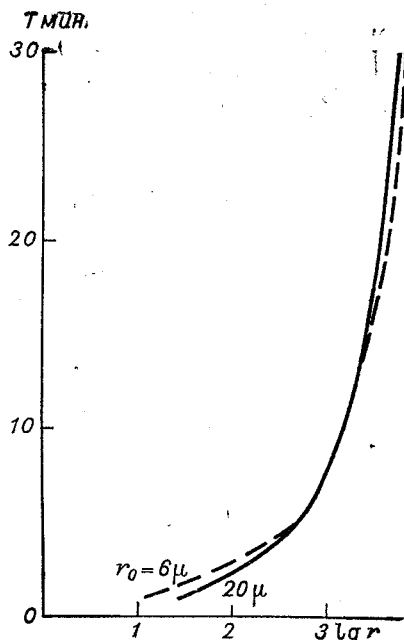


Рис. 4. Зависимость радиуса облачных частиц, выпадающих из облака, от длительности импульса.

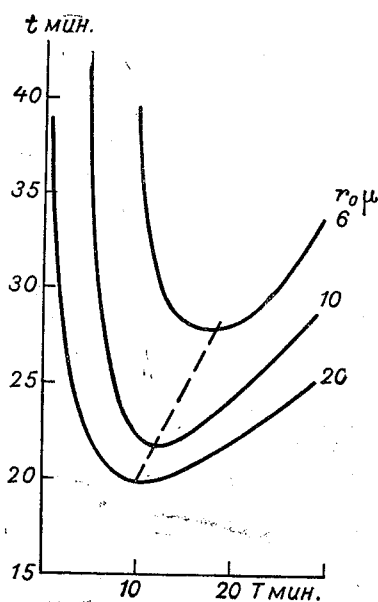


Рис. 5. Время пребывания капли в облаке как функция длительности импульса.

дения из облака. Принимая за среднюю оптимальную величину длительность импульса 15 мин., автор провел расчеты для выяснения влияния величины $\omega_{\max}$ на скорость роста капель при заданной длительности импульса. В результате оказалось, что в интервале $\omega_{\max}$ от 9 до 12 м/сек. время пребывания капель в облаке минимально. Таким образом, область изменений параметров восходящего потока $\omega_{\max} = 9 \div 12$ м/сек. и $T = 10 \div 18$ мин. является оптимальной в смысле наиболее быстрого выпадения осадков при естественном процессе.

При использовании метода слоя в работе [10] были проведены расчеты длительности импульсов роста конвективных облаков 6 июня 1959 г. над Циви-Гомборским хребтом для оптимальных условий их развития. Автором было получено, что общая длительность любого этапа роста независимо от мощности облака в рассматриваемом случае была примерно одинаковой и составляла 16—17 мин., максимальная скорость достигалась на 10 и 11-й минутах и была соответственно 4,9 и 12 м/сек.

Близкое совпадение длительностей импульсов и величин максимальных скоростей, полученных в обоих случаях, говорит, по-видимому, о совпадении оптимальных условий развития облаков, получаемых по методу слоя и из расчетов роста капель.

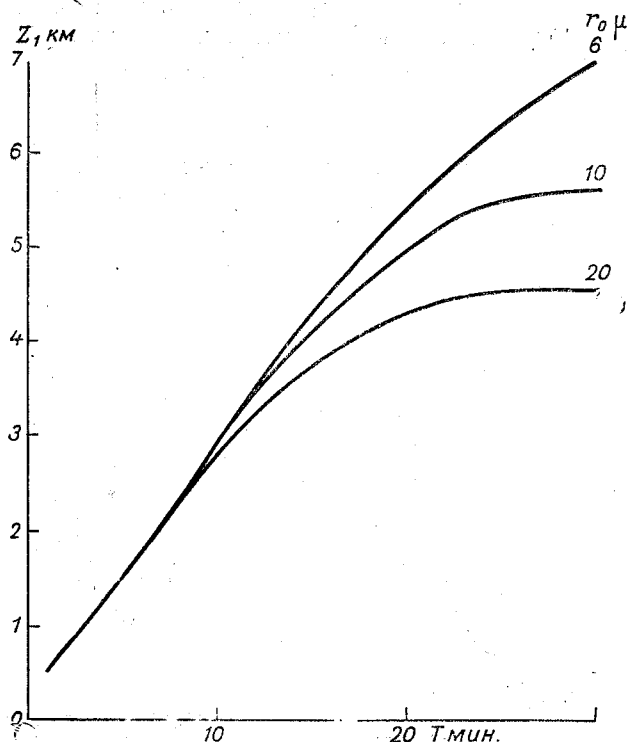


Рис. 6. Связь между длительностью импульса и максимальной высотой траектории капли в облаке.

Заключение

Численное исследование роста облачных капель при одноимпульсном развитии конвективных облаков показало существование оптимальных условий роста капель в зависимости от длительности существования восходящего потока в облаке и максимального значения его скорости. Для выбранной модели облака наиболее быстрый рост капель происходил при $w_{\max}$ от 9 до 12 м/сек. и при T от 10 до 18 мин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андерсон Ч. Э. Методика классификации кучевых облаков. Сб. «Динамика кучевых облаков». Изд-во «Мир», 1964.
2. Барукова Ю. А., Учеваткина Т. С. Расчет роста капель и сферических ледяных частиц в конвективных облаках на ЭВМ «Урал-1». Тр. ГГО, вып. 145, 1963.
3. Будилова Е. П., Шишкин Н. С. Расчеты количества сконденсированной влаги в конвективных облаках. Тр. ГГО, вып. 47, 1954.

4. Довгалюк Ю. А. Некоторые особенности динамики кучевых облаков. Метеорология и гидрология, № 6, 1968.
5. Мазин И. П. О стратификации и влажности в облаках. Тр. ЦАО, вып. 7, 1966.
6. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Гидрометеиздат, Л., 1961.
7. Прихотько Г. Ф. Искусственные осадки из конвективных облаков. Гидрометеиздат, Л., 1968.
8. Седунов Ю. С. Тонкая структура облаков и ее роль в формировании спектра облачных частиц. Изв. АН СССР, физика атмосферы и океана, № 7, 1965.
9. Сулаквелидзе Г. К. Образование осадков и воздействие на градовые процессы. Гидрометеиздат, Л., 1965.
10. Учеваткина Т. С. Расчеты роста капель и сферических ледяных частиц в облаках при естественном осадкообразовании и при активных воздействиях. Тр. ГГО, вып. 176, 1965.
11. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Гидрометеиздат, Л., 1964.

С. П. ГИРС, Н. С. ШИШКИН

ОБ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ МЕЛКОКАПЕЛЬНЫХ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

Введение

Возможное влияние двойного электрического слоя, образующегося в поверхностном слое водяных капель, на их зарядание при адсорбции атмосферных ионов впервые отметил Я. И. Френкель [5]. Одним из авторов настоящей статьи в 1967 г. выполнено исследование механизма зарядания мелких водяных капель при учете двойного электрического слоя [6]. Произведены расчеты равновесного заряда капель как функции отношения проводимостей λ_+/λ_- в окружающем воздухе.

В настоящей работе излагаются результаты расчета электрических характеристик конвективного облака на начальной стадии его развития в предположении, что в нем имеется равномерный восходящий поток, обуславливающий конденсационный рост капель, а зарядание капель осуществляется за счет адсорбции атмосферных ионов. При расчетах учитывались новообразование ионов, скорость которого предполагалась постоянной, и рекомбинация ионов.

Выполнив несложные, хотя и громоздкие вычисления, удалось получить изменение с высотой объемного заряда, сосредоточенного на каплях и в окружающем их воздухе, электропроводности воздуха и отношения проводимостей λ_+/λ_- . Определены условия, при которых происходит переход от униполярного зарядания к дипольной структуре мелкокапельного облака.

Выполненные расчеты являются приближенными, в них не учитывалось влияние электрического поля на адсорбцию ионов каплями¹ и на движение заряженных капель и ионов, так же как и движение капель под влиянием гравитационного поля. Другие механизмы зарядания и роста капель также не принимались авторами во внимание.

Постановка задачи

Рассмотрим конвективное облако, развивающееся по вертикали с постоянной скоростью u . Предположим, что рост капель обусловлен только конденсацией благодаря возникающему при этом пересыщению и что

¹ В начальной стадии существования облака скорость зарядания мелких капель благодаря наличию внешнего электрического поля (~ 1 в/см) на порядок меньше, чем рассчитываемая ниже скорость зарядания.

на высоте 0,1 км над основанием облака уже имеется сформированный спектр облачных капель по размерам, описываемый формулой

$$n(r) = ar^2 e^{-br}, \quad (1)$$

где $a = \left(\frac{5}{2}\right)^5 \frac{w}{\pi \rho r_m^6}$; $b = \frac{5}{r_m}$; w — водность облака; ρ — плотность воды;

r_m — радиус капель, соответствующий максимуму кривой распределения по массам. Предположим, что на указанной выше высоте характерные размеры капель равны $r_m = 2$ мк, $r_{\max} = 5$ мк. До последнего размера вырастают за счет конденсации капли, возникшие на уровне основания облака, а капли меньшего размера образуются на соответствующей высоте над основанием облака благодаря конденсации водяного пара на ядрах конденсации.

Весь спектр размеров на уровне 0,1 км над основанием облака мы разбивали при расчетах на равные интервалы и вели последовательный расчет для каждой группы капель, ограничившись условием, что выше указанного уровня общая концентрация капель остается неизменной при поднятии облачной массы.

Очевидно, что такой расчет можно вести только до уровней, на которых начинается интенсивный коагуляционный рост капель. Начальная стадия коагуляции оказывает заметное влияние на рост размера, а следовательно, и заряда немногих наиболее крупных капель облака, но она практически не сказывается на общем объемном заряде, сосредоточенном на каплях.

Как указано в работе [6], потоки положительных и отрицательных ионов в капле при учете влияния двойного электрического слоя определяются уравнениями:

$$I_+ = \frac{2\pi rkT\lambda_+}{\epsilon \left(1 + \frac{1}{2} \frac{\epsilon Q}{rkT}\right)}, \quad I_- = \frac{4\pi rkT\lambda_-}{\epsilon \left(1 - \frac{1}{2} \frac{\epsilon Q}{rkT}\right)}, \quad (2)$$

где r — радиус капли, k — постоянная Больцмана, T — абсолютная температура, ϵ — абсолютное значение элементарного заряда, Q — заряд капли. Изменение концентрации ионов n_+ , n_- при учете адсорбции ионов каплями, новообразования и рекомбинации ионов описывается для монодисперсного облака уравнениями [4]:

$$\begin{aligned} -\frac{dn_+}{dt} &= \frac{1}{\epsilon} I_+ N - v_+ + \alpha^{+-} n_+ n_-, \\ -\frac{dn_-}{dt} &= \frac{1}{\epsilon} I_- N - v_- + \alpha^{+-} n_+ n_-, \end{aligned} \quad (3)$$

где N — концентрация облачных капель, $v_+ = v_-$ — интенсивность ионообразования, α^{+-} — коэффициент рекомбинации ионов. Ионы предполагаем для простоты одновалентными.

В случае полидисперсного облака первые члены в правых частях уравнений (3) следует заменить на $\frac{1}{\epsilon} \sum_i I_i N_i$, где i — номер группы. Для решения этой системы уравнений мы пользовались методом последовательных приближений. Расчеты выполнялись по этапам, причем интервалы времени Δt для каждого этапа выбирались достаточно малыми.

Вычисления были облегчены построением номограмм для величин I_+/n_+ и I_-/n_- как функций радиуса капель и их заряда. Решения выполнены при нескольких начальных значениях проводимости воздуха λ_0 ,

при разных значениях общей концентрации капель N и скорости восходящего потока u . Общий объемный заряд в облаке, который складывается из объемного заряда воздуха и капель, принимается постоянным на всех высотах.

Результаты расчетов изменения электрических характеристик облака с высотой

Электропроводность воздуха составляет, согласно расчетам по формуле Бенндорфа [4], близ земной поверхности $2 \cdot 10^{-4}$ сек. $^{-1}$, на высоте 1 км — $6 \cdot 10^{-4}$ сек. $^{-1}$, на высоте 3 км — $1 \cdot 10^{-3}$ сек. $^{-1}$ и на высоте 6 км — $2 \cdot 10^{-3}$ сек. $^{-1}$.

Предполагая, что основание конвективных облаков находится на высоте 1 км над земной поверхностью, мы приняли при наших вычислениях $\lambda_0 = 6 \cdot 10^{-4}$ сек. $^{-1}$. Некоторые расчеты выполнены также при $\lambda_0 = 2 \cdot 10^{-4}$ сек. $^{-1}$ и $\lambda_0 = 10^{-3}$ сек. $^{-1}$, что дало возможность судить о влиянии величины начальной проводимости на изменение объемных зарядов и других электрических характеристик облака.

Начальное значение отношения проводимостей $(\lambda_+/\lambda_-)_0$, принятое нами равным 1,1, соответствует типичным атмосферным условиям при конвективном режиме погоды. В дальнейшем будут произведены вычисления и при других начальных значениях этого отношения.

Интенсивность ионообразования полагалась нами равной $v = 10$ пар ионов в 1 см 3 за 1 сек., а коэффициент рекомбинации равным $\alpha^{+-} = 1,6 \cdot 10^{-6}$ см $^{-3}$ сек. $^{-1}$ [4]. При этом начальное значение общей концентрации ионов (легких и тяжелых) оказывается равным $n_0 = 4800$ см $^{-3}$. Величины v и α^{+-} предполагались не зависящими от высоты. Изменение их с высотой учесть в расчетах несложно.

Общие концентрации капель на высотах 0,1 км и выше над основанием облака мы полагали равными 50, 100, 150, 200, 500 см $^{-3}$, а скорости восходящего потока в облаке 1, 5 и 10 м/сек. Тем самым охвачен весьма широкий диапазон значений, характерных для конвективных облаков.

Пример расчета изменения электрических характеристик облака с высотой при $N = 100$ см $^{-3}$, $u = 5$ м/сек., $\lambda_0 = 6 \cdot 10^{-4}$ сек. $^{-1}$ и $(\lambda_+/\lambda_-)_0 = 1,1$ дан на рис. 1. В условиях расчета объемный заряд, сосредоточенный на каплях, сохраняет отрицательный знак при мощности облака до 1,2 км. Дальнейшее развитие обуславливает образование положительного объемного заряда на каплях в более высоких слоях. Облако приобретает дипольную структуру.

Наибольший объемный заряд капель $q_{\text{кап}}^{\text{max}} = -500e$ см $^{-3}$ достигается на высоте 0,5 км над основанием облака. Соответствующий объемный заряд воздуха равен $q_{\text{возд}}^{\text{max}} = 920e$ см $^{-3}$. Удельный заряд капель достигает максимального значения $q_{\text{уд}}^{\text{max}} = -2,1$ эсе/г на уровне около 0,16 км над основанием облака.

Проводимость воздуха λ убывает с высотой, а отношение проводимостей $(\lambda_+/\lambda_-)_0$ достигает максимального значения 2,8 на уровне 0,9 км над основанием облака, а затем постепенно уменьшается с высотой.

Аналогичные расчеты выполнены и для других указанных условий. По данным С. И. Зачека [1], производившего самолетные измерения электропроводности в Sc и As, полярные проводимости в облаках уменьшаются по сравнению с электропроводностью чистого воздуха на той же высоте от 1,5 до 25 раз. Результаты наших расчетов согласуются с этими экспериментальными данными.

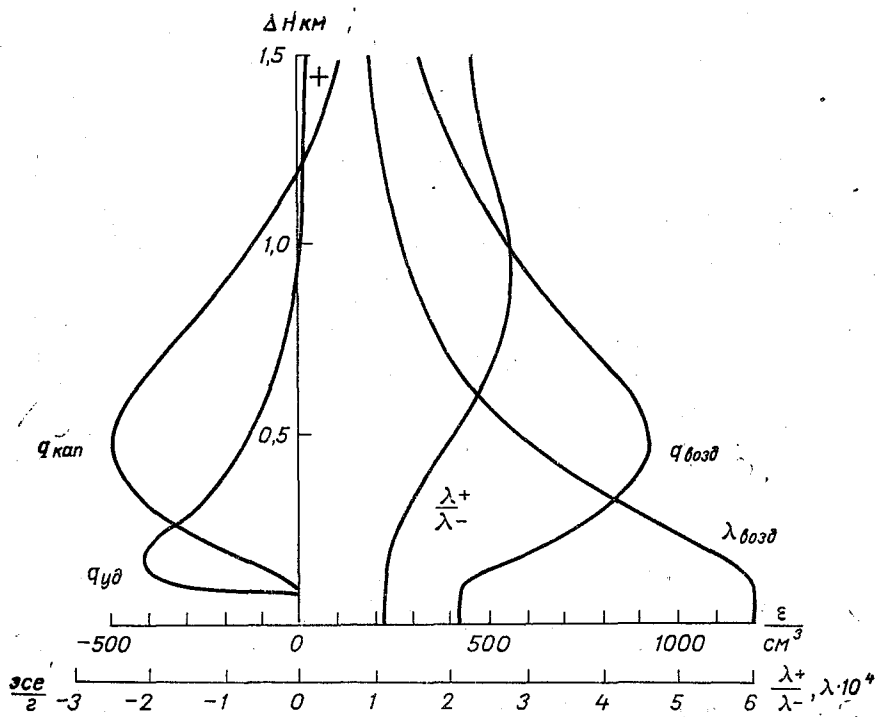


Рис. 1. Изменение с высотой электрических характеристик облака при концентрации капель $N=100 \text{ см}^{-3}$ и скорости восходящего потока $u=5 \text{ м/сек}$.

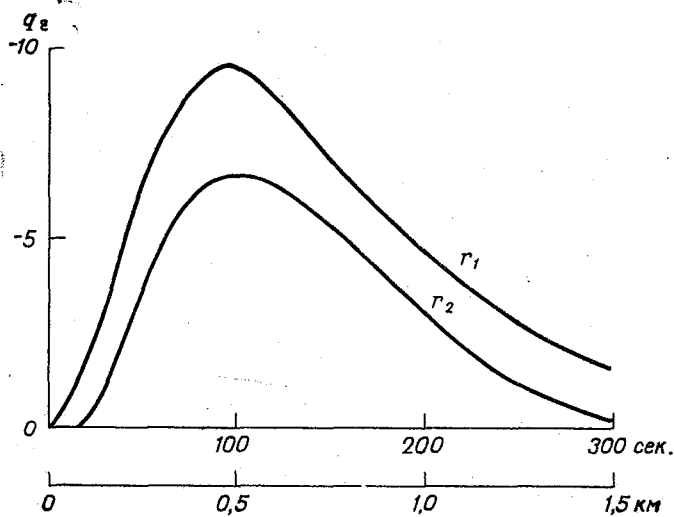


Рис. 2. Рост заряда отдельных капель со временем в облаке со скоростью восходящего потока $u=5 \text{ м/сек}$.

Рост со временем заряда отдельных наиболее крупных капель радиуса r_1 и капель радиуса r_2 , дающих наибольший вклад в водность, показан на рис. 2. Заряд капель достигает максимального значения через 1,4—1,6 мин. после образования облака (на высоте около 0,5 км над его основанием) и равен -10ε для капель радиуса $r_1=10$ мк и -7ε для капель радиуса $r_2=9$ мк. Отношение проводимостей на уровне 0,5 км составляет $(\lambda_+/\lambda_-)=2,05$. При этом равновесный заряд капель должен бы иметь небольшое положительное значение ($q \approx +1\varepsilon$). Фактический заряд капель отрицательный и в 7—10 раз превышает равновесное значение по абсолютной величине. В последующем величина заряда отдельных капель уменьшается, и на некоторой высоте заряд становится положительным, т. е., в отличие от случая постоянного отношения проводимостей $(\lambda_+/\lambda_-)_0$, здесь нет асимптотического приближения величины заряда к равновесному значению. Максимальный заряд капель может во много раз превышать равновесное значение, соответствующее величине отношения проводимостей на данном уровне.

Зависимость электрических свойств конвективного облака от концентрации облачных капель, скорости восходящих потоков и начального значения проводимости воздуха

Расчеты для указанной модели облака показывают, что при данной скорости восходящего потока в облаке с увеличением концентрации капель:

а) высота уровня с максимальным значением объемного заряда капель и воздуха уменьшается, величина максимальных значений объемных зарядов практически не зависит от N и составляет для зарядов, сосредоточенных на каплях, около -500ε и для объемного заряда воздуха около $+900\varepsilon$;

б) высота уровня с максимальным значением удельного заряда капель практически остается постоянной (100—150 м над уровнем основания облака), величина $q_{уд}^{max}$ практически не зависит от N ;

в) высота уровня, на котором происходит переход от отрицательного заряжения облака к положительному, уменьшается;

г) высота уровня, на котором достигается максимальное значение отношения (λ_+/λ_-) уменьшается, а величина этого отношения возрастает от (2,3—2,9) при $N=100$ см $^{-3}$ до (3,8—4,9) при $N=500$ см $^{-3}$.

Данные о высоте соответствующих уровней приведены в табл. 1.

При заданной концентрации облачных капель с увеличением скорости восходящего потока u :

а) высота уровня с максимальным значением объемного заряда капель и воздуха увеличивается, величина максимального заряда практически не зависит от u ;

б) высота уровня с максимальным значением удельного заряда капель практически не зависит от u , а величина $q_{уд}^{max}$ возрастает;

в) высота уровня, на котором происходит переход от отрицательного заряжения облака к положительному, увеличивается;

г) высота уровня, на котором достигается максимальное значение отношения (λ_+/λ_-) , увеличивается с ростом u , а значения этого отношения незначительно повышаются с увеличением u .

Таблица 1

Характерные уровни (км) в конвективном облаке с данной скоростью восходящего потока

	Скорость восходящего потока u м/сек.											
	1				5				10			
Концентрация облачных капель N см ⁻³	50	100	150	200	50	100	150	200	50	100	150	200
	500				500				500			
Уровень с максимальным значением объемного заряда	0,30	0,25	0,22		0,80	0,48	0,40		1,20	0,70	0,55	
	0,20	0,15			0,30	0,22			0,50	0,30		
Уровень, на котором происходит переход от отрицательного заря- жения к положительному	2,0	0,65	0,40		2,30	1,20	0,87		3,00	1,50	1,17	
	0,30	0,21			0,72	0,40			1,00	0,55		
Уровень с максимальным значе- нием λ_+/λ_-	0,60	0,35	0,32		1,30	0,90	0,70		1,90	1,30	1,00	
	0,20	0,18			0,63	0,37			0,90	0,50		

Указанное значение максимального объемного заряда, сосредоточенного на каплях, $500 \text{ е/см}^3 = 24 \cdot 10^{-8} \text{ эсе/см}^3$, зависящее от начальных значений проводимости воздуха и отношения полярных проводимостей (и практически не зависящее от концентрации капель и скорости восходящих потоков), по-видимому, дает правильный порядок величины, соответствующий реальным условиям.

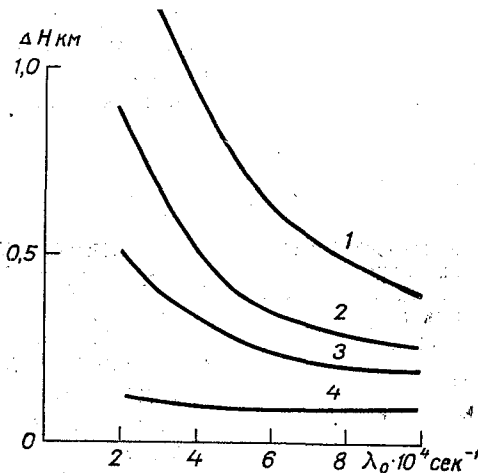


Рис. 3. Зависимость высоты характерных уровней от начальной проводимости воздуха λ_0 для облака с концентрацией капель $N=100 \text{ см}^{-3}$ и скоростью восходящего потока $u=1 \text{ м/сек}$.

1 - $q_{\text{обд}} = 0$, 2 - $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)^{\text{max}}$, 3 - q_{max} , 4 - $q_{\text{уд}}^{\text{max}}$.

Согласно данным И. Б. Пудовкиной и А. П. Кацки [3], измеривших суммарные заряды капель в облаках St, Sc, абсолютная величина объемного заряда заключалась в пределах $(4-57) \cdot 10^{-8}$ эсе/см³. Измерения Г. Д. Петрова [2], выполнявшиеся в конвективных облаках, дали для этой величины значения в пределах $(2-350) \cdot 10^{-3}$ эсе/см³.

Заметим, что при $u \leq 0,5$ м/сек., $\lambda_0 = 6 \cdot 10^{-4}$ сек.⁻¹ и $(\lambda_+/\lambda_-)_0 = 1,1$ максимальные значения отношения проводимостей $(\lambda_+/\lambda_-)_{\max} \leq 2$, а при этом перехода к положительному заряджению капель в нашей мо-

дели происходить не должно, т. е. преобладающий заряд капель будет отрицательным независимо от вертикальной мощности.

Для случая $N = 100$ см.⁻³, $u = 1$ м/сек. и $(\lambda_+/\lambda_-)_0 = 1,1$ мы произвели расчеты электрических характеристик облаков при разных значениях проводимости на уровне основания облака: $\lambda_0 = 2 \cdot 10^{-4}$ сек.⁻¹, $6 \cdot 10^{-4}$ сек.⁻¹ и $1 \cdot 10^{-3}$ сек.⁻¹. Значения высот характерных уровней и изменения электрических характеристик в зависимости от λ_0 приведены на рис. 3 и 4. Мы видим, что высота уровня $q_{уд}^{\max}$ практически не зависит от значения проводимости воздуха, а высоты уровней, на которых отмечаются максимальные значения объемных зарядов, отношения $(\lambda_+/\lambda_-)_0^{\max}$ и уровня перехода от отрицательного заряджения облака к положительному уменьшаются при увеличении начальной проводимости воздуха на уровне основания облака.

Максимальные значения объемного заряда воздуха и удельного заряда облачных капель уменьшаются с ростом λ_0 , а максимальные значения объемного заряда капель и отношения проводимостей увеличиваются с ростом λ_0 .

Вычислений для разных начальных значений отношения проводимостей $(\lambda_+/\lambda_-)_0$ мы не производили. Однако, очевидно, что при $(\lambda_+/\lambda_-)_0 > 2$ облако будет иметь обратное расположение объемных зарядов: нижняя часть облака будет заряджаться положительно, а верхняя — отрицательно.

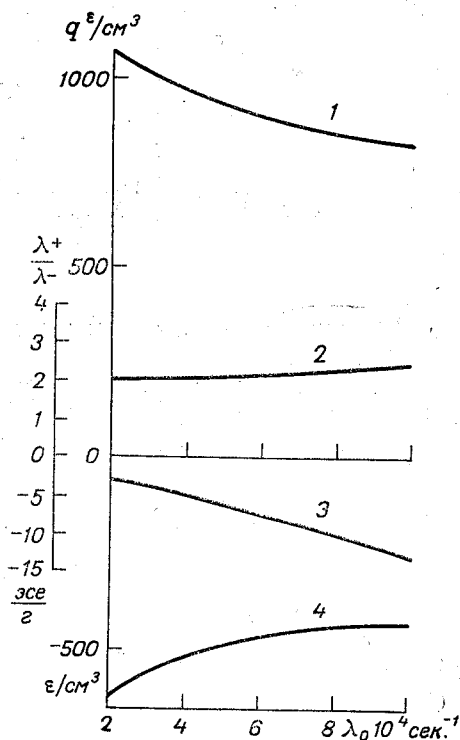


Рис. 4. Зависимость электрических параметров от начальной проводимости воздуха λ_0 для облака с концентрацией капель $N = 100$ см.⁻³ и скоростью восходящего потока $u = 1$ м/сек.

$$1 - q_{\text{возд}}^{\max}, 2 - \left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-} \right)^{\max}, 3 - q_{\text{уд}}^{\max}, 4 - q_{\text{кап}}^{\max}$$

Выводы

1. Авторами выполнены приближенные вычисления изменения с высотой электрических характеристик мелкокапельного конвективного облака — объемного заряда, сосредоточенного на каплях и в окружающем воздухе, проводимости воздуха и отношения проводимостей λ_+/λ_- — при учете адсорбции ионов каплями, новообразования и рекомбинации ионов.

2. Установлено, что при начальном значении отношения проводимостей $(\lambda_+/\lambda_-)_0 = 1,1$ капли в нижней части облака получают преобладающий отрицательный заряд, а при мощности, превышающей некоторое критическое значение, верхняя часть облака приобретает положительный объемный заряд. При $(\lambda_+/\lambda_-)_0 > 2$ распределение знака объемных зарядов, сосредоточенных на каплях, противоположное.

3. Расчеты выполнены в широком интервале значений скоростей восходящих потоков в облаках и концентраций облачных капель. Выяснено влияние этих параметров на изменение электрических характеристик конвективных облаков с высотой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зачек С. И. Прибор для измерения электропроводности воздуха в свободной атмосфере. Метеорология и гидрология, № 9, 1965.
2. Петров Г. Д. О распределении зарядов капель в кучевых облаках. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1961.
3. Пудовкина И. В., Кацыка А. П. Измерения электрических зарядов искусственных туманов и естественных облаков. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1968.
4. Тверской П. Н. Атмосферное электричество. Гидрометеиздат, Л., 1949.
5. Френкель Я. И. Теория основных явлений атмосферного электричества. Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., т. 3, № 5, 1944.
6. Шишкин Н. С. О диффузионном заряджении капель облаков и туманов. ДАН СССР, т. 176, № 6, стр. 1288—1291, 1967.

О ЗАРЯДЕ ЧАСТИЦ ЛИВНЕВЫХ ОСАДКОВ

Введение

В статье С. П. Гирс и Н. С. Шишкина [1] приведены результаты расчета заряжения мелкокапельных облаков за счет адсорбции облачными каплями ионов воздуха при учете процессов новообразования и рекомбинации атмосферных ионов. Расчеты выполнялись для облаков с радиусом капель до 15—20 мк, когда гравитационная коагуляция капель, сопровождающаяся объединением их зарядов, отсутствует или очень мала.

Удалось получить изменение с высотой объемного заряда, сосредоточенного на каплях и в окружающем их воздухе, электропроводности воздуха λ и отношения полярных проводимостей λ_+/λ_- . Определены условия, при которых происходит переход от униполярного заряжения облака к дипольной его структуре.

Пользуясь данными об удельном заряде облачных капель (заряда, приходящегося на единицу массы воды), несложно рассчитать рост заряда крупных капель, падающих через облако. В настоящей работе приводятся результаты такого расчета.

Характеристика модели облака

Будем исходить из той же модели облака, как и в работе [1], ограничившись случаем, когда концентрация капель в облаке на уровнях 100 м и выше над его основанием составляет 100 см^{-3} . Начальное отношение полярных проводимостей предполагалось равным $\lambda_+/\lambda_- = 1,1$, а значение проводимости воздуха на уровне основания облака равным $\lambda = 6 \cdot 10^{-4} \text{ сек.}^{-1}$. Сопоставим прежде всего скорости роста заряда отдельной капли радиуса r за счет адсорбции атмосферных ионов и за счет объединения зарядов при ее коагуляции с более мелкими облачными каплями. Скорость изменения заряда капли за счет адсорбции ионов определяется соотношением [3]

$$\frac{dQ_a}{dt} = \frac{2 \pi r k T \lambda_+}{\epsilon \left(1 + \frac{1}{2} \frac{\epsilon Q}{r k T}\right)} - \frac{4 \pi r k T \lambda_-}{\epsilon \left(1 - \frac{1}{2} \frac{\epsilon Q}{r k T}\right)}, \quad (1)$$

где k — постоянная Больцмана, T — абсолютная температура, ϵ — абсолютное значение элементарного заряда, Q — заряд капли, λ_+ и λ_- — полярные проводимости воздуха.

Коагуляционная скорость роста заряда определяется уравнением [2]

$$\frac{dQ_k}{dt} = q_{\text{уд}} \frac{dM_k}{dt} = 4 \pi \rho q_{\text{уд}} r^2 \left(\frac{dr}{dt} \right)_k, \quad (2)$$

где

$$\begin{aligned} \left(\frac{dr}{dt} \right)_k = & \frac{1}{2^8} \left(\frac{5}{3} \right)^3 \frac{g\omega}{\eta} r_m^2 \left\{ \left(\frac{2}{5} \right)^4 \left[\frac{r^2}{r_m^2} \gamma(6, y) + \right. \right. \\ & + \frac{2}{5} \frac{r}{r_m} \gamma(7, y) - \frac{2}{5^3} \frac{r_m}{r} \gamma(9, y) - \frac{1}{5^4} \frac{r_m^2}{r^2} \gamma(10, y) \Big] - \\ & - \frac{2^3}{5^2} \frac{r}{r_m} \frac{r_0^3}{r_m^2} \left[\gamma(4, y) + \frac{2}{5} \frac{r_m}{r} \gamma(5, y) + \frac{1}{5^2} \frac{r_m^2}{r^2} \gamma(6, y) \right] - \\ & \left. - \frac{r_0^6}{r_m^6} \left[50 \frac{r^2}{r_m^2} e^{\frac{-5r}{r_m}} E_i \left(\frac{5r}{r_m} - y \right) - \left(10 \frac{r}{r_m} + 1 + y \right) e^{-y} \right] \right\}_{y_1}^{y_2}, \quad (3) \end{aligned}$$

(3) — скорость коагуляционного роста радиуса капли; g — ускорение силы тяжести; η — вязкость воздуха; ω — водность облака; r_m — радиус капель, дающих наибольший вклад в водность; $r_0 = 14,5$ мк — наименьший радиус капель, участвующих в гравитационной коагуляции с более мелкими каплями; $y_i = 5 \frac{r_i}{r_m}$, $\gamma(k, y)$ — неполная гамма-функция; $E_i \left(\frac{5r}{r_m} - y \right)$ — интегральная показательная функция; y_1 и y_2 — пределы интегрирования. Вычисления показали, что для капель радиусом $r < 25$ мк, обладающих небольшим зарядом Q (несколько e), адсорбционная скорость заряжения капель больше коагуляционной, а при $r > 25$ мк преобладает коагуляционный рост заряда.

Критическое значение скорости заряжения равно

$$\left(\frac{dQ}{dt} \right)_{\text{кр}} \approx 4 \cdot 10^{-12} \text{ эсе}, \quad (4)$$

т. е. изменение заряда на e происходит для капель радиуса 25 мк за время порядка 1 мин. при учете действия обоих упомянутых эффектов.

Пока размер растущих за счет конденсации и коагуляции капель невелик, объединение зарядов при коагуляции капель не может существенно повлиять на величину объемного заряда облака, сосредоточенного на каплях, поскольку скорость падения капель мала, и разделение зарядов происходит медленно.

Основываясь на этой оценке, автор продолжил расчеты, выполненные в [1], до значения радиуса $r = 25$ мк, которое в нашем случае достигается на уровне около 3 км над основанием облака. Для более высоких уровней считаем объемный заряд, сосредоточенный на мелких облачных каплях, неизменным, поскольку адсорбционное заряжение мало по сравнению с коагуляционным, а последнее практически не изменяет объемный заряд, пока в облаке не образуются достаточно крупные частицы.¹

Результаты расчета для конвективных облаков с постоянной скоростью восходящего потока приведены на рис. 1. Для облака с $u = 5$ м/сек. до уровня 1,2 км над основанием объемный заряд, сосредоточенный на каплях, отрицателен, а выше положителен, т. е. облако

¹ Расчеты, выполненные в предположении, что выше уровня 3 км конденсационным ростом размера капель можно пренебречь, а адсорбционное заряжение продолжается, подтвердили этот вывод.

имеет дипольную структуру заряжения. Наибольший отрицательный объемный заряд -500 е/см^3 достигается на высоте 0,5 км над основанием облака, а положительный объемный заряд достигает значения $+240 \text{ е/см}^3$ на высоте около 3 км и далее практически не изменяется с высотой.

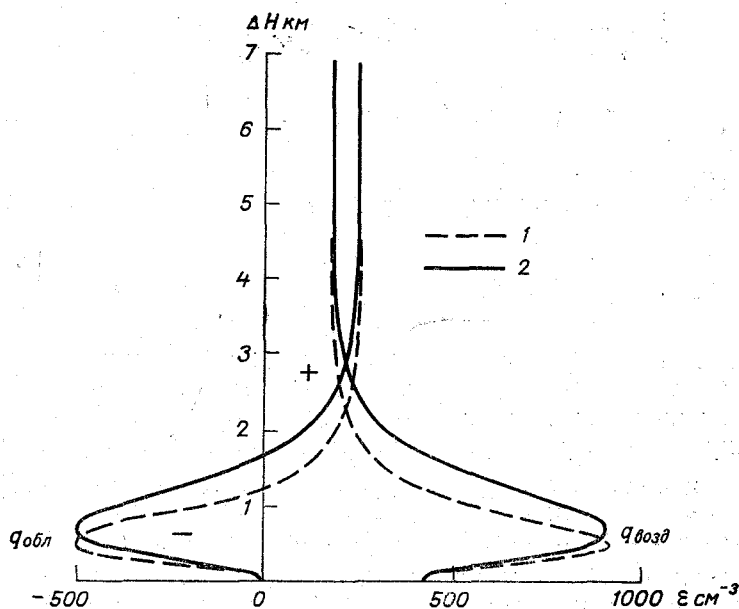


Рис. 1. Объемный заряд, сосредоточенный на мелких облачных каплях и в воздухе, для конвективного облака с концентрацией каплей 100 см^{-3} .
1 — 5 м/сек., 2 — 10 м/сек.

Для облака со скоростью восходящего потока 10 м/сек. экстремальные значения объемных зарядов практически те же, что и для облака с $u=5$ м/сек., но переход от отрицательного к положительному объемному заряду происходит на высоте 1,7 км, а уровень, где отрицательный объемный заряд максимален, равен 0,7 км над основанием облака.

Расчет коагуляционного заряжения частиц осадков

Пользуясь данными об удельном заряде облачных капель, рассчитанными по рис. 1 с учетом водности для нашей модели облака, автор рассчитал коагуляционное заряжение крупных капель (или града) при их падении через облако. Предполагается, что к началу выпадения осадков восходящий поток в облаке прекращается. Температура на уровне основания облака полагалась равной 6° .

Как показано в работе [2], коагуляционный рост крупных частиц на восходящем участке их траектории незначителен даже в предположении, что все мелкие облачные частицы заряжены до потенциала $\varphi=10^{-4}$ эсе. Поэтому автор выполнил расчеты только для нисходящего участка траектории частиц осадков (дождя, града), ограничившись начальной стадией их выпадения. При расчете роста размера крупных частиц использовалась простая формула

$$\Delta R = \frac{1}{4} \frac{w}{\rho} \Delta z, \quad (5)$$

где ρ — плотность вещества частицы, ΔR — рост ее радиуса на пути падения Δz .

Результаты расчета для облаков со скоростью восходящих потоков на стадии их роста $u=5$ и 10 м/сек. приведены на рис. 2.

Для облака с $u=5$ м/сек. наибольший положительный заряд частицы осадков составляет $0,015$ эсе на высоте $1,2$ км над его основанием. В нижней части облака происходит изменение знака заряда с положительного на отрицательный. Заряд выпадающей из облака частицы составляет около $-0,001$ эсе. При $u=10$ м/сек. заряд частиц осадков выше уровня $0,6$ км над основанием облака положителен, его максимальное значение на высоте $1,8$ км над основанием облака равно $0,07$ эсе. В нижней части облака происходит перезарядка осадков, и заряд выпадающих частиц достигает $-0,31$ эсе.

Были выполнены также расчеты для облака со скоростью развития $u=1$ м/сек. В этом случае заряд выпадающих частиц осадков составляет около $0,01$ эсе. Согласно экспериментальным данным разных авторов, приведенным в [2], средний заряд отдельных частиц осадков составляет для ливневых и грозовых дождей $0,001-0,03$ эсе, а максимальный заряд $0,002-0,15$ эсе.

Результаты расчетов автора дают правильный порядок величины зарядов частиц осадков. Для всех рассмотренных случаев получен отрицательный знак заряда частиц, выпадающих в начальный период дождя (града). Однако ясно, что на последующих стадиях выпадения осадков перезарядка частиц внутри облака может и не происходить.

При изменении начальных условий, например, при отношении полярных проводимостей воздуха под облаком в период его развития $(\lambda_+/\lambda_-) \geq 2$ заряд частиц, выпадающих в начальный период осадков (дождя, града), может иметь положительный знак.

Изменение знака заряда осадков в процессе их выпадения может происходить неоднократно благодаря изменению удельного заряда, сосредоточенного на мелких облачных каплях, при вымывании облака осадками.

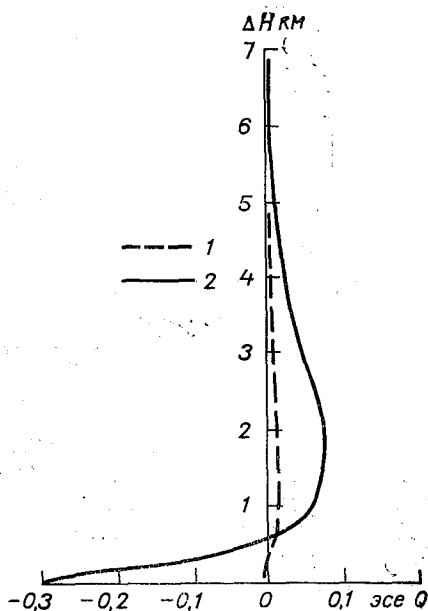


Рис. 2. Изменение заряда частиц осадков (дождя, града) с высотой в облаке дипольного электрического строения.

1 — 5 м/сек., 2 — 10 м/сек.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гирс С. П., Шишкин Н. С. Об электрических свойствах мелкокапельных конвективных облаков (см. наст. сборник).
2. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. Гидрометеониздат. Л., 1964.
3. Шишкин Н. С. О диффузионном заряджении капель, облаков и туманов. ДАН, т. 176, № 6, 1967.

Р. А. АНЧУГОВА, Н. Ф. КОТОВ, Т. И. МОРОЗОВА

К ВОПРОСУ О РАДИОЛОКАЦИОННОМ ИЗМЕРЕНИИ КОЛИЧЕСТВА КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ НА БОЛЬШИХ ПЛОЩАДЯХ

Введение

Для исследования возможностей и разработки наиболее эффективных средств и методов искусственного увеличения и целенаправленного перераспределения осадков над большими площадями необходимо иметь ясное представление о водных запасах облаков, проходящих над этими территориями, и их изменении в пространстве и времени при различных аэро-синоптических условиях. Для количественной оценки воды в облаках, очевидно, необходимо знать их объемы и распределение водности в них. Определение данных характеристик, вообще говоря, возможно радиолокационными методами, но требует учета многих факторов.

Так, например, геометрические размеры конвективных облаков не могут быть непосредственно измерены с помощью метеорологических радиолокационных станций (МРЛС), так как последние обнаруживают только внутреннюю, крупнокапельную часть их объемов, которую принято называть очагом радиоэхо данных облаков, его радарным объемом. Величина последнего всегда будет наблюдаться меньшей по сравнению с визуально наблюдаемым объемом облака, независимо от энергетического потенциала МРЛС и дистанции наблюдения.

Величина соотношения между визуальным и радарным объемом облака также будет различной в зависимости от микрофизической структуры облака и стадии его развития. Целесообразность введения соответствующих поправок будет зависеть не только от величины этого соотношения, но и от водности облачной оболочки радарного объема. В данной работе мы ограничимся исследованием радарного объема и изменений его величины в зависимости от его структуры, дальности наблюдения и ослабления электромагнитных волн.

Методика исследования

Радиолокационное измерение геометрических размеров очагов радиоэхо сопряжено с ошибками, происходящими под влиянием различных факторов. Анализ этих ошибок довольно подробно изложен в [1]. Мы не будем останавливаться на ошибках, зависящих от технических параметров МРЛС, так как они всегда могут быть оценены и учтены. Более существенные погрешности происходят от дальности и структуры облаков и осадков.

О величине этих ошибок можно иметь представление из работ Г. М. Бурлова и А. А. Федоровой [2], где было показано уменьшение вероятности обнаружения очагов ливней и гроз с увеличением дальности.

В работе [3] была сделана попытка учета ошибок высоты и горизонтальных разрезов очагов ливней и гроз, исходя из средних значений градиента отражаемости в вертикальной и горизонтальной плоскости. Однако непосредственных определений характера изменения размеров очагов радиоэхо с расстоянием не производилось ввиду сложности методики исследования этого вопроса.

На первый взгляд может показаться, что такую задачу легче и быстрее всего можно решить с помощью самолетного радиолокатора. Действительно, геометрические размеры очага радиоэхо можно определить с различных расстояний за достаточно короткий промежуток времени, в течение которого они не могут существенно измениться. Однако такая зависимость будет характеризовать только данный конкретный очаг с его структурой и тенденцией развития. Для получения общей характеристики полей облаков и осадков, очевидно, нужны полеты в разное время суток и сезона и наблюдения за различными очагами радиоэхо, а это уже значительно усложняет и удорожает данный метод исследования.

Можно произвести определение этой зависимости путем теоретических расчетов, задаваясь различными значениями градиентов радиолокационной отражаемости в вертикальной и горизонтальной плоскости очагов радиоэхо и характером их распределения над исследуемой территорией, но это потребует, в свою очередь, большого объема радиолокационной информации о развитии очагов радиоэхо. Но при наличии последнего можно непосредственно методом статистической обработки получить необходимые нам характеристики. Аналогичный метод статистической обработки радиолокационных наблюдений применялся в [4] с целью получения поправочных множителей λ для составления карт ливневой активности. Полученный авторами поправочный множитель

$$\lambda_i = \exp(0,28i), \quad (1)$$

где i — номер кольцевого пояса шириной 10 км, показывающий характер изменения площадей очагов радиоэхо с расстоянием до них. Применение данного метода обработки двухгодичного материала радиолокационных наблюдений, результаты которого изложены в [5], позволяет не только учесть орографические особенности исследуемой территории, но и особенности данного метода статистической обработки радиолокационных наблюдений за полями облаков и осадков.

Основное положение данного метода, на котором основываются все дальнейшие расчеты, заключается в использовании такого количества радиолокационной информации, которое обеспечивало бы равномерное распределение изучаемого признака по всей территории, над которой производятся наблюдения. Но однородность поля изучаемого признака обеспечивается не только и не столько самим количеством информации, сколько соответствующей его выборкой по времени наблюдений, территории и синоптическим условиям развития наблюдаемых облаков.

Выборка материала наблюдений по времени предусматривает продолжительность наблюдений не меньше одного сезона, а частоту наблюдений не чаще, чем через каждые полчаса, поскольку средняя продолжительность существования ливня составляет около 30 мин.

Выборка территории, над которой производятся радиолокационные наблюдения за полями облаков и осадков, произведена так, что вклю-

чаются в обработку юго-восточный (II) и юго-западный (III) квадранты круга радиусом 100 км с центром в пос. Воейково.

Таким образом, исключаются результаты наблюдений в северной половине территории, т. е. над Ладожским озером, Карельским перешейком и Финским заливом.

Выборка синоптических условий предусматривает обработку результатов наблюдений фронтальных подвижных очагов ливней и гроз, имеющих большую площадь распространения, и исключает наблюдения внутримассовых ливней и гроз, на развитие которых оказывают сильное влияние орографические условия, а также ливней и гроз стационарных, малоподвижных фронтов.

Методика статистической обработки цифровых карт верхней и нижней границ облаков

Основным материалом радиолокационной информации были цифровые карты верхней и нижней границ очагов радиоэхо, методика составления которых приведена в [6]. Обработке подвергались только юго-восточный и юго-западный квадранты отдельно. Так как элементарные площадки были размером 4×4 км, то удобно было всю площадь разделить на 8-километровые кольцевые зоны. В каждую зону попадали только те элементарные площадки, центры которых помещались в ней (рис. 1).

Так как наблюдения проводились на территории радиусом от 20 до 100 км, распределение элементарных площадок по кольцевым зонам выглядело так:

№ кольцевой зоны	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Число элементарных площадок в зоне	80	100	128	156	176	196	212	272	268	312

Для вычисления объемов очагов радиоэхо от конвективных облаков определялась в дневные часы по радиозондовым данным высота h_0 нижней границы облаков с точностью до 0,5 км. На карте высот верхних границ складывались по кольцевым зонам каждого квадранта высоты $h_{вk}$, значения которых $\geq h_0$, и находилась их $\sum_{k=1}^n h_{вk}$, причем записывалось число слагаемых n и их сумма.

На карте нижних границ в той же зоне складывались высоты $h_{нk}$, значения которых $\geq h_0$, и находилась $\sum_{k=1}^m h_{нk}$, причем также записывалось число слагаемых m и их сумма.

Суммарный объем очагов радиоэхо i -той зоны рассчитывался по следующей формуле:

$$v_i = \left[\sum_{k=1}^n h_{вk} - \sum_{k=1}^m h_{нk} - (n - m) h_0 + 0,5n \right] \cdot 16. \quad (2)$$

Основное значение суммарного объема определяется двумя его первыми слагаемыми $\sum_{k=1}^n h_{вk}$ и $\sum_{k=1}^m h_{нk}$. Наличие четвертого слагаемого $0,5n$ объясняется тем, что в соответствии с методикой построения цифровых карт с градацией высот 0,5 км $h_{в}$ определяется на 0,25 км ниже,

а h_n — на 0,25 км выше. Значение третьего слагаемого обычно невелико, так как разность $(n-m)$ часто равна нулю. Но при значительных наклонах объемов очагов радиозхо в пространстве это слагаемое может принимать существенное значение.

9 июля 1966 г.
14³⁰ — 14⁴²

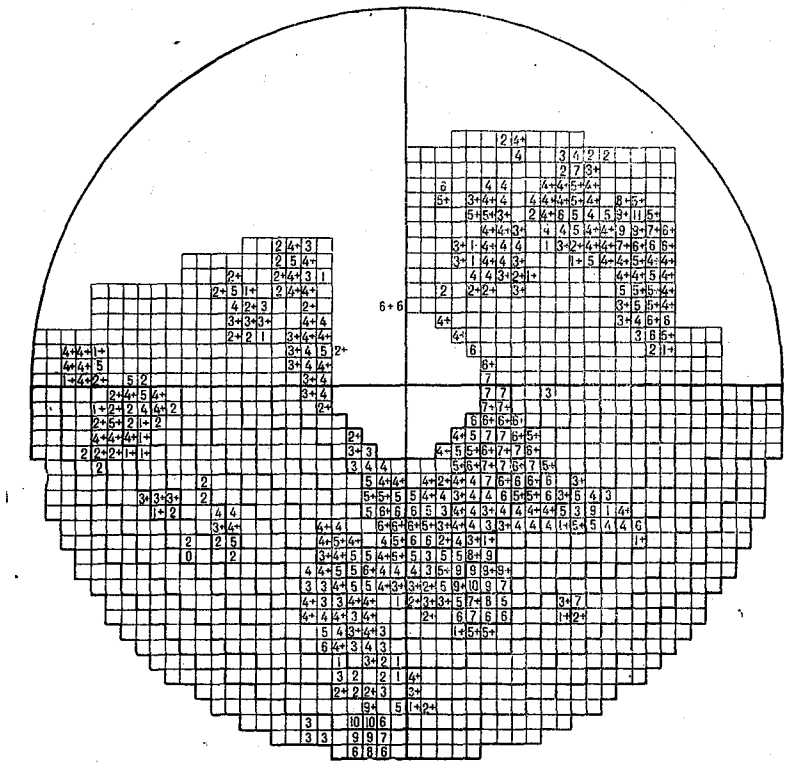


Рис. 1. Цифровая карта верхних границ очагов радиозхо
14 час. 30 мин. — 14 час. 42 мин. 9 июля 1966 г.

Объем статистической совокупности

Радиолокационные наблюдения за полями облаков и осадков проводились с помощью метеорологической радиолокационной станции в течение июня, июля и августа 1966 г. Использованы результаты наблюдений, проводившиеся в общей сложности в течение 20 дней, когда отмечались подвижные холодные и теплые фронты.

За это время было проведено 178 серий наблюдений, по данным которых составлено 356 цифровых карт верхней и нижней границ облаков. Результаты обработки последних представлены в табл. 1.

В третьей, шестой и девятой графах приведены значения суммарных объемов v очагов радиозхо для каждой кольцевой зоны, выраженные в км³.

Таблица 1

№ коль- цевой зоны	l	Квадрант II			Квадрант III			Квадранты II+III			λ	q
		$\frac{v}{100}$	$\frac{v}{100l}$	y	$\frac{v}{100}$	$\frac{v}{100l}$	y	$\frac{v}{100}$	$\frac{v}{200l}$	y		
3	20	529,6	26,48	1,000	319,0	15,95	1,000	848,6	21,22	1,000	0,86	59
4	25	562,9	22,51	0,850	359,0	14,37	0,901	921,9	18,43	0,869	1,17	64
5	32	591,7	18,48	0,698	346,6	10,83	0,679	938,2	14,66	0,691	1,58	67
6	39	531,7	13,63	0,514	298,9	7,66	0,480	830,6	10,66	0,502	2,12	65
7	44	403,7	9,17	0,346	236,5	5,38	0,337	640,2	7,28	0,343	2,86	74
8	49	299,8	6,11	0,231	219,7	4,48	0,281	519,5	5,30	0,250	3,86	75
9	53	260,5	4,91	0,185	185,9	3,50	0,220	446,4	4,21	0,198	5,21	77
10	68	251,8	3,70	0,140	190,1	2,80	0,175	441,9	3,25	0,153	7,04	73
11	67	179,5	2,67	0,101	130,6	1,95	0,122	310,1	2,32	0,109	9,90	70
12	78	120,6	1,55	0,058	102,1	1,31	0,082	222,7	1,42	0,067	12,82	67

В последующих графах приведены значения удельных объемов очагов радиоэхо, т. е. объемов, отнесенных к элементарной площадке в 16 кв. км.

Величина y означает отношение зональных удельных объемов к удельному объему 3-й кольцевой зоны. Эти значения показывают характер уменьшения объемов радиоэхо с расстоянием, который можно аппроксимировать выражением

$$\lg y = a + b_l, \quad (3)$$

или

$$y = 10^{a+b_l}, \quad (4)$$

где i — номер кольцевой зоны, a и b — численные параметры.

Определяя значения a и b по методу наименьших квадратов, получим для квадрантов II, III, II+III соответственно:

$$y = 10^{0,484-0,137l}, \quad y = 10^{0,406-0,120l}, \quad y = 10^{0,453-0,130l}. \quad (5)$$

Средняя квадратическая ошибка аппроксимации равна соответственно 0,021; 0,013; 0,018.

На рис. 2 представлены графики $\lg y$ для всех трех случаев. Хорошая сходимость значений $\lg y$ для квадрантов II и III, взятых отдельно, показывает, что объем статистической совокупности получен достаточным, тем более для сумм по обоим квадрантам.

Однако такая сходимость объясняется не столько количеством материала, сколько правильностью его анализа и выборки по времени, территории и синоптической ситуации. Как видно из данных табл. 1, суммарные объемы v в квадранте II превосходят соответствующие им значения v в квадранте III в 1,5 раза, а характер их уменьшения с расстоянием остается аналогичным.

В расчетах этой эмпирической зависимости авторы исходили из того, что количество суммарных объемов очагов радиоэхо распределяется по территории равномерно. Проверкой этого положения может служить характер распределения осадков, полученных на той же территории за весь выбранный период времени.

Просуммировав количество осадков, полученных на 20 метеостанциях, расположенных на исследуемой территории, за те 20 дней, когда велись радиолокационные наблюдения, авторы вычислили методом изогнет средний слой осадков в каждой кольцевой зоне. Значения их q приведены в последней графе табл. 1. Среднее отклонение количества осадков от среднего арифметического значения получается равным 7%, а максимальное не превышает 14%.

Переходя к основанию натуральных логарифмов, для квадрантов II+III вместо (5) получаем

$$y = e^{1,042 - 0,299l}, \tag{6}$$

а поправочный множитель

$$\lambda_l = \exp(0,30li). \tag{7}$$

Сравнивать (7) с (1) нельзя, так как (1) получено для площадей, а (7) — для объемов очагов радиоэхо. К тому же экспериментальные данные получены с помощью различных по энергетическому потенциалу радиолокаторов, а кольцевые зоны, по которым рассортирован материал наблюдений, неравнозначны по ширине. По тем же радиолокационным наблюдениям 1966 г. получены данные о площадях очагов радиоэхо, представленные в табл. 2.

Решая задачу аналогично предыдущей, получаем для квадрантов II, III, II+III соответственно:

$$x = 10^{0,434 - 0,126l}, \quad x = 10^{0,352 - 0,117l}, \quad x_1 = 10^{0,400 - 0,122l}. \tag{8}$$

Таблица 2

№ кольцевой зоны	l	Квадрант II			Квадрант III			Квадранты II + III			№ кольцевой зоны	l	«Кобальт-М»		
		s	s	x	s	s	x	s	s	x_1			s	s	x_2
		100	100 <i>l</i>		100	100 <i>l</i>		100	200 <i>l</i>				100	100 <i>l</i>	
3	20	179,5	8,976	1,000	141,1	7,056	1,000	320,6	8,016	1,000	2	12	106,1	8,850	1,000
4	25	183,8	7,353	0,819	135,8	5,433	0,770	319,7	6,393	0,798	3	20	95,4	4,768	0,539
5	32	195,0	6,095	0,679	129,4	4,045	0,573	324,5	5,070	0,632	4	28	105,8	3,776	0,427
6	39	182,9	4,689	0,522	123,5	3,167	0,449	306,4	3,928	0,490	5	36	99,1	2,753	0,311
7	44	150,7	3,425	0,382	99,4	2,258	0,320	250,1	2,841	0,354	6	44	83,8	1,904	0,215
8	49	114,1	2,328	0,259	91,7	1,871	0,265	205,8	2,099	0,262	7	52	75,2	1,446	0,163
9	53	95,5	1,802	0,201	77,3	1,458	0,207	172,8	1,630	0,203	8	60	61,9	1,032	0,117
10	68	93,4	1,374	0,153	79,0	1,162	0,165	172,5	1,268	0,158	9	68	61,1	0,898	0,101
11	67	69,1	1,031	0,115	57,0	0,850	0,120	126,1	0,940	0,117	10	76	44,3	0,582	0,066
12	78	51,2	0,656	0,073	43,8	0,562	0,080	95,0	0,609	0,076					

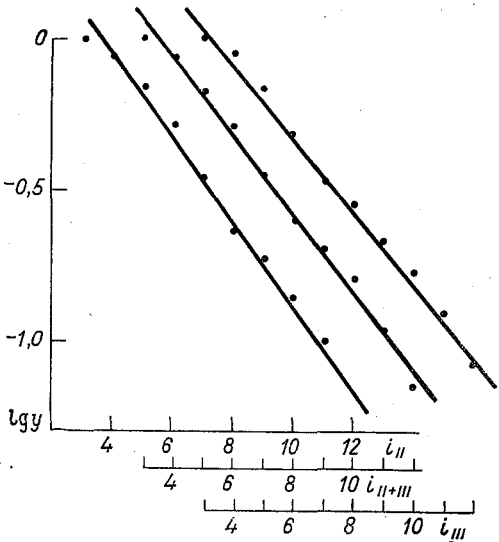


Рис. 2. График зависимости изменения объема очагов радиоэхо от расстояния.

В табл. 2 приведены также данные о площадях очагов радиоэхо, полученные с помощью радиолокатора станции штормооповещения, взятые из [5] с соответствующей выборкой: выбраны размеры площадей фронтальных ливней и гроз в азимуте от 90 до 270° (южная половина территории). Относительные размеры площадей переведены в абсолютные, а средние по кольцевым зонам приведены к равнозначным площа-

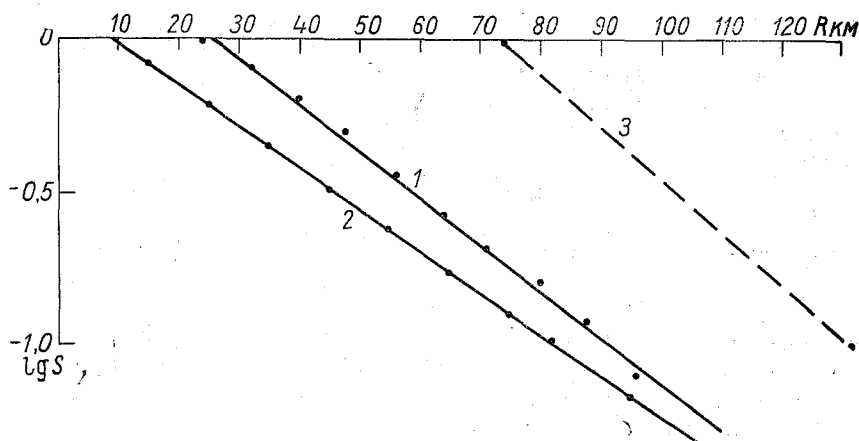


Рис. 3. График зависимости изменения площадей очагов радиоэхо от расстояния.

1 — для радиолокатора МРЛС, 2 — для радиолокатора станции штормооповещения, 3 — для радиолокатора МРЛ-1.

дям (78,5 кв. км). Так как материал в [5] рассортирован по 10-километровым зонам, взяты зоны от 2-й до 10-й включительно. Обработка по методу наименьших квадратов дает

$$x_2 = 10^{0,128 - 0,138R}. \quad (9)$$

На рис. 3 приведены графики изменения площадей очагов радиоэхо, по данным радиолокатора МРЛС (кривая 1) и радиолокатора станции штормооповещения (кривая 2). Для сопоставимости выражений x_1 и x_2 из (8) и (9) введем вместо номера кольцевой зоны j расстояние R уменьшив множитель перед ним для x_1 в 8, а для x_2 — в 10 раз. Тогда получим:

$$x_1 = 10^{0,400 - 0,0153R}, \quad (10)$$

$$x_2 = 10^{0,128 - 0,0138R}. \quad (11)$$

Энергетический потенциал МРЛС на 11,7 дБ больше, чем у радиолокатора станции штормооповещения. Поэтому необходимость введения поправочных множителей, отличных от 1, у МРЛС возникает с большего расстояния. Минимальная величина радиолокационной отражаемости $z_{\min}$, обнаруживаемая радиолокатором, как известно, определяется величиной его потенциала Π и квадратом расстояния R , т. е.

$$z_{\min} = \frac{M}{\Pi} R^2, \quad (12)$$

где M — численный коэффициент. Если для двух различных радиолокаторов некоторая величина отражаемости будет минимально обнаруживаемой, то в этом случае

$$z_{\min} = \frac{M}{\Pi_1} R_1^2 = \frac{M}{\Pi_2} R_2^2, \quad (13)$$

откуда

$$\frac{\Pi_1}{\Pi_2} = \frac{R_1^2}{R_2^2}. \quad (14)$$

Глубина зоны, где поправочный множитель равен 1, определяется при условии, что $x_1 = x_2 = 1$, откуда для МРЛС

$$R = \frac{0,400}{0,0153} = 26,1 \text{ км},$$

а для станции штормооповещения

$$R = \frac{0,128}{0,0138} = 9,3 \text{ км}.$$

Отношение квадратов этих величин дает соотношение их потенциалов, т. е.

$$\frac{\Pi_1}{\Pi_2} = \left(\frac{26,1}{9,3} \right)^2 = 2,83, \text{ т. е. } 9,0 \text{ дБ}.$$

На рис. 3, а также из выражений (10) и (11) видно, что уменьшение площадей очагов радиоэхос с расстоянием R идет быстрее у радиолокатора с большим потенциалом. Это объясняется тем обстоятельством, что изменение площади очага пропорционально его радиусу, который при прочих равных условиях будет на радиолокаторе с большим потенциалом больше.

Энергетический потенциал МРЛ больше энергетического потенциала МРЛС на 10 дБ. Исходя из соотношений, полученных для станции штормооповещения и МРЛС методом линейной экстраполяции, находим для МРЛ коэффициент изменения площадей очагов радиоэхос с расстоянием

$$x_3 = 10^{1,25 - 0,017R}. \quad (15)$$

Кривая 3 изменения площадей радиоэхос с расстоянием для МРЛ приведена на рис. 3.

Обработка общих сумм объемов очагов радиоэхос на больших площадях

В табл. 1 приведены значения поправочного множителя λ_i для объемов очагов радиоэхос каждой кольцевой зоны. Значения λ_i получены из [5] простой переменной знаков слагаемых показателя степени, т. е. по формуле

$$\lambda_i = 10^{0,130i - 0,453}. \quad (16)$$

Как видно из данных табл. 2, значения λ_i изменяются от 1 до 13. Суммарный объем очагов радиоэхос v_n , наблюдаемый в зоне радиусом от 20 до 100 км, равен

$$v_n = \sum_{i=1}^n v_i, \quad (17)$$

где v_i — суммарный объем очагов радиоэхо i -той кольцевой зоны. При введении поправочного множителя λ_i получаем исправленный объем очагов радиоэхо v_n

$$v_n = \sum_{i=1}^n \lambda_i v_i. \quad (18)$$

Отношение $\frac{v_n}{v_i} = \mu$, очевидно, зависит от распределения очагов радиоэхо над территорией и от расстояния до них. Определив отношения μ

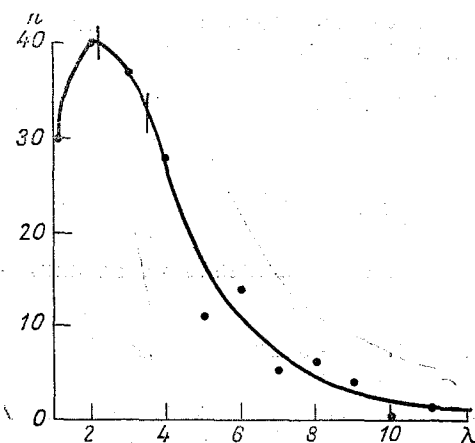


Рис. 4. Кривая распределения поправочного множителя, $\lambda M_0 = 2,25$.

на нашем материале наблюдений, мы получили 178 различных значений μ от 1 до 13. Характер распределения этих значений представлен на рис. 4. Кривая распределения асимметрична. Среднее значение μ , равное 3,52, отличается от его моды, равной 2,25. Коэффициент асимметрии равен 1,33. Из всего этого можно сделать вывод, что внесение поправки на объем очагов радиоэхо надо производить по кольцевым зонам в отдельности. Единую поправку на суммарный объем без учета характера распределения очагов радиоэхо над исследуемой территорией вводить нецелесообразно. Вероятно, также не рационально делить территорию на равновеликие по ширине кольцевые

зоны для введения соответствующих поправок на расстояние. Все это может быть и должно быть учтено при разработке методики радиолокационного измерения объемов очагов радиоэхо от конвективных облаков на больших площадях.

Заключение

В результате тщательного анализа большого объема данных радиолокационных наблюдений за полями облаков и осадков и статистической его обработки авторами получены следующие характеристики полей очагов радиоэхо от конвективных облаков.

Геометрические размеры очагов радиоэхо уменьшаются по логарифмическому закону в соответствии с эмпирическими формулами (5) для объемов очагов и (8) — для площадей их горизонтального сечения. Характер изменения геометрических размеров очагов радиоэхо и соответствующие поправочные множители определяются расстоянием от радиолокатора, но одновременно учитывают и ослабление электромагнитных радиоволн в облаках и осадках и, следовательно, могут относиться только к трехсантиметровым радиолокаторам. Кроме того, характер изменения геометрических размеров очагов радиоэхо зависит и от энергетического потенциала радиолокатора, как это видно из сопоставления эмпирических выражений (10) и (11)

Приведенные характеристики полей очагов радиоэхо получены из данных радиолокационных наблюдений подвижных фронтальных ливней

и гроз и соответствуют типичной для них структуре. Очевидно, они также будут соответствовать структуре стационарных или малоподвижных фронтов и в меньшей степени структуре внутримассовых ливней и гроз в случае их наблюдения. Для последних эти характеристики должны быть пересчитаны в результате специальных наблюдений и сопоставлений их структуры со структурой фронтальных образований.

При введении поправок не обязательно учитывать неоднородность подстилающей поверхности, если влияние последней не изменяет существенным образом структуру наблюдаемых очагов радиоэхо.

ЛИТЕРАТУРА

1. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Гидрометеиздат, Л., 1966.
2. Федорова А. А. О влиянии рельефа на повторяемость ливневых очагов по данным радиолокационной станции. Тр. ЦАО, вып. 17, 1956.
3. Котов Н. Ф. Радиолокационные характеристики ливней и гроз. Тр. ГГО, вып. 102, 1960.
4. Котов Н. Ф. Метод обработки радиолокационных данных станции штормооповещения. Тр. ГГО, вып. 128, 1962.
5. Котов Н. Ф., Смолкина Т. И. Влияние орографических условий на развитие ливней и гроз. Тр. ВМС, Гидрометеиздат, 1963.
6. Котов Н. Ф., Морозова Т. И. Методика составления цифровых карт радиолокационной информации. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
7. Котов Н. Ф., Смолкина Т. И. Карты аномалий ливневой активности на территории Ленинградской области. Тр. ГГО, вып. 128, 1962.

Р. А. АНЧУГОВА, Н. С. ШИШКИН

СРАВНЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ОСАДКООБРАЗУЮЩИХ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ ПО ДАННЫМ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И ПО МЕТОДУ СЛОЯ

Введение

Летом 1966 г. радиометеорологической группой отдела физики облаков и активных воздействий Главной геофизической обсерватории под руководством Н. Ф. Котова проводились исследования площадей радиоэхо в дни с мощно-конвективной облачностью, дающей ливневые осадки. Наблюдения выполнялись с помощью МРЛС ($\lambda=3,2$ см), расположенной в пос. Воейково Ленинградской области.

Система наблюдений позволяла получать горизонтальные разрезы радиоэхо на любом уровне [1]. Зона наблюдений радиусом 100 км была разбита на площадки по 16 км².

Наложением целлулоидного круга (с вычерченными на нем элементарными площадками) на горизонтальный разрез эхо соответствующего уровня определялось число площадок, заполненных радиоэхо. Площадка считалась заполненной, если эхо занимало более половины ее площади, и не имеющей отражений, если эхо заполняло менее половины площадки.

Суммируя площадки, можно получить общую площадь радиоэхо на данном уровне в зоне радиусом 100 км. Измерения производились для уровней через 0,5 км по высоте.

Для анализа были выбраны данные о площадях радиоэхо в период максимального развития конвекции за 18 дней июля — августа 1966 г.

В эти дни были выполнены расчеты вертикальной мощности и оптимального количества конвективных облаков по методу слоя [3] и произведено сопоставление рассчитанных данных с результатами радиолокационных наблюдений. Получены некоторые предварительные соотношения между параметрами облаков, определяемыми по методу слоя, и данными наблюдений за мощностью и суммарной площадью радиоэхо.

Эти соотношения с учетом некоторых выводов теории осадков и сведений о количестве выпавших осадков дают возможность получения грубой оценки запасов влаги в осадкообразующих конвективных облаках, проходящих над заданным районом.

Параметры облаков по данным радиолокационных наблюдений и расчетов по методу слоя

Данные о площади радиоэхо на различных уровнях за 18 дней наблюдений в период максимального развития конвекции представлены в табл. 1. Время наблюдений декретное. При подсчете площадей радиоэхо не учитывалось влияние расстояния на показания радиолокатора.

Общая площадь, охватываемая радиолокационными наблюдениями, составляла 31 000 км² (круг радиусом 100 км вокруг радиолокатора). Значения площадей эхо на каждом уровне (через 0,5 км) даны в процентах от общей площади.

Сведения о высотах, на которых наблюдалась максимальная площадь радиоэхо, приведены в табл. 2.

Средняя высота, на которой площадь радиоэхо была максимальной, равнялась $3,1 \pm 0,7$ км. Значения максимальной площади радиоэхо колебались от 0,5 до 14,9%, среднее значение составляло 6,0% территории.

Данные расчетов максимальной высоты конвективных облаков и уровня максимальной скорости подъема облачной массы при развитии конвекции представлены в табл. 3. Там же для сравнения приведены сведения о фактической высоте верхней границы радиоэхо в период его максимального развития.

Средние значения высоты верхней границы облаков и высоты верхней границы радиоэхо оказались примерно равными друг другу ($8,4 \pm 1,7$ км). Наиболее значительные различия отмечены 28 июня и 13 июля, когда рассчитанная высота верхней границы конвективных облаков отличалась от измеренной максимальной высоты радиоэхо более чем на 5 км. 28 июня отмечалось прохождение через Ленинградскую область фронта с волнами, а 13 июля — прохождение фронта окклюзии. По-видимому, в эти дни происходило значительное изменение запасов конвективной энергии неустойчивости от момента проведения радиозондирования до периода максимального развития конвекции.

Если отбросить эти два случая, то среднее различие между рассчитанной высотой верхней границы облаков и фактической высотой верхней границы радиоэхо составит лишь $\pm 1,2$ км, а среднее квадратичное отклонение $\pm 1,4$ км. Никаких поправок, позволяющих учитывать влияния синоптического положения, в расчетах по методу слоя авторами не вводилось.

Среднее значение уровня, на котором скорость поднятия облачной массы максимальна, составило $3,2 \pm 0,6$ км.

Эта высота практически совпадает со средней высотой, на которой площадь радиоэхо максимальна (табл. 2). Следовательно, можно принимать определяемую при расчетах высоту максимальной скорости поднятия облачной массы за уровень максимальной площади радиоэхо с точностью $\pm 0,8$ км.

Сопоставление оптимального количества облаков и площади радиоэхо

Для того чтобы сопоставить данные для оптимального количества облаков, получаемого в расчетах, с фактическими данными о суммарных площадях радиоэхо, авторы подсчитали средние значения этих величин для слоев ниже и выше уровня максимальной скорости подъема облачной массы.

Величины отношения средней площади радиоэхо к средней площади облаков для этих слоев приведены в табл. 4. Средние значения этих

Распределение относительных площадей радиоэхо по

Дата	Время, час. мин.	Высо-											
		1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0
22 VI	13 30	4,5	4,8	5,1	5,1	5,3	5,4	5,1	5,3	5,4	5,2	4,8	4,3
23 VI	14 30	7,0	7,6	7,7	8,1	8,1	8,0	7,0	5,4	4,8	3,9	2,7	1,9
24 VI	14 00	0,3	0,4	0,5	0,5	0,4	0,5	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1	0,1
28 VI	18 30	2,7	2,7	2,9	2,8	2,8	2,9	3,1	3,3	3,5	3,4	3,0	2,9
29 VI	18 00	6,3	7,6	8,8	9,6	9,6	9,5	9,3	8,8	7,8	6,7	5,0	3,8
2 VII	21 00	2,7	3,8	4,2	4,0	4,3	3,7	3,1	2,5	1,7	1,1	0,5	0,2
4 VII	20 00	6,1	6,9	7,4	6,8	5,9	5,8	4,8	3,1	2,5	1,1	0,5	0,2
5 VII	14 00	3,3	3,8	4,3	4,0	4,0	3,4	2,6	2,0	1,3	0,6	0,3	0,1
6 VII	18 00	6,9	7,9	7,9	8,4	7,2	5,4	3,8	2,4	2,0	1,3	1,1	0,8
9 VII	14 00	13,6	14,1	14,8	14,9	14,0	12,6	10,6	9,0	7,0	5,4	4,3	3,7
13 VII	12 00	5,8	5,8	5,7	5,0	3,5	2,1	1,1	0,3	0,1			
14 VII	12 00	5,3	5,1	4,5	4,2	4,0	3,0	2,4	1,5	0,8	0,4	0,2	0,1
15 VII	19 00	6,0	6,6	7,0	6,7	5,3	4,0	2,7	1,9	1,1	0,6	0,3	0,3
30 VII	16 00	0,5	0,6	0,6	0,7	0,6	0,3	0,2	0,1	0,1			
4 VIII	15 00	5,1	5,4	5,9	5,9	5,6	4,7	3,9	3,3	2,5	1,9	1,3	0,9
12 VIII	19 00	5,1	5,3	5,2	4,0	2,8	1,8	0,8	0,4	0,3	0,1	0,1	0,1
13 VIII	11 00	6,7	8,3	8,4	6,7	3,5	0,2						
18 VIII	17 00	2,3	2,7	3,5	3,9	3,7	2,7	2,4	1,6	0,5	0,1		

величин определялись с учетом толщины соответствующих слоев, т. е. фактически сопоставлялись средние значения объемов радиоэхо в период его максимального развития по фактическим данным и объемов конвективных облаков по данным расчета для оптимальных условий.

Средние значения составляющей для слоя ниже уровня максимальной скорости $v_{\max}$ составили $0,24 \pm 0,13$, для слоя выше этого уровня — $0,35 \pm 0,17$.

Таким образом, можно переходить от рассчитанных значений объемов конвективных облаков для оптимальных условий их развития к ожидаемым объемам радиоэхо в период максимального развития конвекции путем деления первой из величин для слоя ниже уровня $v_{\max}$ на 4 и для слоя выше уровня $v_{\max}$ — на 3. При этом средняя ошибка в оценке возможного объема радиоэхо может составлять 50%. Для локаторов с большим потенциалом, чем у МРЛС, переходные коэффициенты, естественно, должны быть меньшими. Они изменятся также и в том случае, если произвести учет влияния расстояния на измеряемые площади (объемы) радиоэхо.

Таблица 2

Высоты над уровнем моря (км), на которых наблюдалась наибольшая площадь радиоэхо летом 1966 г.

Июнь					Июль										Август			
22	23	24	28	29	2	4	5	6	9	13	14	15	30	4	12	13	18	
5,5	3,3	4,0	5,5	3,3	3,5	2,5	2,5	3,0	3,0	2,0	1,5	2,5	3,0	2,8	2,0	2,5	3,0	

Таблица 1

высотам (%) в период его максимального развития летом 1966 г.

та, км	7,5	8,0	8,5	9,0	9,5	10,0	10,5	11,0	11,5	12,0	12,5	13,0	13,5	14,0	14,5
3,5	3,0	2,5	1,8	1,2	0,8	0,6	0,3	0,2							
1,5	1,3	0,8	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1							
2,7	2,1	2,1	1,8	1,5	1,3	1,0	1,0	0,8	0,6	0,4	0,3	0,1	0,1	0,1	
2,5	1,8	1,3	1,0	0,8	0,6	0,4	0,3	0,1	0,1						
0,2	0,1	0,1													
0,1															
0,7	0,5	0,3	0,1												
2,7	1,9	1,1	0,7	0,4	0,3	0,2	0,1								
0,1															
0,8	0,7	0,6	0,4	0,2	0,1	0,1									
0,1	0,1														

Оценка водных запасов в осадкообразующих конвективных облаках

Пользуясь данными о суммарном объеме конвективных облаков, можно с учетом температуры на уровне их основания рассчитать единовременный водный запас облаков. Данные такого расчета, выполненного в предположении, что средняя водность облака равна 0,5 адиабатического значения, представлены в табл. 5.

Водозапас в облаках отнесен ко всей площади, для которой ведутся расчеты (круг радиусом 100 км). В той же таблице дано среднее по площади количество осадков за сутки по материалам измерений на 33 метеостанциях, расположенных на указанной территории.

За весь период измерений (18 дней) среднее количество осадков оказалось равным 3,0 мм, что в 2,5 раза превышает средний единовременный водозапас влаги в конвективных облаках над всей площадью в период их максимального развития (1,2 мм).

Согласно данным теоретических расчетов, в конвективных облаках реализуется в виде осадков 60—70% водозапаса облаков [2].

С учетом этого можно считать, что общее количество облачной влаги в осадкообразующих конвективных облаках примерно в четыре раза должно превышать единовременный запас воды в этих облаках в период их максимального развития.

При средней скорости переноса облаков 30 км/час полная смена воздуха над территорией в виде круга радиусом 100 км происходит за сутки четыре раза. Можно сделать отсюда заключение, что общее количество облачной воды в ливнеобразующих конвективных облаках, проходящих

Таблица 3

Рассчитанные высоты верхней границы конвективных облаков и уровня, где скорость подъема облачной массы максимальна, и фактическая высота верхней границы радиоэхо в период его максимального развития летом 1966 г.

	Июнь										Июль						Август					
	22	23	24	24	28	29	2	4	5	6	9	13	14	15	30	4	12	13	18			
Верхняя граница облаков, км	10,9	9,8	9,3	9,3	9,3	9,8	8,1	7,8	7,6	7,3	9,2	10,6	7,3	7,8	7,9	9,5	7,2	4,5	7,9			
Верхняя граница радиоэхо, км	11,5	11,5	7,0	7,0	14,5	12,0	7,0	8,5	7,5	9,0	11,0	5,5	7,5	7,0	5,5	10,5	8,0	4,0	6,0			
Уровень максимальной скорости, км	3,5	4,4	3,5	3,5	4,2	4,2	2,4	3,5	2,5	3,0	3,5	3,0	2,9	3,2	2,4	2,0	2,4	3,0	3,8			

Таблица 4

Отношение объемов радиоэхо в период их максимального развития и объемов конвективных облаков для оптимальных условий летом 1966 г.

	Июнь										Июль						Август					
	22	23	24	24	28	29	2	4	5	6	9	13	14	15	30	4	12	13	18			
Ниже уровня $v_{\max}$	0,13	0,20	0,02	0,02	0,17	0,28	0,43	0,25	0,14	0,31	0,69	0,14	0,20	0,20	0,02	0,15	0,12	0,64	0,27			
Выше уровня $v_{\max}$	0,22	0,20	0,03	0,03	0,25	0,36	0,41	0,39	0,39	0,50	0,78	0,06	0,90	0,36	0,06	0,30	0,25	0,67	0,35			

Таблица 5

Единовременный водный запас конвективных облаков над заданной площадью в период максимального их развития и среднее количество осадков на территории за сутки летом 1966 г.

	Июнь										Июль						Август					
	22	23	24	24	28	29	2	4	5	6	9	13	14	15	30	4	12	13	18			
Запас воды в облаках, мм	2,6	2,5	1,6	1,6	1,3	2,6	0,4	0,9	0,6	0,5	1,7	2,9	0,3	1,1	0,3	1,3	0,4	0,2	0,4			
Среднее по территории количество осадков, мм	1,0	2,4	0,0	0,0	4,2	4,8	0,2	3,4	0,9	5,1	13,2	2,7	4,5	0,8	0,4	5,1	1,4	2,6	2,2			

над данной территорией за сутки, грубо говоря, в четыре раза превышает единовременный запас воды в период максимального развития конвективных облаков.

Вывод получен на очень небольшом эмпирическом материале и может рассматриваться только как предварительный. Пользуясь им, можно по данным радиолокационных измерений объемов радиоэхо конвективных облаков в период их максимального развития грубо оценивать запасы воды в мощно-конвективных облаках, проходящих над заданной территорией, пользуясь выводами раздела о сопоставлении оптимального количества облаков и площади радиоэхо.

В настоящее время радиолокационные наблюдения за конвективной облачностью в Воейково сопровождаются синхронным фотографированием облаков с помощью киноаппарата, установленного на антенне радиолокатора МРЛС. Это позволит получить более надежные соотношения между суммарным объемом радиоэхо и истинными объемами мощно-конвективных облаков на разных стадиях их развития.

Выводы

1. Максимальные мощности конвективных облаков, рассчитываемые по методу слоя для дней с активной конвекцией, удовлетворительно согласуются с фактическими данными о верхней границе радиоэхо. Средние отклонения за период наблюдений составили $\pm 20\%$.

2. Высота уровня максимальной скорости подъема облачной массы в период роста конвективных облаков удовлетворительно согласуется с уровнем максимальной суммарной площади радиоэхо.

В период наблюдений последний равнялся $3,1 \pm 0,7$ км.

3. По данным об объемах конвективных облаков, рассчитываемых по методу слоя для оптимальных условий их развития, можно оценивать возможные объемы радиоэхо в период наибольшего развития конвекции. Для этого нужно полученные значения объемов для слоя ниже уровня максимальной скорости делить на 4, а для слоя выше этого уровня — на 3, если наблюдения радиоэхо производятся с помощью МРЛС. При использовании радиолокатора более высокого потенциала переходные коэффициенты должны быть уменьшены.

4. Пользуясь данными об объемах радиоэхо от конвективных облаков в период их максимального развития, можно грубо оценить количество воды, содержащейся в осадкообразующих конвективных облаках и проходящей над заданным районом за сутки. При средней скорости переноса облаков 30 км/час это количество примерно в четыре раза превосходит единовременный водозапас в конвективных облаках в период максимума развития конвекции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Котов Н. Ф., Морозова Т. И. Методика составления цифровых карт радиолокационной информации. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
2. Барукова Ю. А., Камалдина И. И., Учеваткина Т. С., Шишкин Н. С. О количестве и интенсивности осадков из конвективных облаков. Тр. ГГО, вып. 104, 1960.
3. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. Гидрометеониздат, Л., 1964.

К. С. ЖУПАХИН, В. С. ЖУПАХИН

О МЕТОДИКЕ ОПЕРАТИВНОЙ ОЦЕНКИ ИНТЕРВАЛОВ КОРРЕЛЯЦИИ КВАЗИСТАЦИОНАРНЫХ ЭХО-СИГНАЛОВ

Временные функции корреляции эхо-сигналов в радиолокационной метеорологии, наряду с одномерными функциями распределения их интенсивностей, являются основными статистическими характеристиками, с помощью которых может быть получена ценная информация [1, 2].

Оценка корреляционных функций путем обработки отдельных реализаций стационарных случайных процессов или случайных импульсных последовательностей, выстробированных из объема, подлежащего исследованию, представляет собой довольно трудоемкую операцию.

Применение же для анализа громоздкой и дорогостоящей аппаратуры, например, специальных коррелометров, ЭВМ иногда по тем или иным причинам оказывается не только нежелательным, но и мало целесообразным.

В самом деле, форма функций корреляции для эхо-сигналов от множественной цели при малых значениях аргумента обычно подчиняется экспоненциальному закону. При больших же значениях аргумента, хотя дисперсия оценки корреляционной функции и уменьшается, резко возрастает значение коэффициента вариации, и оценка корреляционной функции в этих пределах становится совершенно неинформативной [3].

При этом в практике оперативных измерений оказывается наиболее целесообразной оценка только интервалов корреляции, которые являются наиболее информативными параметрами.

Настоящая работа посвящается основанию методики оперативной оценки интервалов корреляции случайных эхо-сигналов в радиолокационной метеорологии с помощью простейшего устройства — частотомера с обратной шкалой.

Нормированная автокорреляционная функция интенсивности сигнала для случая гауссовского спектра флуктуаций скоростей элементарных рассеивателей множественной цели описывается выражением [4, 5]

$$\rho(\tau) = e^{-\left(4\pi\sigma_v \frac{\tau}{\lambda}\right)^2}, \quad (1)$$

σ_v — дисперсия доплеровского спектра радиальной скорости, λ — длина волны,

Отсюда может быть определен интервал корреляции на любом заданном уровне

$$\tau = \frac{\lambda}{4 \pi G_v} \sqrt{\ln [\rho(\tau)]^{-1}}. \quad (2)$$

Примем за условный уровень $\rho(\tau) = 10^{-2}$, при котором достигается практически полная независимость.

Тогда

$$\tau_k = 2,14 \frac{\lambda}{4 \pi G_v}. \quad (3)$$

Как показано Лермиттом [6, 5], для сигнала с релеевским распределением амплитуд частота F' пересечения с положительным наклоном некоторого уровня A определяется выражением

$$F' = \left(\frac{A^2}{\bar{A}^2} \right)^{1/2} \cdot (2 \pi \bar{F}^2)^{1/2} \cdot \exp \left\{ - \frac{A^2}{\bar{A}^2} \right\}, \quad (4)$$

где $(\bar{F}^2)^{1/2}$ — среднеквадратичная частота флуктуаций.

Если $A = \bar{A} = 0,89 (\bar{A}^2)^{1/2}$, то

$$F' = (\bar{F}^2)^{1/2}. \quad (5)$$

Но

$$(\bar{F}^2)^{1/2} = \sqrt{2} G_f,$$

где G_f — стандартное отклонение доплеровского спектра.

Таким образом,

$$F' = \frac{2 \cdot \sqrt{2} \cdot G_v}{\lambda}.$$

Отсюда

$$G_v = \frac{F' \lambda}{2 \sqrt{2}}. \quad (6)$$

Подставляя (6) в (3), получаем

$$\tau_k = \frac{2,14}{\sqrt{2} \pi} \cdot \frac{1}{F'} \simeq 0,48 \frac{1}{F'} \simeq \frac{T'}{2}, \quad (7)$$

где T' — период частоты F' .

Частота пересечения уровня $A = \bar{A}$ может быть измерена с помощью устройства типа частотомера [7].

Интервал корреляции при этом приблизительно равен полупериоду замеренной частоты. Шкалу частотомера целесообразно выполнить обратной, проградировав ее непосредственно в значениях интервалов корреляции.

Уровень $A = \bar{A}$ может быть легко установлен с помощью устройства для статистического анализа, описанного в [8].

При автоматизации процесса и грубой оценке, видимо, целесообразно применение логарифмического усилителя, осуществляющего нормирование флуктуационного напряжения [7].

ЛИТЕРАТУРА

1. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Гидрометеониздат, Л., 1966.
2. Жупахин К. С. Об оперативном статистическом анализе эхо-сигналов от облаков, ливней и гроз. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
3. Хеннан Э. Анализ временных рядов. Изд-во «Наука», М., 1964.
4. Hitschfeld W. and Dennis A. S. Turbulence in snow generating cells, Sci. Rept. MW—23, 31 pp. McGill University, Montreal, Canada, 1966.
5. Атлас Д. Успехи радарной метеорологии. Под ред. К. С. Шифрина. Гидрометеониздат, Л., 1967.
6. L hermitte R. M. Weather echoes in doppler and conventional radars, Proc. 10 th. weather Radar Conf., Am. Meteorol. Soc. Boston, pp. 323—329, 1963.
7. Жупахин К. С. Об оперативной методике оценки турбулентных движений в облаках. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
8. Жупахин К. С., Жупахин В. С. Простое устройство для статистического анализа квазистационарных эхо-сигналов. Тр. ГГО, вып. 186, 1966.

О ВОЗМОЖНОСТИ ПОВЫШЕНИЯ ТОЧНОСТИ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ОСАДКОВ

Введение

Радиолокационный метод измерения осадков по их отражаемости является наиболее простым и оперативным методом: для его осуществления требуется одноволновый метеорологический радиолокатор, пригодный для измерения на больших площадях.

Со времени опубликования работы Райда [19] этот метод использовался многими исследователями. Однако точность получаемых результатов оказалась весьма низкой.

Другие методы измерения интенсивности и количества осадков, обзор которых можно найти в [3]: измерение по затуханию радиоволны, по зависимости радиолокационной отражаемости от длины волны, комбинированные методы, измерения с помощью доплеровских станций, метод радиометра и др., теряют основные преимущества первого метода — его простоту и оперативность.

Радиолокационная аппаратура при этих методах измерения значительно усложняется, а измерения становятся возможными лишь в непосредственной близости от радиолокатора.

В этой связи представляет интерес попытка проанализировать основные ошибки радиолокационного метода измерения осадков по отражаемости, вскрыть их причины и наметить пути возможного их уменьшения.

При ознакомлении с результатами измерений различных исследователей, а также с монографиями, обобщающими результаты этих работ [1, 2, 3, 10], обращает на себя внимание чрезвычайно большое разнообразие ошибок, получаемых при использовании радиолокационного метода измерения осадков по их отражаемости. Здесь было бы неуместно приводить все многообразие этих данных. Подчеркнем наиболее характерные черты ошибок, отмечаемые подавляющим большинством исследователей: 1) «дефицит» интенсивности радиолокационного сигнала порядка 5—7 дБ (соответствует занижению интенсивности осадков в два-три раза); 2) «случайный» характер ошибок измерения; 3) зависимость ошибок от типов дождей.

Особо отметим, что нет единого мнения и в отношении источников ошибок измерения.

Так, в [3] отмечается: «...основной причиной ошибок является неустойчивость связи $\bar{P}_c$ и I , обусловленная прежде всего вариациями спектра размеров капель. Технические причины, такие как погрешность

радиотехнических измерений и неточность определения параметров радиолокатора, играют второстепенную роль».

Здесь $\bar{P}_c$ — средняя интенсивность радиолокационного сигнала; I — интенсивность осадков.

В [4] читаем: «...значительные расхождения между коэффициентами согласования радиолокационных и осадкомерных измерений количества осадков... нельзя объяснить различиями в спектрах дождей. Эти различия происходят, по-видимому, главным образом из-за недостатков в стабильности радиолокационной аппаратуры...»

Поэтому для повышения точности радиолокационных измерений количества осадков необходимо в первую очередь повысить стабильность радиолокационной аппаратуры...»

Видимо, каждое из этих мнений в какой-то мере отражает истину, что и будет показано в данной работе.

Ограничимся рассмотрением двух основных видов ошибок:

1) ошибки в измерении средней интенсивности радиолокационного сигнала $\bar{P}_c$ по отсчету измерения Δx ,

2) ошибки в преобразовании средней интенсивности радиолокационного сигнала в измеряемую величину — интенсивность (I) или количество (H) осадков.

Отметим, что рассмотрение проводилось лишь на том уровне строгости, какой необходим для выявления возможности повышения точности радиолокационных измерений осадков.

Ошибки измерения сигнала

Алгоритм для определения средней интенсивности отраженного сигнала $\bar{x}_c$ можно в общем случае записать в виде [5]

$$\bar{x}'_c = \bar{x}'_{cc} + \Delta x' - \delta, \quad (1)$$

где $\bar{x}'_{cc}$ — среднее значение интенсивности некоторого стандартного сигнала, дБ;

$$\begin{aligned} \Delta x' &= x'_{0c} - x'_{0cc}, \\ \delta &= \Delta'_{0c} - \Delta'_{0cc}. \end{aligned} \quad (2)$$

Здесь величины x_{0c} и x_{0cc} определяются из выражений:

$$\left. \begin{aligned} \int_{x_{0c}}^{\infty} \omega_{1c}(x) dx &= P_0 \\ \int_{x_{0cc}}^{\infty} \omega_{1cc}(x) dx &= P_0 \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

Значения Δ_{0c} и Δ_{0cc} определяются соотношениями:

$$\left. \begin{aligned} \Delta_{0c} &= \frac{x_{0c}}{x_c}, \quad \bar{x}_c = \int_0^{\infty} x \omega_{1c}(x) dx \\ \Delta_{0cc} &= \frac{x_{0cc}}{x_{cc}}, \quad \bar{x}_{cc} = \int_0^{\infty} x \omega_{1cc}(x) dx \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

где $\omega_{1c}(x)$ и $\omega_{1cc}(x)$ — плотности вероятности интенсивности измеряемого и стандартного сигналов соответственно.

Величина P_0 представляет собой критическое значение вероятности превышения сигналами некоторых пороговых уровней x_{0c} и x_{0cc} , ниже которых эти сигналы не обнаруживаются. Величина P_0 зависит от способа и аппаратуры измерения сигналов и может считаться относительно постоянной для данного способа измерения.

Нетрудно видеть, что $\Delta x'$ есть превышение измеряемого уровня сигнала x_{0c} над соответствующим уровнем стандартного сигнала x_{0cc} в децибелах.

Величина δ представляет собой ошибку измерения, вызванную разностью плотностей вероятностей интенсивностей

$$\omega_{1c}(x) \neq \omega_{1cc}(x),$$

измеряемого и стандартного сигналов, выраженную также в децибелах.

Оценим значение δ для двух типичных случаев стандартного сигнала: шумового и детерминированного.

Случай шумового стандартного сигнала. Для случая шумового стандартного сигнала, в качестве которого могут служить напряжения специального шумового генератора или собственных шумов радиоприемного устройства, имеем $x_{cc} = P_{ш}$.

а) Для эхо-сигналов от осадков обычно [10, 14] принимается

$$\omega_{1c}(x) = \omega_{1ш}(x) = \omega_{1cc}(x). \quad (5)$$

Тогда, согласно (1—4), $\delta = 0$

и, следовательно,

$$\bar{x}'_c = P'_{ш} + \Delta x'. \quad (6)$$

Из выражения (5) следует, что для измерения средней мощности эхо-сигналов от осадков, имеющих шумовую структуру, достаточно точным алгоритмом, независимым от способа измерения величины P_0 , является суммирование мощностей шумов и превышения сигнала над шумами, выраженных в децибелах. Подобный случай может иметь место при измерениях сигнала путем его сравнения с шумами как с помощью индикаторов типа А и кругового обзора, так и при полуавтоматическом измерении сигнала с помощью специальных вольтметров [5].

б) Для случая когерентных эхо-сигналов

$$\omega_{1c}(x) \neq \omega_{1ш}(x).$$

В этом случае $\delta < 0$,
так как

$$\Delta'_{0ш} > \Delta'_{0c}.$$

Оценим возможные значения δ .

Очевидно, в предельном случае, когда измеряемые сигналы могут считаться детерминированными и $\Delta'_{0c} = 0$, $\delta = \delta_{\max} = -\Delta'_{0ш}$

и

$$\bar{x}'_c = P'_{ш} + \Delta x' - \delta_{\max}. \quad (7)$$

Так как для шумового сигнала $\omega_1(x)$ подчиняется экспоненциальному закону

$$\omega_1(x) = \frac{1}{2\sigma^2} e^{-\frac{x}{2\sigma^2}}, \quad (7a)$$

и

$$P_0 = e^{-\frac{x_0}{x}},$$

то

$$\delta(P_0)_{\max} = -10 \lg \frac{x_0}{x} = -10 \lg \ln P_0^{-1}. \quad (8)$$

Эта зависимость представлена на рис. 1, где видно, что $\delta_{\max}$ растет с уменьшением P_0 и достигает при $P_0 = 10^{-3}$ величины 8,4 дБ.

Из хода кривой $\delta(P_0)_{\max}$ можно сделать также вывод о возможности более точного измерения уровня интенсивности при малых значениях P_0 с учетом необходимой поправки δ . Реализация малых значений P_0 достигается обычно с помощью пиковых вольтметров. Практически реализуемая величина P_0 составляет при этом около 10^{-2} , и необходимая практически постоянная поправка для случая детерминированного сигнала достигает 7 дБ.

Для случая шумоподобных измеряемых и стандартных сигналов при использовании пиковых вольтметров ($P_0 \approx 10^{-2}$) хотя и имеем

$$\Delta'_{0c} = \Delta'_{0cc} = \Delta'_{0\max} \approx 7 \text{ дБ},$$

однако $\delta = 0$,

и, что самое важное, обеспечивается высокая точность измерения.

Применение в этом случае способа измерения по «минимальному обнаружимому сигналу» и пиковых вольтметров, обеспечивающих высокую точность, оправдано, на что, видимо, впервые указывалось еще в [17], а также в [5].

К сожалению, дело обстоит совсем иначе, когда условие (5) не выполняется, т. е. когда структуры измеряемого и стандартного сигналов различны.

Рассмотрим более общий случай когерентных сигналов. При этом необходимая поправка также может быть рассчитана с помощью приведенных формул.

Полагаем:

$$\left. \begin{aligned} \omega_{1c}(x) &= \frac{1}{2\sigma^2} e^{-\frac{x+a^2}{2\sigma^2}} I_0\left(\frac{a\sqrt{x}}{\sigma^2}\right) \\ \omega_{1cc}(x) &= \frac{1}{2\sigma^2} e^{-\frac{x}{2\sigma^2}}, \quad x > 0 \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

На рис. 2 изображено семейство рассчитанных зависимостей поправок δ от коэффициента когерентности сигнала φ при разных значениях P_0 для случая шумового стандартного сигнала (сплошные линии).

Здесь

$$\varphi = \frac{a^2}{2\sigma^2}. \quad (10)$$

На рис. 2 видно, что указанные способы измерения при малых значениях P_0 ($P_0 \leq 0,1$) с помощью пиковых вольтметров и по «минимальному обнаружимому сигналу» на экранах различных индикаторов, хотя

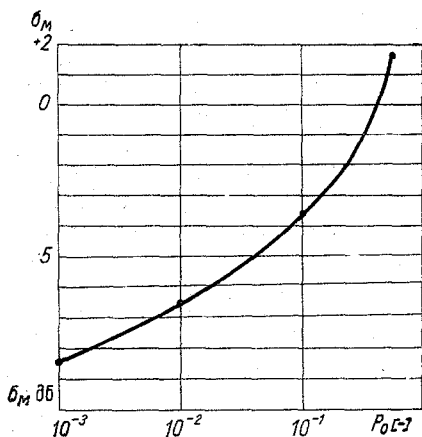


Рис. 1. Зависимость экстремальной ошибки измерения от величины P_0 .

и мало чувствительны к нестабильностям регистрирующей аппаратуры (изменениям P_0), являются весьма чувствительными к изменениям структуры φ самого измеряемого сигнала и дают наибольшие ошибки. Ошибки имеют отрицательный знак, увеличиваются с ростом φ и уменьшением величины P_0 , достигая недопустимо больших значений, порядка нескольких децибел.

При значениях P_0 , близких к «медианным» ($P_0 \approx 0,37-0,50$) измерения средних значений с помощью вольтметров, хотя и обладают несколько большей чувствительностью к аппаратным нестабильностям, зато практически мало чувствительны к изменениям структуры измеряемого сигнала. Ошибки в этом случае положительны по знаку, заметно растут (до 1,0—1,5 дБ) только при изменении φ от 0 до 2, мало изменяясь затем при дальнейшем росте φ .

Способы измерения при значениях $P_0 \approx 0,1-0,37$ обладают ошибками, промежуточными между таковыми для обеих указанных групп.

Случай детерминированного стандартного сигнала. Для случая детерминированного стандартного сигнала, в качестве которого могут служить сигналы от специальных генераторов стандартных сигналов или эхо-сигналы от устойчивой стандартной цели, имеем

$$\bar{x}_{cc} = P_{cc}.$$

а) Для случая некогерентных сигналов, когда $\omega_{1c}(x) = \omega_{1m}(x)$ и $\varphi = 0$, согласно (1—4), имеем

$$\delta = -\delta_{\max}, \quad (11)$$

где $\delta_{\max}$ определяется по рис. 1 и берется с обратным знаком.

Отсюда

$$\bar{x}'_c = P'_{cc} + \Delta x' + \delta_{\max}. \quad (12)$$

Из этого выражения следует, что для измерения средней интенсивности некогерентных эхо-сигналов от осадков в случае детерминированного стандартного сигнала достаточно точным алгоритмом является суммирование мощностей стандартного сигнала, превышения измеряемого сигнала над стандартным сигналом и экстремальной поправки (рис. 1), выраженных в децибелах.

Легко видеть, что без учета необходимой поправки $\delta_{\max}$ в этом случае будет завышение значений средних интенсивностей измеряемых сигналов при $P_0 \leq 0,37$ и занижение при $P_0 > 0,37$ (рис. 1).

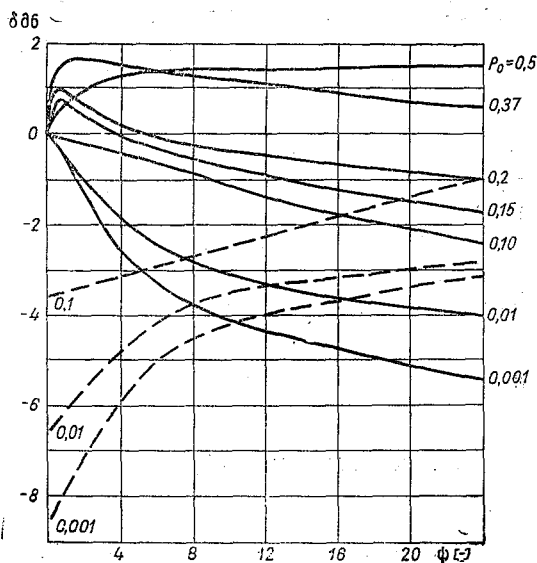


Рис. 2. Зависимости ошибок измерения от величин P_0 и φ для случая шумового стандартного сигнала.

Следует особо отметить, что все сказанное отбросится к случаю, когда процесс измерения состоит в непосредственном сравнении уровней измеряемого сигнала со стандартным, детерминированным сигналом, как, например, в [11].

Однако в радиометеорологической практике детерминированные сигналы обычно используются либо для контроля чувствительности приемного устройства (сигнал от ГСС), либо для калибровки радиолокатора в целом (эхо-сигнал от стандартной цели) по методу «минимального обнаружимого сигнала» [1, 2, 10]. В этих случаях в качестве «стандартного» сигнала, очевидно, выступают собственные шумы приемника, а сам стандартный сигнал играет роль измеряемого сигнала с известным уровнем. В этом случае знак поправки снова меняется на обратный, и в результате происходит занижение значений средних интенсивностей сигналов при $P_0 > 0,37$ и завышение при $P_0 < 0,37$ (рис. 1).

б) Для общего случая когерентных измеряемых сигналов ($\varphi > 0$) при детерминированном стандартном сигнале

$$\Delta'_{0cc} = 0$$

и

$$\delta' = \Delta'_{0c}. \quad (13)$$

Отсюда, согласно (1),

$$\bar{x}'_c = P'_{cc} + \Delta x' - \delta'. \quad (14)$$

Рассчитанные зависимости поправки δ' от коэффициента когерентности φ для различных значений величин P_0 представлены на рис. 3.

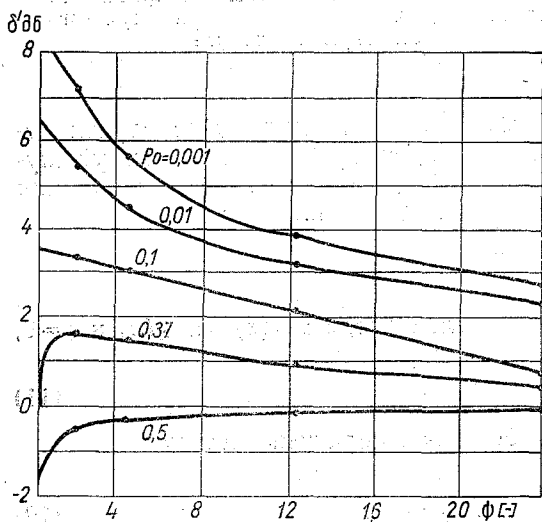


Рис. 3. Зависимости ошибок измерения от величин P_0 и φ_c для случая детерминированного стандартного сигнала.

Характерной особенностью этих зависимостей является то, что ошибки δ' положительны при $P_0 < 0,37$, имеют наибольшее значение при малых φ и P_0 , монотонно убывают с ростом φ .

При аппаратуре, реализующей значения P_0 , близкие к медианным ($P_0 \approx 0,37-0,5$), обеспечиваются как меньшие значения ошибок, так и их относительно малая зависимость от φ и P_0 .

Согласно сказанному, знак δ' следует менять на обратный, если производится не непосредственное сравнение уровней сигналов, а калибровка по способу «минимально обнаружимого сигнала».

Зависимости $\delta'(\varphi, P_0)$ в этом случае изображены пунктиром на рис. 2 для трех значений P_0 (10^{-3} ; 10^{-2} ; 10^{-1}).

Рис. 2 и 3 наглядно отражают все многообразие возможных ошибок, зависящих как от выбранного способа и аппаратуры измерения средней интенсивности сигналов, характеризующейся значением величины P_0 ,

так и от структур измеряемого и стандартного сигналов, определяемых величинами коэффициентов когерентности φ .

Из выражений для алгоритмов (1, 6, 7, 12—14), а также рис. 1, 2, 3, следует, что:

1) *наименьшие* ошибки в измерении средней интенсивности сигналов, не зависящие ни от способа и аппаратуры измерения, ни от структур сигналов, достижимы лишь в том идеальном случае, когда стандартный сигнал имеет ту же структуру, что и измеряемый, т. е. выполняется условие $\omega_{1c}(x) = \omega_{1cc}(x)$;

2) *наибольшие* ошибки, зависящие как от способа и аппаратуры измерения, так и в особенности от структур измеряемого и стандартного сигналов и достигающие в пределе 8 дБ, получаются в тех случаях, когда имеет место сильное различие между структурами измеряемого и стандартного сигналов (например, шумового и детерминированного) и используются методы и аппаратура, реализующие малые значения P_0 (пиковые вольтметры, способ измерения по «минимальному обнаруженному сигналу»);

3) *умеренные* и практически приемлемые ошибки (в пределе ~ 1 —1,5 дБ), слабо зависящие от структуры сигналов и от способов измерения и параметров аппаратуры, могут быть получены при использовании методов и аппаратуры со значениями P_0 , близкими к «медианным» для двух сильно разнящихся структур сигналов ($P_0 \approx 0,37$ —0,5).

Об ошибках преобразования сигнала

По измеренному значению средней интенсивности эхо-сигнала от осадков с помощью специальных преобразований получают величины интенсивности I и количества осадков H :

$$\left. \begin{aligned} I_{pl} &= F_2 \bar{P}_c \\ H_{pl} &= F_3 \bar{P}_c \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

Здесь F_2 и F_3 — функционалы преобразования.

Так, функционал преобразования F_2 обычно определяется соотношением

$$I_{pl} = \left(\frac{\bar{P}_c R^2}{\Pi A} \right)^{1/2}, \quad (16)$$

где R — дальность очага осадков, Π — потенциал локатора, α , A — некоторые постоянные коэффициенты эмпирического соотношения между отражаемостью и интенсивностью осадков.

Величина H_{pl} определяется из выражения [3]

$$H_{pl}(x, y, z, t, \Delta t) = \int_t^{t+\Delta t} I_{pl} dt = \int_t^{t+\Delta t} \left(\frac{\bar{P}_c R^2}{\Pi A} \right)^{1/2} dt, \quad (17)$$

Истинное среднее по площади s количество осадков, выпавших за время $t + \Delta t$, определяется [3]:

$$H_{пл}(s, t, \Delta t) = k(s, \Delta t, a_1, \dots, a_n) H_{pl}(s, t, \Delta t). \quad (18)$$

Здесь $k(s, \Delta t, a_1, \dots, a_n)$ — некоторый коэффициент согласования, зависящий от многих причин, в том числе и от объекта измерения.

Таким образом, функционалы преобразования F_2 , F_3 и коэффициент согласования k определяются самим объектом измерения и, следовательно, должны изменяться в соответствии с изменениями объекта измерения.

В этом состоит одна из основных трудностей радиолокационных измерений осадков.

Попытки обойти эту трудность путем допущения постоянства величин F_2 , F_3 и k приводят к значительным погрешностям, достигающим несколько сот процентов [1, 2, 10].

В последнее время различными исследователями предпринимались попытки решить проблему путем разбиения всего множества осадков на отдельные подмножества (классы), внутри которых величины F_2 , F_3 и k могут считаться постоянными и известными заранее.

В основу этой классификации различными исследователями кладутся различные признаки осадков и условия их существования.

В качестве таких признаков выбирались синоптические ситуации [3, 15], продолжительность и интенсивность осадков [3], типы осадков (обложные, ливневые, грозовые) [4, 12, 13] и другие.

Значимости этих признаков для классификации осадков оказались, естественно, различными, как кажется различной, на первый взгляд, и сама сущность этих признаков.

Однако автор полагает, что все эти признаки являются следствием одной и той же причины и связаны с интенсивностью конвекции в облаках.

Если это так, то должна существовать определенная тенденция в изменениях как функционалов F_2 и F_3 (коэффициентов α и A), так и коэффициентов согласования k с изменением интенсивности конвективных движений в облаках.

В отношении зависимости коэффициентов α и A от интенсивности конвекции сошлемся на работы [12—14], где исследовалась зависимость этих коэффициентов от типов дождей. Уже само разбиение дождей на три класса (обложные, ливневые и грозовые) говорит о том, что в основе классификации лежит, в сущности, интенсивность конвекции в облаках. Особенно отчетливо зависимость проступает в работе [13], где величина α для наглядности полагается постоянной ($\alpha=1,6$), а коэффициент A монотонно возрастающим с ростом интенсивности конвекции (для обложных осадков $A=200$, ливневых — 280 и грозовых — 350).

Аналогично должны меняться и коэффициенты согласования.

В подтверждение этой мысли приведем несколько примеров, используя для наглядности опубликованные материалы наиболее корректных радиолокационных измерений осадков по отдельным дождям в сравнении с данными плотной осадкомерной сети [3].

Так, в табл. 1 и 2 представлены зависимости коэффициентов согласования k , средних ($\bar{\Delta}_P$, $\bar{\Delta}_H$) и максимальных ($\Delta H_{\max}$) значений дефицитов радиолокационных сигналов, выраженных в децибелах, и рассчитанных по ним количеств осадков от синоптической ситуации и продолжительности осадков.

Исходные данные брались по рис. 17 и 18 монографии [3]. Расчеты велись по формулам:

$$\left. \begin{aligned} \bar{\Delta}_H &= \frac{10 \sum_{i=1}^n (\lg H_{\text{пл}} - \lg H_{\text{рл}})}{n} \text{ [дБ]} \\ \bar{\Delta}_P &= \alpha \cdot \bar{\Delta}_H \text{ [дБ]} \quad (\alpha \approx 1,5) \\ k &= \frac{\sum H_{\text{пл}}}{\sum H_{\text{рл}}} \text{ [—]} \end{aligned} \right\} \quad (19)$$

Налицо заметно выраженная тенденция изменения коэффициентов согласования, а также дефицитов сигналов и рассчитанных по ним количеств осадков в зависимости от интенсивности конвекции в облаках, так или иначе проявляющейся через взятые за основу классификации признаки.

Таблица 1

Параметр	Синоптическое положение			
	теплый фронт	приземный фронт	холодный фронт	внутримассовые условия
$\bar{k}$ [—]	1,04	1,06	1,13	1,5
$\bar{\Delta}_P$ [дб]	+0,23	+0,35	+0,80	+2,65
$\bar{\Delta}_H$ [дб]	+0,15	+0,23	+0,53	+1,77
	+8	+15	+16	+25
$\Delta_{H_{\max}}$ [дб]	—8	—12	—9	—8,5
n [—]	39	32	89	39

Таблица 2

Параметр	Продолжительность дождя			
	15 мин.	15—60 мин.	1—3 часа	3 часа
$\bar{k}$ [—]	6,0	1,4	0,84	0,99
$\bar{\Delta}_P$ [дб]	+11,70	+2,20	—1,17	—0,09
$\bar{\Delta}_H$ [дб]	+7,80	+1,47	—0,78	—0,06
	+15,0	+25,0	+12,5	+8,5
$\Delta_{H_{\max}}$ [дб]	0	—12,0	—16,0	—7,0
n [—]	7	57	91	51

Как следует из данных табл. 1 и 2, наибольшие значения коэффициентов согласования и дефицитов сигнала получаются при внутримассовых осадках и осадках малой продолжительности, т. е. именно для случаев наиболее сильно развитой конвекции в облаках.

В табл. 3 представлены значения коэффициента согласования $\bar{k}$, рассчитанные по данным таблиц в приложении к монографии [3], для разных полигонов в разные месяцы.

Таблица 3

Месяц	Параметр $\bar{k}$				
	Полигон				
	1	2	2—5	6	7
Июль	1,15	2,0	1,38	1,04	1,15
Сентябрь	0,84	0,89	0,82	0,92	0,91

Из данных таблицы следует, что для июля, когда интенсивность конвекции может считаться достаточно большой, значения коэффициента согласования, хотя и различные для разных полигонов, везде были больше единицы.

В сентябре же, когда интенсивность конвекции снизилась, значения коэффициента согласования по всем полигонам были близкими друг другу и везде несколько меньше единицы.

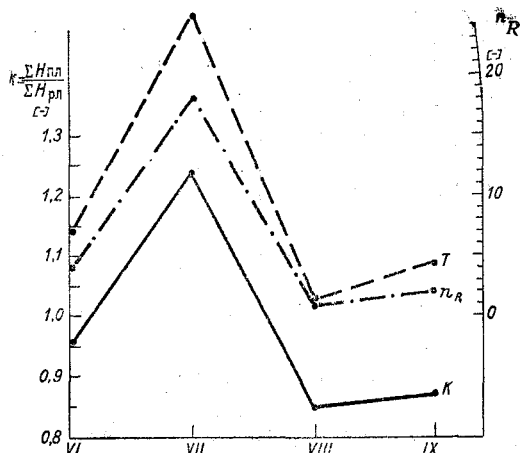


Рис. 4. Ход временной зависимости коэффициента согласования $\bar{k}$ и грозовой активности n_R . T — осреднение по месяцам.

С целью выявления связи коэффициента согласования и интенсивности конвекции было проведено интересное сопоставление временных ходов коэффициента согласования и грозовой активности в районе радиолокационных измерений.

На рис. 4 и 5 показаны результаты этого сопоставления.

На рис. 4 изображены изменения средних за месяц значений коэффициента согласования $\bar{k}$, количества гроз n_R и их продолжительности в часах T .

Коэффициент согласования здесь рассчитывался согласно формуле (19) по таб-

лицам приложения [3] путем осреднения $H_{пл}$ и $H_{рл}$ по всем полигонам. При этом исключались дожди с $H_{пл} < 1$ мм.

Величины T и n_R брались из метеорологических таблиц ТМ-1 по Валдаю за 1965 г.

Более детальный ход временной зависимости $\bar{k}$ и n_R представлен на рис. 5, где применено подекадное осреднение указанных величин.

Значения $\bar{k}$ рассчитывались при этом усреднением по всем полиго-

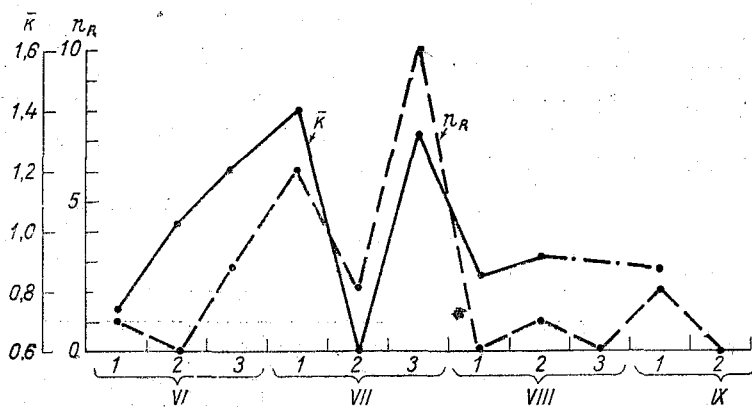


Рис. 5. Ход временной зависимости коэффициента согласования $\bar{k}$ и грозовой активности n_R — осреднение по декадам.

нам по данным табл. 12 работы [3], а величина n_K определялась из тех же метеорологических таблиц ТМ-1.

Рис. 4 и 5 наглядно иллюстрируют наличие связи коэффициента согласования с интенсивностью грозовой деятельности, т. е. с интенсивностью конвекции.

Отсюда можно сделать вывод о том, что именно интенсивность конвективных токов в облаках должна была бы приниматься в качестве основного признака для классификации осадков и, следовательно, определения оптимальных функционалов преобразования.

Упомянутые признаки, однако, не могут быть использованы в оперативной практике, т. е. для решения задач автоматизации процесса измерения осадков. Даже обнаруженная связь коэффициента согласования с уровнем грозовой активности вряд ли может быть использована для этой цели, так как проявляется лишь статистически и не дает ответа на вопрос о том, к какому классу осадков следует отнести конкретный очаг радио-эха, или даже отдельную выборку из его объема.

На этот вопрос, как показали последние исследования, позволяет ответить оперативный статистический анализ эхо-сигналов от очагов осадков.

О некоторых результатах статистических исследований эхо-сигналов от различных видов осадков

Методика оперативного статистического анализа эхо-сигналов от осадков, а также некоторые результаты исследований, выполненных с помощью специальной аппаратуры на радиолокаторе метеорологического назначения ($\lambda = 3,2$ см), описаны в работах [5—9]. Здесь будет изложена суть этого метода и приведены некоторые результаты, которые могут оказаться полезными для повышения точности радиолокационных измерений осадков.

Сложность и разнообразие структур эхо-сигналов от различных видов осадков могут быть обнаружены с помощью амплитудного индикатора типа А. На рис. 6 представлены фотографии экрана индикатора типа А для наиболее типичных структур эхо-сигналов для трех классов осадков: обложного (а), ливневого (б) и грозового (в).

По рис. 6 а можно сделать заключение о том, что эхо-сигналы от обложных осадков обладают, как правило, шумовой структурой некогерентных сигналов.

Эхо-сигналы от ливневых осадков в теплое время года, когда сильны восходящие и нисходящие конвективные токи, имеют уже заметную когерентную составляющую, отличающую структуру этих сигналов от чисто шумовой структуры (рис. 6 б).

Эхо-сигналы от грозовых осадков (рис. 6 в) отличаются еще большей сложностью и состоят как из участков со структурой, близкой к шумовой, так и сравнительно небольших участков сигнала, имеющих резко выраженную когерентную структуру.

Более детальные исследования с помощью специально разработанной аппаратуры для оперативного статистического анализа эхо-сигналов от осадков [6—8] позволили оперативно (в темпе поступления данных) получать из любых объемов очагов осадков такие количественные характеристики эхо-сигналов, как интервалы их временных корреляционных функций, значения коэффициентов когерентности, средней интенсивности, а также вскрыть связь этих статистических характеристик сигнала со скоростями конвективных и турбулентных движений в облаках [7—9].

При достаточно большом времени осреднения сигнала наиболее важную роль, с точки зрения точности измерения, играет одномерная функция распределения интенсивности сигнала.

В результате исследований установлено, что в большинстве случаев выборки эхо-сигналов от осадков являются некогерентными.

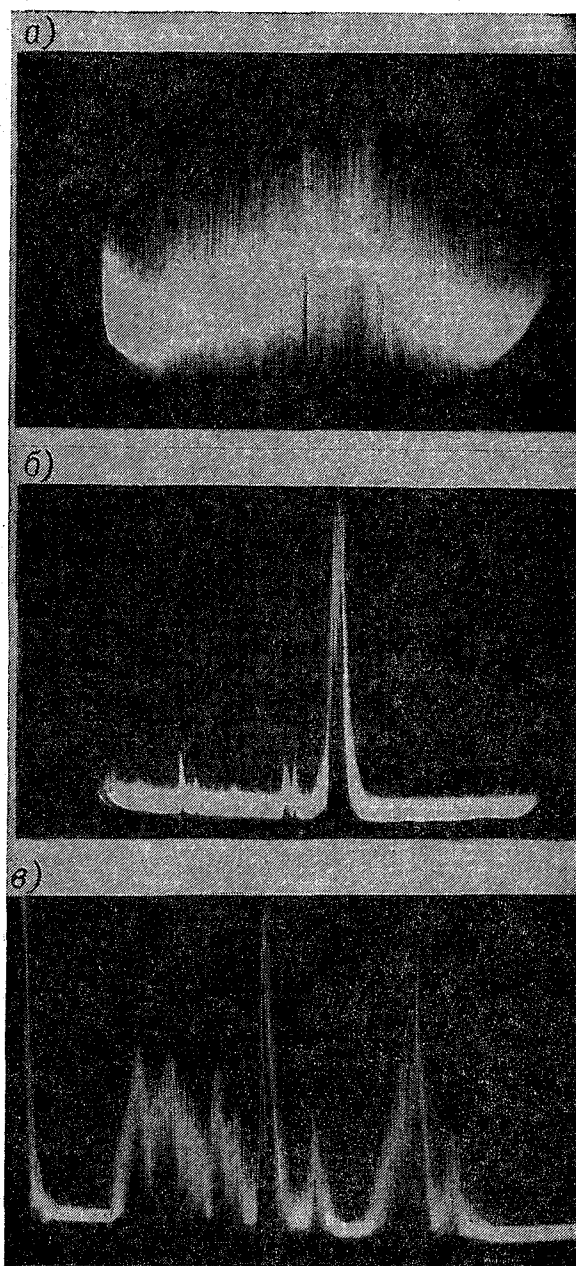


Рис. 6. Фотографии экрана индикатора типа А с тремя типичными структурами эхо-сигналов обложного (а), ливневого (б) и грозового (в) дождей.

а одномерная функция распределения их интенсивности подчиняется обычному экспоненциальному закону (7а).

К этому виду некогерентных сигналов относятся эхо-сигналы от ливней в холодное время года и деградирующих ливней, от снега, обложных осадков, слабого морозящего дождя и других атмосферных образований, где слабы или отсутствуют конвективные потоки.

Однако эти же исследования показали, что в дни с развитой термической конвекцией часты случаи, когда когерентная компонента отраженной интенсивности сигналов от облаков кучевых форм бывает значительной.

Отклонение от экспоненциального закона распределения (т. е. значение коэффициента когерентности ϕ) растет с интенсивностью упорядоченной конвекции в облаках. Наибольшие значения коэффициента когерентности получены для грозных дождей и града.

На основании специального исследования [9], вскрывшего наличие прямой корреляционной связи между величиной максимального отклонения от экспоненциального закона распределения интенсивностей сигналов и величинами скоростей восходящих токов в облаках, прогнозируемых по методу слоя на период максимального развития конвекции, можно, согласно полученным данным, ориентировочно оценить зависимость коэффициента когерентности ϕ эхо-сигналов от значений эффективных скоростей восходящих токов $u_{z\phi}$ с помощью графика, представленного на рис. 7.

Здесь же указаны типичные виды осадков, для которых были отмечены соответствующие максимальные значения коэффициента когерентности.

Подчеркнем, что существенны не столь сами полученные значения коэффициента когерентности (они могут быть несколько отличными при использовании другого локатора и измерительной аппаратуры), сколько сам факт изменения такого параметра сигнала, как коэффициент когерентности, с изменением интенсивности упорядоченной конвекции в облаках.

Следовательно, интенсивность упорядоченной конвекции в заданном объеме осадков может быть оценена с помощью такого параметра эхо-сигнала из того же объема осадков, как коэффициент когерентности.

Нетрудно видеть, что полученные результаты могут иметь значение для повышения точности радиолокационных измерений осадков.

О возможности повышения точности радиолокационных измерений осадков

Таким образом, основная сложность задачи радиолокационных измерений осадков связана со сложностью и изменчивостью структур самих осадков, вызванных разной интенсивностью и изменчивостью конвекции

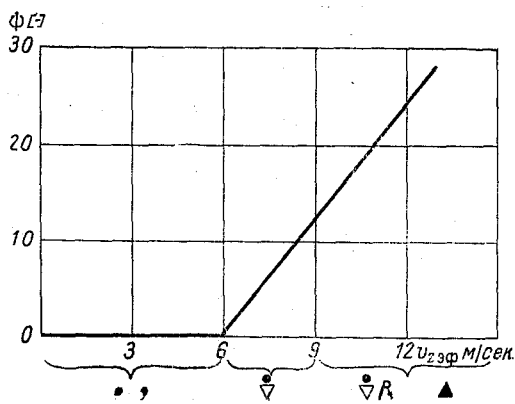


Рис. 7. Связь коэффициента когерентности ϕ эхо-сигналов с эффективными скоростями восходящих токов в облаках $u_{z\phi}$.

в облаках, что находит свое отражение в сложности и изменчивости структур отраженных сигналов и может приводить (см. раздел об ошибках измерения сигнала) как к ошибкам в измерении средних значений интенсивностей эхо-сигналов, так и к неправильному выбору алгоритма преобразования средней интенсивности сигналов в интенсивность или количество осадков (см. раздел об ошибках преобразования сигнала).

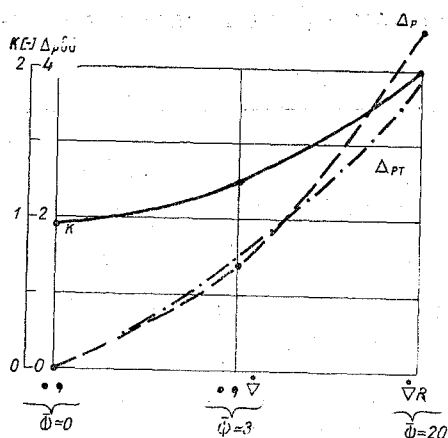


Рис. 8. Зависимость дефицита радиолокационного сигнала ΔP и коэффициента согласования k от типа осадков.

Эту мысль подтверждает график, представленный на рис. 8 и построенный по результатам измерений.

На рисунке представлены зависимости дефицита радиолокационного сигнала ΔP и коэффициента согласования k , рассчитанных с помощью выражений (19) по данным таблиц приложения к работе [3] для дней с тремя характерными классами дождей:

1) обложных и моросящих (2, 5/VI 1965, 6/VII 1965);

2) смешанных — обложные, моросящие, ливневые (4, 13/VI; 14/VIII, 2/IX 1965);

3) ливневых с сильной грозой, когда наблюдалось не менее двух гроз за день (4, 5, 25/VII 1965).

Дни с характерными классами дождей выбирались по метеорологическим таблицам ТМ-1.

На оси абсцисс указаны средние значения максимальных коэффициентов когерентности, которые могут иметь эхо-сигналы при указанных видах осадков.

На этом же рисунке для подтверждения высказываемой мысли приведена рассчитанная по указанным средним значениям коэффициента когерентности и с помощью рис. 2 (при $P_0 \approx 10^{-2}$) теоретическая кривая необходимой поправки ($\Delta P_T = -\delta$).

Как видно на рис. 8, совпадение экспериментальной ΔP и расчетной ΔP_T кривых весьма хорошее.

Это дает основание считать, что развитые здесь представления о сущности и причинах ошибок радиолокационных измерений близки к истине.

В этой связи рассмотрим некоторые реальные возможности повышения точности радиолокационных измерений осадков по их отражаемости:

а) Повышение точности путем корректного измерения средней интенсивности эхо-сигналов. В радиометеорологической практике, как правило, используются методы измерения средней интенсивности эхо-сигналов, реализующие малые значения P_0 (метод измерения по «минимальному обнаружимому сигналу», пиковые вольтметры и др.), при которых, согласно изложенному, получаются наибольшие погрешности в тех случаях, когда структуры эхо-сигналов, описываемые одномерными функциями распределения их интенсивностей, изменяются в широких пределах.

Ввиду того что изменение структур эхо-сигналов действительно существует (см. раздел о некоторых результатах статистических исследований эхо-сигналов от различных видов осадков), применение указанных методов без специальной коррекции на структуру сигнала нецелесооб-

разно. В этой связи упомянем последние работы [18] и [20], где со ссылкой на [17] дается ошибочная рекомендация использовать для повышения точности именно пиковые вольтметры. Пиковые вольтметры, как это указывалось еще в [5] и как показано в разделе данной работы об ошибках измерения сигнала, действительно обеспечивают большую точность в силу своей аппаратурной стабильности (т. е. относительно малой зависимости от величины P_0), но при непременном выполнении условия постоянства структуры измеряемых сигналов.

Для измерения средней интенсивности эхо-сигналов от различных видов осадков целесообразно использовать вольтметры средних значений ($P_0 \approx 0,37-0,5$). В этом случае ошибки измерения за счет изменчивости структур эхо-сигналов, как это показано в разделе данной работы об ошибках измерения сигнала, не будут превышать 1—1,5 дБ, в то время как для пиковых вольтметров эти ошибки составляют 5—7 дБ. Таким образом, находит объяснение дефицит радиолокационного сигнала, отмечаемый большинством исследователей и послуживший даже основанием [2, 16] для введения известного поправочного коэффициента, который, однако, будучи постоянным, не мог исправить положения.

б) Повышение точности путем нахождения оптимального алгоритма преобразования. Как можно заключить на основании изложенного в разделах данной работы об ошибках преобразования сигнала и о некоторых результатах статистических исследований эхо-сигналов от различных видов осадков, в качестве признака, пригодного для классификации осадков при их измерениях, может быть взят параметр самого эхо-сигнала — коэффициент его когерентности φ .

Таким образом, при необходимости нахождения оптимального функционала преобразования, должны быть определены зависимости $F_2(\varphi)$, $F_3(\varphi)$ и $k(\varphi)$.

Зависимости $F_2(\varphi)$, $F_3(\varphi)$ и $k(\varphi)$ могут быть определены опытным путем, а также рассчитаны с помощью уже имеющихся данных классификации осадков по другим признакам с использованием найденных значений величин φ для соответствующих видов осадков.

В частности, исходя из того что получается довольно хорошее совпадение рассчитанных Δ_{PT} и практических Δ_P значений дефицита радиолокационного сигнала (рис. 8), можно ориентировочно оценивать дефицит радиолокационного сигнала соотношением

$$\Delta_P \approx -\delta \text{ [дБ]}, \quad (20)$$

где δ определяется с помощью рис. 2 или 3 в зависимости от выбранного способа измерения, параметров аппаратуры и значения коэффициента когерентности сигнала φ .

Отсюда получаем приближенное выражение для коэффициента согласования

$$k \approx 10^{-0,1\delta}, \quad (21)$$

где δ выражается в децибелах.

Нетрудно видеть, что это метод своеобразной «самотарировки» радиолокатора, аналогичный описанному в [3], однако обладающий тем преимуществом, что он применим к простейшему одноволновому радиолокатору, не требует значительного усложнения радиолокационной аппаратуры и пригоден для измерения осадков по отражаемости, т. е. обеспечивает, в отличие от других методов, измерение осадков на больших площадях.

Выводы

1. Дан анализ причин и основных характерных особенностей ошибок радиолокационных измерений осадков по их отражаемости, отмечаемых многими исследователями, в частности, зависимости этих ошибок от вида осадков.

2. Показано, что ошибки в измерении средней интенсивности сигнала зависят от коэффициентов когерентности как измеряемого, так и стандартного сигналов, параметров аппаратуры и метода измерения. Рассчитаны возможные ошибки для разных значений этих величин. Выяснено, что наибольшие ошибки (до 7—8 дБ) получаются при наиболее распространенных методах (метод «минимального обнаружимого сигнала») и аппаратуре (пиковые вольтметры). С целью уменьшения погрешности измерения средней интенсивности сигналов до 1,0—1,5 дБ рекомендовано использование вольтметров средних значений.

3. Несколько парадоксальным результатом явилось обнаружение значительных ошибок в измерении сигнала (т. е. чисто технических ошибок), зависящих от физического состояния объекта измерения (конвекции в облаках), что объясняется зависимостью коэффициента когерентности эхо-сигналов от интенсивности конвекции.

Процесс радиолокационных измерений осадков по их отражаемости может быть сравнительно легко автоматизирован.

4. Ввиду того что точное измерение средней интенсивности эхо-сигналов имеет значение не только для измерения осадков, но и для измерения радиолокационной отражаемости Z , а также водности M облаков и осадков, рассмотренные вопросы могут оказаться полезными для повышения точности и этих радиолокационных измерений, осуществляемых с помощью простого одноволнового метеорологического радиолокатора и на больших площадях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас Д. Успехи радарной метеорологии. Гидрометеиздат, Л., 1967.
2. Баттан Л. Д. Радиолокационная метеорология. Гидрометеиздат, Л., 1962.
3. Боровиков А. М., Костарев В. В., Мазин И. П., Смирнов В. И., Черников А. А. Радиолокационные измерения осадков. Гидрометеиздат, Л., 1967.
4. Заболоцкая Т. Н., Мучник В. М. О связи между радиолокационной отражаемостью и интенсивностью дождя. Тр. УкрНИГМИ, вып. 67, 1967.
5. Жупахин К. С. О двух методах и точности измерений мощности радиоэхо, основанных на сравнении с шумами радиоприемного устройства. Тр. ГГО, вып. 159, 1964.
6. Жупахин К. С., Жупахин В. С. Простое устройство для статистического анализа квазистационарных эхо-сигналов. Тр. ГГО, вып. 186, 1966.
7. Жупахин К. С. О статистических характеристиках радиолокационных сигналов и их связи с конвективными движениями в облаках. Доклад на Втором Всесоюзном научном Совещании по динамике облаков, туманов и осадков, Ленинград, 1967 г.
8. Жунахин К. С. Об оперативном статистическом анализе эхо-сигналов от облаков, ливней и гроз. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
9. Жунахин К. С., Ленишин В. Т. О корреляционной связи статистических параметров эхо-сигналов от кучево-дождевых облаков со скоростями восходящих потоков в них. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
10. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Гидрометеиздат, Л., 1966.
11. Bigler S. G. and Brooks M. W. Standardization of performance of WSR — 57 radars, Proc. 10th Weather Radar Conf. Boston, Amer. Meteor. Soc., 330—334, 1963.
12. Fujiwara M. Z — Regulation in various storms, Proc. 11th Weather Radar Conf. Boulder, Col. p. 154, 1964.
13. Harold T. W. Estimation of rainfall using radar — a critical review, Sci. Pap. Met. off. № 21, 1965.

14. Hooper I. E. and Kippax A. A. Radar echoes from meteorological precipitation, Proc. Inst. Elect. Engineers, XC, VII, 1950.
15. Johnson R. M. The effects of stability of drop-size distribution. Proc. 9th Weather Radar Conf., Kansas City, Miss. p. 286, 1961.
16. Marshall I. S. and Palmer W. Mck. The distribution of raindrops with size, Jour. Meteorol. v. 165÷66, 1948.
17. Marshall I. S. and Hitschfeld W. Interpretation of the fluctuating echo from randomly distributed scatterers. Part I, Canadian J. Physics. 31, pp. 962—994, 1953.
18. Rogers M., Lhermitte and Kessler E. Estimation of the average intensity of precipitation targets, Proc. 12 th Weather Radar Conf., pp. 23—27, 1966.
19. Ryde I. W. Attenuation of centimetre radio waves and the echo intensities resulting from atmospheric phenomena, Inst. Elec. Engrs. London, I. Pt. 3A, 93 (1), 1946.
20. Smith P. L., Jr. Interpretation of the fluctuating echo from randomly distributed scatterers: Part III, Proc. 12th Weather Radar Conf., pp. 1—6, 1966.

Е. П. БУДИЛОВА, В. Т. ЛЕНШИН

О ПРОГНОЗЕ УСЛОВИЙ ПАРЕНИЯ ПЛАНЕРОВ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Предсказание общих условий погоды, благоприятных для развития термической конвекции, часто оказывается недостаточным при организации и проведении планерных полетов не только в районах со сложной орографией, но также и над равнинной местностью. Это предполагает необходимость разработки методики составления специализированных прогнозов для планеристов, тем более, что метеорологическая подготовка планерных полетов должна проводиться с особой тщательностью.

Составление прогнозов «планерной» погоды, которые (наряду с прогнозами общего пользования) передаются по радио, производится, например, в планерном центре Польши Лешно. Значительный вклад в разработку таких прогнозов внесли В. Парчевский, В. Хазе и другие известные метеорологи-планеристы. Хотя эти прогнозы являются по существу фоновыми прогнозами условий парения планеров над заданными территориями, их значение для спортсменов-планеристов трудно переоценить.

Дальнейшим развитием специализированного фонового прогноза условий парения планеров являются, очевидно, расчетные методы прогноза, один из вариантов которых излагается в настоящей статье.

Рассматриваемая схема прогноза условий парения планеров базируется на теоретических и экспериментальных исследованиях атмосферной конвекции, выполненных в 1964—1967 гг. в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. В результате анализа мезомасштабных движений выявлены корреляционные связи между скоростями восходящих потоков в конвективных облаках, рассчитываемыми по методу слоя, и фактическими максимальными скоростями потоков в термиках подоблачного слоя. Полученные связи включают прогностические признаки, которые положены в основу излагаемого способа прогноза условий парения планеров в пограничном слое атмосферы над равнинной местностью.

Экспериментальное изучение термиков на базе Центрального спортивно-планерного клуба ДОСААФ проводилось с помощью выделенных ЦК ДОСААФ и специально оборудованных аэрологическими приборами легкого самолета ЯК-12 и планеров «Бланик» и «А-15». Исследованию были подвергнуты термики, используемые планеристами для набора высоты. При этом основное внимание уделялось изучению наиболее характерных параметров индивидуальных термиков и конкретных синоптико-аэрологических условий, в которых такие термики наблюдались.

Термики представляют из себя более или менее длительные восходящие потоки воздуха над нагретыми участками подстилающей поверхности. Они формируются в приземном слое и нередко достаточно хорошо выражены уже на высоте 0,1—0,3 км от поверхности Земли [6, 7]. Как показали исследования термиков, маркированных планерами, их протяженность по горизонтали обычно составляет от 0,5 до 3,0 км, иногда достигая 4,0 км; преобладающий размер термиков (до 80%) составляет от 0,5 до 1,5 км [4]. Скорости восходящих потоков в термиках подоблачного слоя могут при благоприятных сочетаниях синоптико-аэрологических условий достигать 6,0, а иногда 8—10 м/сек. Наибольшая повторяемость вертикальных скоростей приходится на диапазон 2—3 м/сек. [4, 5, 9]. Максимальные значения скоростей восходящих потоков в термиках отмечаются, как правило, на уровнях выше 0,6 км над поверхностью Земли.

Развитие термиков обычно начинается около 10 часов среднесолнечного времени, а максимум их интенсивности приходится на период 11—15 часов [4, 7].

Формирование кучевой облачности, особенно на ранней стадии ее существования, тесно связано с развитием термиков в подоблачном слое, что предполагает длительный приток тепла и влаги к основанию облаков. Термик как бы питает появившееся кучевое облако в начальный период его возникновения. Однако для дальнейшего развития конвективного облака по вертикали решающее значение имеет температурная стратификация атмосферы, влажность воздуха и характер распределения ветра по высоте в слоях над конвективным уровнем конденсации. Если эти условия неблагоприятны для развития облака, подъем термиков из нижних слоев пограничного слоя воздуха приводит к появлению лишь небольших кучевых облаков, начинающих затем быстро разрушаться до полного исчезновения. В результате такого процесса в течение всего дневного времени может наблюдаться малооблачная погода.

Полеты планеров иногда возможны и при отсутствии облаков, но в период наших исследований такие условия встречались весьма редко. Поэтому полученные авторами характеристики термиков, о которых идет речь в данной статье, относятся в основном к условиям конвекции, сопровождаемым наличием конвективных облаков.

Параметры термиков и прогностические показатели условий парения планеров

Одну группу достаточно важных параметров термиков составляют их геометрические размеры и концентрация на единицу площади.

Известно, например, что узкие термики неблагоприятны для набора высоты планером в спирали, поэтому планеристы используют в своих полетах преимущественно крупные термики, размеры которых по горизонтали составляют от нескольких сот метров до нескольких километров. Концентрация же термиков может оказывать существенное влияние на длину перехода планеров от спирали к спирали и, следовательно, на условия полета планеров по маршруту.

Несмотря на важность отмеченных параметров структуры термиков, в настоящее время еще не создано реальных предпосылок их прогноза, поэтому в дальнейшем изложении они не рассматриваются.

Другую важнейшую группу параметров термиков составляют так называемые термодинамические параметры, которые могут быть представлены в их обобщенной форме динамическими характеристиками,

например, средней скоростью восходящих потоков в спирали (от начала до конца подъема планера в термике). Значения восходящих потоков в термиках определяют условия парения планеров в подоблачных слоях, где такие потоки встречаются. Эти характеристики содержат прогностические признаки и для условий равнинного рельефа могут быть вычислены по исходным данным физического состояния тропосферы. Такие вычисленные характеристики сопоставляются затем с соответствующими экспериментальными значениями скоростей восходящих движений в подоблачном слое в период максимального развития конвекции, а также непосредственно с условиями парения планеров за каждый день полетов.

Определение слоя наивыгоднейших условий парения планеров

На основании анализа барограмм тренировочных полетов планеров можно установить распределение по высоте средних $\bar{w}$ и максимальных $w_{\max}$ значений восходящих потоков за каждый конкретный день полетов. С возрастанием высоты над поверхностью Земли увеличивается вероятность появления больших значений средних скоростей $\bar{w}$. Обра-

щает на себя внимание отчетливая симметричность распределения повторяемости $P\%$ градаций скоростей восходящих потоков по высоте в подоблачном слое [7], откуда следует, что большие градации скоростей $\bar{w}$ при благоприятных условиях могут наблюдаться, уменьшая свою повторяемость, на всех уровнях, отличных от плоскости симметрии, в том числе и в самом нижнем 300-метровом слое.

Отсутствие данных о повторяемости больших градаций скоростей восходящих потоков в термиках, по данным планерных полетов в слое ниже 500 м, следует объяснить исключительно малым временем пребывания планеров в этом слое, так как парение планеров на высотах менее 300 м обычно запрещено, начиная же с высот 500—600 м планеристы значительное время уделяют подбору площадок, пригодных для возможной посадки.

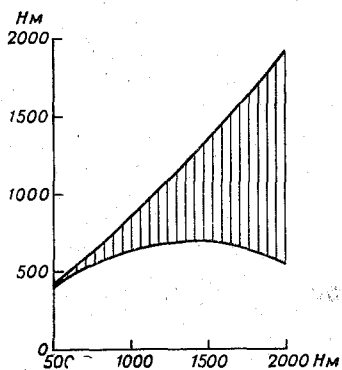


Рис. 1. Связь высот оснований конвективных облаков (по горизонтали) со слоями наивыгоднейших условий парения планеров под облаками (по вертикали).

Таким образом, формирование термиков со значительными скоростями восходящих

потоков может происходить уже на сравнительно небольших высотах, начиная с приземного слоя, и обусловлено теми контрастами температур, которые имеются в слоях воздуха, непосредственно примыкающих к поверхности Земли.

Однако максимальные вертикальные скорости восходящих потоков отмечаются, как правило, в верхней половине пограничного слоя (начиная с высот около 600 м), являющемся слоем наивыгоднейших условий парения планеров.

На рис. 1 представлена связь высот оснований конвективных облаков со слоями наивыгоднейших условий парения планеров в подоблачном слое. Здесь по оси абсцисс отложены высоты оснований конвективных облаков, а по оси ординат — высоты нижнего и верхнего уровней слоя

наивыгоднейших условий парения. Указанный слой на графике заштрихован.

Интересно, что при высотах оснований конвективных облаков, не превосходящих 500 м, этот слой практически отсутствует, а при высоте облаков 1200 м вертикальная мощность слоя с наивыгоднейшими условиями парения достигает 400 м. Особенно резкое увеличение вертикальной мощности слоя наивыгоднейших условий парения планеров отмечается в случаях, когда высоты оснований конвективных облаков нижнего яруса превосходят 1400 м. В верхней части подоблачного слоя (на расстоянии 100—200 м от основания облаков) скорости восходящих потоков, как правило, уменьшаются, в результате чего слой, расположенный непосредственно под основанием конвективных облаков, не является наивыгоднейшим для парения планеров.

Следует обратить внимание на то, что обычно высоты оснований конвективных облаков (не перешедших в стадию кучево-дождевых) от начала их появления к середине дня приподнимаются, в соответствии с этим увеличивается и вертикальная мощность слоя наивыгоднейших условий парения планеров.

Таким образом, в период проведения спортивно-планерных соревнований весьма важно знать фактическую высоту оснований конвективных облаков в районе перед началом полетов планеров, а также возможную эволюцию высот их оснований к периоду наибольшего развития атмосферной конвекции.

Расчет вероятной вертикальной мощности конвективных облаков по методу слоя

Теория метода слоя и практические приемы расчета геометрических и динамических характеристик конвективных облаков по данным радиозондирования достаточно полно изложены в монографии Н. С. Шишкина [10], поэтому здесь отметим лишь основное содержание этапов таких расчетов.

Прежде всего данные радиозондирования за 3 часа наносятся на бланк аэрологической диаграммы, а по исходным значениям точек росы и прогнозируемой на день максимальной температуры воздуха определяется конвективный уровень конденсации [3] и температура T_0 на этом уровне в градусах абсолютной шкалы. Затем производится выделение слоев (выше конвективного уровня конденсации) с постоянными вертикальными градиентами температуры и проводятся влажные адиабаты от нижней до верхней границы каждого слоя, где отсчитываются положительные (или отрицательные) значения $T_v - T$; здесь T — фактическое значение температуры на верхней границе слоя, T_v — температура воздуха, поднявшегося от нижней до верхней границы выделенного слоя по влажной адиабате.

Используя упрощенную формулу, лежащую в основе наших расчетов [1, 3],

$$\Delta(v^2) = \frac{g \Delta H}{3 T_0} \sum_{k=1}^n (T_v - T)_k \quad (1)$$

и производя вычисления от слоя к слою, начиная от конвективного уровня конденсации, можно найти максимально возможную расчетную вертикальную мощность конвективного облака ΔH и некоторые динамические характеристики внутриоблачной конвекции.

В формуле (1) v — скорость восходящих потоков в облаке, м/сек.; g — ускорение силы тяжести, м/сек.²; $\Delta H = \sum_{k=1}^n \Delta H_k$ — общая толщина атмосферных слоев, пронизываемых конвективными облаками (вертикальная мощность облака в метрах); k — номер слоя. Предполагается при этом, что вертикальные потоки на уровне основания конвективных облаков отсутствуют. Это означает, что восходящие потоки, обусловленные термическими, достигающими облачного слоя, быстро «забываются» облаком и не оказывают существенного влияния на процесс подъема облачной массы.

Развитие облаков прекращается на уровне, определяемом из условия

$$\sum_{k=1}^n (T_v - T)_k = 0. \quad (2)$$

Условие (2), следовательно, соответствует верхней границе, до которой возможно развитие конвективных облаков в данных метеорологических условиях.

Таблица 1

Схема расчета вертикальной мощности конвективных облаков по методу слоя

	P мб	T град.	H м	$T_v - T$, град.	$\Sigma (T_v - T)$, град.	ΔH_k м	$\Sigma (\Delta H)_k$ м
НГ	800	8,5	2000	—	—	—	—
	700	1,2	3080	2,1	2,1	1080	1080
	586	—8,2	4480	1,3	3,4	1400	2480
	500	—15,5	5700	—1,2	2,2	1220	3700
	437	—22,2	6700	—1,0	1,2	1000	4700
	400	—27,2	7350	—0,8	0,4	650	5350
ВГ	380	—29,8	7750	—0,4	0,0	400	<u>5750</u>

В табл. 1 приводится пример вычисления максимально возможной вертикальной мощности конвективного облака (это значение обведено рамкой) по удобной для расчета схеме, где используются данные радиозондирования (за 3 часа) по пункту Рязань за 12 июня 1967 г. и прогноз максимальной температуры воздуха на день.

Формирование облака происходит в слое, где $\sum_{k=1}^n (T_v - T) > 0$, который является облакообразующим. Нижняя часть облакообразующего слоя (от основания облака до высоты, где $\sum_{k=1}^n (T_v - T)_k$ достигает своего максимального значения) является слоем активной конвекции. Избыток энергии влажнестойчивости активного слоя облачной конвекции реализуется в более высоких слоях с отрицательным запасом конвективной энергии (облачный слой проникающей конвекции), где восходящие движения испытывают торможение, в результате чего вертикальная скорость уменьшается до уровня верхней границы облакообразующего слоя, где она становится равной нулю [1].

Расчет динамических характеристик внутриоблачной конвекции и их увязка с параметрами подоблачной конвекции

Воспользуемся уравнением высоты конвективного слоя [8]

$$H_{\text{конв}} = \frac{100 \Delta t}{\gamma_c - \gamma^*} \quad (3)$$

и уравнением высоты конвективного уровня конденсации

$$H_{\text{нг}} = \frac{100}{\gamma} (t_0 - \tau_0), \quad (4)$$

где Δt — перегрев (разница температур поднимающегося объема воздуха и окружающего воздуха), γ_c — сухоадиабатический градиент температуры, γ^* — средний вертикальный градиент температуры в конвективном слое, γ — средний подоблачный вертикальный градиент температуры, $(t_0 - \tau_0)$ — дефицит точки росы у поверхности Земли.

В период появления первых кучевых облаков, когда их вертикальная мощность мала, $H_{\text{конв}} = H_{\text{нг}}$, в этом случае $\gamma^* = \gamma$.

В общем же случае $H_{\text{конв}} = H_{\text{нг}} + \Delta H$, где ΔH — вертикальная мощность конвективных облаков.

В период максимального развития конвекции значение ΔH представляет из себя вертикальную мощность наиболее развитых конвективных облаков, которая может быть вычислена по методу слоя (табл. 1), $\Delta H = H_{\text{конв}} - H_{\text{нг}}$.

Решая уравнения (3) и (4) относительно ΔH , имеем

$$\Delta H = \frac{100 \Delta t}{\gamma_c - \gamma^*} - \frac{100}{\gamma} (t_0 - \tau_0). \quad (5)$$

На период максимального развития конвекции можно принять для подоблачного слоя $\gamma_c = \gamma$, тогда

$$\Delta H = \frac{100 \Delta t}{\gamma_c - \gamma^*} - \frac{100(t_0 - \tau_0)}{\gamma_c}, \quad (6)$$

где под $(t_0 - \tau_0)$ следует понимать дефицит точки росы и период максимального развития конвекции.

Обозначая $\gamma_c - \gamma^*$ через $\Delta \gamma^*$, имеем

$$\frac{\Delta H}{100} = \frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*} - \frac{t_0 - \tau_0}{\gamma_c}. \quad (7)$$

В (7) неизвестным является лишь отношение $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$, которое может быть вычислено по исходным значениям ΔH и $(t_0 - \tau_0)$ с помощью номограммы (рис. 2). Откладывая по оси ординат этой номограммы значения ΔH , вычисленные по методу слоя, а по оси абсцисс — дефицит точки росы $(t_0 - \tau_0)$ на период максимального развития конвекции, снимают значения $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$, представленные на номограмме наклонными прямыми линиями. Отношение $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$ является достаточно важным параметром,

увязывающим внутриоблачную и подоблачную конвекцию.

Отметим, что в качестве показателя интенсивности внутриоблачной конвекции может быть принята эффективная скорость восходящих пото-

ков в облаках $v_{эфф}$, непосредственно вычисляемая по методу «слоя» с учетом вертикальной структуры ветра и характера особенностей ожидаемого синоптического положения [3]. Такие расчетные значения $v_{эфф}$ сопоставляются затем с фактическими значениями максимальных скоростей восходящих потоков в термиках подоблачного слоя за каждый день полетов планеров.

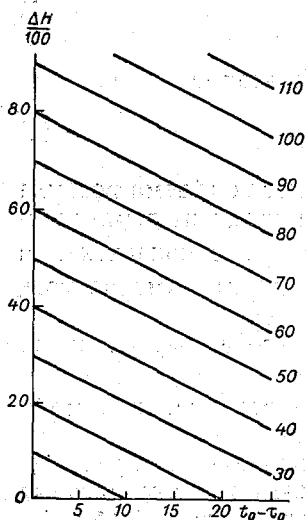


Рис. 2. Номограмма для определения параметра.

$$\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$$

векции $v_{эфф}$ (рис. 3).

Обнаруженная взаимосвязь между величинами, связанными с качественно различными характеристиками процесса внутриоблачной и подоблачной конвекции, оказывается достаточно тесной (для близких по физическим свойствам воздушных масс) и потому может быть принята в качестве прогностического признака. При этом возникает дополнительная возможность выяснения закономерностей явления атмосферной конвекции. Однако при таком сопоставлении $v_{эфф}$ и w_{max} не вскрывается истинная природа этой связи, которая рассматривается просто как эмпирический факт. Кроме того, расчеты $v_{эфф}$ оказываются довольно сложными, что ограничивает их использование в оперативной работе.

Для того чтобы существенно упростить нахождение $v_{эфф}$ (без знания которой рассматриваемая схема прогноза условий парения планеров оказывается незамкнутой), следует использовать корреляцию параметра $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$ с показателем интенсивности атмосферной кон-

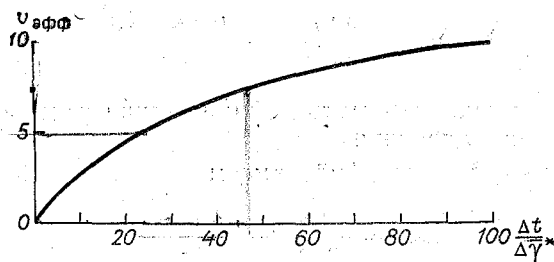


Рис. 3. График для определения $v_{эфф}$.

Схема прогноза условий парения планеров в пограничном слое атмосферы и некоторые рекомендации

Если теперь нанести фактические значения w_{max} (по данным планерных полетов) в поле $v_{эфф}$ (ось ординат) и эквивалентно-потенциальной температуры $\theta_{эп}$ (ось абсцисс) получим основной прогностический график (рис. 4), который показывает, что условия, удовлетворяющие полетам планеров в пограничном слое атмосферы, охватывают сравнительно небольшую совокупность благоприятных сочетаний $v_{эфф}$ и $\theta_{эп}$.

Учитывая, что при значениях w_{max} 3,0 м/сек: условия парения планеров в термиках пограничного слоя атмосферы практически отсутствуют, на основном прогностическом графике (рис. 4) выделены лишь три зоны:

а) удовлетворительные условия парения планеров ($3,0 < \bar{w}_{\max} \leq 5,5$ м/сек.); такие условия позволяют обычно производить тренировочные полеты планеров в районе аэродрома и даже разыгрывать упражнения по 100-километровому треугольному маршруту;

б) хорошие условия парения планеров ($5,5 < \bar{w}_{\max} \leq 8,0$ м/сек.);

в) очень хорошие условия парения планеров ($\bar{w}_{\max} > 8,0$ м/сек.).

Эти условия (особенно при $\bar{w}_{\max} > 8,0$ м/сек.) обычно позволяют разыгрывать усложненные варианты спортивно-планерных упражнений по 500-километровому треугольнику или по незамкнутому маршруту соответствующей протяженности.

Таким образом, для составления прогноза условий парения планеров необходимо: рассчитать (по исходным данным утреннего радиозондирования и прогнозу максимальной температуры воздуха на день), используя метод «слоя», максимально возможную при данных условиях вертикальную мощность конвективных облаков ΔH по предложенной схеме (табл. 1);

используя вычисленное значение ΔH и ожидаемый на период наибольшего развития конвекции дефицит точки росы

$(t_0 - \tau_0)$, найти с помощью номограммы (рис. 2) параметр $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$;

по параметру $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$ найти на корреляционном графике (рис. 3) эффективное значение скоростей восходящих потоков в конвективных облаках максимального развития $v_{эфф}$;

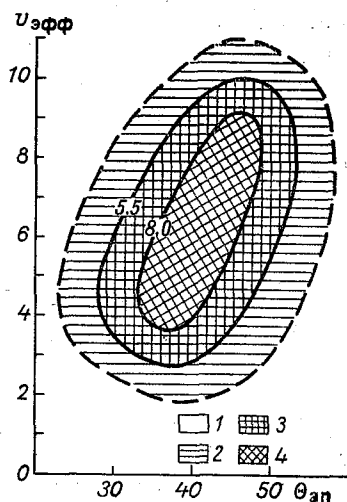


Рис. 4. Основной прогностический график условий парения планеров.

1 — условия парения отсутствуют, 2 — удовлетворительные, 3 — хорошие, 4 — очень хорошие.

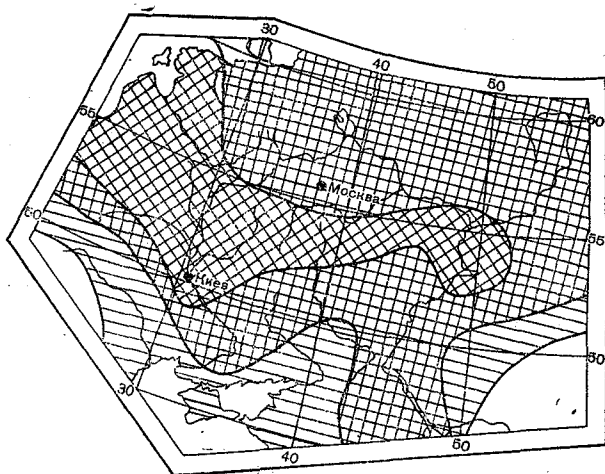


Рис. 5. Условия парения планеров 15 августа 1963 г. в средней полосе Восточной Европы.

Усл. обозначения см. на рис. 4.

по значению $\bar{v}_{эфф}$ и $\theta_{эл}$ на период максимального развития конвекции установить, используя основной прогностический график (рис. 4), ожидаемые на день условия парения планеров;

используя связь высот оснований конвективных облаков со слоями наивыгоднейших условий парения планеров (рис. 1), определить высоту нижнего уровня и вертикальную мощность слоя наивыгоднейших условий полета.

При организации тренировочных спортивно-планерных полетов в районе аэродрома (или по 100-километровому треугольному маршруту) из пункта, производящего радиозондирование атмосферы, можно ограничиться расчетами для одного пункта. При некотором навыке расчета по предложенной схеме затрата времени для составления прогноза условий парения планеров по отдельному пункту не превышает 10 минут.

Чтобы составить прогноз условий парения планеров для значительных территорий (что необходимо, например, при выборе усложненного варианта упражнения и для правильного выбора маршрута полета), расчеты следует выполнять для 5—8 пунктов температурного радиозондирования атмосферы с последующим картированием результатов расчета.

Пример картирования условий парения планеров на день 15 августа 1963 г. (по данным 56 пунктов радиозондирования) для средней полосы Восточной Европы приведен на рис. 5.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будилова Е. П., Леншин В. Т. Картирование максимальных вертикальных скоростей в облаках в применении к прогнозу условий конвекции. Тр. ГГО, вып. 176, 1965.
2. Будилова Е. П., Леншин В. Т. О конвективном уровне конденсации. Тр. ГГО, вып. 186, 1966.
3. Будилова Е. П., Леншин В. Т. О прогнозе интенсивности атмосферной конвекции по методу слоя. Тр. ГГО, вып. 202, 1967.
4. Будилова Е. П., Леншин В. Т., Толкачев В. К., Шишкин Н. С. Исследование термиков с помощью планеров и легкого самолета. Труды ГГО, вып. 224, 1968.
5. Воронцов П. А. Исследование термиков с помощью планеров. Тр. ГГО, вып. 189, 1966.
6. Воронцов П. А. Турбулентность и вертикальные токи в пограничном слое атмосферы. Гидрометеиздат, Л., 1966.
7. Воронцов П. А., Коновалов Д. А., Леншин В. Т. Анализ аэрологических условий развития термиков. Тр. ГГО, вып. 205, 1967.
8. Куниц А. В. Синоптическая метеорология. Воениздат, М., 1944.
9. Чернов Ю. В. Исследования восходящих воздушных потоков с помощью планеров. Тр. ЦАО, вып. 63, 1965.
10. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Гидрометеиздат, Л., 1964.

УТОЧНЕНИЕ МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА ТУМАНА ИСПАРЕНИЯ

Чрезвычайная опасность и сложность для мореплавания и работы береговых предприятий, которые создают зимние туманы типа испарения, достигающие наибольшей интенсивности и продолжительности в морях Северного бассейна, требуют их дальнейшего изучения и разработки надежной методики прогноза.

Результаты ряда исследований и наблюдений показывают, что образование тумана испарения связано с адвекцией холодного воздуха на теплую водную поверхность. В Кольском заливе это происходит обычно при южных ветрах, дующих с материка в период с октября по апрель. При движении холодного воздуха над относительно теплой водной поверхностью залива возникает большая разность температур воды и воздуха, которая приводит к интенсивному испарению с поверхности залива и увлажнению натекающей воздушной массы. Для образования тумана над заливом необходимо увлажнение воздуха не только до состояния насыщения, но и до некоторого пересыщения. Следовательно, абсолютное влагосодержание воздуха при тумане Q можно записать в виде

$$Q = q_{\tau} + \omega, \quad (1)$$

где q_{τ} — насыщающая удельная влажность при температуре воздуха над заливом, ω — водность тумана испарения.

При движении воздушной массы над заливом происходит также и ее прогревание, в связи с чем для поддержания состояния пересыщения необходимо постоянное значительное поступление влаги с поверхности залива. Благоприятными условиями для возникновения и развития туманов испарения на Кольском заливе являются также слабые и умеренные ветры, наличие температурной инверсии с высотой нижней границы, не превышающей высоту берегов залива, и отсутствие выпадения твердых осадков из облаков.

М. П. Тимофеевым [1] разработана теория образования туманов испарения, примененная для прогноза туманов этого типа над Кольским заливом. На поверхность залива с температурой $T_{\text{в}}$ поступает воздух, имеющий температуру $T_{\text{к}}$. При стационарном процессе трансформации воздушной массы над поверхностью залива температура и влажность воздуха на некотором расстоянии от берега определяются уравнениями:

$$T_x = T_{\text{к}} + (T_{\text{в}} - T_{\text{к}}) F_t, \quad (2)$$

$$q_x = q_{\text{к}} + (q_{\text{в}} - q_{\text{к}}) F_q, \quad (3)$$

и аналогично для абсолютной влажности

$$e_x = e_k + (e_v - e_k) F_e, \quad (4)$$

где T_k , q_k , e_k — начальные значения температуры и влажности воздушной массы; T_x , q_x , e_x — температура и влажность воздуха на расстоянии x от уреза воды по направлению ветра; T_v — температура поверхности воды; q_v , e_v — насыщающая влажность воздуха при температуре поверхности воды; F_t , F_q , F_e — функции, описывающие интенсивность теплообмена и влагообмена между водной поверхностью и приводным слоем атмосферы.

Значения функций F_t , F_q и F_e зависят от расстояния x , коэффициента турбулентности и скорости ветра в приводном слое атмосферы, а также

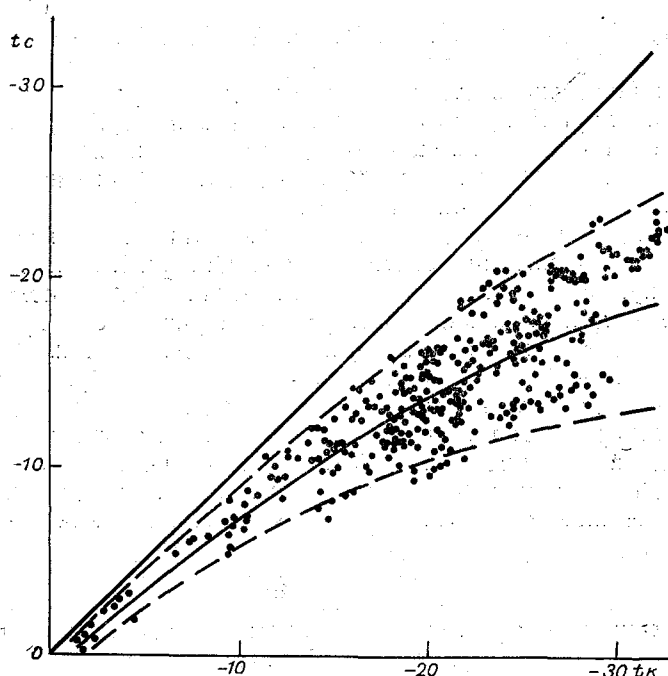


Рис. 1. Связь между измеренными значениями температуры воздуха на метеостанции Кола и на судне «Сумгаит» при южных ветрах в декабре 1967 г. — феврале 1968 г.

и от стратификации приводного слоя атмосферы. За характерное значение $F = F_t = F_q$ для условий Кольского залива принимается $F = 0,3$ [1, 2], полученное теоретическим путем. На основании зависимости водности тумана от температуры T_k и относительной влажности r_k натекающей воздушной массы М. П. Тимофеевым построен график, по горизонтальной оси которого отложены начальные температуры воздуха, по вертикальной оси — начальная относительная влажность. Проведенные на графике две кривые соответствуют водности тумана $\omega = 0$ (отсутствие тумана) и $\omega \geq 0,1$ г/м³ (сильный туман) и служат для определения величин T_k при данном r_k , когда возможно образование тумана. Для прогноза тумана испарения и его интенсивности в качестве исходных данных

T_K и T_B принимаются соответствующие характеристики воздушной массы, измеренные на ст. Кола. Проверка показывает, что прогноз по графику несколько завышает интенсивность тумана испарения. Это затрудняет использование графика в оперативной работе.

Кроме того, при построении графика температура поверхности воды в заливе T_B принималась постоянной и равной 0° . Наблюдения показывают, что образование тумана испарения на Кольском заливе в холодную часть года может происходить при температурах поверхности воды от 6 до -2° . Таким образом, при использовании методики прогноза туманов испарения на Кольском заливе [1] требуется главным образом уточнение функций F_t и F_e и учет температуры воды в заливе T_B .

Для этой цели зимой 1967-68 г. были поставлены одновременные измерения гидрометеорологических элементов на станциях Кола и Мурманск на судне «Сумгаит». В 1966—1967 гг. аналогичные наблюдения проводились на береговых станциях и экспедиционных судах «Восход», «Радуга» и «Наблюдатель». Судно «Сумгаит» находится в строго фиксированной точке залива на расстоянии 15 км от ст. Кола. Сравнение измеренных температур воздуха на ст. Кола на высоте 2 м и на судне «Сумгаит» на высоте $2-5$ м показывает, что с общим понижением температуры воздуха в Коле значительно увеличивается разность температур, измеренных на судне «Сумгаит» и на ст. Кола (рис. 1). Так, при температурах -10 , -20° и -30° на ст. Кола температура воздуха на судне «Сумгаит» соответственно составляет в среднем $-7,4$, $-13,8$ и $-18,2^\circ$. Это означает, что интенсивность теплообмена в приводном слое атмосферы зависит от температуры натекающей массы воздуха или разности температур $T_B - T_K$.

Для расчета функций F_t и F_e в «Рекомендациях» [3] приводятся следующие формулы:

$$F_t = 1 - \frac{1,33}{\left(\frac{x}{2}\right)^n}, \quad (5)$$

$$F_e = 1 - \frac{1,50}{\left(\frac{x}{2}\right)^n}, \quad (6)$$

где n — показатель степени, зависящий от стратификации приводного слоя атмосферы.

В течение декабря — февраля в приводном слое атмосферы над заливом в подавляющем большинстве случаев отмечаются сверхадиабатические условия ($n=1/13$). Для сверхадиабатических условий при $x=15$ км (ст. Кола — судно «Сумгаит») по формулам (5) и (6) получены значения функций $F_t=0,33$ и $F_e=0,24$ и при $x=8,5$ км (ст. Кола — ст. Мурманск) функции F_t и F_e соответственно равны $0,30$ и $0,21$. Эти данные показывают, что значение функции F_t примерно в $1,4$ раза превышает значение функции F_e .

С использованием полученных значений функций F_t и F_e проведен расчет температуры и влажности воздуха в районе судна «Сумгаит» и ст. Мурманск по данным ст. Кола в декабре 1967 г. и январе — феврале 1968 г. Рассчитанные значения температуры и влажности воздуха сравнивались с измеренными на судне «Сумгаит» и ст. Мурманск (табл. 1 и 2).

Результаты этих сравнений показывают, что функции F_t и F_e , рассчитанные по формулам (5) и (6), для условий Кольского залива оказываются завышенными — рассчитанные значения температуры и влаж-

ности воздуха в районе судна «Сумгаит» и ст. Мурманск выше измеренных.

Расхождение измеренных и рассчитанных значений T и e для ст. Мурманск больше, чем для судна «Сумгаит». Это означает, что данные ст. Мурманск, находящейся на высоте 57 м и расстоянии порядка 0,5 км от залива, недостаточно хорошо отражают условия трансформации воздушной массы над акваторией залива.

Таблица 1

Сравнение средних значений измеренных и рассчитанных величин температуры воздуха

Измеренные значения температуры воздуха	-5,0	-10,0	-15,0	-20,0	-25,0
Рассчитанные в районе судна «Сумгаит» . . .	-4,2	-9,0	-13,7	-18,4	-23,1
Разность	0,8	1,0	1,3	1,6	1,9
Рассчитанные в районе ст. Мурманск	-3,0	-7,2	-11,4	-15,6	-19,7
Разность	2,0	2,8	3,6	4,4	5,3

Таблица 2

Сравнение средних значений измеренных и рассчитанных величин влажности воздуха

Измеренные значения влажности воздуха, мб	2,0	4,0	6,0
Рассчитанные в районе судна «Сумгаит»	2,5	4,4	6,3
Разность	0,5	0,4	0,3
Рассчитанные в районе ст. Мурманск	2,8	4,6	6,5
Разность	0,8	0,6	0,5

Функции F_t , F_q и F_e могут быть определены на основании непосредственных измерений температуры и влажности воздуха и скорости ветра на ст. Кола и над заливом в фиксированной точке, а также измерений температуры поверхности залива. На основании формул (2), (3) и (4):

$$F_t = -\frac{T_x - T_k}{T_v - T_k}, \quad (7)$$

$$F_q = \frac{q_x - q_k}{q_v - q_k}, \quad (8)$$

$$F_e = \frac{e_x - e_k}{e_v - e_k}. \quad (9)$$

По данным измерений температуры воздуха на ст. Кола и на судне «Сумгаит» и температуры поверхностного слоя воды на судне «Сумгаит» по формуле (7) определены значения функции для каждого конкретного случая измерений. Всего использовано 349 случаев. Расчет показывает, что значения функции F_t изменяются от 0,12 до 0,41 в зависимости от условий турбулентности и скорости ветра. Среднее значение F_t для периода с декабря по февраль составляет 0,24. Следует считать, что полученные по результатам измерений величины функции F_t учитывают и сток холодных масс воздуха у берегов залива.

Зависимость функции F_t от скорости ветра выражается следующим образом:

u м/сек.	0—2	2—4	4—6
F_t	0,28	0,23	0,20

Еще более четко обнаруживается зависимость F_t от разности температур $T_v - T_k$, являющейся косвенной характеристикой турбулентности в приводном слое атмосферы над заливом:

$T_v - T_k$	5—10	10—15	15—20	20—25	25—30
F_t	0,17	0,19	0,21	0,24	0,28
Число случаев	8	21	69	165	86

С увеличением разности температур $T_v - T_k$ от 5 до 30° функция F_t изменяется в 1,6 раза.

Сравнение измеренных и рассчитанных значений температуры воздуха над заливом при $F_t = f(u)$ и $F_t = f(T_v - T_k)$ показывает их хорошую согласованность. Коэффициент корреляции в обоих случаях равен 0,92.

Проведем расчет функции F_q по данным измерений на ст. Кола и судне «Сумгаит» при отсутствии тумана испарения, слабом и сильном тумане испарения.

Для случаев отсутствия тумана испарения формула (8) имеет вид

$$F_q = \frac{q_{\text{изм}} - q_k}{q_v - q_k} \quad (10)$$

Всего для расчета по формуле (10) использовано 28 случаев измерений:

$T_v - T_k$	5—10	10—15
F_q	0,13	0,15
Число случаев	8	20

Расчет функции F_q в момент образования тумана производится по формуле

$$F_q = \frac{q_T - q_k}{q_v - q_k} \quad (11)$$

Для расчета принимались случаи возникновения слабого тумана, отмечаемого в районе судна «Сумгаит». Насыщающая влажность q_T определялась по измеренной температуре воздуха на судне. Представляем средние значения F_q при наличии слабого тумана испарения в зависимости от разности температур $T_v - T_k$

$T_v - T_k$	15—20	20—25
F_q	0,18	0,17
Число случаев	48	44

Для расчета функции F_q при сильном тумане использованы данные измерений температуры и влажности воздуха в тех случаях, когда на судне «Сумгаит» отмечался сильный туман видимостью 50 м и менее, измеренной приборами М-53 и М-71. Всего использован 141 случай из-

мерений. Расчет F_q при сильном тумане испарения производится по формуле (12)

$$F_q = \frac{q_t + \omega - q_k}{q_v - q_k}. \quad (12)$$

Для сильного тумана испарения принята водность $\omega = 0,1$ г/м³. Представляем результаты расчета

$T_v - T_k$	15—20	20—25	25—30
F_q	0,17	0,19	0,19
Число случаев	5	68	68

С увеличением разности температур $T_v - T_k$ значения функции F_q , так же как и функции F_t , увеличиваются.

При слабом и сильном тумане испарения значения функций F_q при одних и тех же значениях $T_v - T_k$ практически одинаковы. Поэтому можно представить общую зависимость функции F_q от разности температур $T_v - T_k$ независимо от наличия тумана испарения и его интенсивности.

$T_v - T_k$	5—10	10—15	15—20	20—25	25—30
F_q	0,13	0,15	0,17	0,18	0,19
Число случаев	8	20	53	112	68

При этом функция F_q изменяется почти в 1,5 раза с изменением разности температур $T_v - T_k$ от 5 до 30°.

Для построения графика прогноза тумана испарения и его интенсивности используется формула М. П. Тимофеева [3]

$$\omega = Q - q_t = q_k + (q_v - q_k) \cdot F_q - q_t, \quad (13)$$

или выражая q_k через значение относительной влажности r_k получим

$$\omega = r_k q_{t, k} (1 - F_q) + q_v F_q - q_t, \quad (14)$$

где $q_{t, k}$ — насыщающая влажность воздуха при температуре T_k .

Значение температуры T_x определяется выражением (2). Для расчета величин $q_{t, k}$, q_v и q_t используется формула Магнуса

$$q = q_0 e^{-\frac{17,1 T}{235 + T}}, \quad (15)$$

где q_0 — насыщающая влажность воздуха при температуре 0°.

На графике (рис. 2) по осям отложены начальная относительная влажность r_k и разность температур $T_v - T_k$. Зона 1 соответствует случаям отсутствия тумана испарения, зоны 2, 3 и 4 — соответственно случаям наличия слабого, умеренного и сильного тумана испарения.

Для оценки сравнимости результатов прогноза наличия тумана испарения и его интенсивности использовано 2022 наблюдения в зимние месяцы с 1962 по 1968 г. По этим данным проведен расчет с помощью графика М. П. Тимофеева и графика, представленного на рис. 2, причем за 1962—1966 гг. использовались наблюдения над температурой поверхностного слоя

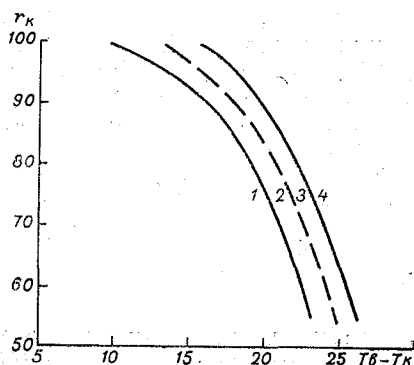


Рис. 2. График для прогноза тумана испарения на Кольском заливе.

воды на ст. Мурманск (Торговый порт). Результаты расчета по графикам сопоставлялись с фактическими данными. В результате получено, что оправдываемость прогноза наличия тумана испарения по графику М. П. Тимофеева составляет 75%, по графику на рис. 2 — 86%. Оценка оправдываемости (%) прогноза интенсивности тумана испарения производилась согласно данным табл. 3.

Таблица 3

Шкала для оценки оправдываемости интенсивности прогнозируемого тумана испарения (%)

Фактическая интенсивность тумана	Прогнозируемая интенсивность тумана		
	слабого	умеренного	сильного
Слабого	100	50	25
Умеренного	50	100	50
Сильного	25	50	100

Результаты оценки оправдываемости прогноза интенсивности тумана испарения в зависимости от разности температур воды и воздуха представлены в табл. 4.

Таблица 4

Оправдываемость прогноза интенсивности тумана испарения по графику М. П. Тимофеева и уточненному графику (%)

Разность температур ΔT	5—10	10—15	15—20	20—25	25—30
График М. П. Тимофеева	97	58	41	67	95
Рис. 2	100	98	82	76	93

Оправдываемость прогноза интенсивности тумана испарения в интервале разностей температур воды и воздуха от 5 до 30° по графику М. П. Тимофеева составляет 72% и по графику рис. 2—90%.

Таким образом, использование данных экспериментальных измерений температуры и влажности воздуха над Кольским заливом и теоретических формул М. П. Тимофеева позволило уточнить значение функций F_t и F_q и составить уточненный график для прогноза тумана испарения и его интенсивности (рис. 2), который дает хорошую оправдываемость и может с успехом использоваться в практической работе по обслуживанию народного хозяйства.

В оперативной работе должны использоваться прогнозируемые значения относительной влажности r_k и температуры воздуха T_k в Коле. При отсутствии данных о температуре поверхностного слоя залива, измеренной с судна в районе Мурманска, могут быть использованы наблюдения над температурой воды в Торговом порту.

В заключение следует отметить, что полученный на основании экспериментального материала график для прогноза туманов типа испарения в Кольском заливе может быть использован на других морях с аналогичными условиями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Гидрометеиздат, Л., 1963.
2. Тимофеев М. П. О регулировании интенсивности зимних туманов испарения. Тр. ГГО, вып. 187, 1967.
3. Рекомендации по определению составляющих теплового баланса водоемов. Ротапринт ГГО, Л., 1965.

Н. И. НОВОЖИЛОВ

О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕРИСТЫХ КОГТЕВИДНЫХ ОБЛАКОВ

Перистые когтевидные облака C_i ипс. представляют собой узкие, часто почти горизонтальные полосы и нити, загнутые на передних концах (считая по направлению переноса) в виде коготков или крючков (рис. 1). Коготки, напоминающие всплески струй у препятствий, обычно загнуты не строго вверх, а несколько в сторону и вверх, хотя, если наблюдать их не над головой, а вблизи горизонта и притом поперек направления полос, они кажутся загнутыми вверх. Полосы в этом случае всегда кажутся строго прямыми. Эти ледяные облака, наиболее высокие из всех перистых, характерны для переднего края теплого влажного воздуха и поэтому считаются признаком приближения теплого фронта. Продолжительность «жизни» отдельных полос не превышает 1 часа.



Рис. 1. Перистые когтевидные облака C_i ипс.

Довольно близкими по виду к этим облакам, но совершенно иными по происхождению, являются так называемые полосы падения *Ci virga*, свисающие из вышерасположенных хлопьев и отклоняемые ветром в разных направлениях. В практике наблюдений нередко путают эти две близкие разновидности (к сожалению, это обнаруживается и в Атласе облаков изд. 1957 г.), что связано прежде всего с ущербностью существующего Атласа.

Согласно Атласу, *Ci unc.* имеют вид параллельных нитей, загнутых вверх и часто утолщенных на одном конце, однако на практике к этой разновидности относят все нити с коготками и утолщениями, в том числе и беспорядочно свисающие, характерные для *Ci virga*, которые в Атласе не представлены. Основной особенностью *Ci unc.* является наличие коготков и утолщений не на любых нитях, а именно на параллельных (эквидистантных) и почти горизонтальных или наклоненных к горизонту под небольшим углом, одинаковым по всей длине нитей, но эту особенность было бы значительно легче подметить в том случае, если бы фиксировались также и *Ci virga*.

Процесс образования *Ci unc.* еще не изучен до конца. Причиной является прежде всего трудность получения достоверных физических характеристик об этих облаках. Радиозондирование не обеспечивает измерений внутри полос и коготков, толщина которых обычно не более 100—200 м, самолетных измерений в них пока также не имеется, и поэтому визуальные наблюдения остаются до сих пор основным источником сведений об этих облаках.

Наиболее полное описание процесса образования *Ci unc.* было дано английским исследователем Ладламом в 1948 г. [4]. Согласно его данным, коготки представляют собой участки сублимации водяного пара и выпадения кристаллов, а полосы образуются в результате вытягивания по ветру выпадающих кристаллов. Таким образом, первичными образованиями, согласно Ладламу, являются коготки, а вторичными — полосы, причем коготки образуются без «материнских» облаков в результате сублимации и выпадения кристаллов непосредственно из воздуха.

В 1956 г. Ладлам опубликовал очередную работу [5], в которой рассматривается образование хлопьев над коготками. На основании расчетов он принимает, что конвекция, приводящая к образованию хлопьев, развивается в самих полосах падения, т. е. хлопья не являются «материнской» основой для *Ci unc.* Таким образом, автор подтверждает схему образования этих облаков, предложенную им в 1948 г.

Однако наблюдения за облаками во многом не подтверждают схему Ладлама. Основные возражения против нее сводятся к следующему:

1) не всегда первоначально образуются коготки, а затем уже полосы. Коготки и полосы возникают, как правило, одновременно, а в отдельных случаях сначала образуются полосы, а затем коготки. Наблюдаются также полосы без коготков;

2) при распаде *Ci unc.*, согласно схеме Ладлама, должны в первую очередь исчезать коготки (источники полос), а затем уже полосы. Однако такая последовательность наблюдается не всегда. Отмечаются случаи, когда, наоборот, сначала разрушаются полосы, а затем уже коготки;

3) коготок, согласно Ладламу, должен смещаться быстрее полосы, тогда как в действительности (в развитой стадии) он смещается со скоростью полосы. Скорость смещения коготка и полосы является наибольшей, тогда как перенос образований, расположенных выше коготка и ниже полосы, происходит с меньшей скоростью;

4) следует заметить также, что в атмосфере не может существовать таких резких сдвигов ветра, которые могли бы привести к образованию, в частности, горизонтальных полос Ci унс.

Наблюдения, таким образом, убеждают, что полосы и коготки существуют и изменяются в значительной мере независимо друг от друга, однако смещаются они как единое целое. Тот факт, что скорость смещения их по сравнению с облачными образованиями вблизи данной полосы (соседние полосы не имеются в виду) является наибольшей, позволяет считать, что полоса и коготок занимают осевую часть локальной ветровой струи. Выскажем в связи с этим некоторые соображения о возможном механизме образования Ci унс.

Аэрологические наблюдения показывают, что эти облака находятся в пределах ветровой струи. Известно, кроме того, что струи не являются монолитами, а разделены на множество локальных или мезомасштабных струй; это подтверждается шаропилотными наблюдениями [3] и имеет теоретическое обоснование [2].

В струях за счет перепада скорости неизбежно должен наблюдаться и некоторый перепад температуры от периферии струи к ее сердцевине. В условиях достаточно влажного воздуха, близкого к насыщению, даже незначительное понижение температуры в сердцевине струи может привести к сублимации водяного пара. Наличие Ci унс. в передней части теплого влажного воздуха перед теплым фронтом и отсутствие этих облаков в других, менее влажных воздушных массах находятся в согласии с таким процессом.

Имеется также еще одна характерная особенность, подтверждающая связь Ci унс. с ветровой струей.

Замечено, что полосы и коготки распадаются в тех случаях, когда скорость движения их становится одинаковой с другими облачными образованиями, возникающими вблизи полосы и коготка. Учитывая, что до распада полоса и коготок опережают в своем движении соседние образования (не полосы, а мелкие хлопья), можно считать, что распад полосы и коготка происходит в том случае, когда разрушается локальная ветровая струя как источник и место их существования.

Каким же образом возникает коготок?

По-видимому, он возникает в результате вынужденного подъема переднего конца струи, являясь, таким образом, показателем этого подъема. Но подъем не всегда связан с конвекцией, коготки обычно не имеют кучевообразного вида, и только в случае термической неустойчивости на месте коготков или непосредственно над ними возникают и хлопья. Подъем происходит, по-видимому, на тех участках, где локальные струи встречают препятствия в виде потоков меньшей скорости. В передней части языка теплого воздуха перед теплым фронтом натекающий теплый воздух смещается с большей скоростью, чем отступающий перед ним более холодный воздух, и поэтому условия для образования Ci унс. здесь оказываются наиболее благоприятными.

Таким образом, Ci унс., если они являются индикаторами локальных струй, позволяют получить представление о динамической структуре потока теплого воздуха перед теплым фронтом.

Если передние концы полос облаков не испытывают подъема, то полосы не могут иметь коготков. Но если насыщение достигается только в приподнятых передних концах струй, будут наблюдаться лишь коготки без полос.

Структура потоков, приводящая к образованию Ci унс., неизбежно должна наблюдаться и в нижних слоях атмосферы, т. е. здесь также должны возникать локальные струи, передние концы которых, встречая

препятствия в виде потоков меньшей скорости, будут испытывать вынужденный подъем. Но в условиях более активного развития облачности здесь должны возникать вместо коготков целые облачные массивы, приобретающие при благоприятных условиях кучевообразную форму.

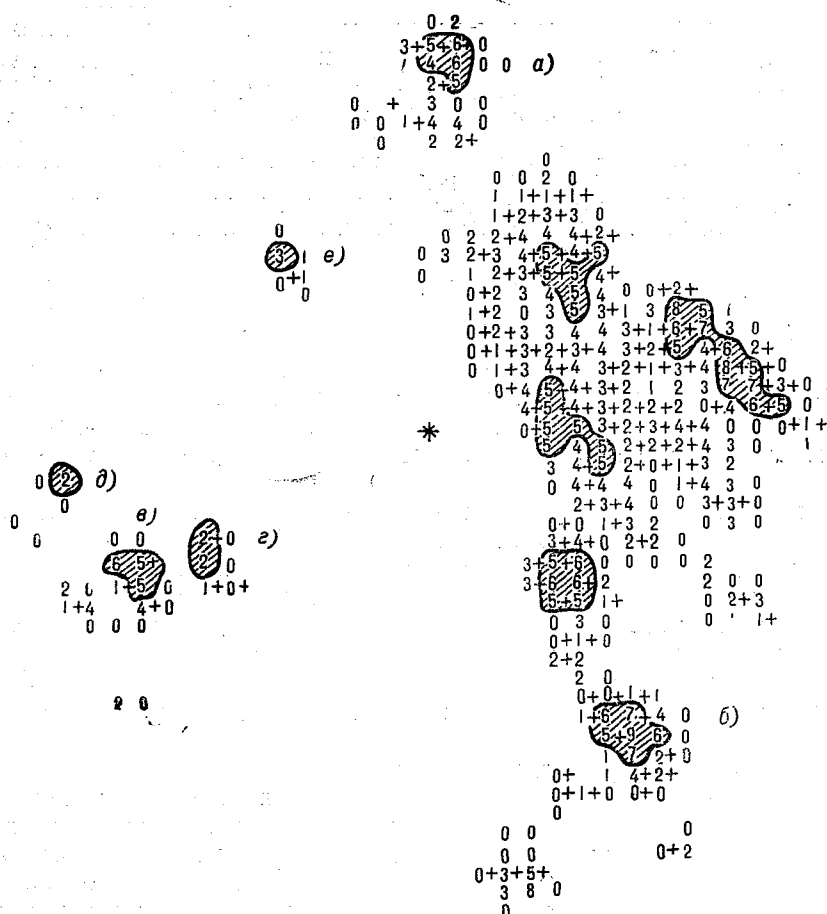


Рис. 2. Разность высот (км) верхней и нижней границ радиолокационных очагов в радиусе 100 км от Воейково в период от 13 час. 30 мин. до 13 час. 41 мин. 9 июля 1966 г.

Знак + справа от цифры увеличивает ее значение на 0,5 км. В условиях южного переноса обособившиеся очаги (а, б, в и др.) напоминают системы Добровольского.

Возможно, что весьма распространенные в атмосфере локальные и мезомасштабные облачные системы имеют именно такое происхождение. Согласно наблюдениям Добровольского [1], облачные системы такого масштаба имеют «максимум материала в передней части и уменьшение его назад», что и указывает на их «когтевидное» происхождение. Наличие таких особенностей облачных систем подтверждается как радиолокационными данными (рис. 2), так и снимками спутника.

В заключение следует заметить, что облака *Ci* ипс. по-прежнему остаются неразгаданным феноменом. Высказанные здесь предположения о механизме их образования автор не считает вполне доказанными; и поэтому теперь, по его мнению, наибольшую ценность имели бы наблюдения за этими облаками с целью проверки данных предположений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добровольский А. И. Облачные системы и законы горизонтального распределения облаков. Метеорологический вестник, т. XVIII, 1908.
2. Ball F. K. Long waves, lee waves and gravity waves. Quart. J.R.M.S. Vol. 85, N 363, 1959.
3. Longley R. W. Observations of a wind anomaly near the earth's surface. Bull. Amer. Met. Soc. Vol. 40, N 4, 1959.
4. Ludlam F. H. The forms of ice clouds: I. Quart. J.R.M.S. Vol. 74, N 317, 1948.
5. Ludlam F. H. The forms of ice clouds: II. Quart. J.R.M.S. Vol. 82, N 353, 1956.

НОВЫЙ ЗАБОРНИК ПРОБ ЛЕДЯНЫХ КРИСТАЛЛОВ И ЧАСТИЦ АЭРОЗОЛЯ

Исследование ледяных кристаллов и льдообразующих ядер в них связано с забором проб кристаллов и получением их реплик. В применявшихся ранее лабораторных заборниках ледяные кристаллы улавливались на жидкий лак. Нанесение лака на стеклянные пластинки заборника, находящегося в камере, производилось перед каждым взятием пробы. Это приводило к нарушению режима камеры и не позволяло брать несколько проб в одном опыте.

С целью исключения указанных недостатков в отделе физики облаков и активных воздействий ГГО разработан новый заборник ледяных кристаллов, позволяющий улавливать кристаллы методом оседания на застывший (сухой) лак и управлять всеми необходимыми операциями снаружи камеры. Реплики ледяных кристаллов получают по паровому методу Шефера [1].

Ниже приводится описание нового заборника проб ледяных кристаллов и частиц аэрозоля.

Заборник проб (рис. 1) состоит из металлического цилиндра 1 с продольной прорезью 2 и окном 3, под которое подводятся покровные стекла для улавливания кристаллов. Рядом с окном 3 расположен испаритель 4 с навинчивающейся крышкой, внутрь которого вставляется тампон из нескольких слоев фетра. На цилиндр 1 надета трубка 5 с про-

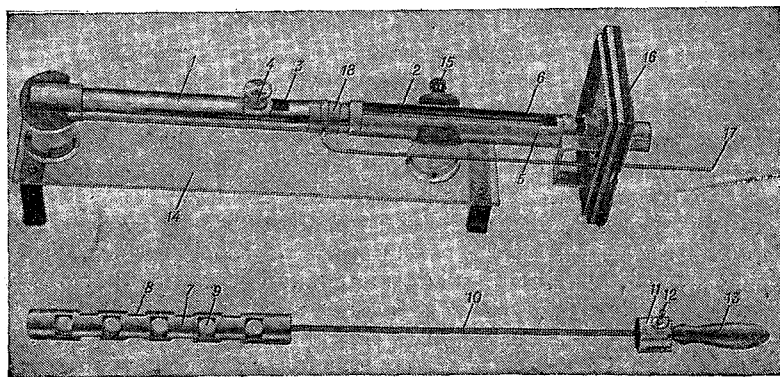


Рис. 1. Заборник в разобранном виде.

резью 6, соответствующей прорези 2 в цилиндре 1. Совмещение прорезей 2 и 6 цилиндра и трубки позволяет вставлять и вынимать покровные стекла. В рабочем положении трубка 5 должна быть повернута так, чтобы прорезь 2 на цилиндре 1 была закрыта (рис. 2).

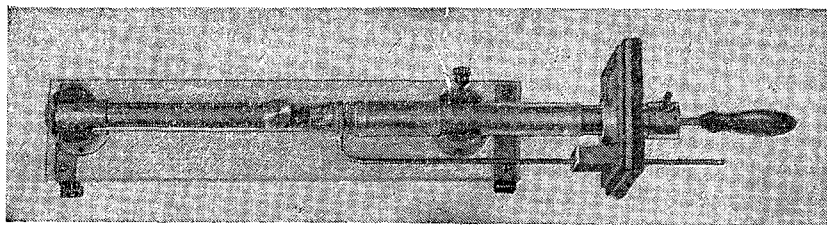


Рис. 2. Заборник в собранном виде.

В цилиндр 1 (рис. 1) плотно вставляется металлический стержень 7, имеющий 18 гнезд 8, расположенных в шахматном порядке. В эти гнезда закладываются покровные стекла. Для обеспечения надежного охлаждения под стеклами сделано девять сквозных отверстий 9. Стержень 7 заканчивается четырехгранным хвостовиком 10, на котором надета муфта 11 с шариковым фиксатором, позволяющим точно устанавливать гнезда 8 против окна 3. Положение муфты фиксируется винтом 12. На ручке 13 нанесены цифры от одного до четырех, соответствующие положению ряда гнезд 8 относительно окна 3.

Прибор устанавливается на подставку 14 и закрепляется винтом 15. Основная часть прибора помещается в камеру через специальное отверстие в ее двери, которое закрывается крышкой 16 из теплоизоляционного материала. Через крышку 16 наружу выводятся ручка 13, муфта 11 и стержень 17, с помощью которого заслонка 18 открывает и закрывает окно 3.

Применение парового метода Шефера позволяет заранее (за час или много ранее) покрывать стекла тонким слоем репликообразующего лака. В качестве такого лака в данном приборе используется быстросохнущий 3%-ный раствор перхлорвишила в дихлорэтаноле.

Работа с прибором сводится к следующему: совмещают прорезь 2 на цилиндре 1 с прорезью 6 трубки 5 и закладывают в гнезда 8 подготовленные покровные стекла. Затем поворачивают трубку 5, закрывают прорезь цилиндра 1, зажимают винтом 15. Фетровый тампон смачивают дихлорэтаном и помещают в испаритель 4. Задвигают ручку 13 до упора, фиксируют муфту 11 винтом 12 и помещают прибор в камеру. Прибор охлаждается вместе с камерой. После установления необходимой температуры приступают к опыту. При этом выдвигают ручку 13, поворачивают ее в положение 1, устанавливают первое стекло под окном 3, закрывают его заслонкой 18 с помощью стержня 17. Для улавливания кристаллов открывают заслонку 18 и экспонируют стекло необходимое время. Покровное стекло с осажденными кристаллами продвигается под испаритель 4 и выдерживается под ним в течение одной — трех минут (это время зависит от температуры в камере, расстояния тампона от стекла, применяемых лака и растворителя). После этого стекло продвигается вперед, а под окно 3 автоматически подставляется второе стекло и т. д. до тех пор, пока не пройдет весь ряд стекол. Для забора проб на стекла следующего ряда отвинчивают винт 12, поворачивают ручку 13 в поло-

жение 2, подводят первое стекло под окно 3 и повторяют все указанные (для первого ряда) операции. После того как получены пробы, из испарителя 4 вынимают тампон, крышку заворачивают, а прибор выдерживают в камере 10—20 мин. и затем вынимают. Открывается прорезь 2 на трубке 1, вынимаются стекла с пробами, и реплики ледяных кристаллов могут рассматриваться под микроскопом.

Испытание прибора и проведенная с ним в течение года работа в холодильной камере показали, что прибор надежен, удобен и прост в работе.

Фотографии реплик ледяных кристаллов, полученных с помощью данного заборника, представлены на рис. 3.

Новый заборник проб ледяных кристаллов и частиц аэрозоля по сравнению с ранее применявшимися лабораторными заборниками проб обладает следующими преимуществами: 1) позволяет брать пробы на сухие пленки быстросохнущего лака; 2) позволяет брать достаточно большое количество проб, не открывая камеры и таким образом не нарушая ее режима; 3) все пробы в приборе изолированы друг от друга и от внешней среды.

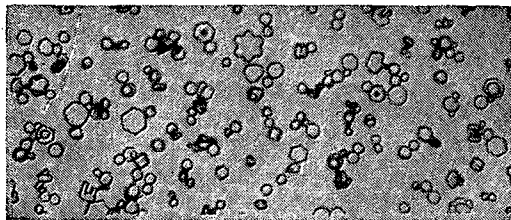


Рис. 3. Изображение частиц, полученных при помощи заборника.

ЛИТЕРАТУРА

1. Schaefer V. J. The vapor method for making replicas of liquid and solid aerosols; J. Appl. Met. 1, 1962.

Г. И. ОСИПОВА

РОЛЬ МЕСТНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ В ФОРМИРОВАНИИ ОСАДКООБРАЗУЮЩИХ ОБЛАКОВ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР В ВЕСЕННЕ-ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

Введение

В юго-восточных районах Европейской территории СССР (ЕТС), характеризующихся малыми и нерегулярными осадками, недостаточными для нормальной жизнедеятельности растений, чрезвычайно важное значение может иметь вызывание дополнительных осадков путем воздействий на облака, особенно в период начальных фаз развития сельскохозяйственных культур (в частности, яровых и озимых зерновых) — в мае, июне, августе и сентябре. Для молодых растений даже небольшое увеличение осадков по количеству и числу дней с ними может спасти растение от увядания [1, 2].

В настоящей статье рассматривается, как влияют местные условия на распределение осадкообразующих облаков и в течение какого числа дней с такими облаками осадки не выпадают, т. е. какое число дней с такими облаками, возможно, является благоприятным для искусственных воздействий в различных пунктах. Из существующих обработок по облачности, помещенных в Справочниках по климату СССР, таких выводов сделать нельзя ввиду специфики обработки этих характеристик.

Характеристика материалов наблюдения

В работе использованы данные двенадцатисрочных наблюдений за облаками по станциям юго-востока ЕТС в сопоставлении с данными об осадках. По 27 станциям были обработаны материалы за 5 лет — 1954—1958 гг. и по 7 станциям за 10 лет — 1954—1963 гг. При этом за день с осадкообразующими облаками принимался каждый день, в течение которого наблюдались облака форм, могущих давать осадки (Cb, Ns), и форм, переходящих в осадкообразующие облака (Cu cong.) 6/6—10/10 баллов, в продолжение одного срока наблюдений и более.

Выделены три группы дней с осадкообразующими облаками:

а) с развитием только Cb и Cu cong.;

б) с развитием, кроме конвективных, также осадкообразующих облаков других форм — Ns;

в) с облаками только слоистообразных форм.

Известно, что при конвективных облаках в отдельном пункте меньше 5/5 баллов по общей и нижней облачности осадки в данном пункте не выпадают, а при 5/5 баллов выпадают редко. При количестве облаков больше 5/5 баллов, особенно при облаках конвективных форм, нередко развиваются облака Cu cong. или Cb. Такие облака в результате искусственных воздействий или естественным путем могут давать осадки. Но возможность стимулирования осадков из конвективных облаков существует не всегда. Она зависит от многих характеристик облаков, в том числе от мощности и стадии их развития, от фазового состояния облаков, различных микрофизических характеристик и т. д.

Поэтому некоторая часть облаков, отмечаемая с земли как Cu cong., может и не быть осадкообразующими.

К осадкообразующим облакам отнесены все формы облаков, из которых возможно выпадение осадков естественным путем или в результате искусственных воздействий. В число дней с такими облаками входят как дни с осадками, так и дни без осадков в данном пункте, но с осадками по области.

В настоящее время не существует длительных рядов учащенных наблюдений над облаками, пунктов с учащенными наблюдениями сравнительно мало, и никаких обработок по интересующим нас характеристикам нет.

В связи с этим для подтверждения справедливости полученных выводов производилось сравнение числа дней с осадками за рассматриваемый период с многолетним и сравнение количества осадков по пятилетним и многолетним данным, а также сопоставление числа дней с осадкообразующими облаками без осадков и общего числа дней с осадками.

Известно, что в теплый период в рассматриваемом районе количество осадков в общем уменьшается в юго-восточном направлении, к Каспийскому морю, и возрастает с приближением к горам на юге района. То же относится и к числу дней с осадками и значениям гидротермического коэффициента.

В мае за рассматриваемое пятилетие количество осадков в среднем на северных станциях района было равно или больше нормы, на юге — равно или меньше нормы (табл. 1). Следует иметь в виду, что в Нижнем Поволжье и сама норма осадков является недостаточной для обеспечения полноценного урожая.

В июне количество осадков почти на всех рассматриваемых станциях было меньше нормы или около нормы. Исключение представляли прибрежные станции — Ростов-на-Дону, Приморско-Ахтарск, Ейск, где в июне рассматриваемого пятилетия осадков выпало больше нормы (табл. 1).

В рассматриваемые месяцы аналогично и число дней с осадками за пятилетие.

Распределение осадков по территории юго-востока было в мае увеличенным по сравнению с нормой в 1954, 1956, 1958 гг., в июне 1954, 1956 и 1957 гг. осадки были значительно ниже нормы в большинстве пунктов, кроме предгорий на юге района.

Сравнение пятилетних и десятилетних данных по количеству осадков и общему числу дней с осадками с многолетними позволяет предполагать, что полученные в данной работе данные о числе дней с осадками и с осадкообразующими облаками без осадков также близки к средним многолетним характеристикам в мае и несколько ниже их в июне.

Среднее число дней с осадкообразующими облаками

Станция	Период наблюдений	Число дней без осадков при облаках				Числе дней с осадками при облаках				Общее число дней с осадкообразующими облаками	Количество осадков, мм	
		<6/6 баллов	≥ 6/6 баллов			слоистообразных	конвективных и слоистообразных	всего	за периоды		многолетнее	
			слоистообразных	конвективных и слоистообразных	всего							
Май												
Камышин	1954—58	10	2	11	13	1	7	8	21	35	27	
	1959—63	10	3	11	14	2	5	7	21	28	27	
	1954—63	10	2	11	13	2	6	8	21	31	27	
Боковская	1954—58	7	2	11	13	2	9	11	24	28	—	
	1959—63	8	2	12	14	2	7	9	23	42	—	
	1958—63	7	2	12	14	2	8	10	24	35	—	
Ершов	1954—58	10	3	8	11	3	7	10	21	38	35	
	1959—63	11	1	11	12	0	8	8	20	25	35	
	1958—63	10	2	10	12	2	7	9	21	31	35	
Урюпинск	1954—58	9	2	10	12	4	5	9	21	38	38	
Армавир	1954—58	7	5	8	13	2	9	11	24	53	60	
Краснодар	1954—58	10	3	10	13	0	8	8	21	45	57	
Тимошевская	1954—58	10	1	11	12	0	9	9	21	67	44	
Морозовск	1954—58	10	1	12	13	2	6	9	21	30	30	
Волгоград	1954—58	11	4	8	12	2	6	8	20	31	34	
Зимовники	1954—58	11	3	9	12	1	7	8	20	53	—	
Заветное	1954—58	13	1	10	11	2	4	6	17	—	—	
Большая Глушица	1954—58	10	1	11	12	2	7	10	22	32	31	
Прикумск	1954—58	10	2	12	14	1	6	7	21	28	42	
	1959—63	10	—	—	14	—	—	8	22	46	42	
	1954—63	10	—	—	14	—	—	7	21	37	42	
Ставрополь	1954—58	10	3	7	10	3	8	11	21	52	71	
	1954—63	12	—	—	7	—	—	12	19	98	71	
	1954—63	11	—	—	8	—	—	12	20	70	71	
Тихорецк	1954—58	13	1	6	7	1	10	11	18	59	57	
Целина	1954—58	11	3	8	11	2	7	9	20	43	44	
Сызрань	1954—58	11	3	5	8	4	8	12	20	40	36	
Ростов-на-Дону	1954—58	11	5	7	12	3	5	8	20	42	45	
Приморско-Ахтарск	1954—58	11	3	9	12	3	5	8	20	32	41	
Ейск	1954—58	12	3	8	11	5	3	8	19	36	36	
Цимлянск	1954—58	11	2	8	10	3	7	10	20	32	—	

Таблица 1

без осадков и с осадками и среднее количество осадков

Число дней без осадков при облаках				Число дней с осадками при облаках			Общее число дней с осадко- образующими облаками	Количество осадков, мм	
<6/6 баллов	≥6/6 баллов			слоистообразных	конвективных и слоистообразных	всего		за периоды	многолетнее
	слоистообразных	конвективных и слоистообразных	всего						
Июнь									
9	2	14	16	1	5	6	22	21	31
7	—	—	15	—	—	8	23	24	31
8	—	—	15	—	—	7	22	22	31
6	2	14	16	1	7	8	24	37	—
7	1	14	15	0	8	8	23	36	—
7	1	14	15	1	7	8	23	36	—
9	2	12	14	0	7	7	21	29	29
5	—	—	17	—	—	8	25	25	29
7	—	—	16	—	—	7	23	27	29
И.	3	9	12	3	4	7	19	32	42
10	3	10	13	1	6	7	20	78	77
12	2	10	12	0	6	6	18	48	67
12	1	9	10	0	8	8	18	38	61
13	0	11	11	0	7	7	18	20	46
13	2	10	12	1	4	5	17	30	38
12	4	10	14	0	4	4	18	35	—
12	1	12	13	1	4	5	18	—	—
10	1	12	13	1	6	7	20	24	35
12	3	9	12	1	5	6	18	28	47
9	—	—	12	—	—	9	21	37	47
10	—	—	12	—	—	7	19	32	47
13	2	7	9	2	6	8	17	72	89
13	—	—	6	—	—	11	17	85	89
13	—	—	7	—	—	10	17	78	89
13	1	8	9	1	7	8	17	70	68
10	5	9	14	1	5	6	20	40	52
13	3	3	6	2	9	11	17	43	41
13	3	7	10	0	7	7	17	74	64
14	2	9	11	1	4	5	16	68	56
15	3	5	8	2	5	7	15	55	46
10	5	5	10	1	6	7	17	20	—

Станция	Период наблюдений	Число дней без осадков при облаках				Число дней с осадками при облаках			Общее число дней с осадкообразующими облаками	Количество осадков, мм	
		<6/6 баллов	≥6/6 баллов			слоистообразных	конвективных и слоистообразных	всего		за периоды	многолетнее
			слоистообразных	конвективных и слоистообразных	всего						
Нижний Чир . . .	1954—58	10	4	7	11	1	9	10	21	42	39
Саратов	1954—58	11	3	6	9	4	7	11	20	38	39
Свердлово	1954—58	11	2	6	8	3	9	12	20	36	42
Серафимович . . .	1954—58	10	2	8	10	2	9	11	21	46	37
Хвалынск	1954—58	10	2	10	12	3	6	9	21	37	45
Миллерово	1954—58	11	2	7	9	2	9	11	20	45	40

Особенности распределения числа дней с осадкообразующими облаками

Обычно из дней с осадкообразующими облаками учитываются только дни с осадками, а дни без осадков не рассматриваются. В настоящей работе учтены все дни с осадкообразующими облаками. Число таких дней за рассматриваемые месяцы составляет по данным 27 станций района около $\frac{2}{3}$ всего количества. Это суммарное число дней с осадкообразующими облаками мало меняется по территории и на обширной территории юго-востока ЕТС составляет в среднем для большинства пунктов (21 пункт из 27) в мае 20—22, в июне 17—22 дня (табл. 1).

Устойчивость суммарного числа дней с осадкообразующими облаками по территории отражает влияние атмосферных процессов крупного масштаба на развитие таких облаков.

Учет только числа дней с осадками четко отражает влияние орOGRAPHии и других местных особенностей на естественную реализацию осадков из этих облаков.

Влияние орOGRAPHии отчетливо проявляется и в числе дней с осадкообразующими облаками без осадков.

Рассмотрим эту характеристику для различных территорий.

а) Влияние местных особенностей на распределение осадкообразующих облаков в районе Ставропольской возвышенности. Влияние местных особенностей на распределение осадкообразующих облаков наиболее отчетливо выражено в районе Ставропольской возвышенности, имеющей наибольшие высоты в пределах рассматриваемой территории.

Так, на равнине к западу от возвышенности суммарное число дней с осадкообразующими облаками в Тимошевской ($H=20$ м) и Краснодаре ($H=32$ м) составляло в мае 21, в июне 18. Из них дней с осадками было несколько менее половины: в Тимошевской в мае 9, в июне 8, в Краснодаре — в мае 8, в июне 6. В течение остальных дней осадки из осадкообразующих облаков не выпадали (табл. 1). Таких дней было

Число дней без осадков при облаках				Число дней с осадками при облаках			Общее число дней с осадко- образующими облаками	Количество осадков, мм	
< 6/6 баллов	≥ 6/6 баллов			слоистообразных	конвективных и слоистообразных	всего		за периоды	многолетнее
	слоистообразных	конвективных и слоистообразных	всего						
10	4	8	12	1	7	8	20	38	38
12	3	8	11	2	8	10	21	27	41
11	3	7	10	2	7	9	19	37	43
8	4	11	15	2	6	8	23	40	46
10	3	10	13	2	5	7	20	34	41
10	3	8	11	1	8	9	20	41	50

больше в Краснодаре, где среднее пятилетнее количество осадков и число дней с ними были ниже нормы.

С подъемом по склону возвышенности вместе с ростом количества осадков увеличивается число дней с осадками, число дней с осадкообразующими облаками также несколько возрастает.

В Армавире на высоте 158 м число дней с осадками в мае было 11; число дней с осадкообразующими облаками без осадков 13, в июне соответственно 7 и 13, при количестве осадков и числе дней с ними за пятилетие ниже нормы.

На наиболее высокой и открытой части возвышенности, в Ставрополе ($H=473$ м) число дней с осадками еще более возрастает, но число дней с осадкообразующими облаками становится меньше.

Отмеченное соотношение в числе дней с осадкообразующими облаками при осадках и без осадков наблюдалось как в среднем за 10 лет, так и в среднем за каждое из рассматриваемых пятилетий — 1954—1958 и 1959—1963 гг.

Количество осадков и число дней с осадками здесь в среднем за пятилетие 1954—1958 гг. было меньше нормы в мае и в июне, но число дней с осадками (в мае — 11, в июне — 8) все-таки было равным или несколько большим, чем число дней без осадков (в мае — 10 дней, в июне — 9). Это означает, что естественная реализация осадков происходит здесь весьма активно, даже в годы с осадками ниже нормы.

Во втором пятилетии 1959—1963 гг., когда количество осадков и число дней с ними в мае было больше нормы, а в июне близко к норме, число дней с осадками почти вдвое превосходило число дней с осадкообразующими облаками без осадков; в мае число дней с осадками было 12, в июне 11; число дней с осадкообразующими облаками без осадков в мае составляло всего 7, в июне 6.

В среднем за 10 лет число дней с осадками превосходило число дней без осадков и в мае и в июне (табл. 1).

Совершенно иное соотношение наблюдалось на подветренном склоне возвышенности в защищенной котловинообразной части долины р. Мокрой Буйволы у впадения ее в р. Куму (на ст. Прикумск). Здесь при количестве осадков и числе дней с осадками в первом пятилетии в мае и июне значительно ниже нормы число дней с осадкообразующими облаками без осадков было в мае и в июне в два раза больше числа дней с осадками: 14 дней в мае, 12 в июне, тогда как дней с осадками в мае было всего 7, в июне 6.

Во втором пятилетии (1959—1963 гг.) осадков в мае выпало несколько больше нормы (причем сама норма здесь очень низка). Число дней с осадками (8 дней) также было больше, чем в предыдущее пятилетие, но все же значительно меньше, чем число дней с осадкообразующими облаками без осадков, которых в мае было 14.

В июне при осадках меньше нормы, но больше, чем в предшествующее пятилетие, в среднем за 5 лет (1959—1963 гг.), число дней с осадками было меньше (9 дней), чем число дней с осадкообразующими облаками без осадков (12 дней).

В среднем за 10 лет в мае и в июне в Прикумске число дней с осадкообразующими облаками без осадков было почти в два раза больше (14 и 12 соответственно), чем дней с осадками, которых было 7 за каждый из рассматриваемых месяцев.

Эти данные говорят о различных условиях естественной реализации осадков в Прикумске и Ставрополе при почти одинаковом суммарном числе дней с осадкообразующими облаками. В Ставрополе за пятилетие, 1954—1958 гг., оно составляло в мае 21, в июне 17, в Прикумске — в мае 21, в июне 18. В среднем за 10 лет оно составляло в Ставрополе в мае 20, в июне 17, в Прикумске — в мае 21, в июне 18.

Большее число дней с осадкообразующими облаками на подветренном склоне в Прикумске, чем в Ставрополе, еще не говорит о более благоприятных условиях для искусственных воздействий на них, оно только свидетельствует о недостаточном естественном развитии облаков, в значительном числе дней не достигающих стадии осадкообразования. Но искусственное вызывание осадков в такие дни является возможным. Для выяснения этого вопроса необходимо проведение экспериментальных исследований.

Поскольку влияние местных особенностей в районах возвышенностей превалирует над влиянием циркуляционных процессов крупного масштаба лишь в годы, не слишком сильно отклоняющиеся от средних по характеристикам осадков, то можно предположить, что при одних и тех же синоптических процессах для пунктов, расположенных недалеко друг от друга, условия для развития облаков одинаковы (они лишь усилены или ослаблены местными особенностями) и что искусственные воздействия на облака в таких районах в дни с осадкообразующими облаками без осадков могут быть эффективными.

В годы больших аномалий в осадках влияние циркуляционных процессов перекрывает влияние местных особенностей. В такие годы почти во всех пунктах, лежащих близко друг к другу, но имеющих разные формы рельефа, преобладают процессы одного знака, и число дней с осадкообразующими облаками без осадков может быть здесь или очень малым или очень большим. Так было, например, в мае 1955 г., когда в Ставрополе выпало всего 12 мм осадков, в Прикумске — 16 мм. Тогда число дней с осадками в Ставрополе составляло 5, в Прикумске 3,

дней с осадкообразующими облаками без осадков в Ставрополе было 15, в Прикумске 10.

В мае 1956 г., наоборот, в Ставрополе выпало осадков на 20 мм больше нормы (91 мм), в Прикумске выпало 83 мм, что вдвое превышает норму. Дней с осадками в Ставрополе было 21, в Прикумске 14, число дней с осадкообразующими облаками в Ставрополе было 8, а в Прикумске оно было почти равным числу дней с осадками (15), тогда как в средних условиях дней с осадкообразующими облаками в Прикумске, как уже было отмечено, значительно больше, чем дней с осадками.

б) Условия распределения осадкообразующих облаков в районах возвышенностей юго-востока ЕТС. В районах других возвышенностей ЕТС, менее высоких, чем Ставропольская, также проявляется влияние местных особенностей на реализацию осадков из осадкообразующих облаков.

Особенно отчетливо это влияние проявляется на подветренных склонах, в защищенных долинах, где осадки реализуются за меньшее число дней, чем на наветренных склонах и на равнинах. Здесь число дней с осадкообразующими облаками без осадков наибольшее. Это отчетливо видно на Калачской возвышенности, например, на ст. Урюпинск ($H=98$ м), где число дней с осадкообразующими облаками без осадков составляло в мае и июне по 12, а число дней с осадками в мае 9, в июне 7 (табл. 1).

В районе Восточно-Донской гряды влияние подветренных склонов заметно на ст. Морозовск ($H=88$ м) и на ст. Боковская ($H=90$ м). В Боковской, расположенной в котловинообразной части долины р. Чир, число дней с осадкообразующими облаками без осадков превосходило число дней с осадками. Здесь в мае дней с осадкообразующими облаками было 13, а в июне 16, дней с осадками в мае было 11, в июне — 8.

В районе Сальско-Манычской гряды (Зимовники, $H=71$ м), в Ергелях (Заветное) также на подветренных склонах, особенно в глубоких речных долинах, число дней с осадкообразующими облаками без осадков значительно превышало число дней с осадками.

В таких пунктах число дней с осадкообразующими облаками, ресурсными для воздействий, судя по данным наземных наблюдений, велико. Оно составляет 12—16 дней в месяц.

Известно, что количество осадков может сильно различаться на близко расположенных станциях. Это связано с различными местными особенностями таких станций и, следовательно, с различным влиянием этих особенностей на формирование облаков и реализацию осадков из них. Примерами таких пунктов на Приволжской возвышенности являются Саратов и Камышин, имеющие почти одну и ту же высоту над уровнем моря ($H=120$ и 122 м), но разную степень защищенности от влагонесущих потоков. В результате по количеству выпадающих осадков и по числу дней с ними эти пункты сильно различаются. Различаются они и по числу дней с осадкообразующими облаками без осадков.

В Саратове многолетняя норма количества осадков в мае равна 41 мм, в июне также 41 мм, в Камышине в мае 27 мм, в июне 31 мм. Число дней с осадками в Саратове в мае 8,4, в июне 9,6, в Камышине в мае 7,6, в июне 7,4 (табл. 1).

За пятилетие 1954—1958 гг. количество осадков в мае в Саратове было близким к норме — 38 мм, в Камышине, наоборот, оно было выше нормы — 35 мм. В июне в обоих пунктах среднее пятилетнее количество осадков было ниже среднего многолетнего, в Саратове оно составляло 27 мм, в Камышине — 21 мм. Соответственно и число дней с осад-

ками за это пятилетие в мае было выше, чем в июне: в Саратове 11, в Камышине 8, в июне в Саратове 10, в Камышине 6. Но в Камышине даже за месяц с осадками выше нормы число дней с осадками все-таки было меньше, чем в Саратове при осадках около нормы.

Число дней с осадкообразующими облаками в Камышине, наоборот, было больше, чем в Саратове: в мае оно составляло 13, в июне — 16, тогда как в Саратове в мае было 9, в июне 11 дней.

Суммарное число дней с осадкообразующими облаками было, как видно из приведенных данных, и в Саратове и в Камышине почти одинаковым: в Саратове в мае оно составляло 20 дней, в июне 21, в Камышине в мае 21, в июне 22.

Еще более резко различаются условия формирования облаков и осадков в Сызрани и Хвалынске, Свердлове и Волгограде, расположенных также на Приволжской возвышенности (табл. 1).

Все это говорит о том, что при одних и тех же общих циркуляционных условиях крупного масштаба, благоприятных для развития осадкообразующих облаков, в одних пунктах под влиянием даже не слишком больших местных различий облака чаще достигают стадии осадкообразования, чем в других.

Поскольку в большинстве дней с осадкообразующими облаками без осадков отмечалось развитие облаков мощной конвекции, то можно предположить, что были и условия для осуществления воздействий. Таких дней, как видно из данных табл. 1, было 70—75% общего числа дней с осадкообразующими облаками без осадков.

В пунктах, расположенных открыто к влагонесущим воздушным потокам на равнине, в долинах, на наветренных склонах небольших возвышенностей число дней с осадками и число дней с осадкообразующими облаками без осадков близки между собой. В этих пунктах реализация осадков происходит примерно в половине всех дней с осадкообразующими облаками (Миллерово, Тихорецк, Нижний Чир, Саратов, Свердлово и др.).

В Нижнем Чире, например, число дней с осадками и осадкообразующими облаками без осадков мало различается. Здесь в первом пятилетии осадков в мае выпало несколько больше нормы и дней с ними было 10, дней с осадкообразующими облаками без осадков было 11. В июне при осадках ниже нормы соотношение изменилось в сторону уменьшения числа дней с осадками до 8 и увеличения числа дней с осадкообразующими облаками до 12.

в) Распределение числа дней с осадкообразующими облаками в пунктах, расположенных на равнине. В пунктах, расположенных на равнине, соотношение в числе дней с осадкообразующими облаками без осадков и дней с осадками меняется и при небольших отклонениях осадков от нормы. Здесь заметно влияние только циркуляционных процессов.

Более резкое изменение в соотношении дней с осадками и дней с осадкообразующими облаками без осадков наблюдается за периоды с недостаточным увлажнением. Например, на ст. Ершов ($H=104$ м) в мае за пятилетие, 1954—1958 гг., количество осадков было близким к норме и составляло 38 мм, число дней с осадками было 10 и с осадкообразующими облаками без осадков — 11. В июне выпадало значительно меньше осадков, в среднем за пятилетие — 28 мм, число дней с осадками было 7, дней с осадкообразующими облаками было вдвое больше — 14. Такое же соотношение было в мае и июне следующего пятилетия — 1959—1963 гг., когда выпало по 25 мм осадков за каждый из этих

месяцев. В этот период в мае было 13 дней с осадкообразующими облаками без осадков, а дней с осадками 7; в июне дней без осадков было 16, дней с осадками — 7.

Аналогичное соотношение дней с осадками и дней с осадкообразующими облаками без осадков было за учитываемое пятилетие и в другом рассмотренном пункте, расположенном на равнине — ст. Серафимович (табл. 1).

г) Распределение осадкообразующих облаков в пунктах, расположенных на плоских берегах морей. В пунктах, расположенных на плоских берегах морей, при разных средних многолетних количествах осадков число дней с осадками было меньше, чем число дней с осадкообразующими облаками без осадков. Так, в Ростове-на-Дону ($H=71$ м), Приморско-Ахтарске ($H=3$ м), Ейске в мае при количестве осадков, близком к норме и составляющем на этих станциях соответственно 42, 32 и 36 мм, число дней с осадками во всех пунктах было 8, дней с осадкообразующими облаками без осадков соответственно 12, 12 и 11, т. е. в 1,5 раза больше. В июне при количестве осадков, значительно превышающем норму в каждом из перечисленных пунктов (в Ростове 74, в Приморско-Ахтарске — 68, в Ейске — 55 мм), число дней с осадками также было меньше числа дней с осадкообразующими облаками без осадков: соответственно 7, 5 и 7 при числе дней с осадкообразующими облаками 10, 11 и 8.

Это, очевидно, свидетельствует о том, что в таких пунктах в большинстве дней существуют условия, препятствующие развитию облаков до стадии осадкообразования. В результате реализация осадков из облаков происходит в небольшом числе дней, а соотношение числа дней с осадками и осадкообразующими облаками без осадков близко к соотношению этих дней на подветренных склонах возвышенностей и к соотношению в годы с малым увлажнением на равнинных пунктах.

д) Особенности распределения осадкообразующих облаков в отдельные годы. Поскольку развитие облаков и связанных с ними осадков определяется в основном циркуляционными процессами, то большое разнообразие в распределении числа дней с осадкообразующими облаками, когда осадки не реализуются или реализуются в различных пунктах в отдельные годы, определяется именно характером синоптических процессов каждого отдельного года.

Число дней с осадкообразующими облаками без осадков в отдельные годы может быть весьма различным. За рассматриваемые годы оно колебалось на выбранных станциях от 4 до 23 дней в месяц. При этом в годы с малым месячным количеством осадков в большинстве случаев (96% всех рассматриваемых станций) наблюдается большое число дней с осадкообразующими облаками без осадков (не менее 8 дней в месяц). Это говорит о том, что даже в годы с большой отрицательной аномалией осадков на любой станции почти всегда существует достаточно большое число дней с осадкообразующими облаками без осадков, которые, судя по наземным данным, могут быть использованы для искусственных воздействий на облака. Например, в Камышине в мае 1959 г. при 2 мм осадков было 2 дня с осадками и 19 дней без осадков при наличии осадкообразующих облаков.

В рассматриваемых районах в годы с большими положительными аномалиями осадков число дней с осадками и дней с осадкообразующими облаками без осадков может быть небольшим. Так, в июне 1957 г. в Ставрополе при 105 мм осадков было 7 дней с осадками и 7 дней без осадков при наличии осадкообразующих облаков.

Таблица 2

Число дней с осадками и без осадков при наличии осадкообразующих конвективных облаков

Год	При облач-ности <6/6 баллов	При облачности 6/6—10/10 баллов								Количество осадков за месяц
	без осадков	без осадков				с осадками				
		слоистые	слоистые + конвектив-ные	конвектив-ные	всего	слоистые	слоистые + конвектив-ные	конвектив-ные	всего	
	все формы осадкообра-зующих облаков									
Ст. Камышин										
М а й										
1954	7	4	8	1	13	2	7	2	11	37
1955	14	3	3	1	7	1	7	2	10	44
1956	1	0	15	3	18	0	10	2	12	48
1957	20	2	7	1	10	0	1	0	1	3
1958	9	0	9	6	15	3	3	1	7	45
1959	10	5	8	6	19	0	1	1	2	2
1960	9	5	7	5	17	1	0	4	5	21
1961	4	4	9	2	15	3	8	1	12	83
1962	9	1	5	6	12	2	5	3	10	20
1963	16	1	4	6	11	2	1	1	4	16
И ю н ь										
1954	6	1	10	6	17	1	3	3	7	15
1955	7	1	8	6	15	1	6	1	8	37
1956	14	2	5	8	15	0	1	0	1	4
1957	12	1	11	3	15	0	3	0	3	12
1958	6	4	10	2	16	1	6	1	8	36
1959	7	1	6	6	13	0	2	8	10	30
1960	3	2	11	11	24	1	1	1	3	29
1961	10	2	3	7	12	1	7	0	8	16
1962	6	2	3	8	13	1	7	3	11	34
1963	11	1	6	6	13	0	2	4	6	14
Ст. Саратов										
М а й										
1954	6	4	4	3	11	3	3	3	14	71
1955	8	5	8	0	13	6	3	1	10	20
1956	3	3	4	3	10	7	9	2	18	57
1957	22	1	1	3	5	3	0	1	4	4
1958	14	1	2	4	7	4	3	3	10	25
И ю н ь										
1954	8	2	5	7	14	0	7	1	8	12
1955	8	8	4	3	15	4	2	1	7	34
1956	18	1	2	6	9	0	0	3	3	2
1957	17	0	1	3	4	4	2	3	9	16
1958	8	3	4	3	10	4	4	4	12	72

В остальные годы вариации в числе дней с осадками и без осадков при наличии осадкообразующих облаков в разных пунктах были самыми различными (табл. 2) при достаточно большом числе дней с осадкообразующими облаками без осадков. В среднем за пятилетие число таких дней на рассматриваемых станциях составляло от 8 до 16.

Выводы

В результате проведенного исследования можно сделать следующие выводы.

1. Число дней с осадкообразующими облаками (при учете дней с осадками и без осадков) на обширном пространстве юго-востока Европейской территории СССР в весенне-летние месяцы меняется мало. Оно составляет в большинстве рассмотренных пунктов 20—22 дня в мае и 17—22 — в июне. Такое распределение обусловлено циркуляционными процессами крупного масштаба.

2. Вследствие более благоприятных условий для естественной реализации осадков из облаков на наветренных склонах и вершинах возвышенностей число дней с облаками, из которых возможно выпадение осадков, здесь меньше, чем на равнине и на подветренных склонах (оно составляет 5—8 дней в месяц).

3. На подветренных склонах условия для развития облаков до стадии осадкообразования недостаточные, здесь меньше число дней с осадками, но дней с осадкообразующими облаками без осадков больше, чем на равнине и подветренных склонах: 14—16 в месяц.

4. На равнине только в половине всех дней с осадкообразующими облаками происходит реализация осадков из них. Число таких дней более, чем в других районах, изменяется от циркуляционных процессов. Среднее число дней с осадкообразующими облаками без осадков составляет здесь 8—10 дней.

5. На плоских берегах морей в большей части дней с осадкообразующими облаками осадки не реализуются, в среднем это составляет 10—12 дней в месяц.

6. В дни с осадкообразующими облаками без осадков в мае и июне 70—75% составляют облака мощной конвекции, наиболее пригодные для осуществления искусственных воздействий. Однако это еще не означает наличие во всех случаях благоприятных условий для осуществления искусственных воздействий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамова М. М. К вопросу об эффективности летних осадков в условиях засушливого климата. Почвоведение, № 9, 1962.
2. Ефремова Н. И. О структуре месячных сумм осадков в степях юго-востока Европейской территории СССР. Тр. ГГО, вып. 181, 1966.
3. Архангельский В. Л. Атмосферные процессы Нижнего Поволжья. Вопросы климата и погоды Нижнего Поволжья, вып. 1. Изд. Саратовского университета, 1965.
4. Архангельский В. Л. Атмосферные осадки в Нижнем Поволжье. Вопросы климата и погоды Нижнего Поволжья, вып. 2. Изд. Саратовского университета, 1966.
5. Справочник по климату СССР, вып. 12, часть IV. Гидрометеозидат, Л., 1968.

ВОЗМОЖНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ НАЗЕМНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ НАД ОБЛАКАМИ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ЧИСЛА ДНЕЙ, БЛАГОПРИЯТНЫХ ДЛЯ ИСКУССТВЕННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Для исследования возможности получения дополнительных осадков из конвективных облаков необходимо использование экспериментальных и климатологических данных. Поскольку экспериментальные исследования носят эпизодический характер, важно развивать климатологические исследования, позволяющие использовать данные многолетних наблюдений над облаками по многочисленным пунктам, в различных физико-географических районах и для различных сезонов года.

В настоящее время такие исследования только зарождаются. Одним из главных вопросов для начальной стадии исследований является вопрос о том, насколько верно можно определить по наземным наблюдениям число дней с облаками, из которых возможно выпадение осадков естественным путем или в результате искусственных воздействий, т. е. дней ресурсных для воздействий по наличию осадкообразующих облаков. В настоящей работе рассматриваются вопросы:

1) можно ли используя данные наземных наблюдений за облаками, определить число дней, благоприятных для осуществления искусственных воздействий;

2) можно ли за счет таких дней увеличить число дней с осадками в отдельном пункте.

Материалы наблюдений

В работе использованы данные двенадцатисрочных наблюдений за облаками и материалы радиозондирования по Саратову, а также сведения о количестве осадков на постах в зоне радиусом 100 км вокруг Саратова. Рассмотрены материалы для периода ранних фаз развития яровых зерновых культур (май—июнь) и озимых зерновых культур (август—сентябрь) за 1954—1958 гг. За май и июнь по осадкам использованы данные 19 постов и 2 станций, за август—сентябрь данные 15 постов и 2 станций.

По двенадцатисрочным наблюдениям выбраны дни с облаками мощной конвекции (Cb, Cu cong.) при количестве облаков более 6/6 баллов. Градация 6/6 баллов выбрана потому, что она является практически

нижним пределом количества облаков, при котором могут выпадать осадки в пункте наблюдения.

В дни с развитием Сb обычно развиваются Си *cong.*, т. е. существуют условия, благоприятные для развития облаков, из которых возможно выпадение осадков естественным путем или в результате искусственных воздействий.

В мае и июне данные радиозондов и сведения об осадках на постах привлекались для анализа таких дней с осадкообразующими конвективными облаками, когда эти облака наблюдались в Саратове за один срок наблюдений (из 12) и более, в августе и сентябре, по более строгому критерию — когда осадкообразующие конвективные облака отмечались в течение двух сроков наблюдений и более.

Возможности увеличения числа дней с осадками и количества осадков в мае и июне в результате искусственных воздействий на облака

Как было показано в работе [5], среднее число дней с осадкообразующими облаками составляло в Саратове за рассматриваемые годы в мае 20, в июне 21.

В мае при средних за пятилетие количествах осадков и числе дней с осадками, близкими к средним многолетним значениям, из дней с осадкообразующими облаками осадки выпадали только в 7 днях. В июне при количестве осадков и числе дней с ними за пятилетие ниже нормы число дней с осадками составляло 8. В остальные дни с осадкообразующими облаками осадки в Саратове не выпадали.

Поскольку число дней с осадкообразующими облаками без осадков велико, интересно рассмотреть аэрологические условия в такие дни с развитием облаков мощной конвекции, не дающих осадков в пункте наблюдения или дающих осадки 0,0 мм, и установить — выпадают ли в такие дни осадки на соседних пунктах.

Для выяснения этих вопросов по данным радиозондов в Саратове (в основном утренних — за 5 час., а в некоторых случаях и дневных — 17 час.) были рассчитаны по методу слоя возможные мощности конвективных облаков в дни, когда в этом пункте наблюдались осадкообразующие конвективные облака без осадков, а также и в дни с осадками 0,0 мм.

Увеличение числа дней с осадками может быть достигнуто за счет стимулирования осадков из конвективных облаков в дни без осадков. К числу этих дней при климатологических обработках относятся и дни с осадками 0,0 мм. Такое количество осадков практического значения не имеет, но оно указывает на наличие осадкообразующих облаков значительной вертикальной мощности и, возможно, на благоприятные для осуществления искусственных воздействий условия.

Чтобы повысить эффективность осадков, необходимо количественное их увеличение в дни с малыми осадками (0,1—5,0 мм), поскольку такие осадки малоэффективны для растений с развитой корневой системой, особенно после их выпадения с большими перерывами [2].

Из дней без осадков в Саратове, составляющих за май в сумме за пятилетие 32 дня (в среднем 6 дней в месяц), в течение 10 дней (в среднем 2 дня в месяц) выпадали осадки 0,0 мм.

Рассмотрение материалов осадкомерных постов Саратовской области показывает, что для 22 дней без осадков в Саратове по области отмечались осадки за 18 дней, т. е. на территории области существовали

условия, благоприятные для развития облаков мощной конвекции, которые в значительной степени правильно определяются по наземным наблюдениям.

В течение остальных четырех дней (1/V 1954 г., 11/V 1957 г., 27/V 1957 г., 4/V 1958 г.) температурная стратификация была устойчивой, а суммарный дефицит точки росы был велик и мощные конвективные облака не могли развиваться. В эти дни нигде по области осадки не отмечались.

Еще в течение трех дней (22/V 1954 г., 4/V 1957 г., 28/V 1958 г.), по данным утреннего радиозондирования, стратификация была устойчивой, а суммарный дефицит точки росы был велик. Но данные дневного зондирования показали, что в эти дни было возможно развитие мощных конвективных облаков, на нескольких постах области выпадали осадки, связанные с прохождением фронтов.

За 14 дней в мае по методу слоя была вычислена возможная мощность конвективных облаков. Из них в течение 10 дней вертикальная мощность по данным расчета была более 3 км (табл. 1).

В дни с осадками 0,0 мм в Саратове (10 дней), согласно расчету, возможная мощность конвективных облаков также была в большинстве дней более 3 км. За все такие дни по области некоторыми постами отмечались осадки.

В июне в сумме за 5 лет оказалось 38 дней с осадкообразующими конвективными облаками без осадков. Из них в 9 днях наблюдались осадки 0,0 мм в Саратове, в остальные 29 дней они совсем не выпадали.

Как показали аэрологические данные, в течение 5 дней из 29 (20/VI 1954 г., 22/VI 1954 г., 11/VI 1956 г., 23/VI 1957 г., 13/VI 1958 г.) наблюдалась устойчивая стратификация, большая сухость воздуха, осадки по области не выпадали (табл. 1).

В течение еще 8 дней из 29 в утренние часы также наблюдалась большая устойчивость стратификации, и только в дневное время в зафронтальной воздушной массе было возможно развитие конвективных облаков мощностью от 2 до 5,5 км. На постах области отмечались осадки.

В остальные 16 дней расчеты возможной вертикальной мощности облаков показали, что в течение 6 дней могли развиваться конвективные облака мощностью от 2 до 5 км и в течение 10 дней — мощностью от 5 до 10,5 км. Во все эти дни на постах и станциях области выпадали осадки.

В Саратове за 9 дней с осадками 0,0 мм также было возможно развитие осадкообразующих облаков, и по области выпадали осадки.

Таким образом, сопоставление наземных наблюдений над облаками с данными по фактически наблюдавшимся осадкам и расчетной мощности облаков в мае и в июне показало, что в течение 24 дней (из 29), т. е. в 83% дней с облаками конвективных форм без осадков в отдельном пункте было возможно развитие облаков мощной конвекции.

Из рассмотренных материалов по Саратову и области можно заключить, что в этом районе имеются благоприятные условия для воздействий в среднем за май в течение 5 дней, за июнь в течение 6—7 дней, т. е. в сумме за период май—июнь в течение 11—12 дней, учитывая только число дней с конвективными осадкообразующими облаками (табл. 1).

Следовательно, число дней с осадками может быть увеличено в мае и июне за счет искусственных воздействий в 1,5—2 раза по сравнению

Таблица 1

Вычисленная мощность облаков и суммарный дефицит точки росы
(на поверхностях 850, 700 и 500 мб) в дни с осадкообразующими
конвективными облаками без осадков в Саратове и осадки на постах области

Год	Число	Время зондирова- ния, час	Суммарный дефицит точки росы, г	Возможная вертикаль- ная мощ- ность обла- ков, км	Число пунктов, отмечавших осадки	Количество осадков по области, мм
М а й						
1954	1	5	33,3	0	0	—
	1	17	—	0	0	—
	22	5	32,5	0	1	2,0
	22	17	—	4,0	0	2,0
	25	5	18,5	5,6	3	0,3—9,4
	28	5	11,5	5,7	5	0,3—1,7
1955	18	5	21,9	8,8	6	0,0—8,5
	25	5	23,2	5,5	6	0,0—1,3
1956	2	5	22,6	2,6	5	0,0—12,3
	12	5	16,3	3,9	6	0,0—2,0
	16	5	19,5	2,3	4	0,1—2,8
	17	5	17,6	2,0	3	0,0—0,1
	19	5	22,1	3,1	4	0,0—15,0
	23	5	25,7	1,2	1	1,7
	24	5	13,9	3,4	5	0,0—0,8
	25	5	9,4	0	6	0,0—1,4
	25	17	—	4,2	6	0,0—1,4
	28	5	21,0	2,1	5	0,3—2,8
1957	4	5	27,6	0	3	0,0—0,8
	4	17	—	3,8	3	0,0—0,8
	11	5	38,4	0	0	—
	11	17	—	0	0	—
	27	5	34,4	0	0	—
1958	2	5	—	0	0	—
	2	17	19,0	6,1	11	0,0—3,5
	4	5	27,5	0	0	—
	4	17	—	0	0	—
	28	5	31,3	0	7	0,0—6,7
	28	17	—	8,4	7	0,0—6,7
	30	5	20,7	3,6	5	0,0—7,6
И ю н ь						
1954	1	17	18,3	4,3	1	8,6
	5	5	21,3	3,5	2	0,0—0,3
	7	5	20,8	0	9	0,0—2,6
	7	17	16,7	3	9	0,0—2,6
	9	5	22,3	5,5	7	0,3—13,7

Год	Число	Время зондирования, час	Суммарный дефицит точки росы, t°	Возможная вертикальная мощность облаков, км	Число пунктов, отмечавших осадки	Количество осадков по области, мм
1954	10	5	20,9	6,9	1	0,1
	16	5	24,4	7,6	3	0,0—10,4
	19	5	21,4	10,5	3	0,0—0,7
	20	5	25,5	0	0	—
	20	17	38,2	0	0	—
	22	5	26,9	0	0	—
	22	17	—	0	0	—
	23	5	15,4	5,2	1	4,6
	24	5	18,1	8,0	1	0,0
	29	5	21,1	1,9	1	0,1
	30	5	22,1	6,6	7	0,0—5,3
1955	1	5	24,1	0	1	4,9
	1	17	—	3,0	1	4,9
	5	5	18,5	2,0	8	0,0—7,9
	7	5	14,7	7,3	9	0,0—6,3
	19	5	14,3	2,8	5	0,0—1,1
	21	5	25,4	1,6	1	0,1
1956	11	5	27,3	0	0	—
	11	17	30,3	0	0	—
	14	5	16,2	3,2	1	0,2
	21	5	15,7	5,5	7	0,0—1,8
	22	5	18,7	8,3	7	0,0—21,2
	27	5	24,3	0	5	0,0—6,0
	27	17	19,1	5,5	5	0,0—6,0
1957	2	5	28,2	0	10	0,0—2,1
	2	17	—	2,0	10	0,0—2,1
	23	5	37,8	0	—	—
	26	5	28,0	0	6	0,0—0,2
	26	17	—	3	6	0,0—0,2
1958	13	5	27,7	0	0	—
	13	17	—	0	0	—
	20	5	23,2	5,2	7	0,0—6,8
	29	5	10,9	4,3	2	0,0—5,8

со средними многолетними данными [4] за счет дней с осадкообразующими облаками без осадков.

Дней с мелкими осадками 0,1—5,0 мм из конвективных облаков было в среднем за пятилетие по Саратову в мае 5, в июне 7. Это означает, что примерно при таком числе дней целесообразно и возможно добавление осадков путем активных воздействий на облака.

Возможности искусственного увеличения числа дней с осадками и количества их в августе и сентябре

Основным периодом активной осенней вегетации озимых культур является август — сентябрь и первая декада октября. В это время особенно важны осадки для растений.

По данным Е. С. Улановой [3], в Нижнем Поволжье в августе только сумма осадков более 60 мм обеспечивает хорошее увлажнение пахотного слоя почвы для развития озимых, осадки 40—60 мм создают удовлетворительное увлажнение, осадки менее 20 мм — плохое увлажнение. Норма осадков в августе в Саратове составляет всего 35 мм. Поэтому в августе особенно важно увеличение осадков как за счет дней без осадков с наличием осадкообразующих облаков, так и за счет дней с малыми суточными суммами осадков, выпадающих из конвективных облаков.

В сентябре 30—50 мм осадков создают удовлетворительное и хорошее увлажнение пахотного слоя почвы, осадки 20—30 мм создают недостаточное увлажнение. Норма осадков в сентябре 35 мм, т. е. это количество осадков создает удовлетворительное увлажнение.

В рассматриваемое пятилетие среднее количество осадков в целом за август — сентябрь было близким к среднему многолетнему. Но для каждого из этих месяцев отклонения от нормы имели разные знаки (табл. 2).

В августе рассматриваемого пятилетия осадки превосходили многолетнюю норму в 1955, 1956, 1958 гг. и составляли в среднем 48 мм.

Таблица 2

**Количество осадков и число дней с осадками и без осадков общее
и при наличии конвективных облаков 6/6—10/10 баллов по Саратову
за август и сентябрь**

	1954	1955	1956	1957	1958	Среднее за 5 лет	Среднее многолетнее	1954	1955	1956	1957	1958	За 5 лет	Среднее многолетнее
	август							сентябрь						
Количество осадков, мм	33	79	46	24	58	48	35	26	3	36	12	15	19	38
Общее число дней с осадками и без осадков														
≥ 0,1 мм	10	8	14	5	7	8,8	9,0	9	3	10	7	11	8,0	8,7
0,1—5,0 мм	7	6	12	4	2	6,2	6,4	7	3	8	6	10	6,8	6,5
без осадков	21	26	20	30	25	24,4	22,0	21	30	21	23	20	23,4	21,3
из них 0,0 мм	0	3	3	4	1	2,1	1,2	0	3	1	0	1	1,0	0,8
Число дней с осадками и без осадков при наличии конвективных облаков 6/6—10/10 баллов														
≥ 0,1	8	6	8	1	1	4,8	—	5	1	5	1	2	2,8	—
0,1—5,0	6	4	7	0	1	3,6	—	4	1	4	1	2	2,4	—
без осадков	3	2	2	7	5	3,8	—	3	1	1	0	4	1,8	—
из них 0,0 мм	0	1	2	3	0	1,2	—	0	0	1	0	0	0,2	—

В сентябре среднее количество осадков составляло всего 19 мм в связи с малым количеством осадков в 1955, 1957, 1958 гг. и при недостаточном количестве в 1954 и 1956 гг. (табл. 2).

По числу дней осадки рассматриваемого пятилетия в среднем за август — сентябрь также были близки к многолетней норме. Но в сентябре общее число дней с осадками в среднем за 5 лет оказалось почти таким же, как в августе, при количестве осадков, в 2,5 раза меньшем за счет большего числа дней с мелкими осадками.

Рассмотрим, каковы возможности добавления осадков в дни с развитием осадкообразующих конвективных облаков, учитывая дни без осадков и дни с малыми суточными суммами осадков (0,1—5,0 мм).

Число дней без осадков при наличии осадкообразующих конвективных облаков составляло в Саратове в августе 3,8, в сентябре 1,8.

Во все ли эти дни без осадков в данном пункте имеются благоприятные условия в других пунктах области для развития облаков до стадии осадкообразования и можно ли определить тем самым, какое число дней с мощными конвективными облаками может быть использовано для искусственных воздействий? Можно ли также оценить, насколько верно определяются условия развития мощных конвективных облаков по данным отдельного пункта наблюдений. Для ответа на эти вопросы производился расчет мощности облаков по методу слоя и сопоставление полученных результатов с данными о фактически выпавших осадках на станциях и постах области в радиусе 100 км от Саратова.

Дни с осадками 0,0 мм из конвективных облаков сами по себе свидетельствуют о развитии облаков до стадии осадкообразования. Поэтому такие дни являются благоприятными по наличию осадкообразующих облаков. И это подтверждается как вычисленными вертикальными мощностями облаков, составлявшими от 3,5 до 10 км, так и фактическим выпадением по области осадков (табл. 2).

Дни с осадками 0,0 мм составляли в августе в среднем за 5 лет 1,2, в сентябре — 0,2.

Дни без осадков в Саратове при наличии осадкообразующих конвективных облаков составляли в среднем в августе 2,6 (13 дней в сумме за 5 лет), в сентябре 1,6 дня (8 дней в сумме), или в общем 21 день, считая за весь период август — сентябрь.

В августе из 13 дней без осадков в Саратове в течение 5 дней осадки не выпадали ни в городе, ни на постах. Это связано с отсутствием благоприятных условий для развития облаков в течение двух из этих дней — 13/VIII 1954 г. и 13/VIII 1957 г., когда стратификация была устойчивой, а суммарный дефицит точки росы (на поверхностях 850, 700 и 500 мб) был велик (табл. 3); 28/VIII 1955 г., 5/VIII 1957 г. и 22/VIII 1958 г. было возможно слабое развитие облаков, их вычисленная вертикальная мощность не достигала 2 км в течение двух дней, и только 22/VIII 1958 г. мощность облаков составляла 2 км.

Определить фактическую ресурсность в эти дни можно было бы только экспериментально.

В течение остальных 8 дней (из 13) с осадкообразующими облаками без осадков в Саратове было возможно развитие облаков мощной конвекции над территорией области. В течение 7 дней рассчитанная вертикальная мощность облаков превышала 6 км и только в течение одного дня составляла 2 км. На постах области в эти дни выпадали осадки (табл. 3).

Таким образом, в Саратове в августе из 19 дней (в среднем 3,8) без осадков, включая дни с осадками 0,0 мм, определенные по наземным данным как благоприятные для воздействий, фактически благоприятные

Таблица 3

Вычисленная мощность облаков и суммарный дефицит точки росы
в дни с осадкообразующими конвективными облаками 6/6—10/10 баллов
в Саратове и осадки на постах области

Год	Число	Время зондирова- ния, час.	Суммарный дефицит точки росы, t°	Возможная вертикаль- ная мощ- ность обла- ков, км	Температу- ра на верх- ней грани- це облаков, t°	Количество осадков по области, мм
-----	-------	----------------------------------	--	---	---	---

Август

Дни без осадков в Саратове

1954	11	5	23,9	9,9	-51,9	1,0—2,8
	26	5	24,5	9,7	-49,8	0,0—1,5
	13	5	31,4	0	—	—
	—	—	—	—	—	—
1955	28	5	21,4	0,8	+5,0	—
1957	17	5	13,8	7,7	-37,0	0,0—2,3
	5	5	18,1	1,2	1,0	—
	6	5	20,2	2,0	-15,9	0,0—0,1
1956	3	5	12,9	8,8	-42,8	0,0—2,3
	7	5	11,5	6,5	-23,1	7,0
	13	5	31,2	0	—	—
	—	—	—	—	—	—
	19	5	17,9	7,1	-28,3	0,0—4,8
	22	5	16,9	2,0	-0,7	—
	22	17	—	3,0	—	—

Дни с осадками 0,0 мм в Саратове

1955	9	5	—	7,1	—	0,1—25,3
1956	10	5	—	3,7	—	0,2—1,8
	12	5	—	4,1	—	0,0—3,9
1957	4	5	—	6,7	—	0,2—9,6
	20	5	—	7,0	—	0,0—26,5
	26	5	—	10,7	—	0,0—7,6

Сентябрь

Дни без осадков в Саратове

1954	3	5	15,5	2,2	0,1	0,0—3,9
	20	5	17,9	1,8	-2,4	0,2—3,8
	20	17	—	5,0	—	—
	21	5	26,4	0	—	—
	21	17	—	0	—	—
1955	8	5	18,7	0,8	0,8	0,0—2,9
	8	17	—	1,7	—	0,0—2,9
1958	16	5	17,8	2,1	-11,2	—
	16	17	—	2,8	—	—
	19	5	—	0	—	0,0—1,5

Год	Число	Время зондирования, час.	Суммарный дефицит точки росы, t°	Возможная вертикальная мощность облаков, км	Температура на верхней границе облаков, t°	Количество осадков по области, мм
1958	19	17	20,0	2,0	-8,2	0,0—1,5
	26	5	16,4	2,2	-8,0	—
	26	17	—	4,7	—	—
	29	5	5,6	4,8	-22,2	0,2—2,4

Дни с осадками 0,0 мм в Саратове

1956	24	5	—	0	—	0,0—0,3
	24	17	4,8	3,2	-17,0	0,0—0,3

условия были не менее чем в 14 днях, т. е. в 74% случаев. Но дней, когда условия для развития конвективных облаков совсем отсутствовали, было два.

В сентябре из 8 дней без осадков в Саратове в течение 3 дней осадков не было и в области, причем только 21/IX 1954 г. не было условий для развития облаков из-за большой сухости воздуха и устойчивой стратификации.

За два других дня, 16/IX 1958 г. и 26/IX 1958 г., судя по данным расчета, облака могли достигать мощности 2 км, но осадки постами не отмечались. Возможно, что они не отмечены только на выбранных 15 пунктах. За остальные 5 дней без осадков в Саратове при наличии осадкообразующих облаков по области отмечались осадки. При этом в трех случаях (20/IX 1954 г., 8/IX 1955 г., 19/IX 1958 г.) это были осадки, связанные с фронтами. В утренние часы стратификация была устойчивой, а по данным дневных зондов вычисленная мощность облаков оказалась значительнее — до 8 км.

Таким образом, в сентябре из 8 дней с осадкообразующими облаками без осадков только в течение одного дня отметка конвективных осадкообразующих облаков наблюдателями не подтвердилась фактическими данными по мощности развивающихся облаков. В остальных 90% дней наблюдались осадкообразующие конвективные облака.

В целом за период август — сентябрь, близкий по своим средним пятилетним характеристикам по количеству осадков и числу дней с ними к многолетним, суммарное число дней без осадков при наличии осадкообразующих конвективных облаков составляло 20—25 дней (в среднем 4—5 дней за период), из определенных по данным наблюдателей — 28 дней (5,6 дня за период). На такое число дней можно было в период ранних фаз развития озимых увеличить число дней с осадками.

Эти 20—25 дней (4—5 в среднем) составляют 70—90% дней, определенных наблюдателем в отдельном пункте как дни с мощными конвективными облаками, из которых могут выпадать осадки.

Если учесть для этих месяцев число дней с осадкообразующими конвективными облаками без осадков по их отметке в один из двенадцати сроков наблюдений, как это было сделано для мая и июня, то

число дней с такими облаками в августе составит 8,4, в сентябре 4,0, т. е. 12,4 дня в сумме за период август — сентябрь.

Кроме того, количество осадков, очевидно, могло бы быть увеличено еще в течение 6 дней с малыми суточными суммами осадков (0,1—5,0 мм) из конвективных облаков (табл. 3). Таких дней в августе в среднем за пятилетие было 3,6, в сентябре — 2,4.

Как видно из этих данных, ресурсы для искусственного увеличения осадков и числа дней с ними в районе Саратова, безусловно, имеются.

Возможность использования данных четырехсрочных наблюдений над облаками для определения числа дней, ресурсных для искусственных воздействий

Как показано ранее, данные наземных двенадцатисрочных наблюдений по числу дней с конвективными осадкообразующими облаками, ресурсными для воздействий, достаточно верно отражают фактическое их число, и поэтому такие наблюдения могут быть использованы при климатологических исследованиях таких дней. Однако в настоящее время пунктов с двенадцатисрочными наблюдениями за облаками мало, и ряды их пока коротки. В связи с этим возникает вопрос, можно ли использовать для климатологических оценок дней, ресурсных по наличию осадкообразующих облаков, четырехсрочные наблюдения в климатологические сроки, имеющие многолетние ряды по большому числу станций.

Для ответа на этот вопрос за пятилетие 1954—1958 гг. было сопоставлено число дней с облаками мощной конвекции, выбранными как по данным наблюдений за один срок и более, так и по данным за два срока и более из двенадцатисрочных наблюдений, со случаями, когда имелось не менее одной отметки этих облаков из четырех климатологических сроков (1, 7, 13, 19 час.). Такой отбор дней был произведен для мая, июня, августа и сентября. Естественно ожидать (и видно из данных табл. 4), что число дней с осадкообразующими конвективными облаками, отмеченными не менее чем за один срок для двенадцатисрочных наблюдений, больше числа дней, отмеченных двумя другими способами.

Наибольшие различия в отборе по этим способам получились в августе и сентябре, когда, по-видимому, было больше дней с краткосрочным появлением осадкообразующих облаков в Саратове. Особенно большие различия были в дни без осадков по Саратову. Так, в августе по выбору таких дней с учетом одной отметки было 6,2 дня, по выбору двух отметок — 2,6, по выбору одной отметки из четырехсрочных наблюдений — 2,4. В дни с мелкими осадками, включая 0,0 мм, различия были меньше (табл. 4). В сентябре наблюдалась та же картина, но при меньшем числе дней.

Очевидно, в августе существует меньше возможностей для воздействий, учитывая краткосрочность наблюдения осадкообразующих облаков, которые, может быть, и не достигали большого вертикального развития.

Использование данных четырехсрочных наблюдений над облаками за основные климатологические сроки занижает фактическое число дней с осадкообразующими облаками.

Число дней с осадкообразующими облаками, полученное по четырехсрочным наблюдениям, составляет 40—74% числа дней, полученных

Число дней без осадков и с мелкими осадками при наличии осадкообразующих из двенадцатисрочных наблюдений

Осадки, мм	Из 12							
	по одной отметке и более						по двум	
	1954	1955	1956	1957	1958	среднее пятилетнее	1954	1955
М а й								
0,0	1	5	1	0	0	1,4	1	5
Без осадков	5	3	6	3	6	4,6	5	2
И ю н ь								
0,0	2	2	2	0	1	1,4	1	1
Без осадков	10	5	6	4	6	6,2	8	4
А в г у с т								
≥ 5	6	5	8	0	1	4,0	6	4
0,0	0	1	2	3	0	1,2	0	1
Без осадков	4	6	2	14	5	6,2	3	1
С е н т я б р ь								
≥ 5	4	2	5	2	2	3,0	4	1
0,0	0	1	1	0	1	0,6	0	0
Без осадков	4	3	2	5	3	3,4	3	1

из двенадцатисрочных наблюдений, учитывающих отметку этих облаков за один и более сроков наблюдения (табл. 4). При учете отметок таких облаков за два срока и более из двенадцати различие с четырехсрочными наблюдениями меньше. В этом случае число дней с осадкообразующими облаками, полученное по четырехсрочным наблюдениям, составляет 83—90% данных по двенадцатисрочным наблюдениям. Поэтому при использовании данных четырехсрочных наблюдений следует учитывать эти различия.

Для получения более надежного заключения об использовании четырехсрочных наблюдений вместо двенадцатисрочных при выделении дней с осадкообразующими облаками необходимо произвести сравнение этих данных за более длительный чем пять лет период наблюдений.

Таблица 4

конвективных облаков, выделенных по одной, двум и более отметкам и по четырехсрочным наблюдениям

сроков отметкам и более				Из четырехсрочных наблюдений за один срок и более					
1956	1957	1958	среднее пятилетнее	1954	1955	1956	1957	1958	среднее пятилетнее
М а и									
0	0	0	1,2	0	5	0	0	0	1,0
6	2	5	4,0	3	3	6	1	4	3,4
И ю н ь									
0	0	0	0,4	1	0	0	0	0	0,2
4	6	5	5,4	7	4	4	5	3	4,6
А в г у с т									
7	0	1	3,6	5	4	6	0	1	3,2
2	3	0	1,2	0	0	2	3	0	1,0
0	4	5	2,6	2	1	0	4	5	2,4
С е н т я б р ь									
4	1	2	2,4	4	1	3	1	2	2,2
1	0	0	0,2	0	0	0	0	0	0,2
0	0	4	1,6	3	1	0	0	3	1,4

ЛИТЕРАТУРА

1. Андросова Т. П. Повторяемость атмосферных и почвенных засух по Саратовской области за 27-летний период (1936—1962 гг.). Вопросы климата и погоды Нижнего Поволжья, вып. 1, изд. Саратовского университета, 1965.
2. Абрамова М. М. К вопросу об эффективности летних осадков в условиях засушливого климата. Почвоведение, № 9, 1962.
3. Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель. Гидрометеониздат, Л., 1955.
4. Ефремова Н. И. О структуре месячных осадков в степях юго-востока Европейской территории СССР. Тр. ГГО, вып. 181, 1965.
5. Осипова Г. И. Роль местных особенностей в формировании осадкообразующих облаков на юго-востоке Европейской территории СССР в весенне-летний период. См. наст. сборник.

СОДЕРЖАНИЕ

В. Я. Никандров. О льдообразующих свойствах растворимых в воде веществ	3
Т. Н. Громова, В. Т. Леншин, Д. Д. Сталевич. О выборе реагентов для воздействия на конвективные облака с целью вызывания из них осадков	7
Ю. П. Сумин. Исследования кристаллизующих свойств сернистой меди при воздействиях на переохлажденные слоистообразные облака	21
С. С. Волкова, Е. Н. Овчинникова, Н. П. Тверской. Исследование кристаллизующей способности и дисперсности золы йодистого серебра	36
Е. В. Преображенская. Измерения концентрации свинца в осадках при естественном их выпадении и при активных воздействиях на облака йодистым свинцом	43
П. Ф. Свистов. Определение содержания свинца в аэрозолях и пыли	49
Ю. А. Довгало. Закономерности роста облачных капель при импульсном развитии конвективных облаков	54
С. П. Гирс, Н. С. Шишкин. Об электрических свойствах мелкокапельных конвективных облаков	62
Н. С. Шишкин. О заряде частиц ливневых осадков	70
Р. А. Анчугова, Н. Ф. Котов, Т. Н. Морозова. К вопросу о радиолокационном измерении количества конвективных облаков на больших площадях	74
Р. А. Анчугова, Н. С. Шишкин. Сравнение параметров осадкообразующих конвективных облаков по данным радиолокационных наблюдений и по методу слоя	84
К. С. Жупахин, В. С. Жупахин. О методике оперативной оценки интервалов корреляции квазистационарных эхо-сигналов	90
К. С. Жупахин. О возможности повышения точности радиолокационных измерений осадков	93
Е. П. Будилова, В. Т. Леншин. О прогнозе условий парения планеров в пограничном слое атмосферы	113
Ф. С. Терзиев, Г. В. Гирдюк. Уточнение методики прогноза тумана испарения	119
Н. И. Новожилов. О механизме образования перистых коттевидных облаков	126
Т. А. Першина. Новый сборник проб ледяных кристаллов и частиц аэрозоля	131
Г. И. Осипова. Роль местных особенностей в формировании осадкообразующих конвективных облаков на юго-востоке Европейской территории СССР в весенне-летний период	134
Г. И. Осипова. Возможность использования данных наземных наблюдений над облаками при определении числа дней, благоприятных для искусственных воздействий	146

Труды ГГО, вып. 239

ФИЗИКА ОБЛАКОВ И АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Редактор Ю. П. Бреховских
Технич. редактор Г. С. Николаева
Корректор Б. А. Минц

Сдано в набор 31/I 1969 г. Подписано к печати 25/VI 1969 г. Бумага тип. № 1 70×108¹/₁₆. Бум. л. 5,125. Уел. печ. л. 14,35. Уч.-изд. л. 12,81. М-28121. Индекс МД-258. Тираж 600. Заказ № 182. Цена 90 коп.

Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, 23

Сортавальская книжная типография Управления по печати при Совете Министров КАССР
Сортавала, Карельская, 42