

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

ТРУДЫ
ВЫПУСК 262

06
Т78

ФИЗИКА ОБЛАКОВ
И
АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

251406

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



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1971

БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО

В сборник включены статьи, посвященные 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.

Н. В. БЫЧКОВ, Т. Н. ГРОМОВА, Ю. П. СУМИН

ЛЬДООБРАЗУЮЩИЕ СВОЙСТВА СЕРНИСТОЙ МЕДИ КАК РЕАГЕНТА ДЛЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫЕ ОБЛАКА

Введение

Известно, что широко применяемые в практике активных воздействий на переохлажденные облака и туманы йодистые серебро и свинец обладают некоторыми недостатками, наиболее существенными из которых являются дефицитность и дороговизна AgI и токсичность PbJ_2 . Чтобы найти реагент, лишенный этих недостатков, Всесоюзным научно-исследовательским институтом химических реактивов и особо чистых химических веществ (ИРЕА) совместно с Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова проводилось разностороннее и детальное обследование большого числа неорганических веществ с целью выяснения их льдообразующей активности. Наиболее перспективным из этих веществ оказалась сернистая медь. Изучение различной технологии приготовления порошкообразной сернистой меди, проводившееся в ИРЕА, позволило разработать методику и получить в 1966 г. реагент, представляющий несомненный интерес для практики активных воздействий на переохлажденные облака и туманы.

Результаты лабораторных исследований опытных партий сернистой меди

Способность частиц сернистой меди вызывать кристаллизацию переохлажденного тумана была впервые обнаружена Пруппахером и Зенгером [11]. В дальнейшем сернистая медь как кристаллизующий реагент исследовалась неоднократно. Величины пороговой температуры льдообразования $T_{\text{п}}$ для CuS , по данным разных авторов, приведены в табл. 1.

Таблица 1 показывает, что разброс величины T_n в достаточной мере велик, и его вряд ли можно отнести за счет несовершенства методики определения пороговой температуры льдообразования. По-видимому, льдообразующая активность препарата существенно зависит от способа его приготовления.

Таблица 1

Величины пороговой температуры T_n для сернистой меди, по данным различных авторов

Пруппахер и Зенгер [11]	Кац [7]	Мейсон и Халлет [9]	Мейсон и Хевел [10]	Фукута [5]
—4,0	—5,1	—6,0	—6,0	—7,3

Выход ядер кристаллизации при засеве переохлажденного тумана порошком сернистой меди измерялся лишь в работах Каца [6, 8]. Автор этих работ нашел экспериментальным путем отношение концентрации ледяных кристаллов, образующихся в переохлажденном тумане, к концентрации частиц введенного в него реагента. Оно оказалось для реактивной сернистой меди [8] менее 0,1, а для образцов, использованных в [6], около 1, т. е. практически все введенные в туман частицы реагента оказались в последнем случае активны. Однако ориентировочный перерасчет его данных в соответствии с принятыми сейчас способами определения выхода ядер кристаллизации при учете размера частиц реагента показал, что при температуре переохлажденного тумана -10° препарат сернистой меди, полученный Кацем, характеризовался выходом ядер кристаллизации, не превышающим 10^{10} г^{-1} .

Таким образом, активность реагента CuS в расчете на единицу массы получается недостаточно высокой. Она значительно ниже активности аэрозолей йодистого серебра и свинца, получаемых методом термической возгонки. Последний не применим к сернистой меди, так как при нагревании ее до температуры 220° и выше она претерпевает химические изменения.

О применении сернистой меди в качестве реагента для воздействия на переохлажденные облака и туманы в полевых условиях к началу наших работ публикаций не было. В 1966 г. в ИРЕА была разработана простая методика синтеза сернистой меди, обладающей высокой льдообразующей активностью, причем в качестве сырья были использованы доступные и дешевые материалы — кристаллогидраты сернокислой меди и сернистого натрия. Стоимость приготовления 1 кг реагента сернистой меди по указанной методике оказалась меньше стоимости йодистого серебра в 20 раз, а йодистого свинца — в 4 раза.

В течение 1966—1968 гг. были изготовлены три крупные опытные партии сернистой меди в заводских условиях. Опытные партии продукта испытывались на льдообразующую активность. Для это-

го из каждой заводской партии реагента отбирались пробы из расчета 1 проба на каждые 3—5 кг продукта. Определение выхода ядер кристаллизации для каждой пробы проводилось по общепринятой методике (введение реагента в переохлажденный туман, образуемый в холодильной камере, с последующим улавливанием и подсчетом ледяных кристаллов). Партия реагента в несколько сотен килограммов оценивалась по средней величине выхода ядер кристаллизации (осреднение по всем пробам, отобраным из данной партии). Льюдообразующую активность опытных партий сернистой меди по данным лабораторных испытаний можно проследить по табл. 2.

Таблица 2

Средние значения выхода ядер кристаллизации ($N \cdot 10^{-10}$)
при различной температуре

Год выпуска реагента	Температура, град.									
	—4	—5	—6	—7	—8	—9	—10	—11	—12	—15
1966	2,1	—	—	10,0	—	—	22,0	—	34,0	—
1967	1,2	1,7	4,1	4,6	4,4	10,0	8,9	12,0	—	—
1968	4,5	16,0	19,0	40,0	—	73,0	120,0	—	—	200,0
1969	—	4,8	—	8,2	25,0	—	35,0	—	59,0	—
1970	12,0	—	20,0	29,0	55,0	46,0	91,0	—	120,0	—

Из табл. 2 видно, что наиболее высокой активностью обладает опытная партия 1968 г. Это связано с применением нового способа сушки реагента на заключительной стадии процесса приготовления опытной партии.

Специальные определения пороговой температуры льдообразования показали, что для всех партий сернистой меди она была не ниже -3° ; температура полной кристаллизации тумана в камере при распылении в нее тонкодисперсного порошка сернистой меди (диаметром 10^{-3} — 10^{-5} см) составляла -5 , -6° .

Незначительное возрастание выхода активных ядер кристаллизации с понижением температуры ниже -10° свидетельствует о том, что частицы близки по размерам. При этом приближенная оценка дает для размера частиц, активных при -15° , значение $3,7 \cdot 10^{-5}$ см, если считать, что каждая частица является активной.

Таким образом, высокодисперсный и дешевый порошок CuS оказывается весьма перспективным реагентом для использования в работах по активным воздействиям на переохлажденные облака. По своим льдообразующим свойствам он является не менее эффективным, чем AgJ и PbJ_2 , и имеет определенные преимущества, такие как отсутствие токсичности, доступность сырья и простота изготовления и диспергирования.

Результаты воздействий на конвективные облака с самолета

За два летних сезона 1966—1967 гг. было проведено 76 опытов с воздействиями исследуемым препаратом сернистой меди на мощные кучевые облака. Основной целью этих опытов было не только исследование возможности вызывания осадков, но также и отработка методов введения порошкообразного реагента в конвективное облако.

В основу методики проведения опытов было положено широко распространенное при аналогичных работах сопоставление процессов, протекающих в «опытном» облаке после воздействия, и в контрольных облаках, расположенных неподалеку от опытного и близких к нему по основным характеристикам. При этом предполагалось, что возникающие между ними различия после введения реагента в одно из них являются результатом воздействия. Не вызывает сомнений, что при наборе достаточного количества экспериментального материала индивидуальные особенности облаков не будут играть значительной роли в оценке эффекта воздействия.

Методика проведения и подробное описание большей части опытов изложены в [3]. В этой статье проанализированы результаты 41 опыта, в которых применялись три основных способа введения порошкообразного реагента в облако:

- 1) сброс пакетов из фильтровальной бумаги, содержащих реагент;
- 2) распыление порошка CuS при заходе в верхнюю часть облака;
- 3) выстрел в боковую часть облака 26-мм пиропатронами, содержащими 7 или 14 г CuS (СМ-1, СМ-2).

Для воздействия порошкообразным реагентом на конвективные облака наиболее удобным оказался третий способ. Однако несмотря на целый ряд преимуществ (дистанционное введение реагента в заданную часть облака, оперативность и безопасность воздействия, отсутствие необходимости захода в облако и пр.), указанный способ имеет свои недостатки. Действительно, за период испытаний реагента в 1966—1967 гг. средний диаметр подвергнутого воздействию мощного кучевого облака (в средней части), по данным измерений, в 58 опытах составил 1,9 км. Предельные значения диаметров облаков составили 0,4 и 5,3 км. Как видно, для доставки реагента с самолета в центральную (или близкую к ней) часть облака, где активный аэрозоль, прежде чем вырасти до размера частиц осадков, смог бы с восходящими потоками облачного воздуха достичь более высокого уровня (на котором, кстати, большая доля частиц реагента становится активной), необходим патрон большего радиуса действия, так как патроны СМ-1 и СМ-2 проникали в облако при выстреле сбоку лишь на 0,1—0,2 км. Кроме этого, опыты показали, что количества реагента, содержащиеся в патронах СМ-1 и СМ-2, явно недостаточны для вызывания осадков

из мощных кучевых облаков. Такой вывод был сделан в [3] на основании анализа первых экспериментов.

Этих недостатков лишен 40-мм реактивный патрон СМ-3, горизонтальная дальность полета которого составляет свыше 600 м. Патрон СМ-3 снаряжен цилиндрическим контейнером, вмещающим 50 г реагента. Если в патронах СМ-1 и СМ-2 контейнер выталкивается из гильзы с помощью вышибного порохового заряда и далее летит за счет начальной скорости с замедлением, то значительная дальность СМ-3 достигается с помощью реактивного порохового двигателя у контейнера с реагентом. Замедленный механизм контейнера рассчитан примерно на 6 сек. Через этот промежуток времени срабатывает вышибной заряд, расположенный в контейнере и отделенный от реагента диафрагмой. Пороховые газы выталкивают диафрагму, а вместе с ней и реагент с большой силой, и активный аэрозоль попадает в облако. Наземные испытания патрона СМ-3, проведенные зимой 1967 г., показали, что при стрельбе вверх хорошо видимое облако черного цвета образуется через 6 сек. после пуска.

В летний сезон 1967 г. было произведено 13 пусков СМ-3 в мощные кучевые облака. В шести опытах из облака, подвергнутого воздействию, выпали осадки, в пяти опытах воздействие привело к кристаллизации вершины и в двух случаях — к распаду облака.

Таким образом, патроны, снаряженные сернистой медью, являются одним из наиболее удобных способов доставки реагента в конвективное облако. При необходимости увеличить дозировку следует производить несколько выстрелов при полете на вираже вокруг облака.

Значительное разнообразие условий проведения опытов позволило осуществить всестороннее испытание реагента. Хотя некоторая часть полученных нами данных по воздействию опубликована в работе [3], целесообразно привести здесь некоторые обобщенные характеристики основных параметров конвективных облаков, подвергнутых воздействию, таких как вертикальная мощность Δh , температура на верхней границе облака T , мощность переохлажденной части Δh и объем V .

На рис. 1 приведены данные, позволяющие уточнить диапазоны условий, в которых проводились опыты по воздействию сернистой медью с применением различных способов введения реагента. Как видно из рисунка, вертикальные мощности конвективных облаков, подвергнутых воздействию, заключались в диапазоне от 0,8 до 5,5 км. Около 90% выбранных для воздействия облаков имели температуру на верхней границе не ниже -15° , вертикальную мощность не более 4,5 км.

Мощности переохлажденной части облаков были весьма различными, но не превышали 2,6 км, причем в 80% случаев они не превосходили 2,0 км. Только в одном случае вся толща облака была переохлаждена (воздействие производилось на Ас cast.). Объемы облаков в 50% случаев составляли не более 10 км^3 , в 90%

случаев — не более 28 км^3 . Минимальный расход сернистой меди на кучевое облако составлял 7 г; в 50% случаев количество введенного в отдельные облака реагента не превышало 60 г, а в 90% случаев — 400 г. Скачкообразное распределение расходов реагента (кривая 5) обусловлено наличием стандартных расфасовок по 7, 15 и 50 г у патронов и по 100, 125 г у пакетов.

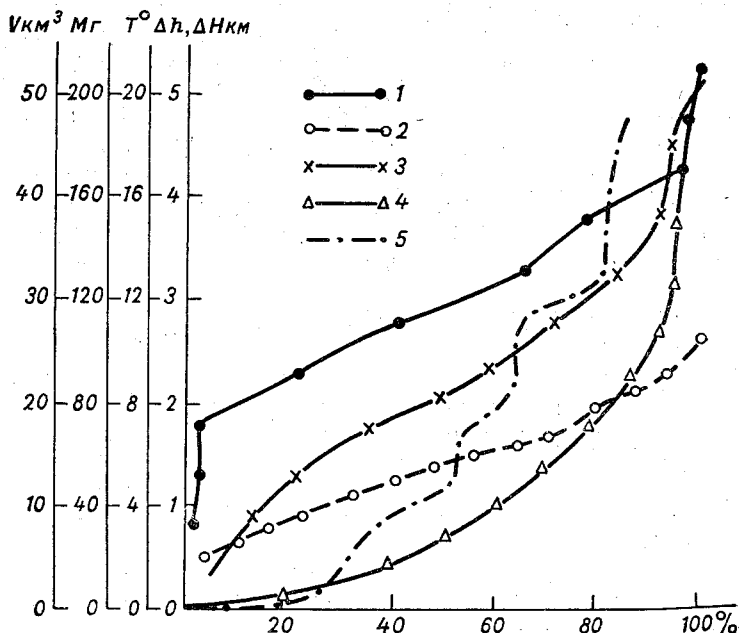


Рис 1. Основные характеристики условий воздействия на конвективные облака.

1 — мощность облака, 2 — мощность переохлажденной части облака, 3 — температура на уровне верхней границы, 4 — объем облака, 5 — расход реагента на одно облако.

Результаты воздействий представлены на рис. 2. В отдельную группу выделены опыты, в которых производился полный комплекс визуальных наблюдений, включающий полеты под основанием облака после воздействия на него, с целью прослеживания за выпадением осадков (рис. 3). Пунктирными линиями на рис. 2 и 3 выделены три зоны, в которых преобладал какой-либо эффект (на рис. 2 зона II разделена на два участка — в одном из них вероятны осадки и распад облака, во втором преобладают осадки и кристаллизация).

Основные процессы, протекавшие в облаке после воздействия, можно разделить на четыре основные группы: 1) незначительный распад облака; 2) значительный или полный распад облака;

3) кристаллизация вершины; 4) выпадение осадков из облака. Выделение самостоятельной третьей группы обусловлено тем, что не во всех случаях имелась возможность снижения под основание облака для наблюдений за осадками, однако кристаллизующее действие реагента определялось отчетливо по внешнему виду вершины.

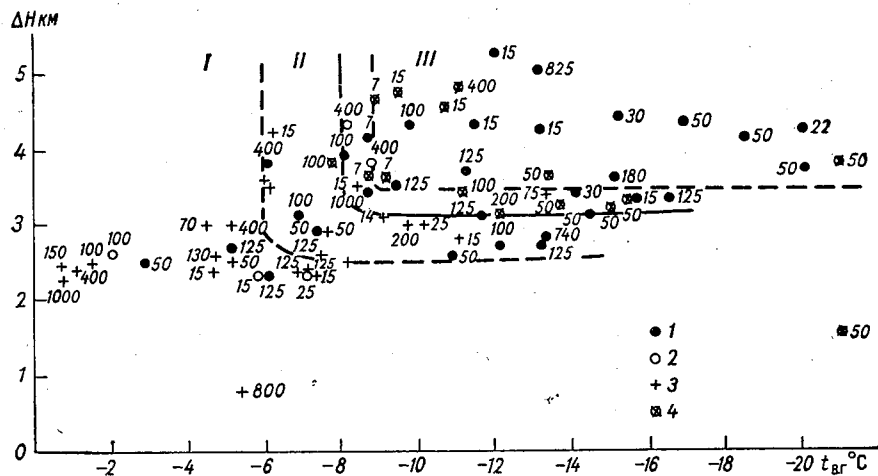


Рис. 2. Результаты опытов по воздействию сернистой медью на конвективные облака (цифры указывают расход реагента на облако в граммах).

1 — осадки под основанием, 2 — незначительный распад облака, 3 — значительный или полный распад облака, 4 — кристаллизация вершины.

Эффекты первой группы (незначительный распад) прослеживались в шести опытах, характеризовавшихся сравнительно небольшими переохлаждениями вершин. Их объединяет также и то, что наблюдения велись сверху без снижения под основание облака, так что не исключено выпадение осадков в некоторых из этих опытов. Во всех случаях после введения реагента в облако происходило снижение верхней границы облака и тем быстрее, чем ниже температура воздуха на уровне верхней границы. Исключение составляет один опыт, в котором после воздействия существенных изменений обнаружено не было. Здесь следует учесть тот факт, что температура на уровне верхней границы этого облака (-2°) была выше порогового значения для реагента, полученного в лабораторных условиях.

В 23 опытах, отнесенных ко второй группе, воздействие приводило к прекращению развития облака и к быстрому оседанию вершины. В дальнейшем процесс эволюции облака протекал по-разному: происходило либо полное разрушение облака в среднем через 10 мин. (9 опытов), либо распад облака на части (8 опытов),

либо интенсивное разрушение облака без полного его исчезновения за период наблюдений (5 опытов). В одном опыте, отличавшемся от остальных наиболее низкой температурой на уровне воздействия, произошел отрыв вершины от основной части облака примерно на этом уровне (наблюдений за осадками не производилось).

В третьей группе, включающей 16 опытов, отмечалась кристаллизация верхней части облака после воздействия. В подавляющем большинстве этих опытов сразу же после ввода реагента началось

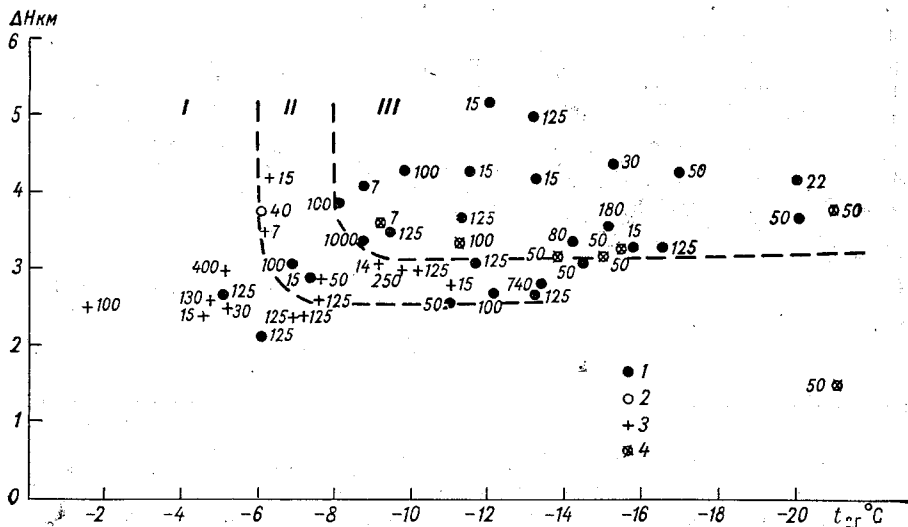


Рис. 3. Результаты опытов, в которых производились длительные наблюдения за облаками и осадками.
Усл. обозначения см. рис. 2.

быстрое снижение верхней границы, связанное, по-видимому, с падением быстро растущих кристаллических частиц и исчезновением капель благодаря перегонке пара на кристаллы. При падении до уровня нулевой изотермы снежинки продолжают вымывать вершину и среднюю часть облака как благодаря перегонке водяного пара с капель, так и с помощью коагуляции. В некоторых случаях после воздействия в течение 3—4 мин. облако продолжает еще развиваться или под действием не зависящих от воздействия причин, или вследствие выделения скрытой теплоты при перегонке пара с капель на кристаллы.

По данным наблюдений, в 10 опытах среднее время обнаружения кристаллизации вершины составляет 5 мин. Помимо этого, при кристаллизации вершины обычно появляется присущая Сб волокнистость, нечеткость очертаний, а иногда и рыхлость, сменяющая четкие очертания облака до воздействия.

Снижение закристаллизованной верхней части облака завершалось четырьмя типами последующей эволюции: 1) полный или значительный распад опытного облака (6 опытов); 2) после оседания вершины облако существенно не менялось (6 опытов); 3) разрушение закристаллизованной вершины; 4) распад облака на части, обычно верхнюю и нижнюю (3 опыта).

В опытах третьей группы процесс кристаллизации обычно не завершался выпадением жидких осадков из облака. Здесь уместно отметить вновь, что не во всех опытах велись наблюдения за осадками, так как снижение под основание облака не всегда было возможно. По-видимому, во втором варианте, включающем 6 опытов (зона III на рис. 2), облака все же давали осадки. На рис. 3, где представлены результаты подробных наблюдений за облаками после воздействия, из 51 опыта в 7 случаях была четко отмечена кристаллизация, не сопровождавшаяся выпадением осадков. В трех из них произошел быстрый распад облака, причем в двух из этих опытов, проведенных в один день, процессы протекали совершенно аналогично (кристаллизация вершины после воздействия, разрушение ее в течение 4 мин. и полный распад облака за 16 мин.). Возможно, что такое протекание процесса объясняется динамическими факторами, свойственными данной воздушной массе. Наличие нисходящих потоков в тропосфере, обусловленных преобладанием антициклонического поля, ускоряет процесс распада облака, не давая возможности сработать механизму осадкообразования.

В остальных случаях причиной отсутствия осадков из облака следует считать отрыв закристаллизованной вершины от основного массива облака. В таких опытах отделившаяся вершина смещалась в ином, чем нижняя часть облака, направлении, и обычно под нею отчетливо виднелись полосы падения кристаллов.

В 31 опыте отмечено выпадение осадков в среднем через 12 мин. после воздействия. Большинство облаков в этих опытах характеризовалось значительными вертикальными мощностями и большими переохлаждениями вершин. Чаще всего после воздействия наблюдалась кристаллизация вершин облаков этой группы. Интенсивность осадков была различной — от редких капель дождя до ливневых дождей.

Представляет интерес рассмотреть эту группу опытов подробнее, так как при исследованиях результатов воздействия сернистой медью на конвективные облака особое внимание уделялось ее способности стимулировать процесс осадкообразования. На рис. 4 представлены данные 29 опытов, при проведении которых специально оценивалась интенсивность наблюдавшихся после воздействия осадков (два случая исключены, так как о характере осадков сведений не имеется — они отмечены при наблюдениях сверху). Из рис. 4 следует: а) осадки могут быть вызваны с помощью CuS из мощных кучевых облаков, имеющих вертикальную мощностъ свыше 2, 3 км и температуру на уровне верхней границы -5° и ниже; б) интенсивные осадки выпадают после воздействия из облаков,

имеющих мощность свыше 3,1 км и температуру на уровне верхней границы $-8,6^\circ$ и ниже. Однако не все облака, имеющие характеристики, указанные во втором пункте, могут дать ливневые осадки. Очевидно, что два упомянутых параметра хотя и являются очень важными, но оказываются недостаточными и далеко не всегда определяют конечный результат воздействия.

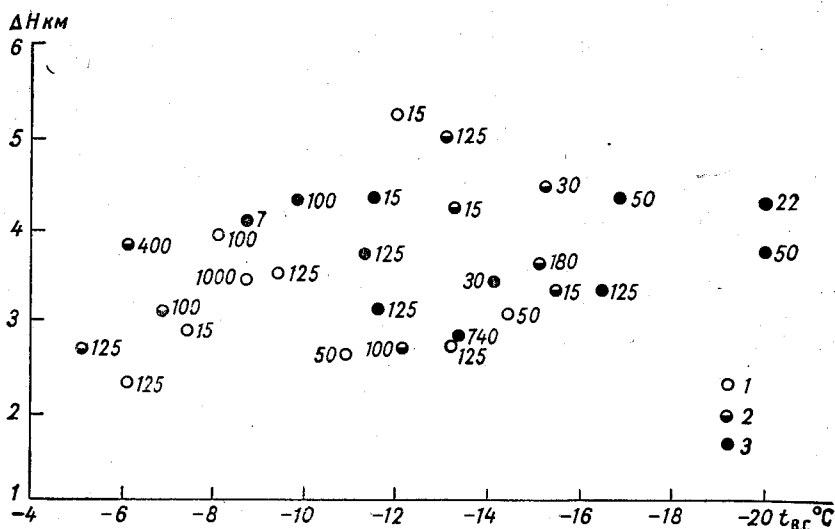


Рис. 4. Результаты наблюдений за интенсивностью осадков, выпавших из облаков, засеянных сернистой медью (цифры указывают расход реагента на облако в граммах).

Впервые такие оценки были выполнены в работах [1, 2]. В качестве основных критериев искусственного осадкообразования оказывается практически достаточным использовать некоторую условную вертикальную мощность конвективного облака ($\Delta l = |\sqrt{\Delta H^2 + \Delta h^2}|$, где ΔH — мощность облака, Δh — мощность переохлажденной части облака) и общий расход реагента M на облако. Подробное изложение схемы анализа дано в статье [2].

В случае воздействия сернистой медью минимальной для вызывания осадков является мощность облака $\Delta H \geq 2,4$ км при расходе реагента $M = 400$ г. С уменьшением общего расхода CuS на облако до 100 и 30 г минимальные вертикальные мощности составляют соответственно 2,6 и 2,8 км (рис. 5). В наивыгоднейших условиях воздействия с уменьшением расхода CuS от 400 до 100 г потребные вертикальные мощности увеличиваются и составляют соответственно 2,8—3,8 и 2,9—4,0 км.

Таким образом, при заданных геометрических и метеорологических параметрах мощных кучевых облаков общий расход реа-

гента на облако является определяющим как для самого факта перехода мощного кучевого облака в дождящее, так и для достижения максимального эффекта искусственного осадкообразования; во всех случаях вертикальные мощности оказываются наименьшими для полностью переохлажденных облаков.

Использованная нами схема анализа позволяет выявить наиболее выгодные условия искусственного осадкообразования и условия

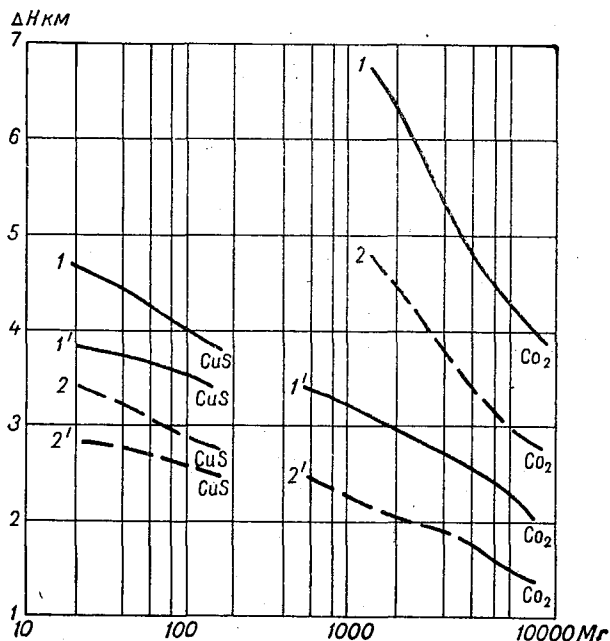


Рис. 5. Наиболее выгодные (1, 2) и предельные (1', 2') условия искусственного осадкообразования при использовании CO_2 и порошкообразной CuS .

1 и 1' — при $\Delta h = 1$ км ($\Delta h = 0$ для CO_2), 2 и 2' — при $\Delta h = \Delta H$.

перевода мощного кучевого облака в дождящее (рис. 5). Очевидно, что все реальные случаи условий воздействия (при температурах верхней границы конвективного облака ниже 0°) заключены между кривыми 1 и 2. Чем больше степень переохлаждения (т. е. чем больше Δh), тем меньшая вертикальная мощность требуется для того, чтобы достигнуть максимального эффекта воздействия; при этом значение ΔH можно понизить также путем увеличения расхода реагента M . Сравнение эффективности действия двух реагентов (CuS и CO_2) показывает явные преимущества сернистой меди перед твердой уголекислотой в тех случаях, когда вертикальная мощность конвективного облака больше 2,5 км; при этом расход

реагента CuS на облако не превышает 200 г. При мощности конвективного облака от 1,5 до 2,5 км в опытах по воздействию с целью вызывания осадков следует использовать твердую уголекислоту. Как видно из рис. 5, расход реагента CO_2 в этом случае будет большим (1—10 кг на облако).

Если рассматривать кристаллизующее действие сернистой меди при воздействиях на конвективные облака, то можно выделить три основных сочетания наиболее важных параметров (табл. 3).

Таблица 3

Основные параметры Cu cong. , определяющие результаты воздействия CuS

Результаты воздействия	Мощность облака, км	Температура на уровне ВГ облака, град.	Расход CuS , г
Кристаллизация или осадки во всех случаях	>3,1	—8,0	>50
Слабые осадки или распад облака (с одинаковой вероятностью)	2,5—3,1	—6,0, —8,0	>150
Преимущественно распад облака	<2,5	—6,0	<150

Эта же таблица может быть использована и для оценки вероятности выпадения искусственных осадков после воздействия на Cu cong. со следующими условиями:

- 1) облако до воздействия не деградировало;
- 2) вертикальная ось облака не имела значительного наклона;
- 3) в облако введено количество реагента, близкое к полученному опытным путем оптимальному значению.

Результаты воздействий на слоистообразные облака с самолета

Исследования кристаллизующего действия сернистой меди при воздействиях на переохлажденные слоистообразные облака с самолета проводились в зимние периоды 1966—1968 гг. Основной целью опытов было уточнение температурного порога льдообразования для CuS . Дополнительно отработывалась методика введения порошкообразного реагента, выяснялись нормы расхода CuS , необходимые для образования устойчивых зон кристаллизации в слое переохлажденных облаков.

За указанный период был проведен 41 опыт, причем, как и в случае воздействий на конвективные облака, опытами были охвачены слоистообразные облака при довольно широком диапазоне погодных условий. Некоторое затруднение при анализе результатов воздействия было вызвано тем, что в разные зимние сезоны использовались различные партии сернистой меди, харак-

теризующиеся существенными различиями в выходе льдообразующих ядер на 1 г реагента.

В статье [4] подробно изложены как условия проведения опытов, так и анализ результатов воздействия. Приведено детальное описание каждого опыта. Из этих данных, в частности, следует, что кратковременная кристаллизация отмечалась в зоне воздействия при температуре на уровне воздействия -3° и ниже, что совпадает с данными о пороге льдообразующего действия, полученными в лаборатории. Вместе с тем отмечено, что устойчивая кристаллизация в слое облаков может быть образована лишь в случае значительных дозировок CuS (400 г/км и более) и при достаточно низких температурах (ниже -7°). Для получения заметной и сохраняющейся сравнительно длительный период зоны кристаллизации необходимо увеличение дозировок до $2-3 \text{ кг/км}$. Однако в области малых переохлаждений (-3° и несколько ниже) для получения обширных и длительно существующих зон кристаллизации нужны, по-видимому, еще более высокие расходы реагента.

Что касается методики воздействия сернистой медью, то она не отличается от методики воздействия углекислотой. Исключение составляет методика введения реагента в облако, поскольку для CuS она значительно проще, ибо не требует предварительного размолва реагента на борту самолета. Естественно, что расход сернистой меди при воздействии на слоистообразные облака должен быть значительно больше по сравнению с CO_2 , так как количество образующихся кристаллов на 1 г реагента для CuS значительно меньше при одной и той же температуре, чем для CO_2 .

ВЫВОДЫ

1. Разработана методика получения порошкообразной сернистой меди с размерами частиц около 10^{-5} см .

2. Пороговая температура льдообразования сернистой меди составляет -3° . Выход ледяных кристаллов лучших образцов реагента при температуре -10° составляет $1,2 \cdot 10^{12} \text{ г}^{-1}$.

3. При воздействиях на конвективные облака кристаллизующее действие CuS отмечено при температуре на уровне верхней границы облака -6° и ниже; при этом, если мощность облака свыше $2,3 \text{ км}$, под ним можно наблюдать появление слабых осадков в среднем через 12 мин. Ливневые осадки выпадали после воздействия из облаков, имеющих мощность свыше $3,1 \text{ км}$ и температуру на верхней границе -9° и ниже.

4. Наиболее высокую эффективность и удобство в применении показал способ введения сернистой меди в конвективные облака с помощью 40-мм реактивного патрона.

5. При воздействии на слоистообразные облака с самолета их кристаллизация наблюдалась во всех случаях при температуре на верхней границе облака -7° и ниже и расходе реагента свыше

400 г/км. При небольших отрицательных температурах облаков (от -3 до -7°) для получения устойчивой кристаллизации требовалось увеличение расхода реагента примерно на порядок величины.

ЛИТЕРАТУРА

1. Громова Т. Н., Леншин В. Т. О расходе твердой углекислоты при воздействии на конвективные облака с целью вызывания осадков. См. наст. сборник.
2. Громова Т. Н., Леншин В. Т., Сталевич Д. Д. О выборе реагентов для воздействия на конвективные облака с целью вызывания из них осадков. Тр. ГГО, вып. 239, 1969.
3. Громова Т. Н., Сумин Ю. П. О применении сернистой меди для воздействия на переохлажденные конвективные облака. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
4. Сумин Ю. П. Исследования кристаллизующих свойств сернистой меди при воздействиях на переохлажденные слоистообразные облака. Тр. ГГО, вып. 239, 1969.
5. Fukuta N. Experimental investigation of the ice forming ability of various chemical substances. J. Meteorol., 15, No. 1, 1958.
6. Katz U. The ice-nucleating activity of electrically charged and uncharged CuS particles. Proceedings of the International Conference on Cloud Physics, August 26—30, 1968. Toronto, Canada.
7. Katz U. Wolkenkammeruntersuchungen der Eiskeimbildungsaktivität einiger ausgewählter Stoffe. ZAMP., 13 (4). 1962. Pp. 333—358.
8. Katz U. Zur Eiskeimbildungsfähigkeit von Kupferoxyden und Kupfersulfiden. ZAMP, 11, 1960, 237.
9. Mason B. J., Hallett I. Artificial ice-forming nuclei. Nature, 177, No. 4511. 1956. Pp. 681—683.
10. Mason B. J., van den Heuvel. The properties and behaviour of some artificial ice nuclei. Proc. Phys. Soc., 74, 6, No. 480. 1959. Pp. 744—755.
11. Pruppacher H. R., Sängner R. Mechanismus der Vereisung unterkühlten Wassertropfen durch disperse Keimsubstanzen. ZAMP, 6, No. 5, 1955. S. 407—415.

Т. Н. ГРОМОВА, В. Т. ЛЕНШИН

О РАСХОДЕ ТВЕРДОЙ УГЛЕКИСЛОТЫ ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ НА КОНВЕКТИВНЫЕ ОБЛАКА С ЦЕЛЬЮ ВЫЗЫВАНИЯ ОСАДКОВ

1. Введение

В настоящее время в качестве реагентов для воздействия на переохлажденные облака и туманы, кроме твердой углекислоты CO_2 , достаточно широко используются кристаллизующие реагенты (AgI , PbI_2 , CuS и др.), некоторые гигроскопические и поверхностно-активные вещества [1—5, 11, 17].

В опытах по кристаллизации переохлажденных облаков и вызыванию из них искусственных осадков долгое время углекислота была практически единственным реагентом; среди других реагентов она исследована (в лабораториях и теоретически) наиболее полно и всесторонне. Установлены, в частности, холодопроизводительность CO_2 и выход ледяных кристаллов на 1 г реагента при различных температурах среды [9, 14]; получены предварительные результаты по распространению ледяных кристаллов в слоистообразных облаках и туманах [7, 9, 15]. Вместе с тем нормы введения твердой углекислоты в значительной мере выяснены лишь для слоистообразных облаков [9, 14—16]; при воздействии же на конвективные облака вопросы расхода CO_2 практически остались открытыми [9, 16—18, 20, 22].

К настоящему времени появилось большое количество работ по статистической оценке возможного вклада искусственных осадков в общую сумму дневных (суточных) осадков [12, 17, 19, 22]. При этом оказалось, что результаты таких оценок имеют весьма большие расхождения, в особенности для конвективных облаков. Последнее, очевидно, связано с большой естественной изменчивостью (вариацией) осадков, погрешностями измерений количеств выпавших осадков над рассматриваемыми территориями, ограниченностью возможностей технических средств воздействия, различием методов воздействия и т. д.

Следует заметить, что полученные значения относительного добавка искусственных осадков (составляющие по данным разных авторов от 5 до 30%) имеют отпечаток региональности; эти значения оказываются наибольшими в тех районах, где повторяемость (число случаев) мощных кучевых облаков высока.

Отметим также, что оценку вклада дополнительных осадков, полученного в результате воздействия на конвективные облака, следовало бы производить, разделяя дни с образованием кучево-дождевых облаков и дни, когда естественные осадки в районе воздействия отсутствовали. Именно такое разделение исходного экспериментального материала (а не использование так называемого принципа случайности) призвано обеспечить однородность статистических рядов, к анализу которых привлечение методов математической статистики оказывается наиболее правомерным. Последнее условие является необходимым, но недостаточным, так как при выяснении истинного положения в оценке вклада искусственных осадков при воздействии на конвективные облака в качестве другого очень важного обстоятельства выступает оптимальный расход реагента.

Разные расходы твердой углекислоты (равно как и других исследованных нами реагентов) при воздействиях на мощные кучевые облака даже в практически одинаковых прочих условиях способны обусловить весьма различный характер осадков — от отдельных капель до умеренного или сильного дождя [6, 17]. Постановка опытов воздействия с целью увеличения осадков должна осуществляться при непременном учете оптимальных расходов реагента (в том числе CO_2) на отдельное облако, что на практике, как правило, не выполнялось. Многочисленные попытки исследователей увязать нормы расхода реагентов с объемами облаков не увенчались успехом, обычно же применяемые в анализе параметры облаков (температура на верхней границе и вертикальная мощность) оказываются недостаточными для однозначной оценки эффекта воздействия [6, 17, 21]. В связи с этим можно признать, что выполненные ранее оценки эффективности воздействия на мощные кучевые облака с использованием того или иного реагента могут рассматриваться лишь в качестве предварительных. До выяснения оптимальных расходов реагента на отдельное конвективное облако любые статистические оценки эффекта воздействия оказываются поверхностными и в значительной мере неправомерными.

Хотя число публикуемых статей по воздействию на конвективные облака довольно велико, ни в советской, ни в зарубежной литературе не найдено достаточно надежного решения проблемы нормирования хладореагентов при вызывании осадков из мощных кучевых облаков.

Основная цель настоящей статьи — в какой-то мере восполнить этот пробел.

Анализ экспериментальных данных по воздействию твердой углекислотой на конвективные облака с самолета за 1959 г. (ГГО,

ЦАО, УкрНИГМИ) и за 1967 г. (УкрНИГМИ) при использовании метода совмещенных координат дал возможность установить оптимальный расход CO_2 и оценить эффект искусственного осадкообразования.

2. Основные характеристики условий воздействия на конвективные облака

Опыты по искусственному вызыванию осадков с применением твердой углекислоты с использованием самолета-лаборатории ИЛ-14М осуществлялись в районах Центральной и Восточной Украины, Нижнего Дона и Северного Кавказа. Опыты проводились в периоды: май — сентябрь 1959 г. (46 дней с воздействиями) и май — июль 1967 г. (22 дня с воздействиями). Воздействию были подвергнуты 127 мощных кучевых облаков в различных стадиях роста и разрушения.

Перед началом воздействий в районе полета определялось состояние облачного поля: количество и форма облаков, наличие или отсутствие в поле зрения облаков с закристаллизованными вершинами, зон естественных осадков и их удаление от района воздействия; отмечалась тенденция облаков к росту или распаду. Особое внимание уделялось определению основных параметров конвективных облаков, выбранных для воздействия: высоты верхней и нижней границы, стадии развития, фазового состояния.

В качестве объекта воздействия выбирались отдельные, достаточно мощные конвективные облака капельно-жидкой структуры, не имеющие признаков естественной кристаллизации и не дающие осадков. Фазовое состояние облаков определялось по внешнему виду и по оптическим явлениям на верхней границе.

При наблюдении за эффектом воздействия на изолированное облако полет осуществлялся вокруг облака на уровне воздействия. В случае воздействия на гряду мощных кучевых облаков наблюдения за состоянием облаков производились при полете встречно-параллельными курсами, так чтобы облака, подвергнутые воздействию, оставались в стороне солнца, что обеспечивало наиболее выгодные условия обнаружения «нижнего солнца», свидетельствующего о кристаллизации вершины. После завершения наблюдений за эволюцией вершин облаков самолет снижался к нижней границе облаков, где наблюдения продолжались за эволюцией оснований облаков, появлением осадков и особенностями формирования зон осадков. При этом отмечалось время начала выпадения осадков и (визуально) их интенсивность по шкале: отдельные капли и очень слабый дождь (видимой зоны осадков не формируется), слабый дождь (слабовыраженная зона осадков, часто в виде полос падения, не достигающих земли), умеренный дождь (зона осадков достаточно хорошо выражена — осадки достигают земной поверхности), сильный и очень сильный дождь. Кроме того,

производились многократные замеры протяженности зон осадков (на уровне температур не ниже $2-4^{\circ}\text{C}$) в двух взаимно перпендикулярных направлениях (по курсу засева и перпендикулярно ему на уровне основания конвективных облаков). При пересечении зон дождя на участках наибольшей его интенсивности осуществлялся

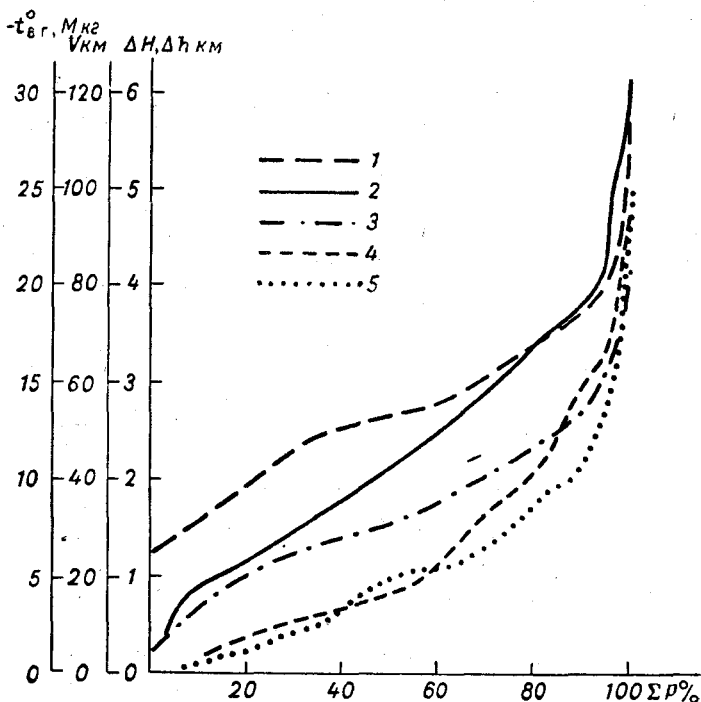


Рис. 1. Основные характеристики облаков и условий воздействия на них твердой углекислотой.

1 — вертикальная мощность облаков ΔH , 2 — температура на уровне воздействия $t_{в,г}$, 3 — мощность переохлажденной части облака Δh , 4 — объем облаков V , 5 — расход реагента на одно облако M .

забор проб капель, а в 1967 г. и проб водности дождя [8]. В ряде случаев выполнялись радиолокационные наблюдения за опытными облаками, направлением и скоростью смещения зон искусственных осадков.

Воздействия твердой углекислотой производились на облака вертикальной мощностью ΔH не менее 1,2 км с температурой на уровне вершины $t_{в,г}$ от -2°C и ниже. Около 80% выбранных для воздействия облаков имели температуру на верхней кромке не ниже -17° , вертикальную мощность не более 3,4 км (рис. 1).

Мощности переохлажденной части облаков Δh были весьма различными, но не превосходили 4,3 км, причем в 90% случаев они

не превышали 2,3 км. В 4 случаях вся толща мощных кучевых облаков была переохлаждена.

Объемы облаков в 50% случаев составляли не более 18 км^3 , в 90% — не более 60 км^3 . Несколько случаев воздействия на так называемые свечеобразные конвективные облака [17] из анализа были исключены.

Введение реагента в облако осуществлялось путем непрерывного сброса размельченной углекислоты в течение 2—30 сек. при заходе непосредственно в верхнюю часть облака (обычно на 50—100 м ниже верхней кромки). Минимальный расход твердой углекислоты на кучевое облако составлял 0,5 кг; в 50% случаев количество введенного в отдельные облака реагента M не превышало 1,5 кг, а в 85% случаев — 10 кг. Повышенные расходы CO_2 в большинстве своем получились в результате двух- или даже трехкратных воздействий на вершины мощных кучевых облаков, которые после первого воздействия продолжали развиваться.

3. Исследование влияния расхода CO_2 на процесс искусственного осадкообразования

Для установления норм расхода реагента (при заданной мощности конвективных облаков и температуры вершин) необходимо не только проведение достаточно большого числа опытов воздействия с применением различных дозировок одного и того же реагента (при условии многократного их повторения для ряда значений ΔH), но и привлечение других параметров конвективных облаков, ранее не использованных исследователями в анализе результатов воздействия.

В связи с тем что на процесс искусственного осадкообразования геометрические и метеорологические параметры облаков влияют комплексно, в выбранном нами методе анализа основные параметры воздействия (ΔH , Δh , $t_{\text{в.г.}}$, M) рассматриваются с учетом этого весьма важного обстоятельства.

Используемая схема анализа в применении к некоторым кристаллизующим и гигроскопическим реагентам изложена в статье [6], где отмечалось, что эта схема может быть распространена и на хладореагент CO_2 . Сущность ее состоит в следующем: строится совмещенная прямоугольная система координат с осями ΔH , Δh и (под углом 45°) система с осями M , Δl , где $\Delta l = \sqrt{\Delta H^2 + \Delta h^2}$. Первая система используется для удобного нахождения величины Δl . В системе координат M и Δl для каждого опыта наносится точка, фиксирующая результат воздействия, и таким образом получают поле точек, характеризующее эффект воздействия твердой углекислотой (рис. 2). В этом поле проводится линия l , разделяющая зону без наличия осадков и зону с осадками, находится зона максимального эффекта воздействия (характеризуемая наличием умеренных и сильных осадков), через центральную часть которой

проводится линия II, соответствующая наивыгоднейшим условиям воздействия твердой углекислотой при одном и том же методе ее введения в облака. Такое построение производилось для CO_2 во всем диапазоне температур на вершине облаков, не превышающих 0°C ¹. При этом из анализа были исключены результаты опытов, в которых: а) реагент CO_2 вводился в облако на уровне 200 м и более ниже верхней кромки, б) расход реагента на облако составлял менее 1 кг, в) наблюдения производились только за эффектом кристаллизации облаков.

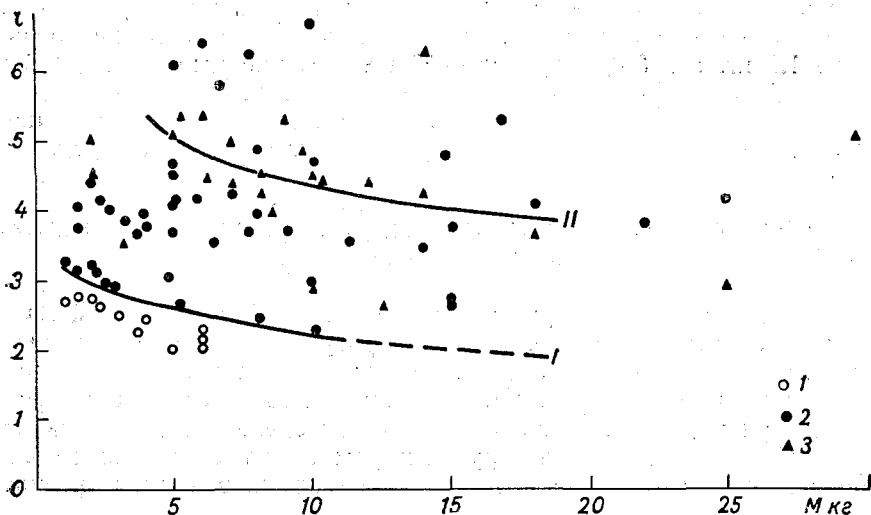


Рис. 2. График для определения границы перехода мощного кучевого облака в дождящее (I) и наивыгоднейших условий искусственного осадкообразования (II) при воздействии на облака твердой углекислотой.

1 — без осадков, 2 — осадки слабые и слабые до умеренных, 3 — осадки умеренные и сильные.

Очевидно, что в случае, когда конвективное облако находится в зоне положительных температур ($\Delta h = 0$), параметр Δl равен ΔH (первый предельный случай). Вторым предельным случаем является условие, когда все облако переохлаждено. Нетрудно видеть, что Δl выступает здесь в качестве комплексной характеристики конвективных облаков для всех возможных сочетаний ΔH и Δh .

¹ Известно, что обдув частиц CO_2 (в пределах значений, имеющих место в Си сопг.) приводит к тому, что при $t = -1^\circ\text{C}$ до 75% возникающих кристаллов достигает критических размеров [2, 9, 10]. При этом с возрастанием скорости обдува увеличивается и количество генерируемых (фиксированным количеством CO_2) кристаллов и, следовательно, повышается температурный порог действия CO_2 , оказывающийся близким к 0°C .

В условиях полного переохлаждения конвективного облака факт вызывания осадков при воздействии твердой углекислотой может наблюдаться при $\Delta H = 1,35$ км (расход $M = 20$ кг); при уменьшении расхода CO_2 на облако до 10 и 5 кг минимальная вертикальная мощность облака составляет соответственно 1,5 и 1,8 км (рис. 3, кривая 2').

Если переохлажденная часть Cu cong. невелика, то вертикальная мощность облака, которое может дать слабые осадки, составляет 1,9 км, 2,2 и 2,6 км при расходах CO_2 соответственно 20, 10 и 5 кг (рис. 3, кривая 1').

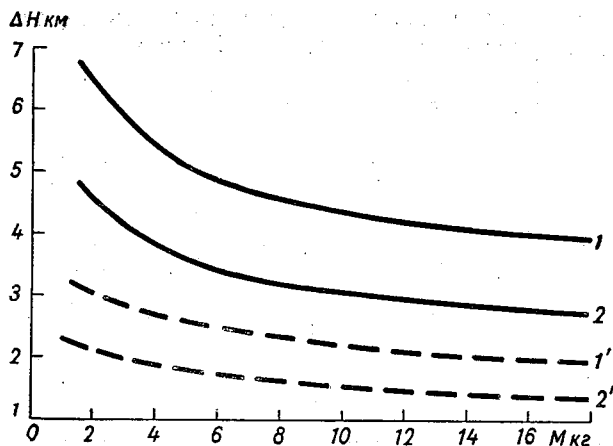


Рис. 3. Наивыгоднейшие (1—2) и предельные (1'—2') условия искусственного осадкообразования при использовании твердой углекислоты.

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

Используемая нами схема анализа позволяет выявить не только перевод мощного кучевого облака в дождящее (рис. 3), но также и наивыгоднейшие условия искусственного осадкообразования.

Очевидно, что все реальные случаи условий перевода мощных кучевых облаков в дождящие (при $t < 0^\circ$ на верхней границе конвективных облаков) расположены на рис. 2 выше кривой 1.

Как видно из рис. 3, для реагента CO_2 зона наивыгоднейших условий воздействия заключена между кривыми 1 и 2. Вертикальная мощность, при которой достигается наибольший эффект осадкообразования, оказывается минимальной для облаков, вертикальная толща которых полностью переохлаждена. В случае воздействия на конвективные облака твердой углекислотой минимальная вертикальная мощность составляет около 2,7 км, при этом общий расход реагента на облако достигает 20 кг. При расходе реагента 10 и 5 кг потребная вертикальная мощность оказывается равной соответственно 3,0 и 3,5 км.

В тех случаях, когда вертикальная мощность переохлажденной части конвективного облака оказывается незначительной (температура на верхней границе близка к температуре порогового действия реагента), достижение наивыгоднейших условий искусственного осадкообразования имеет место лишь при существенном увеличении вертикальных мощностей облаков. Из рис. 3 видно, что потребные вертикальные мощности облаков составляют не менее 3,9 км (при расходе CO_2 20 кг), а при расходе 10 и 5 кг соответственно 4,4 и 5,1 км.

Таким образом, для достижения максимального эффекта воздействия степень переохлаждения облака выступает в качестве своеобразного фактора, позволяющего понизить значения ΔH за счет увеличения расхода реагента. Чем больше степень переохлаждения облака (т. е. чем больше Δh), тем меньшая вертикальная мощность требуется для того, чтобы достигнуть максимального эффекта воздействия.

В случае полного переохлаждения конвективного облака (и, очевидно, в еще большей мере в случае, когда переохлажденная часть облака невелика) для перехода от факта вызывания осадков до достижения наивыгоднейших условий искусственного осадкообразования требуется (при фиксированных расходах реагента) увеличение вертикальной мощности облака на 1,5 км, а при расходе менее 4 кг — даже на 2 км и более.

Интересно отметить, что при этом отчетливо наблюдается постоянное смещение зоны (рис. 3), характеризующей факт выпадения осадков, относительно зоны наивыгоднейших условий искусственного осадкообразования на значения вертикальной мощности от 0,9 км (при расходах реагента не менее 4 кг) до 1,6 км (при $M=2$ кг). Такая закономерность, наблюдаемая при воздействии твердой углекислотой, совершенно не характерна для рассмотренных нами кристаллизующих реагентов (CuS , PbJ_2) и качественно напоминает таковую для гигроскопического реагента (смеси NaCl с цементом).

Заметим, что широкая зона искусственного осадкообразования при использовании в качестве реагента твердой углекислоты включает три весьма различные части (см. рис. 2): 1) зону очень слабого и слабого дождя (которая с точки зрения вызывания дополнительных осадков не имеет практического значения); 2) зону дождя от слабого до умеренного; 3) зону умеренного и сильного дождя, соответствующую наивыгоднейшим условиям осадкообразования при воздействии. Выше этой зоны располагается область (характеризуемая осадками от сильных до умеренных), искусственное воздействие в условиях которой не обеспечивает наивыгоднейшего режима искусственного осадкообразования. Несмотря на увеличение вертикальных мощностей конвективных облаков, различные расходы реагентов здесь не приводят к выпадению сильных осадков, что связано с наличием значительных неоднородностей таких мощных кучевых облаков.

Известно, что мощные кучевые облака в своем развитии могут достигать стадии кучево-дождевых, если их вертикальная мощность увеличивается. Однако мощность конвективных облаков может выступать в качестве критерия перехода $Cu\ comp.$ в Cb только в тех случаях, когда облако является сравнительно однородным по своей внутренней структуре. В большинстве же случаев $Cu\ comp.$, вертикальная мощность которых превышает 4 км, в структурном отношении не являются однородными; в них можно отметить несколько обособленных центров, не позволяющих рассматривать внешне однородное облако в качестве единого целого. Все это показывает, что проблема организации активных воздействий на конвективные облака с целью вызывания дополнительных осадков (равно как и оценка возможного добавка искусственных осадков) при использовании CO_2 является делом более сложным, чем принималось ранее.

Получение максимального количества искусственных осадков из мощных кучевых облаков возможно лишь при соблюдении наиболее выгоднейших условий воздействия, что на практике сравнительно редко выполнялось. Именно в связи с этим количественная характеристика эффективности искусственных воздействий, решаемая многими зарубежными и советскими исследователями [12, 17], оказывается малонадежной и, вероятно, заниженной.

4. Сравнительный анализ расходов различных реагентов в наиболее выгоднейших условиях искусственного осадкообразования

Наиболее выгоднейшие условия искусственного осадкообразования в облаке, соответствующие получению максимально возможного количества осадков при заданных параметрах конвективных облаков, предполагают правильный выбор дозировок того или иного реагента при условии, что структурные и динамические особенности облаков не оказываются неблагоприятно сложившимися к моменту воздействия или же сразу после воздействия.

Очевидно, что по наиболее выгоднейшим условиям искусственного осадкообразования можно установить оптимальные дозировки при воздействии на конвективные облака заданным реагентом с целью вызывания максимально возможного количества осадков.

Ранее было установлено [6, 21], что эти наиболее выгоднейшие условия весьма различны для разных реагентов и в значительной мере определяются общим расходом реагента на облако. Общий расход любого реагента при заданном методе его введения в облако зависит не только от температуры и вертикальной мощности облаков, но и от степени переохлаждения конвективного облака (характеризуемого мощностью переохлажденной части облака). Увеличение переохлаждения облака (значения Δh) заданной мощности идентично приращению необходимой вертикальной мощности (ΔH) для более теплого облака.

В связи с тем, что применяемые в практике активных воздействий реагенты обладают различной льдообразующей активностью и особенностями их действия, целесообразно провести сравнительный анализ их общих расходов на облако и выявить место CO_2 среди других рассмотренных ранее [4, 21] реагентов.

На рис. 4 представлены условия, характеризующие перевод мощного кучевого облака в дождящее, т. е. условия появления

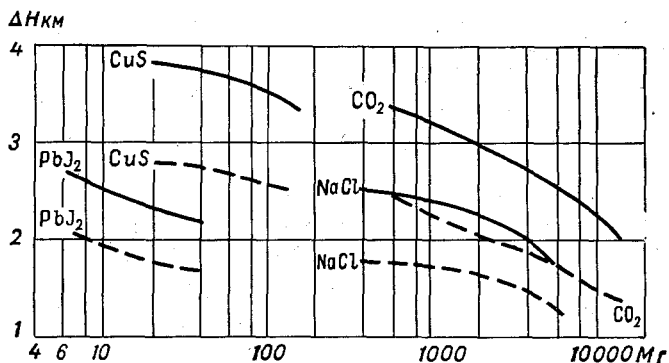


Рис. 4. Сравнительный график действия CO_2 и других реагентов (для условий перевода мощного кучевого облака в дождящее).

искусственных осадков при воздействии льдообразующими реагентами (PbJ_2 , CuS), гигроскопическими (смесь NaCl с цементом) веществами и хладореагентом (CO_2). На рис. 4 можно выделить группы кривых, которые отличаются различными значениями расходов реагента: 1) группа льдообразующих веществ (PbJ_2 и CuS) и 2) группа хладореагентов (CO_2) и гигроскопического вещества (смеси NaCl с цементом).

Минимальная мощность конвективных облаков, соответствующая вызыванию осадков (рис. 4), следующая: 1,65 км ($M=60$ г) для водного раствора PbJ_2 ; 2,4 км ($M=400$ г) для CuS ; 1,2 км ($M=8$ кг) для смеси NaCl с цементом; 2,75 км ($M=18$ кг) для CO_2 .

Аналогичная зависимость условной потребной вертикальной мощности от общего расхода реагента на облако имеет место также и для наимыгоднейших условий искусственного осадкообразования, однако эта зависимость во втором случае (рис. 5) оказывается большей, чем в первом.

На рис. 5 представлены наимыгоднейшие условия искусственного осадкообразования при воздействии вышеупомянутыми реагентами. Общей закономерностью здесь является факт увеличения расхода реагента на облако с уменьшением его вертикальной мощ-

ности. При этом во втором случае (рис. 5) зависимость вертикальной мощности от общего расхода реагента на облако оказывается более сильной, чем в первом случае.

В наивыгоднейших условиях воздействия (рис. 5) условные вертикальные мощности соответственно составляют: 2,2—2,95 км ($M=60$ г) при воздействии водным раствором PbJ_2 , 2,75—3,8 км ($M=200$ г) — порошком CuS и 2,15—3,2 км ($M=8$ кг) — смесью $NaCl$ с цементом.

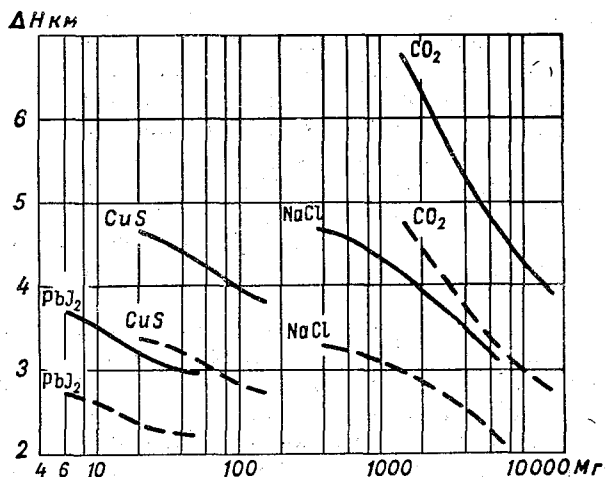


Рис. 5. Сравнительный график действия CO_2 и других реагентов в наивыгоднейших условиях искусственного осадкообразования.

Зона искусственного осадкообразования для CO_2 является (по Δl) весьма обширной (рис. 2). При этом зона наивыгоднейших условий искусственного осадкообразования реагента оказывается наименее выгодной, если она смещена по оси ординат вверх и лежит выше соответствующих зон, характерных для других реагентов. Из рассмотренных нами реагентов это характерно при воздействии CuS и в особенности CO_2 (рис. 5).

В наивыгоднейших условиях искусственного осадкообразования потребные условные вертикальные мощности конвективных облаков находятся в обратно пропорциональной зависимости со значениями растворимости реагентов в воде. Увеличение потребной вертикальной мощности при вызывании искусственных осадков для исследованных нами реагентов происходит в следующем порядке: $NaCl$, $C_6H_3(OH)_3$, PbJ_2 , AgJ , CuS и CO_2 . Однако если рассматривать не наивыгоднейшие условия осадкообразования, а лишь факт появления искусственных осадков (переход мощного кучевого облака и дождящее), то указанная выше закономерность

сохраняется лишь при сравнении действия льдообразующих реагентов с CO_2 .

Отмечается также различие в зависимостях расходов от класса реагентов. Расход реагента, зависящего от растворимости льдообразующих веществ, изменяется в небольшом диапазоне (от 10 до 150 г на облако).

Расход реагента для нельдообразующих веществ (гигроскопических, хладореагентов) примерно на 2 порядка больше, чем для льдообразующих.

Таким образом, в отношении CO_2 следует в особенности сказать, что достижению наивыгоднейших условий искусственного осадкообразования способствует наличие значительных вертикальных мощностей конвективных облаков и повышенных расходов реагента. По проведенной нами оценке результатов воздействия на мощные кучевые облака с использованием в качестве реагента твердой углекислоты на ЭМП УкрНИГМИ за 1959 и 1967 гг. это условие осуществлялось лишь в 55% случаев, что, по-видимому, следует объяснить в значительной мере недоучетом степени переохлаждения конвективных облаков и заниженными общими расходами реагента на облако.

Нетрудно видеть, что при постановке опытов воздействия углекислотой такое значительное отклонение условий воздействия от наивыгоднейших с целью искусственного осадкообразования могло влиять на конечный результат воздействий даже при условии перевода мощного кучевого облака в дождевое и, следовательно, существенно изменить верхний предел возможного увеличения количества выпавших осадков за счет искусственных. Таким образом, это обстоятельство следует учитывать не только при постановке опытов воздействия CO_2 (равно как и любым другим реагентом), но также и при последующей оценке результатов воздействия с целью вызывания искусственных осадков.

ВЫВОДЫ

1. Диапазон эффективного действия твердой углекислоты при воздействии на мощные кучевые облака с целью вызывания из них осадков может быть установлен лишь при комплексном рассмотрении всех параметров конвективного облака и расхода реагента. В качестве основных критериев искусственного осадкообразования оказывается практически достаточным использовать условную вертикальную мощность конвективного облака $\Delta l = \sqrt{\Delta H^2 + \Delta h^2}$ и общий расход реагента M на облако.

2. При заданных геометрических и метеорологических параметрах мощных кучевых облаков общий расход реагентов на облако является определяющим как для самого факта перехода мощного кучевого облака в дождящее, так и для достижения максимального эффекта искусственного осадкообразования; во всех случаях

критические вертикальные мощности оказываются минимальными для полностью переохлажденных облаков.

В случае воздействия твердой углекислотой факт вызывания осадков может наблюдаться при $\Delta H = 1,35$ км ($M = 20$ кг), а с уменьшением общих расходов CO_2 на облако до 10 и 5 кг минимальные вертикальные мощности составляют соответственно 1,5 и 1,8 км. В наивыгоднейших условиях воздействия с уменьшением расхода CO_2 от 20 до 5 кг потребные вертикальные мощности увеличиваются и составляют соответственно 2,75—3,90 км для полностью переохлажденных облаков и 3,5—5,1 км для облаков, переохлажденная толща которых незначительна.

Зона наивыгоднейших условий искусственного осадкообразования для CO_2 (рис. 5) по шкале ΔH лежит выше соответствующих зон, характерных для других реагентов; с этой точки зрения условия искусственного осадкообразования при воздействии твердой углекислотой являются наименее выгодными.

3. При проведении опытов воздействия с целью вызывания искусственных ливневых осадков рассмотренными реагентами для достижения максимального эффекта осадкообразования необходимо учитывать существующую для каждого реагента свою зону наивыгоднейших условий воздействия (ограниченную на рис. 3 кривыми 1 и 2). Учет этого обстоятельства крайне необходим также при оценке результатов воздействия как с точки зрения выяснения возможного верхнего предела добавки количества осадков, так и при оценке истинных характеристик искусственных осадков в наивыгоднейших условиях воздействия, таких, как время от начала воздействия до начала выпадения осадков, интенсивность и продолжительность вызываемых осадков, размеры зон осадков и т. д.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будилова Е. П. и др. Натурные испытания смеси NaCl с цементом в качестве реагента для воздействия на мощные кучевые облака. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
2. Гайворонский И. И. и др. К вопросу о температурных границах применимости метода искусственных воздействий с помощью твердой углекислоты. Труды ЦАО, вып. 51, 1963.
3. Гельмгольц Н. Ф., Леншин В. Т., Шишкин Н. С. Опыты по вызыванию дополнительных осадков из мощных кучевых облаков в б. Целинном крае. Сб. «Исследование по физике облаков и активным воздействиям на погоду». Гидрометеиздат, М., 1967.
4. Громова Т. Н. и др. Опыты по воздействию на переохлажденные облака коллоидным раствором йодистого серебра. Тр. ГГО, вып. 156, 1964.
5. Громова Т. Н., Сумин Ю. П. О применении сернистой меди для воздействия на переохлажденные конвективные облака. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
6. Громова Т. Н., Леншин В. Т., Сталевич Д. Д. О выборе реагентов для воздействия на конвективные облака с целью вызывания из них осадков. Тр. ГГО, вып. 239, 1969.
7. Колесников А. Г., Беляев В. И. Расчет перемещения фронта

кристаллизации в переохлажденном облаке при воздействии на него твердой углекислотой. ДАН СССР, т. 133, № 4, 1960.

8. Корниенко Е. Е., Мирмович Л. А. Самолетный прибор для измерения водности дождя. Труды УкрНИГМИ, вып. 74, 1968.

9. Красновская Л. И. Физические основы искусственных воздействий на переохлажденные облака с помощью хладореагентов. Гидрометеиздат, М., 1964.

10. Кунцевский П. Г., Роев Л. М. К вопросу о генерации ледяных кристаллов. Труды УкрНИГМИ, вып. 53, 1966.

11. Леншин В. Т., Шишкин Н. С. Воздействия водными растворами йодистого свинца на переохлажденные конвективные облака в районе Валдайского ливнемерного куста. Труды ГГО, вып. 202, 1967.

12. Леонов М. П., Перелет Г. И. Активные воздействия на облака в холодное полугодие. Гидрометеиздат, Л., 1967.

13. Литвинов И. В. Оценка относительной шкалы дозировок при воздействии кристаллизующими реагентами на переохлажденную облачность. Труды ИПГ, вып. 9, 1967.

14. Никандров В. Я. К вопросу о нормировании расхода твердой углекислоты при воздействиях на облака. Труды ГГО, вып. 67, 1957.

15. Никандров В. Я. Искусственные воздействия на облака и туманы. Гидрометеиздат, Л., 1959.

16. Половина И. П. О нормировании расхода твердой углекислоты при воздействии на внутримассовые облака и туманы. Труды УкрНИГМИ, вып. 61, 1966.

17. Прихотько Г. Ф. Искусственные осадки из конвективных облаков. Гидрометеиздат, М., 1964.

18. Федоров Е. К. Воздействие человека на метеорологические процессы. Вопросы философии, № 4, 1958.

19. Техническая справка ВМО, № 13. Искусственное воздействие на облака и осадки. Перевод с англ., Гидрометеиздат, Л., 1957.

20. Чуваев А. П. Об особенностях методики воздействия «сухим льдом» на конвективные облака с целью вызывания из них осадков. Труды ГГО, вып. 72, 1957.

21. Gromova T. N., Lenshin V. T. Experimental investigations of ice-forming ability of some agents. Proceedings of the 7th International Conference on Condensation and Ice Nuclei. Prague and Vienna, 1969, pp. 187—192.

22. Orr I. Z., Frases D. and Pettit K. G. Canadian experiments on artificially inducing precipitation. BAMS, vol. 31, No. 2, 1950.

Д. Д. СТАЛЕВИЧ, Т. С. УЧЕВАТКИНА

О РОЛИ ВОДНОСТИ ОБЛАКА В ОБРАЗОВАНИИ ИСКУССТВЕННЫХ ОСАДКОВ

В предыдущих работах авторов [5, 6] было установлено, что для получения наибольшего эффекта при воздействии на конвективное облако с помощью льдообразующих веществ необходимо правильно определить норму расхода конкретного реагента в зависимости от мощности облака и температуры на уровне введения. Настоящая работа развивает и углубляет эти исследования. В ней рассматривается влияние на выбор оптимального расхода реагента еще одного важного фактора — водности облака.

Водность конвективных облаков являлась предметом изучения в целом ряде экспериментальных [2, 4, 7, 8, 9] и теоретических [1, 3] работ. Определение закономерностей в изменениях водности в кучевых облаках оказывается более сложным, нежели в слоистообразных. Материал, полученный в этих работах, показывает, что существует зависимость водности от температуры и температурного градиента внутри облака, высоты над нижней границей, фазового состояния и термодинамических условий его развития. Кроме того, значения водности как в пространстве, так и во времени подвержены колебаниям, в которых трудно выявить какую-либо закономерность. Поэтому, рассматривая теоретическую модель процесса осадкообразования, водность приходится вводить упрощенно, с учетом только самых основных закономерностей в ее изменениях, а именно: зависимости от температуры, температурного градиента и высоты над уровнем нижней границы облака.

В первом приближении водность в облаке можно оценить как количество влаги, которое конденсируется при адиабатическом подъеме влажного воздуха. Если считать, что при этом общее влагосодержание индивидуальной массы воздуха остается постоянным, то водность q_w на высоте z будет функцией температуры на нижней границе облака $T_{н.г}$ и градиента температуры γ . Рассчитанные для влажноадиабатического процесса значения водности

являются чаще всего несколько завышенными по сравнению с фактическими. Это связано с тем, что расчет не учитывает вовлечение в облако более сухого воздуха из окружающей среды, а также гравитационное оседание облачных капель и их испарение у границ облака. Наибольшее совпадение расчетной и фактической водности возможно в центральных частях развивающихся облаков.

В настоящей работе водность определялась в соответствии с данными многочисленных измерений в следующих предположениях:

- 1) температурный градиент внутри облака равен влажноадиабатическому $\gamma = \gamma_{в. а.}$
- 2) давление на уровне основания облака $p = 900$ мб;
- 3) температура на нижней границе облака $T_{н. г}$ равна 6, 10, 14°C;
- 4) максимальное значение водности достигается на высоте, равной $\frac{2}{3}$ мощности облака; на уровне верхней и нижней границы облака водность равна нулю.

Вычисления проводились аналогично тому, как это было сделано в работе [1]. Были рассчитаны три профиля водности. Естественно, что в более «теплом» облаке ($T_{н. г} = +14^\circ\text{C}$), где упругость насыщения водяных паров больше, формируется и большая водность. Поскольку профиль водности в основном определяется температурой на нижней границе, в дальнейшем, говоря о том или ином значении $T_{н. г}$, будем подразумевать соответствующее ей распределение водности.

Решение задачи об оптимальных расходах реагентов проводилось аналогично предыдущим работам авторов [5, 6] по той же расчетной схеме. В начальные условия задачи входили физические параметры облака и параметры, характеризующие метод воздействия, а именно: распределение температуры и водности по высоте, спектр капель по размерам на разных уровнях, мощность облака и реагент, норма его расхода, способ введения в облако.

Конденсационный и коагуляционный рост сферических частиц, возникших на искусственно введенных в облако льдообразующих ядрах сублимации и перенесенных благодаря турбулентному перемешиванию на различные уровни от точки введения, рассчитывался на ЭВМ «Урал-4».

Радиус частиц осадков в первую очередь зависит от высоты, на которой частица начинает свой рост в облаке. Чем больше мощность облака, в верхнюю часть которого вводится реагент, тем большего размера достигают капли при своем выпадении из облака. Это видно из рис. 1 а, на котором приведены траектории частиц, падающих с высот 1,9; 2,4 и 2,9 км, что соответствует в облаках мощностью 2,0; 2,5 и 3,0 км уровню введения, расположенному на 100 м ниже верхней границы. Профиль водности в этих случаях был взят при $T_{н. г} = 6^\circ$ и $p = 900$ мб.

Расчеты показывают, что скорость коагуляционного роста частицы с радиусом $R = 50$ мкм приблизительно в два раза превы-

шает скорость сублимационного роста, а при достижении частицей размера $R=100$ мкм последняя уже на порядок меньше скорости гравитационной коагуляции, быстро возрастающей в процессе роста. Таким образом, общий рост введенных в облако частиц обуславливается в первую очередь их гравитационной коагуляцией с облачными каплями. Так как коагуляционный рост прямо пропорционален имеющемуся в облаке запасу капельной влаги, т. е. водности, то естественно, что в более теплых и, следо-

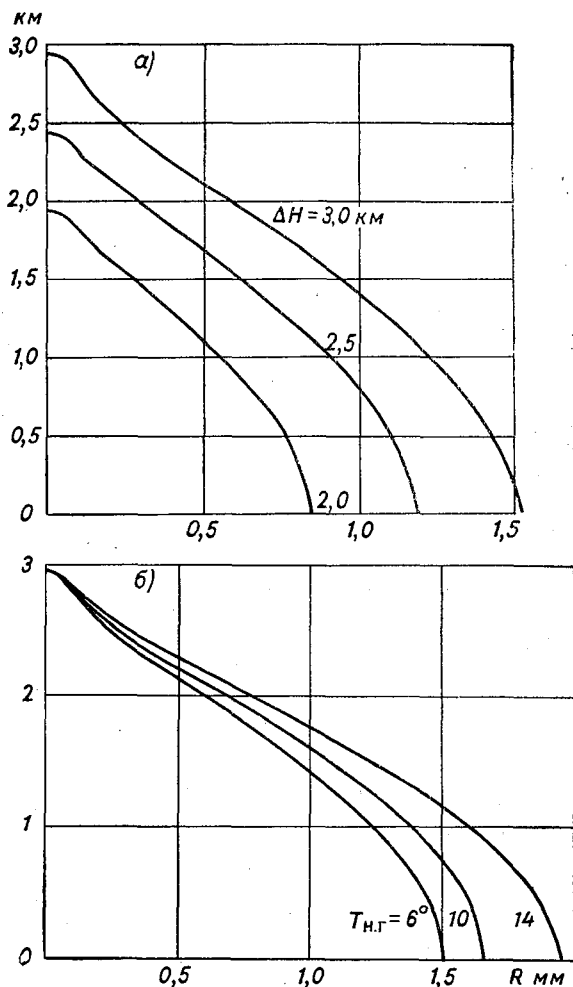


Рис. 1. Траектории роста частиц льдообразующих реагентов в зависимости от мощности облака при $T_{н.г.} = +6^\circ\text{C}$ (а) и водности облака при $\Delta H = 3,0$ км (б).

вательно, более водных облаках капли, возникающие на частицах реагента, вырастают до больших размеров. На рис. 1 б приведены траектории роста частиц льдообразующих реагентов, введенных в верхнюю часть облака $\Delta H = 3$ км, при различных водностях в нем ($T_{н.г}$). В более водном облаке ($T_{н.г} = 14^\circ\text{C}$) капли при выпадении из облака достигают большего размера.

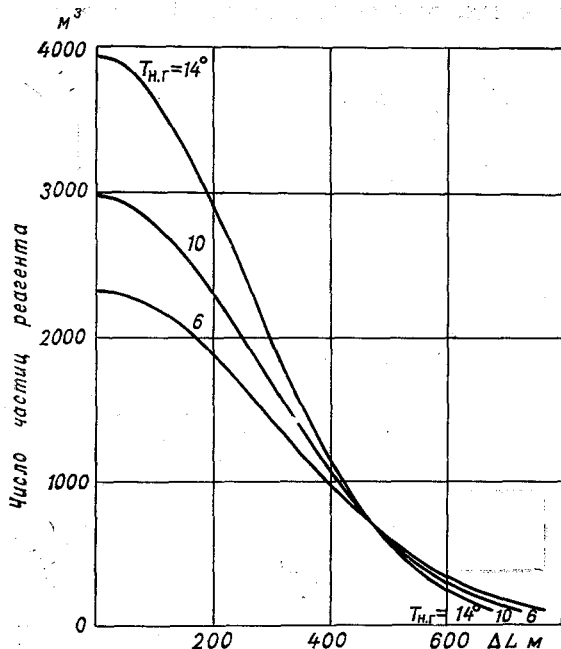


Рис. 2. Распределение частиц льдообразующего реагента в зоне воздействия ($\Delta H = 3,0$ км).

Рост частиц реагента в облаке зависит не только от параметров облака, но и от того, в каких дозах вводится этот реагент. Данные расчетов, приведенные на рис. 1, справедливы для случаев, когда реагент вводится в облако в таких количествах, что частицы растут независимо друг от друга. При большом количестве реагента можно найти некоторый уровень N_k , начиная с которого падающие капли забирают всю облачную влагу и в итоге вырастают до меньшего размера, чем в случае роста единичной капли. Отметим, что расчеты проводились относительно условного льдообразующего реагента с эффективностью, равной 10^{12} частиц/г независимо от температуры на уровне введения. Концентрация частиц этого реагента рассчитывалась в соответствии с решением Сеттона уравнения турбулентной диффузии примеси, вводимой

способом мгновенного точечного источника. Частицы реагента под действием турбулентного переноса распределяются по объему облака неравномерно. Концентрация частиц убывает практически экспоненциально с удалением от точки введения реагента (рис. 2).

Чтобы учесть концентрацию частиц в расчетах их роста, частицы были объединены в группы по определенному интервалу

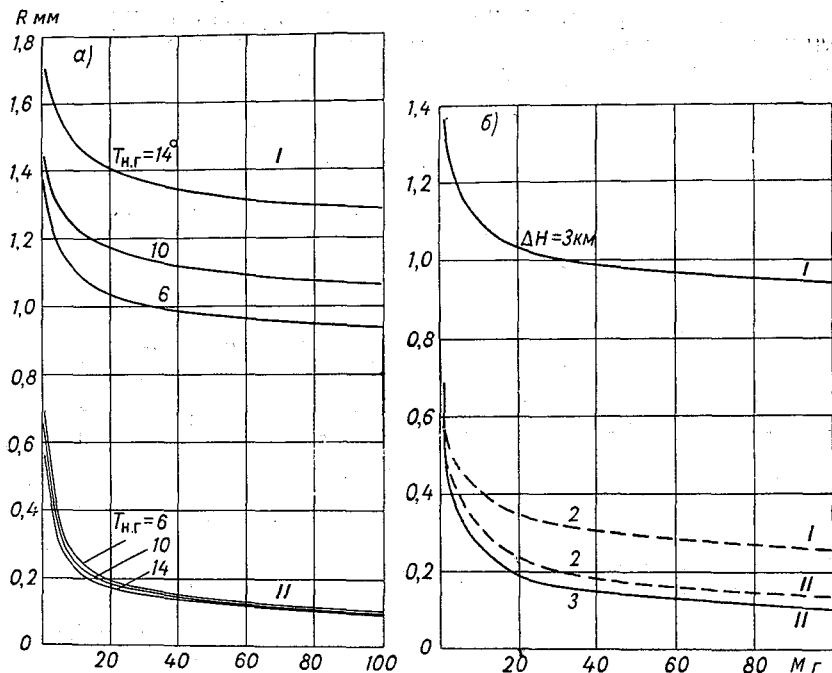


Рис. 3. Конечный радиус частиц осадков, выпадающих первыми (I) и последними (II) из облаков, в зависимости от их мощности и расхода льдообразующего реагента (б) и от их водности ($T_{н.г.}$) и расхода льдообразующего реагента (а).

высоты. Для каждой группы, находящейся в момент достижения размера $R=100 \text{ мкм}$ на определенном расстоянии от места введения, рассчитывалась средняя концентрация, определяющая рост частиц данной группы. Частицы, перенесенные турбулентными движениями на более низкие уровни внутри облака, первыми выпадают из него. Частицы с более высоких уровней проходят по этому пути позднее в условиях меньшей водности и, следовательно, вырастают до меньших размеров. Таким образом, одинаковые в начале частицы вырастают до разных конечных размеров. Рисунок 3 иллюстрирует эти выводы. На рис. 3 а приводятся данные размеров частиц осадков в облаках разной мощности и $T_{н.г.}=6^\circ\text{C}$, на рис. 3 б — конечный размер частиц в облаке мощностью

$\Delta H=3,0$ км при различных профилях водности в нем ($T_{н.г}$ равно 6, 10, 14°C).

На основе расчетов роста частиц реагентов можно сделать важный практический вывод. Конвективные облака мощностью $\Delta H < 2,0$ км непригодны для воздействия с целью вызывания из них осадков, поскольку при такой мощности льдообразующий реагент дает лишь очень мелкие частицы осадков размером $R=0,2 \div 0,3$ мм (рис. 3 а). Если учесть также, что часть капель испаряется под облаком, то в результате воздействия можно ожидать лишь слабые осадки, не имеющие практического значения.

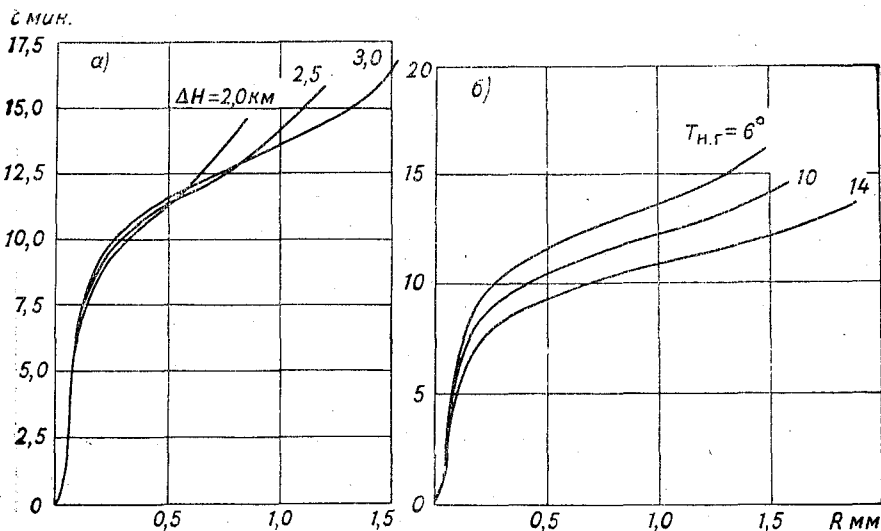


Рис. 4. Изменение во времени радиуса капель, падающих с верхней границы облаков, при различной мощности облака и $T_{н.г}=6^\circ\text{C}$ (а) и при различной водности облака ($T_{н.г}$) и $\Delta H=3,0$ км (б).

Благодаря тому что расчет роста радиуса частиц проводился последовательно от уровня к уровню при известной средней скорости перемещения частицы в каждом слое, нетрудно было определить время, затрачиваемое на ее рост в слое, а после суммирования по всему пути — найти общее время роста частицы реагента в облаке. Из рис. 4 а, на котором приведены кривые роста частиц во времени, можно выявить следующее. Время появления искусственных осадков будет тем больше, чем большую мощность имеет облако, на вершину которого произведено воздействие. Так, из облака мощностью $\Delta H=2,0$ км осадки появляются через 14 минут после момента введения реагента, а из облака с $\Delta H=3,0$ км при прочих равных условиях осадки начинают выпадать через 17 минут. Из этого же рисунка косвенно выявляется и другая зависимость: раз-

личие в скорости роста частиц отмечается лишь с того момента, когда основным фактором роста становится процесс гравитационной коагуляции ($R \approx 0,1$ мм), связанный в первую очередь с водностью облака. В более явном виде зависимость времени появления осадков от водности облака следует из результатов расчетов, иллюстрируемых рис. 4 б. Из более водных облаков при одинаковой мощности последних осадки появляются раньше.

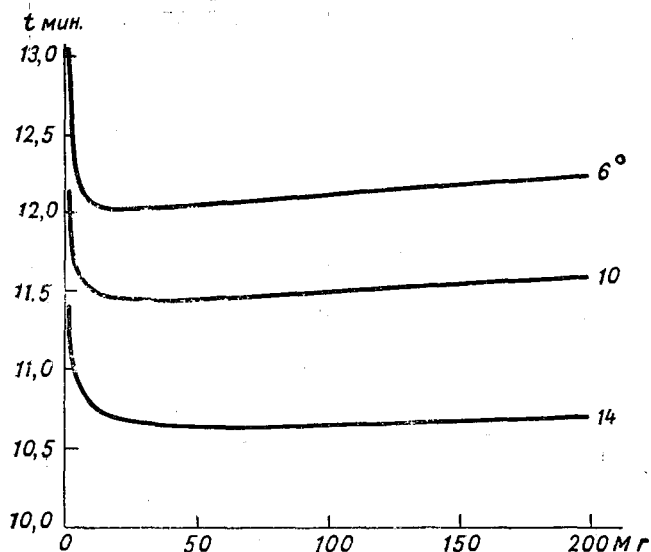


Рис. 5. Время появления осадков в облаках различной водности в зависимости от расхода льдообразующего реагента ($\Delta H = 3,0$ км).

Как на размер частиц осадков, так и на время их появления под облаком влияет количество введенного реагента. Чем больше расход, тем с более высокого уровня начинается полное вымывание облака, тем быстрее появляются осадки под ними (рис. 5).

В процессе расчетов определялась ширина зоны искусственных осадков. Она также зависит от водности, имеющейся в облаке. В более «водном» облаке рост на искусственных ядрах происходит интенсивнее и частицы раньше начинают падать, преодолев турбулентный перенос по горизонтали. За счет этого ширина зоны осадков в облаках с большими значениями водности (при прочих равных условиях) оказывается меньше (рис. 6 а).

Как указывалось выше, благодаря турбулентному переносу частицы попадают на различные уровни облака. Те из них, которые оказались при этом на самом низком уровне, быстрее других достигают нижней границы облака и первыми выпадают в виде

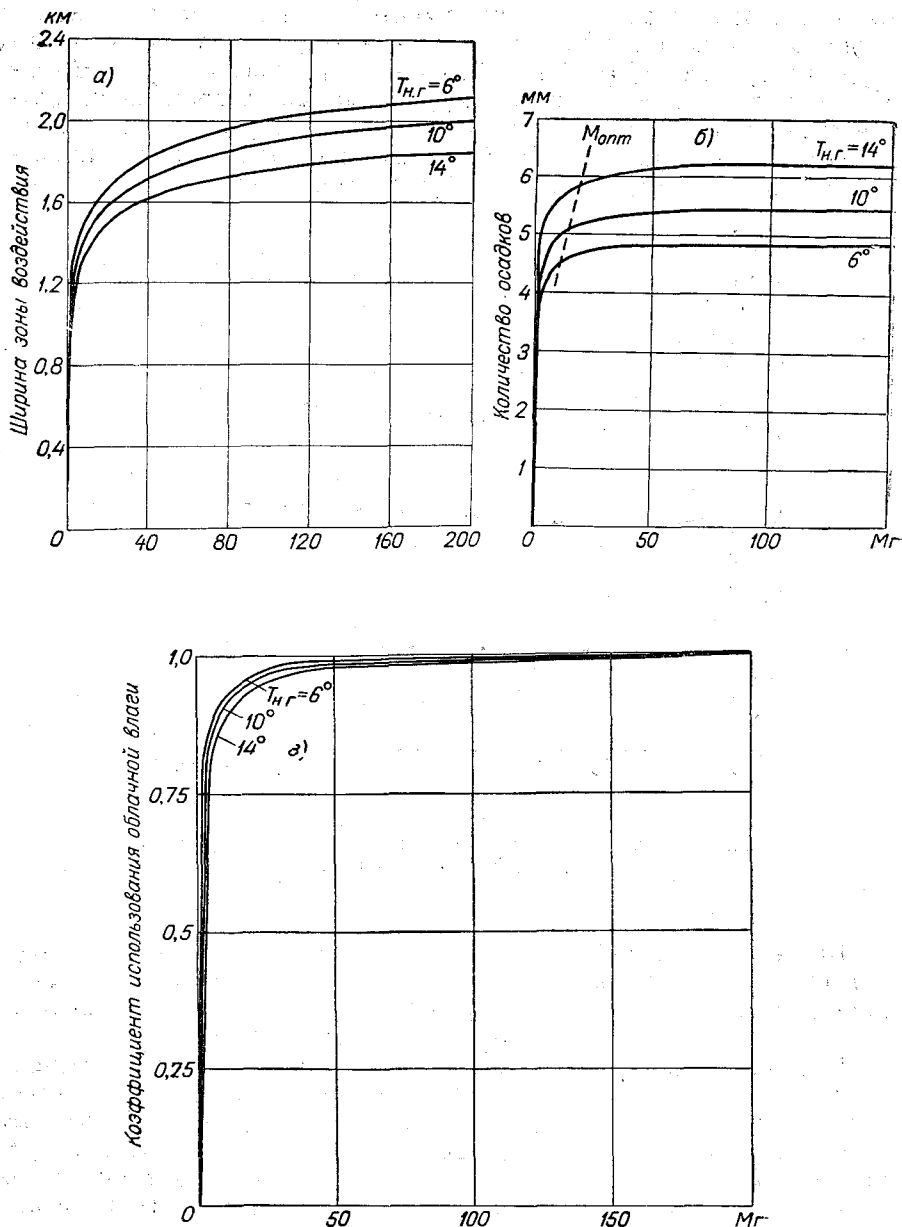


Рис. 6. Результаты воздействия различными расходами условного льдообразующего реагента на облако мощностью $\Delta H = 3,0$ км и при разных водноостях в нем.

а — ширина зоны воздействия, б — количество осадков, в — коэффициент использования облачной влаги.

осадков. Частицы с более высоких уровней пройдут этот путь позднее и поэтому в условиях меньшей водности. Кроме того, их количество больше, так как они падают с уровней, более близких к месту введения реагента в облако. Вследствие этих двух причин частицы, оказываясь ниже некоторого уровня H_k в определенной концентрации, забирают всю имеющуюся влагу. Этому способствует и тот факт, что водность с приближением к уровню нижней границы уменьшается, а скорость коагуляционного роста возрастает.

Таблица 1

Высота H_k над уровнем нижней границы облака

ΔL м	50	150	250	350	450	550	650	750
$N \cdot 10^8$ частиц/см ³	22,9	20,3	16,4	11,9	7,7	4,5	2,4	0,7
H_k м	2430	2340	2210	2050	1840	1510	850	8

Таким образом, при определенном расходе реагента для каждой группы частиц существует уровень H_k , начиная с которого наблюдается полное вымывание нижней части облака. Каждая последующая группа частиц реагента вымывает облачную влагу все с более высоких уровней, тем самым все выше и выше поднимая нижнюю границу облака. В табл. 1 для примера приведены данные расчетов при следующих начальных условиях: $\Delta H = 3$ км, $T_{н.г} = 6^\circ$, воздействие производилось на уровне $H_b = 2,95$ км льдообразующим реагентом с эффективностью $N_0 = 10^{12}$ частиц/г, расход реагента $M = 10$ г, N — концентрация частиц на разных расстояниях от точки введения реагента ΔL (через 100 м).

Таким образом, при воздействии на конвективное облако льдообразующим реагентом распад облака, вызванный его вымыванием осадками, происходит главным образом снизу. Начинается этот процесс в среднем через 12—18 минут после воздействия при выпадении осадков из облака.

Необходимо отметить, что введение реагента вызывает также некоторое оседание вершины облака. Так как водность здесь незначительна, то сублимационный рост частиц при большой их концентрации в верхней части облака приводит к полному исчезновению мелких капель, в то время как растущие водяные частицы быстро выпадают. Слой этот невелик, но он также относится к явлениям, сопутствующим воздействию на конвективные облака. Проявляется оно через 4—5 минут после начала воздействия.

При увеличении расхода реагента концентрация частиц на тех же уровнях имеет большее значение, частицы достигают меньших размеров, а уровень вымывания еще больше повышается. Все это приводит к тому, что с увеличением расхода реагента все большее количество облачной влаги переходит в осадки (рис. 6 б). Но даже при рассмотрении такой условной теоретической модели конвективного облака, к которому после введения реагента полностью

прекращается приток влаги, нельзя подобрать такой расход, при котором вся облачная влага была бы вынесена в виде осадков частицами реагента.

Оценить это можно, определив запас влаги в облаке Q_0 и то максимальное количество осадков $Q_{\max}$, которое может быть получено в результате воздействия на облако с определенными начальными параметрами (ΔH , q_w). Величина Q_0 определяется интегрированием кривой водности по высоте в пределах от $h=0$ до $h=\Delta H$. Значение $Q_{\max}$ получается с помощью данных расчета,

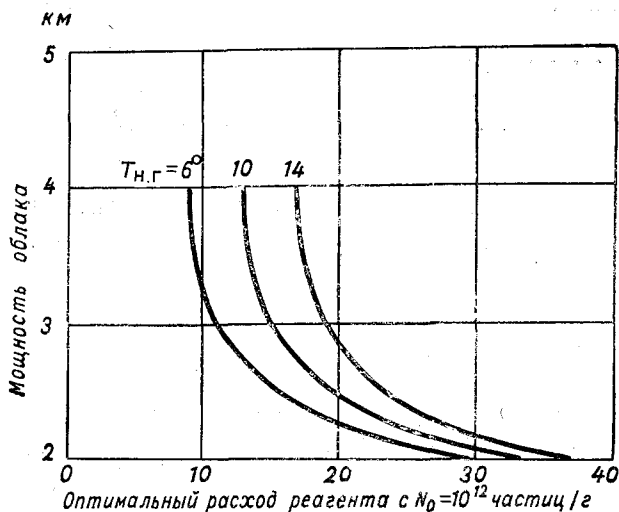


Рис. 7. Зависимость оптимального расхода условного льдообразующего реагента от мощности и водности ($T_{н.г}$) облака.

приведенных на рис. 6 б. Расчет показывает, что отношение $\frac{Q_{\max}}{Q_0}$ составляет около 92%. Таким образом, в рассматриваемой схеме без учета регенерации облака около 8% облачной влаги не могут быть реализованы в виде осадков. Поэтому, если за 100% принять максимально возможное количество осадков $Q_{\max}$, то успешность воздействия будет оцениваться коэффициентом $\nu = \frac{Q}{Q_{\max}}$, который условно можно назвать коэффициентом использования облачной влаги при данном расходе реагента.

Количество осадков Q находилось суммированием той влаги, которая последовательно приносится всеми частицами реагента с разных уровней облака к нижней границе. Зависимость этой величины от мощности облака, расхода реагента и метода его введения в облако была проанализирована в работах [5, 6]. В настоя-

шей работе дана оценка влияния на количество искусственных осадков еще одного фактора — водности облака. Изменение ее в рассматриваемых пределах дает колебание количества вызванных осадков около 30%. Эта зависимость видна на рис. 6 б. Учитывая это, нетрудно понять ход кривых (рис. 6 в), характеризующих связь коэффициента использования облачной влаги с расходом реагента, мощностью и водностью облака. В облаках с малой мощностью и малой водностью зависимость конечного радиуса капель

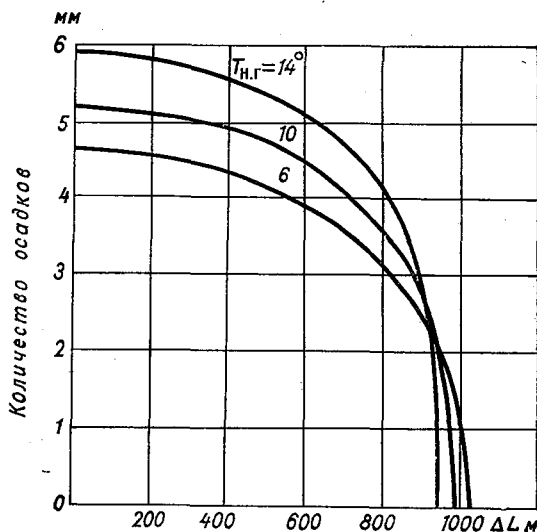


Рис. 8. Распределение осадков под зоной воздействия ($\Delta H = 3,0$ км).

от их концентрации проявляется при меньших значениях расхода реагента. Поэтому участок линейной зависимости величины ν от M раньше переходит в криволинейный и значение ν медленнее стремится к единице. В среднем во всех случаях наблюдается следующая закономерность. С увеличением расхода реагента коэффициент использования облачной влаги сначала быстро возрастает до значений $\nu = 0,7 \div 0,8$, затем темп роста значительно замедляется и при значениях $\nu = 0,95$ становится очень малым. Достижение значений $\nu = 0,9 \div 0,95$ является показателем наиболее выгодного воздействия, так как увеличение расходов после этого момента приводит к очень малому прибавлению в количестве осадков и, следовательно, становится уже нецелесообразным. Таким образом, значение коэффициента $\nu = 0,9 - 0,95$ может быть критерием для выбора оптимального расхода реагента при воздействии на конвективное облако с определенными параметрами. На рис. 7 приведены результаты расчета оптимального расхода условного льдообразующего реагента, активность которого равна $N_0 = 10^{12}$ ча-

сти/г независимо от температуры на уровне воздействия. Расход определен для $v=0,95$.

Для случая использования оптимального расхода реагента на облако с различными профилями водности в нем рассчитано количество осадков не только под точкой воздействия (рис. 6 б), но и осадки во всей зоне воздействия (рис. 8). Как видно из графика, осадки распределяются достаточно равномерно по всей зоне воздействия, несмотря на то что число частиц по мере удаления от точки введения реагента уменьшается довольно резко (см. рис. 2). Объясняется это тем, что, находясь на периферии зоны в меньшей концентрации, частицы вырастают до больших размеров. При радиусе зоны осадков порядка 1 км количество осадков, выпадающих на расстоянии 0,5 км от центра зоны, уменьшается всего на 10% по сравнению с максимальной величиной.

Сопоставляя интегральное количество осадков во всей зоне осадков для облаков с различной водностью, можно сделать следующий вывод. Несмотря на то что при воздействии оптимальным расходом льдообразующего реагента на более «водное» облако ($T_{н.г} = 14^\circ$) ширина зоны получается меньше, общее количество осадков во всей зоне в этом случае наибольшее.

Таким образом, из приведенных расчетов следует, что водность облака является таким фактором, который необходимо учитывать при рассмотрении процесса искусственного осадкообразования. Кроме того, учет в расчетах водности через температуру на нижней границе облака одновременно вводит в рассмотрение и мощность переохлажденной части, что также имеет значение для воздействий на облака.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будилова Е. П., Шишкин Н. С. Расчеты количества сконденсированной влаги в конвективных облаках. Тр. ГГО, вып. 47(109), 1954.
2. Зайцев В. А. Водность и распределение капель в кучевых облаках. Тр. ГГО, вып. 19(81), 1950.
3. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Гидрометеиздат, Л., 1961.
4. Скацкий В. И. Исследования водности кучевых облаков. Тр. ИПГ, вып. 13, 1969.
5. 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.
6. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. К вопросу об оптимальных расходах реагентов при воздействии на облака с целью вызывания из них осадков. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
7. Чуваев А. П., Крюкова Г. Т. Некоторые результаты исследований мощных кучевых облаков. Тр. ГГО, вып. 47(109), 1954.
8. Lewis W. Meteorological aspects in aircraft icing. Compend. Met., 1951.
9. Pettit K. G. The characteristics of super-cooled clouds during Canadian icing experiments. Proc. Toronto Conference, 1955.

Д. Д. СТАЛЕВИЧ, Т. С. УЧЕВАТКИНА

НОРМЫ РАСХОДОВ ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ РЕАГЕНТОВ ПРИ ИСКУССТВЕННОМ ВЫЗЫВАНИИ ОСАДКОВ ИЗ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

Теоретическое исследование процессов, происходящих в конвективном облаке после воздействия на него льдообразующим реагентом, проведено для широкого диапазона начальных условий [5, 6, 7]. Этот материал позволяет сделать следующий вывод: эффект воздействия зависит от многих факторов, которые условно можно отнести к двум основным группам, характеризующим: 1) облако как объект воздействия и 2) метод воздействия как средство получения осадков.

Рассмотрение факторов первой группы дает возможность выявить не только крайние значения геометрических и физических параметров, определяющих способность облака к искусственному осадкообразованию, но также и такое сочетание параметров, которое обеспечивает получение наилучшего результата. Последний может быть достигнут только при условии применения оптимального метода воздействия. Под оптимальным методом следует понимать совокупность мероприятий, включающих выбор реагента, норм его расхода, способ доставки на требуемый уровень в определенный момент.

В настоящей работе обобщаются материалы расчетов, приведенных в предыдущих работах авторов [5, 6, 7], и даются рекомендации по оптимальным расходам льдообразующих реагентов, используемых в полевых экспериментах по воздействию на конвективные облака с целью вызывания осадков.

Номограммы оптимальных расходов AgJ , PbJ_2 , CuS

Успешность проведения опыта оценивается в первую очередь количеством осадков, выпадающих в результате воздействия. Как показали расчеты, на величину количества осадков большое

влияние оказывает мощность облака. С увеличением ее в 1,5 раза (например, от 2,0 до 3,0 км) количество осадков возрастает почти вдвое. Влияние водности оказывается менее существенным. Изменение ее в рассмотренных пределах [7] дает колебание величины осадков около 30%. Наиболее важным фактором, влияющим на количество осадков, является расход реагента. Однако установлено, что значительное увеличение количества осадков наблюдается только до некоторого значения расхода реагента, начиная с которого дальнейшее его увеличение не приводит к сколько-нибудь за-

Реагент	$T_{в}, \text{г}$				
	-15	-14	-13	-12	-11
AgJ (пиросостав И-1),	$2,0 \cdot 10^{13}$	$1,6 \cdot 10^{13}$	$1,3 \cdot 10^{13}$	$9,0 \cdot 10^{12}$	$6,0 \cdot 10^{12}$
PbJ ₂ (пиросостав С-55)	$4,0 \cdot 10^{12}$	$3,2 \cdot 10^{12}$	$2,5 \cdot 10^{12}$	$1,9 \cdot 10^{12}$	$1,4 \cdot 10^{12}$
PbJ ₂ (0,06%-ный раствор)	$1,0 \cdot 10^{13}$	$6,9 \cdot 10^{12}$	$4,5 \cdot 10^{12}$	$2,9 \cdot 10^{12}$	$1,7 \cdot 10^{12}$
CuS (порошок 1966 г.)	$6,0 \cdot 10^{11}$	$5,4 \cdot 10^{11}$	$4,8 \cdot 10^{11}$	$4,0 \cdot 10^{11}$	$3,3 \cdot 10^{11}$

метному прибавлению в количестве осадков. Это объясняется уменьшением конечного размера капель при их введении в большей концентрации. Полученный результат имеет решающее значение для установления оптимального расхода реагента в зависимости от геометрических и физических параметров облака, на которые производится воздействие.

В работе [6] было показано, что оптимальным можно назвать такой расход, при котором коэффициент использования облачной влаги достигает значений $\nu = 0,9 \div 0,95$, что является показателем наиболее выгодного воздействия.

Результаты расчетов оптимального расхода реагента с льдообразующей активностью $N_0 = 10^{12}$ частиц/г при воздействии на конвективные облака различной мощности и водности, зависящей от температуры на нижней границе облака, представлены на рис. 7 в статье [7]. Для конкретных льдообразующих реагентов с большой эффективностью ($N'_0 > 10^{12}$ частиц/г) расходы, необходимые для вызывания достаточного количества осадков, невелики, порядка нескольких граммов (при точечном введении реагента). В этом случае в качестве критерия оптимальности целесообразно взять $\nu = 0,95$, так как увеличение осадков может быть получено за счет небольшого увеличения расхода реагента. Но в том случае, когда эффективность реагента мала ($N'_0 \leq 10^{10}$ частиц/г), расходы, требуемые для вызывания осадков, достигают килограмма, поэтому увеличение количества осадков на 5% требует слишком больших затрат. В этом случае правильнее ограничиться значением $\nu = 0,9$.

Для получения рекомендаций по выбору оптимальных норм

расхода конкретных льдообразующих реагентов, которые уже нашли применение в практике активных воздействий (AgJ , PbJ_2 , CuS), необходимо учесть льдообразующую активность, т. е. выход частиц от 1 г реагента при определенной температуре на уровне его введения. Эта величина как функция температуры приведена в табл. 1.

Чтобы воспользоваться результатами расчетов оптимальных расходов условного реагента, необходимо сделать пересчет, основанный на следующих соображениях. В установленном оптимальном

Таблица 1

°C						
-10	-9	-8	-7	-6	-5	-4
$4,0 \cdot 10^{12}$	$2,5 \cdot 10^{12}$	$1,4 \cdot 10^{12}$	$5,0 \cdot 10^{11}$	$8,0 \cdot 10^{10}$	$2,0 \cdot 10^9$	—
$1,0 \cdot 10^{12}$	$6,8 \cdot 10^{11}$	$4,4 \cdot 10^{11}$	$2,8 \cdot 10^{11}$	$1,6 \cdot 10^{11}$	—	—
$1,0 \cdot 10^{12}$	$5,4 \cdot 10^{11}$	$2,6 \cdot 10^{11}$	$1,0 \cdot 10^{11}$	$3,5 \cdot 10^{10}$	$1,0 \cdot 10^{10}$	—
$2,7 \cdot 10^{11}$	$2,1 \cdot 10^{11}$	$1,6 \cdot 10^{11}$	$1,2 \cdot 10^{11}$	$8,3 \cdot 10^{10}$	$5,0 \cdot 10^{10}$	$2,5 \cdot 10^{10}$

случае общее число частиц условного реагента определяется расходом реагента $M_{\text{опт}}$ и его эффективностью, равной $N_0 = 10^{12}$ частиц/г. Если эффективность реального реагента равна N'_0 , то для того, чтобы сохранить общее количество активных частиц, необходимо соответственно изменить расход реагента следующим образом:

$$M'_{\text{опт}} = \frac{N_0 M_{\text{опт}}}{N'_0} = \frac{10^{12}}{N'_0} M_{\text{опт}}.$$

Оптимальные значения расходов конкретных льдообразующих реагентов в зависимости от трех параметров облака — мощности, водности и температуры на уровне введения реагента — сведены в номограммы (рис. 1).

Прежде чем приступить к рассмотрению результатов, полученных для конкретных реагентов и сведенных в номограммы, необходимо сделать ряд замечаний, относящихся к построению последних.

1. Расчеты роста частиц реагента показали, что из облаков мощностью $\Delta H < 2,0$ км нельзя получить сколько-нибудь существенных искусственных осадков даже при использовании больших расходов реагента. Некоторым исключением являются полностью переохлажденные облака, которые могут дать очень слабые осадки. Поэтому облака мощностью меньше 2,0 км не могут быть объектами воздействия и в данной работе не рассматривались.

2. Конвективные облака мощностью более 4,0 км не вошли

ΔH_{KM}

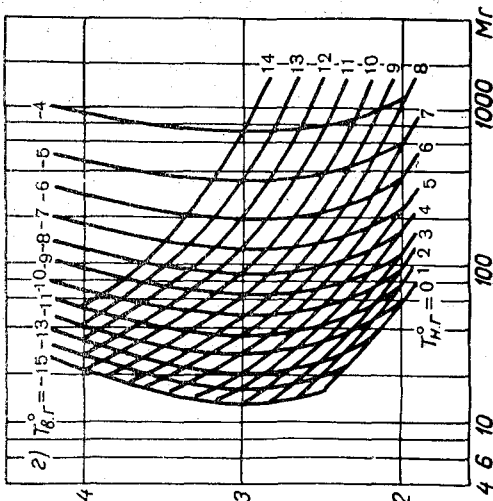
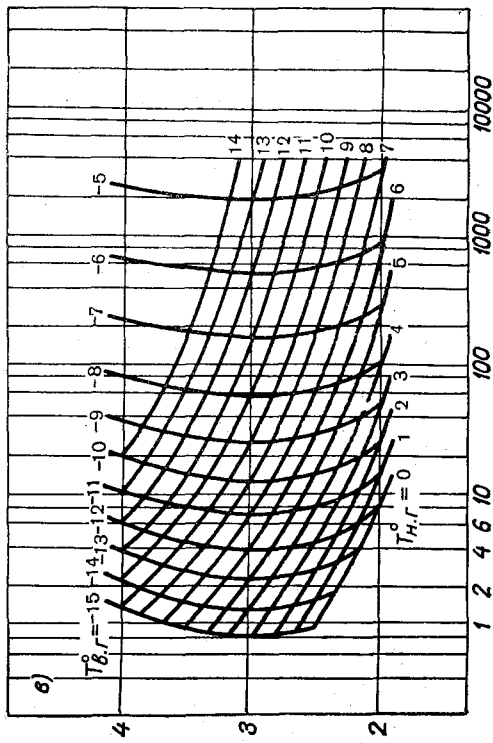
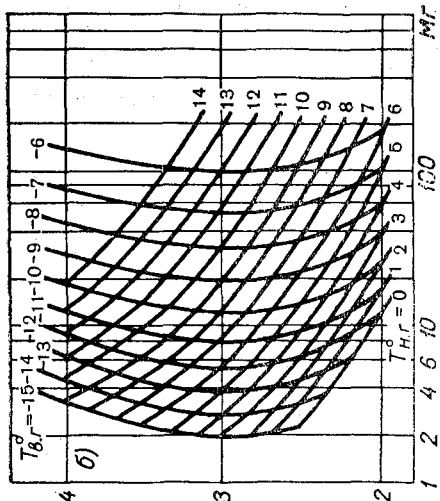
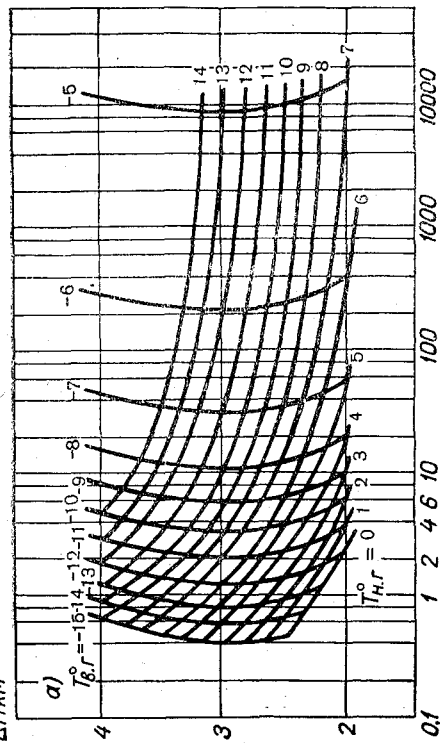


Рис. 1. Оптимальный расход льдообразующего реагента в зависимости от мощности, водности ($T_{н.г.}$) и температу-

туры на верхней границе облака ($T_{в.г.}$).

α — AgJ (пиростав И-1), β — PbI₂ (пиростав С-55), γ — PbI₂ 0,06%-ный раствор, δ — CuS (порошок изготовления 1966 г.).

в настоящие расчеты из-за большой трудоемкости последних. Однако некоторую экстраполяцию для случаев с мощностью облака до 5,0 км можно сделать, не допуская при этом большой ошибки. Более мощные облака чаще всего сами переходят в стадию кучево-дождевых.

3. Сильно переохлажденные облака с температурой на верхней границе ниже -15°C также не имеет смысла рассматривать в качестве объекта воздействия. Такие облака свою влагу реализуют в виде осадков естественным путем. Воздействие в этом случае может привести даже к нежелательным результатам, вызвав осадки до того момента, когда облако достигнет максимума в развитии.

4. Облака с температурой на уровне введения ниже пороговой для конкретного льдообразующего реагента также не рассматривались, так как при этих температурах данное вещество уже не может вызвать фазовую перестройку в облаке и дать толчок к появлению осадков.

Номограммы оптимальных расходов наглядно показывают, как важно правильно установить норму расхода конкретного реагента в зависимости от физических параметров облака, подвергаемого воздействию с целью вызывания из него осадков.

В ходе анализа номограмм выявляется очень существенная зависимость оптимального расхода льдообразующего реагента от температуры на уровне воздействия (в данном случае, на уровне верхней границы). Сильно переохлажденные облака (левая часть номограмм) требуют гораздо меньшего расхода, чем более теплые (правая часть). Расход $M_{\text{опт.}}$ при этом меняется на 2—3 порядка, а для некоторых реагентов, например для AgJ, на 5 порядков величины. Отсюда следует настоятельная необходимость точного учета температурных характеристик облака при практическом выборе оптимальных норм льдообразующих реагентов.

В ходе кривых на рис. 1 можно отметить и еще одну общую особенность, связанную с учетом мощности облака. В работе [6] было показано, что с увеличением мощности возрастает коэффициент полезного действия реагента и, следовательно, должен уменьшиться требуемый расход. Но с другой стороны, чем мощнее облако, тем оно более водное и вследствие этого оптимальный расход должен увеличиваться. Все это вместе взятое приводит к тому, что при мощности облака около 3 км существует незначительный минимум оптимального расхода.

Рассмотрим теперь номограммы оптимальных расходов для конкретных реагентов. На рис. 1 а представлена номограмма для определения оптимальных расходов AgJ , используемого в качестве реагента в пиросоставе. Льюдообразующая активность его приведена в табл. 1. Как видно из рис. 1 а, решающее значение при установлении оптимального расхода AgJ имеет переохлаждение облака, т. е. совместный учет температуры как на верхней, так и на нижней его границах. Для того чтобы добиться наилучшего результата в случае целиком переохлажденного облака ($T_{\text{н.г}} < 0^\circ\text{C}$), достаточно совсем малых количеств AgJ (около 1 г). Если же температура на уровне введения близка к пороговой (для AgJ в пиросоставе И-1 она составляет -5°C), даже облако, имеющее достаточно большую мощность, например $\Delta H = 4$ км, может дать осадки лишь в том случае, когда будут введены очень большие количества AgJ (порядка 10 кг). Это связано не только с очень малым выходом льюдообразующих частиц при температуре -5°C ($N_0 = 2 \cdot 10^9$ частиц/г), но и с тем, что в данном случае переохлажденной является только верхняя четверть мощности облака, и оно имеет большую водность, чем в случае полного переохлаждения. Естественно, что при данных температурных условиях внутри конвективного облака использование таких больших количеств дефицитного и дорогостоящего реагента как AgJ не дает эффекта воздействия, соизмеримого с затратами на его получение. Однако уже при температуре $T_{\text{в.г.}} = -6^\circ\text{C}$ требуемая норма расхода AgJ снижается до 200—400 г., а при $T_{\text{в.г.}} = -7^\circ\text{C}$ — до 40—60 г. Для наиболее часто встречающихся в наших широтах Cu cong. ($\Delta H \approx 3 \div 4$ км, $T_{\text{в.г.}} < -8^\circ\text{C}$) оптимальный расход AgJ не превышает 10—20 г.

Реагент PbJ_2 , вошедший в практику активных воздействий как менее дефицитное и более дешевое, чем AgJ , кристаллизующее вещество, при своем пороговом значении температуры также требует значительных затрат реагента. Но для облаков с более низкой температурой на верхней границе оптимальный расход, хотя и несколько больший, чем при тех же условиях для AgJ , но также невелик: 40—60 г для пиросостава с PbJ_2 (рис. 1 б) и 60—100 г для раствора PbJ_2 (рис. 1 в).

Еще более дешевым реагентом, который в последнее время все больше используется в опытах по искусственному вызыванию осадков, является CuS . Как видно из рис. 1 г, оптимальные нормы расхода этого реагента меняются в меньших, чем, например, у AgJ , пределах в зависимости от физических параметров облака. Связано это с меньшей зависимостью льюдообразующей активности сернистой меди от температуры на уровне введения. В среднем при $T_{\text{в.г.}} < -8^\circ\text{C}$ оптимальные нормы расхода CuS не превышают 100 г. Но с приближением к пороговой температуре (-4°C) расход $M_{\text{опт}}$ должен быть увеличен до 1 кг.

В заключение необходимо отметить, что полученные для условного льюдообразующего реагента с $N_0 = 10^{12}$ частиц/г оптимальные нормы расхода путем несложного пересчета могут быть распрост-

ранены как на новые льдообразующие реагенты, так и на старые, но полученные новым способом. Эта возможность значительно расширяет границы практического использования результатов настоящего исследования.

Сопоставление результатов теоретических расчетов с экспериментальными данными

Опыты по воздействию на конвективные облака с целью вызывания осадков, проведенные сотрудниками Главной Геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, дали обширный материал, который может быть использован для оценки выводов, вытекающих из теоретического рассмотрения процесса искусственного осадкообразования.

Условия проведения полевых опытов подробно описаны в работах [1, 2, 3, 4]. Следует отметить, что большинство опытов ставилось с целью качественной оценки пригодности для воздействия того или иного реагента. Поэтому количественных характеристик результатов воздействия либо вообще нет, либо имеются лишь отдельные данные. Как правило, не определялось количество выпавших осадков; только в отдельных случаях измерялись размеры зон осадков и размеры частиц осадков. Из-за отсутствия этих данных в большинстве опытов сравнение теории и эксперимента пришлось проводить по ограниченному числу случаев.

В ряде опытов в различных точках зоны осадков брались пробы осадков. Обработка полученных материалов по установленной методике позволила определить такой размер капель, который давал максимальный вклад в осадки $(R_m)_{\text{факт}}$. По данным о параметрах облака, подвергнутого воздействию, можно с помощью расчетов установить теоретическое значение $(R_m)_{\text{теор}}$ и сопоставить его с фактическим.

В опыте 10 июня 1964 г. в облако с $\Delta H = 3500$ м, $T_{в.г} = -13,9^\circ\text{C}$ выстрелом пиропатрона было введено 14 г PbJ_2 . Пробы осадков, взятые непосредственно под облаком, показали, что радиус капель, дающих максимальный вклад в осадки, равен $(R_m)_{\text{факт}} = 0,5$ мм. Теоретическое значение $(R_m)_{\text{теор}}$ применительно к условиям данного опыта составляет 0,6 мм.

В опыте 12 июля 1964 г. с использованием 25 г сернистой меди конвективное облако имело следующие параметры: $\Delta H = 2400$ м, $T_{в.г} = -10,3^\circ\text{C}$. По спектру капель, полученному из обработки проб осадков, установлено, что $(R_m)_{\text{факт}} = 0,4$ мм. Теоретическое значение для этих условий $(R_m)_{\text{теор}} = 0,5$ мм. Сопоставление результатов указывает на хорошее согласование теоретических и фактических данных.

В целом ряде экспериментальных работ было установлено, что под облаком осадки отмечаются в среднем через 12—18 минут

после момента воздействия. Это характерно для различных реагентов, таких как AgJ [1], PbJ_2 [4], CuS [3]. Теоретические значения времени появления осадков находятся также в этом диапазоне [7].

В эксперименте наиболее точно фиксировались условия проведения опытов, т. е. геометрические и физические параметры облака, расходы реагента и способы его введения. Это позволило произвести детальную оценку теоретических рекомендаций по оптимальным расходам того или иного реагента.

К сожалению, при проведении опытов в подавляющем большинстве случаев количество выпавших осадков не регистрировалось и только лишь отмечались их качественные характеристики (отсутствие осадков, слабые осадки, сильные осадки). Этот факт в значительной мере осложнял сопоставление теории с опытом, поскольку в качестве критерия оптимальности расхода в теории было принято использование в виде осадков 90—95% облачной влаги, а в полевых опытах коэффициент использования облачной влаги не определялся. К тому же расход реагента во многих случаях назначался произвольно, особенно в первых опытах, проводившихся с целью установления пригодности того или иного вещества как реагента.

Отмеченные обстоятельства, исключающие возможность прямого сопоставления, привели к необходимости доказательства правильности рекомендаций по оптимальным расходам косвенным путем. С этой целью для конкретного реагента с помощью номограмм определялся оптимальный расход, соответствующий конкретным значениям геометрических и физических параметров облака, на которое производилось воздействие. В большинстве случаев фактические расходы реагента $M_{\text{факт}}$, примененные в опытах, значительно отличались от оптимальных. В связи с этим представлялось целесообразно установить, во сколько раз фактический расход был больше или меньше оптимального, и в зависимости от соотношения $\frac{M_{\text{факт}}}{M_{\text{опт}}}$ рассмотреть результаты воздействия (отсутствие или наличие осадков, их интенсивность).

С этой целью имеющиеся опытные данные по воздействию на конвективные облака были обобщены на графике, по оси абсцисс которого откладывалась величина $\frac{M_{\text{факт}}}{M_{\text{опт}}}$, а по оси ординат — мощность облака, являющаяся одной из важнейших его характеристик.

В качестве примера на рис. 2 а приводится такой график, рассчитанный для реагента PbJ_2 (раствор). На нем представлены качественные результаты 92 полевых опытов. Из рассмотрения были исключены те случаи, в которых эффект воздействия под облаком не прослеживался или температура на верхней границе облака была выше пороговой для PbJ_2 .

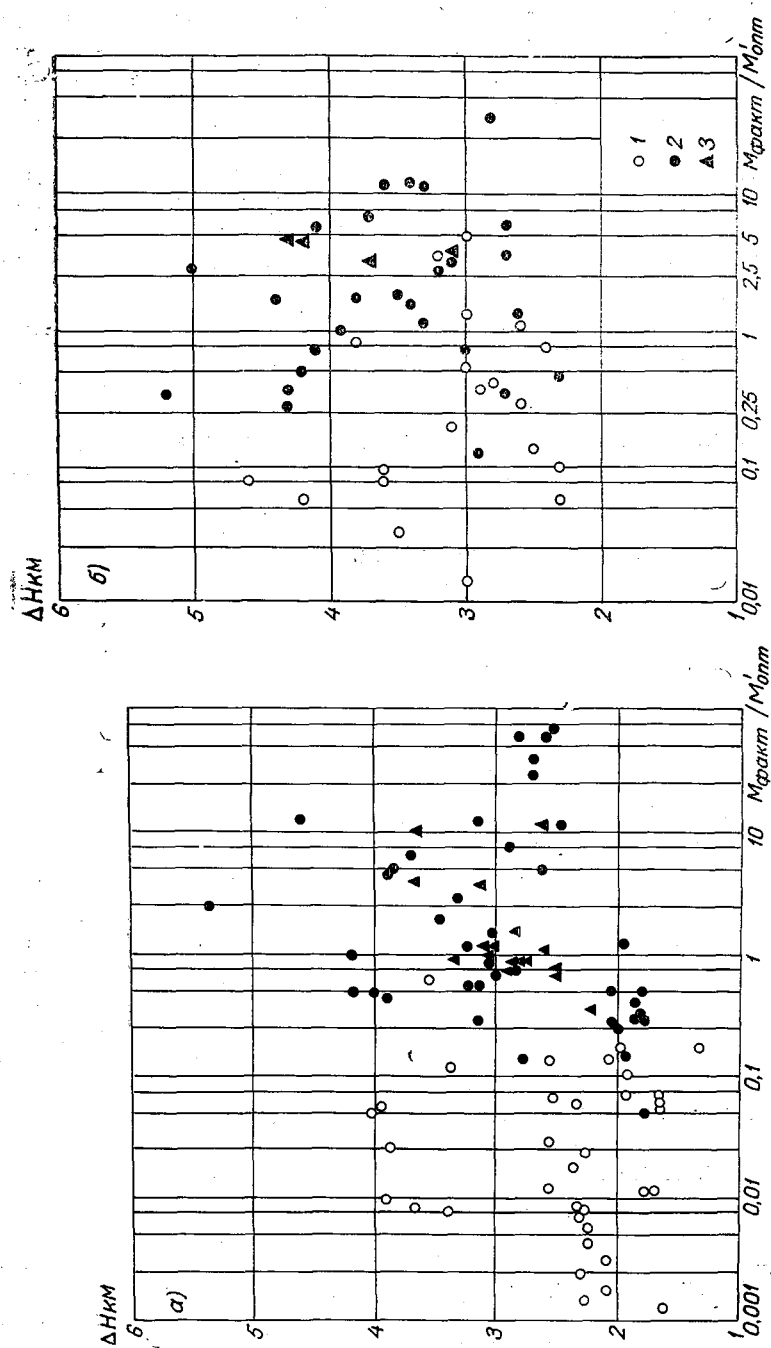


Рис. 2. Зависимость результата воздействия от величины отношения фактического расхода реагента к оптимальному для 0,06%-ного раствора PbJ_2 (а) и порошка CuS изготовления 1966 г. (б).

Опытные точки, соответствующие воздействиям на облака с совершенно различными характеристиками, распределяются по результатам в трех зонах, четко ограниченных определенными значениями отношения $\frac{M_{\text{факт}}}{M'_{\text{опт}}}$. В тех случаях, когда это отношение

было меньше 0,25, осадки практически никогда не наблюдались. Только в трех опытах из 37, расположенных в этой зоне, были отмечены очень слабые осадки. При этом в двух из них наличие осадков, по-видимому, объясняется тем, что облака были полностью перохлажденными. В зоне, ограниченной значениями $0,25 \leq \frac{M_{\text{факт}}}{M'_{\text{опт}}} \leq$

$\leq 2,5$, осадки наблюдались практически во всех опытах, причем в 30% всех случаев они были сильными. Необходимо подчеркнуть, что особенно часто (в 12 из 27 опытов) сильные осадки имели место, когда фактический расход отличался от оптимального не более чем в 2 раза в ту или иную сторону. При расходах реагента, превышавших оптимальное значение более чем в 2,5 раза, осадки были зафиксированы во всех без исключения случаях, но в этой зоне чаще наблюдались более слабые осадки.

Таким образом, можно сделать важный вывод: чем ближе к теоретическому оптимальному значению был расход PbJ_2 , использованный в опыте, т. е. отношение $\frac{M_{\text{факт}}}{M'_{\text{опт}}}$ близко к единице, тем значительнее был эффект воздействия.

Теоретически установленная зависимость количества искусственных осадков от расхода реагента (см. рис. 6 б в статье [7]) также показывает, что уменьшение расходов в несколько раз по сравнению с $M_{\text{опт}}$ вызывает довольно резкое уменьшение количества осадков. Увеличение же расходов в 10 раз и более по отношению к оптимальному расходу приводит к незначительному прибавлению в количестве осадков.

Из сказанного следует, что практические рекомендации по выбору оптимальных расходов PbJ_2 , определенные расчетным путем на основе разработанного теоретического решения задачи, хорошо подтверждаются результатами большого количества опытов.

Полевые опыты с сернистой медью, поставленные также в Главной геофизической обсерватории, к сожалению, не столь многочисленны, как с раствором PbJ_2 . Кроме того, из 76 опытов в рассмотрении был взят только 51 опыт, так как в 16 случаях эффект осадков под облаком не прослеживался, в 7 случаях температура на уровне введения была выше пороговой для CuS , в 2 случаях она была ниже -20°C , и осадки в связи с этим могли быть естественными. В полевых опытах сернистая медь часто вводилась выстрелом пиропатрона и при этом гораздо ниже верхней границы. Этот факт и связанное с ним неточное определение температуры на уровне введения затрудняли установление $M'_{\text{опт}}$ в соответствии с теми

предположениями, в которых были рассчитаны номограммы для оптимальных расходов CuS . Поэтому сопоставление не могло быть проведено в такой же степени четко, как это было в случае йодистого свинца.

Однако несмотря на это, график (рис. 2 б) показывает, что сравнение теории с экспериментом и в этом случае можно сделать, при этом выводы получаются весьма сходные. Как и для реагента PbJ_2 , при расходах CuS , составлявших меньше 0,25 от оптимального значения, осадки в опытах практически никогда не наблюдались. При больших расходах CuS в подавляющем большинстве случаев (в 30 из 40 опытов) осадки регистрировались. Отсутствие осадков в тех случаях, когда использовались расходы, превышающие значение $M_{\text{опт}}$, объясняется, по-видимому, перезасевом, так как во всех трех случаях наблюдался распад облака.

Таким образом, выполненные сопоставления теоретических выводов с имеющимися опытными данными для конкретных реагентов свидетельствуют о том, что разработанная теоретическая модель процесса образования искусственных осадков с достаточной степенью достоверности отображает действительный ход и что рекомендации по оптимальным расходам, полученные на основе этой теоретической схемы, можно использовать при проведении практических работ по вызыванию осадков с применением любых льдообразующих реагентов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Громова Т. Н. и др. Опыты по воздействию на переохлажденные облака коллоидным раствором йодистого серебра. Тр. ГГО, вып. 156, 1964.
2. Громова Т. И., Леншин В. Т., Сталевич Д. Д. О выборе реагентов для воздействия на конвективные облака с целью вызывания из них осадков. Тр. ГГО, вып. 239, 1969.
3. Громова Т. Н., Сумин Ю. П. О применении сернистой меди для воздействия на переохлажденные конвективные облака. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
4. 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.
5. 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.
6. 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.
7. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. О роли водности облака в образовании искусственных осадков. См. настоящий сборник.

Ю. П. СУМИН

ОБ ОПЫТАХ ПО ТУШЕНИЮ (ЛОКАЛИЗАЦИИ) ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ ПУТЕМ ИСКУССТВЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ОБЛАКА

1. Некоторые сведения о лесных пожарах и методах борьбы с ними

Леса, занимающие около $\frac{1}{3}$ территории нашей страны, являются национальным богатством и служат сырьевой базой для ряда отраслей народного хозяйства; экспорт древесины составляет значительную долю во внешнеторговом обороте страны. Поэтому лесные пожары, возникающие в разных районах СССР в летний период года, наносят большой ущерб народному хозяйству.

Ущерб от лесных пожаров велик не только из-за уничтожения ценных насаждений, но и вследствие снижения прироста, замедления лесовозобновления и т. д. Так называемый косвенный ущерб от пожара трудно поддается учету, однако отдельные попытки произвести такие оценки делались неоднократно. Так, в вышедшей в 1958 г. работе лесного ведомства США «Лесные ресурсы США и будущая потребность в лесе» показано, что косвенный ущерб от лесных пожаров в 1952 г. превышал прямой почти в 6 раз. На выгоревшей площади вырастают малоценные породы деревьев, создаются условия, способствующие размножению вредных лесных насекомых. Для полного восстановления продуктивного леса необходимо по ориентировочным данным около 80—100 лет.

О масштабах ущерба, наносимого лесными пожарами, можно судить на основании таких данных. В Канаде [3] летом 1961 г. выгорело свыше 3 млн. га лесов; убыток оценен в 200 млн. долларов. В США [5] в 1963 г. выгоревшая площадь на охраняемой территории лесов составила около 1,4 млн. га; ущерб оценен в 48 млн. долларов. Аналогичная картина наблюдается и в других странах, имеющих значительные лесные площади.

В зависимости от погодных условий количество и размеры лесных пожаров изменяются из года в год, однако среднее их число,

несмотря на принимаемые меры, до сих пор остается большим. Пожароопасный период приходится на теплое время года — первые пожары на территории СССР возникают в апреле, наиболее поздние — в октябре. Случаи возгорания леса в другие месяцы очень редки и в основном являются следствием грубого нарушения правил пожарной безопасности в лесу. Наиболее продолжительный пожароопасный период приходится на леса, расположенные в южных районах, характеризующихся ранней весной и поздней осенью. О широтном ходе продолжительности пожароопасного периода, а следовательно и числа лесных пожаров, возникающих в течение года, можно судить по данным для Тюменской области (табл. 1), на долю которой приходится около 18% лесного фонда СССР [6].

Таблица 1

Сведения о пожарах в некоторых лесхозах (ЛХ) и леспромхозах (ЛПХ) Тюменской области по данным за период 1951—1960 гг.

Лесхозы и леспромхозы	Широта, град.	Площадь леса, тыс. га	Продолжит. пожароопасного периода	Среднее число пожаров	
				на всю площадь	на 100 тыс. га
Тюменский и Ялуторовский ЛХ, Заводоуковский ЛПХ	57	488	15/IV—15/X	1635	335
Кондинский ЛПХ	60	5415	V—IХ	374	7
Березовский ЛХ	63	13190	15/V—IХ	310	2

Естественно, что более освоенные южные районы области лучше обслуживаются лесопатрулированием и за счет этого число обнаруженных пожаров, по-видимому, увеличено по сравнению с северными районами. Кроме этого, поскольку на долю пожаров, возникших за счет неосторожного обращения с огнем в лесах Тюменской области, приходится около 45%, большая плотность населения на юге области также отразилась на среднем числе пожаров. Однако даже с учетом этих замечаний приведенная таблица, на наш взгляд, вполне определенно указывает на существование широтного хода некоторых показателей пожаров, и это вполне естественно, поскольку упомянутые средние показатели вытекают из климатических различий данных районов.

Для своевременного обнаружения лесных пожаров у нас и за рубежом создана сеть баз авиационной охраны лесов. Лесопатрульные самолеты производят полеты в пожароопасный период по специальным маршрутам, позволяющим осуществлять наблюдения за всей охраняемой территорией. Борьба с лесными пожарами ведется при помощи как наземных средств, так и авиации. Имеется разветвленная сеть пожарных лесных станций, оборудованных, помимо пожарного инвентаря, специальной противопожарной техникой, включая автомобили, тракторы и бульдозеры. Широкое рас-

пространение в борьбе с пожарами получила и авиация. Не говоря уже о применении самолетов для высадки пожарных десантов, необходимо отметить большое число экспериментов по доставке воды и специальных химикатов с последующим сбросом их на пожары. В настоящее время почти во всех Канадских провинциях и во многих штатах США [5] при борьбе с пожарами используются десятки переоборудованных самолетов, в частности гидропланов (с емкостью баков до 26 тыс. л). В СССР, кроме этого, при борьбе с пожарами широкое распространение получила вертолетная техника.

Борьба с пожарами ведется всеми доступными средствами, однако бездорожье и удаленность от населенных пунктов большей части лесных массивов затрудняют, а порой делают невозможной борьбу с пожарами. Особенно большой ущерб лесному хозяйству наносят крупные пожары. Практика показала, что при площади пожара свыше 200 га даже привлечение большого числа людей и техники не дает должного эффекта. Такие пожары действуют длительное время, принимая характер стихийных бедствий, и тушатся в основном естественными осадками. Хотя число таких пожаров, как правило, невелико, именно они определяют основную величину наносимого ущерба, поскольку существуют длительное время, иногда вплоть до начала выпадения осенних осадков. Так, на долю крупных пожаров в районах Севера, Урала, Сибири и Дальнего Востока приходится около $\frac{3}{4}$ выгоревшей площади.

Отсутствие достаточно эффективных средств тушения лесных пожаров (в особенности крупных), хотя бы частично сопоставимых по результату воздействия с естественными осадками, натолкнуло исследователей на мысль использовать для этих целей метод вызывания искусственных осадков из конвективных облаков, разработке которого за последние 15—20 лет в СССР и за рубежом уделялось серьезное внимание. Действительно, авиационная транспортировка воды к лесным пожарам очень дорога, да и во многих случаях не эффективна ввиду ограниченности грузоподъемности самолетов, в то время как в некоторых случаях над пожарами проходят мощные кучевые облака, содержащие сотни тысяч тонн воды, но не дающие естественных осадков.

2. Некоторые данные об искусственном вызывании осадков из конвективных облаков

Вопросу искусственного осадкообразования в случае воздействия на облака мощной конвекции посвящено сравнительно большое количество научной литературы. Это объясняется значительным количеством экспериментов, в подавляющем большинстве эпизодических, основной целью которых являлось установление возможности вызывания искусственных осадков из облаков кучевых форм. Отсутствие измерений и наблюдений за многими важными факторами, влияющими на результат воздействия, случайный и не-

значительный по объему характер экспериментов обусловили трудности оценки эффективности искусственного вызывания осадков. Поэтому не случайно Мейсон [2] в разделе своей монографии, посвященном воздействиям на конвективные облака, ограничивается перечислением проведенных до середины 50-х годов опытов, не делая попытки обобщить полученные к этому времени результаты в целом по проблеме.

Единственной известной нам работой, целиком посвященной интересующей нас проблеме, является монография Г. Ф. Прихотько [4]. Изложив в сжатой форме достижения исследований, выполненных до 1966 г., Прихотько основное внимание уделил анализу экспериментов, проведенных на специально оборудованном в украинской степи метеорологическом полигоне. Наличие плотной осадкомерной сети, хорошее техническое оснащение, последовательное проведение опытов в течение ряда лет позволили автору получить ценный в научном отношении материал. Вместе с тем практическое и научное значение полученных Прихотько выводов несколько ограничивается применением только одного реагента — твердой углекислоты. Как было показано в статье Т. Н. Громовой, В. Т. Леншина и Д. Д. Сталевич [1], конечный результат воздействия на мощное кучевое облако зависит от целого ряда факторов, в том числе и от типа применяемого реагента.

Таким образом, к настоящему времени благодаря значительному количеству выполненных экспериментов, а также наличию ряда работ, посвященных анализу результатов воздействий на конвективные облака, созданы предпосылки для практического применения метода искусственного осадкообразования. Основными трудностями в этой проблеме по-прежнему остаются корректная интерпретация результата воздействия, отделение искусственно стимулированных процессов от естественных. Не достаточно ясна еще количественная сторона воздействия и, в частности, не решен вопрос о влиянии воздействия на естественный процесс, так как до сих пор не выяснено, не уменьшает ли воздействие количество осадков, которое выпало бы из данного облака при естественном протекании процесса? Вероятно, в зависимости от конкретной ситуации возможны оба случая, т. е. когда воздействие приводит к выпадению осадков из облака, не давшего бы их при естественном развитии, и когда воздействие приводит к выпадению из облака осадков в меньшем количестве, чем при естественном процессе. Очевидно, что для воздействий в зоне лесных пожаров последний вопрос автоматически отпадает, поскольку даже морозящий дождь, выпадающий на пожар, может иметь большее значение, чем обильный ливень за пределами зоны горения леса.

В проблеме воздействия на конвективные облака с целью получения осадков следует выделить две принципиально важные задачи, решив которые можно с большой степенью вероятности рассчитывать на тот или иной эффект. В первую очередь необходимо установить, может или не может данное облако дать осадки при

воздействии на него конкретными реагентами. Это зависит от целого ряда причин: от условий формирования и развития облака, от его индивидуальных морфологических и метеорологических характеристик. Экспериментальным путем устанавливается взаимосвязь между некоторыми из этих параметров и эффектом воздействия.

Так, Г. Ф. Прихотько [4] из всего многообразия определяющих факторов выделил два, по его мнению, основных, а именно: вертикальную мощность $\text{Cu cong.} (\Delta H)$ и температуру на уровне засева (T_z) твердой углекислотой. Согласно этому критерию выделено четыре группы облаков, отличающихся различным сочетанием указанных двух параметров, для которых эффект воздействия с целью вызывания осадков может быть различным. К первой группе отнесены облака с $\Delta H > 2,3$ км и T_z ниже -10° , из которых во всех случаях могут быть вызваны осадки. Ко второй группе относятся облака с $\Delta H > 2,2$ км и T_z от -10 до -5° . В этом случае выпадение осадков из облака и их отсутствие у поверхности земли равновероятно. Облака III и IV групп, имеющие меньшую вертикальную мощность и более высокую температуру на верхней их границе, не дают существенных осадков. Сознвая ограниченность подобного критерия в оценке возможного эффекта воздействия, Прихотько отметил, что для более полного решения задачи необходимо привлечение других параметров.

Второй задачей, стоящей перед исследователем при воздействии, является правильный выбор основных параметров воздействия, а именно: времени (относительно стадии жизни облака) и места введения реагента, а также необходимой для достижения наибольшего эффекта дозировки. Такой подход к анализу результатов экспериментов был сделан в [1], он позволил получить данные об оптимальных условиях воздействия при заданных параметрах конвективных облаков. Эти результаты должны быть положены в основу проведения экспериментов по искусственному осадкообразованию в летний период.

Следует отметить, что основная часть опытов по воздействиям на мощные кучевые облака проведена с использованием самолетов. Это позволило осуществить не только детальные наблюдения за облаком до и после воздействия, но и получить подробные сведения о стратификации атмосферы в зоне развития облаков, об эффекте воздействия и о других параметрах, необходимых при последующем анализе.

При проведении опытов по воздействиям на конвективные облака в зоне лесных пожаров могут представить интерес основные сведения об искусственных осадках, полученные Прихотько [4] на основании сравнительно небольшого числа данных. Осадки из мощных кучевых облаков начинают выпадать через 4—18 мин. после воздействия, в среднем через 9—10 мин. Аналогичные средние цифры приводятся и зарубежными исследователями. По интенсивности искусственные осадки преимущественно очень сильные и сильные.

На долю умеренных, слабых и очень слабых осадков приходится менее половины (40%) проанализированных Прихотько случаев. Продолжительность выпадения осадков в $\frac{2}{3}$ случаев приходится на интервал времени 20—80 мин. (чаще всего 20—40 мин.). В экспериментах УкрНИГМИ длина зоны осадков после воздействия имела значения от 2,5 до 22,1 км (чаще всего 6—10 км), а ширина составляла 0,9—12,2 км (чаще всего 2—6 км).

Согласно имеющимся экспериментальным данным, искусственные осадки как по интенсивности и количеству, так и по размерам зон вполне сопоставимы с естественными, что предопределило возможность практического применения нацеленных искусственных осадков для борьбы с лесными пожарами.

3. Опыты по тушению лесных пожаров искусственными осадками

В течение 1968—1969 гг. Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова совместно с Ленинградским научно-исследовательским институтом лесного хозяйства производилась опытная проверка метода тушения лесных пожаров искусственными осадками.

Исследования проводились над территориями Сибири и Дальнего Востока в течение июня—июля на самолетах-зондировщиках и на специально оборудованном для воздействий на облака самолете-лаборатории ИЛ-14.

Сведения о пожарах поступали от трех оперативных отделений базы авиационной охраны лесов, над территорией которых проводились исследования. Обычно сообщались координаты и размеры очагов, которые были обнаружены накануне. Вылет производился в том случае, если ожидалось развитие конвективных облаков в районе действия пожаров, или в этом направлении происходило перемещение фронтальных облачных гряд.

Перед вылетом на АМСГ определялось преобладающее направление и скорость переноса в слое развития конвекции. Для этого использовались данные пунктов радиоветрового зондирования, ближайших к району проведения работ. Поскольку сеть пунктов ветрового зондирования в таежных районах редка, сведения о преобладающем переносе приходилось получать с помощью карт барической топографии с учетом возможного изменения барического рельефа. Обычно использовались данные для поверхностей 850, 700 и 500 мб, но, как правило, средний перенос облаков ближе всего к данным изобарической поверхности 700 мб. Направление переноса и ориентировочная его скорость по возможности уточнялись в районе проведения работ по смещению теней от облаков относительно земных ориентиров, одним из которых служил дымовой шлейф от пожара.

Полет в район пожара обычно проходил на небольшой высоте. После обнаружения очага производился осмотр пожара с измерением его площади (или длины фронта огня), после чего осуществ-

влялся набор высоты над этим районом. После достижения уровня льдообразующего действия применявшихся нами реагентов (изотермы $-6, -8^\circ$) набор высоты прекращался.

Естественно, что упоминавшиеся способы определения переноса конвективных облаков весьма приближенны, и наметить какую-либо точку воздействия не представлялось возможным, тем более, что вероятность наличия мощного кучевого облака именно в этом ограниченном районе может быть очень мала. Поэтому за дальний рубеж воздействия нами принималась зона 10—30-минутного

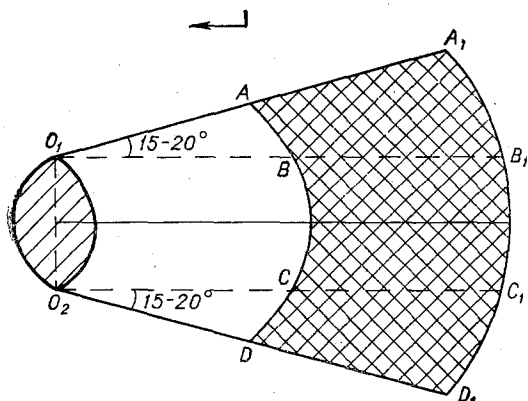


Рис. 1. Схема проведения воздействий в зоне лесного пожара.

Стрелка указывает направление переноса.

переноса, определенного по значению барического градиента на уровне 700 мб. На этом удалении от центральной части очага (если он невелик по размерам) производились воздействия на все подходящие по размеру мощные кучевые облака, расположенные не только вдоль дуг BC и B_1C_1 (рис. 1), соответствующих размеру пожара в направлении, перпендикулярном переносу на уровне 700 мб, но и вдоль отрезков AB , A_1B_1 , CD , C_1D_1 , отстоящих на $15-20^\circ$ от направления переноса. Таким образом, наиболее перспективными для вызывания искусственных осадков на пожар являются облака, расположенные в части сектора, ограниченной дугами AD и A_1D_1 и прямыми AA_1 и DD_1 .

Однако воздействиям подвергались и облака, расположенные в другой части сектора (O_1ADO_2), в том числе и непосредственно над пожаром. Хотя трудно рассчитывать, что осадки из облаков, расположенных над этой территорией, выпадут на пожар, все же воздействия на них целесообразны, хотя бы из соображений возможности локализации очага с подветренной и боковых сторон.

По мере подхода облаков, пригодных для вызывания искусственных осадков, к передней части намеченного сектора воздействий производится введение в них реагента, что позволяет произвести неоднократное дождевание. Но перед этим необходимо убе-

даться в правильности намеченного для воздействия района, для чего после первой серии воздействий производится снижение неподалеку от одного из облаков и выполняется наблюдение за смещением зоны осадков. После корректировки местоположения района воздействия при наличии благоприятных условий опыты по вызыванию искусственных осадков на пожары продолжались. При осуществлении воздействий необходимо подробно фиксировать все результаты визуальных наблюдений за состоянием облаков как в зоне проведения воздействий, так и над расположенными рядом районами. Опыты завершались визуальной оценкой эффекта воздействия осадков на пожар и составлением акта о результатах экспериментов.

Подробные сведения об условиях проведения опытов и основные результаты воздействий, выполненных под руководством инженера ГГО В. М. Сороковик и автора статьи, приведен в табл. 2. Отметим, что в большинстве опытов в качестве реагента использовался йодистый свинец в пиротехническом составе С-55. Введение реагента производилось путем выстреливания 26-мм пиропатрона ($16,5 \text{ г PbJ}_2$) в боковую часть облака. В некоторых случаях в качестве реагента использовалась порошкообразная сернистая медь. При воздействиях, если имелась возможность, измерялся диаметр горизонтального сечения средней части облака, с помощью которого затем определялся ориентировочный объем облака по формуле

$$V = 0,25 \pi D^2 \Delta H,$$

где D — диаметр средней части облака, ΔH — вертикальная мощность облака.

Как видно из табл. 2, за два летних сезона было проведено 20 опытов. В результате воздействий потушены пожары на площади около 12 тыс. га, в девяти опытах удавалось добиться локализации пожаров. В шести опытах искусственные осадки выпали за пределами пожаров. Одной из основных причин непопадания искусственных осадков на пожар является отсутствие в намеченной для воздействий зоне достаточно развитых по вертикали Cu сопг. В таких случаях воздействия велись на любые близрасположенные вершины мощных кучевых облаков с целью профилактического смачивания окружающих пожар районов. В некоторых опытах непопадание искусственных осадков на пожар явилось следствием неточного определения параметров переноса, преимущественно его направления.

Из табл. 2 видно, что последние шесть опытов по воздействиям проводились в районе одного и того же крупного пожара площадью 18 тыс. га, причем в трех из них ливневые осадки выпали непосредственно на пожар, однако он продолжал действовать. Дело в том, что этот пожар был почвенным, а осадки наиболее эффективны при тушении верховых и низинных пожаров. В этих случаях действие осадков заметно сразу же после их выпадения

Результаты опытов по воздействиям на мощные кучевые облака с

№ опыта	Район проведения опытов	Дата	Характеристика облаков										Площадь пожара, га
			Нижняя граница		Высота изотермы 0°С, км	Верхняя граница		Вертикальная мощность, км	Мощность переохлажденной части, км	Средний горизонтальный диаметр, км	Объем, км³		
			H км	t°С		H км	t°С						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
1	Красноярский край, р. Каменка	25/VI 1968 г.	1,0	4,5	1,6	3,6	—13,5	2,6	2,0	4,6	43	250	
2	Красноярский край, р. Каменка	6/VII	1,3	14,2	3,5	5,2	—11,0 5,5—12,0 5,9—13,0	3,9 4,2 4,6	1,7 2,0 2,4	2,6 2,0 2,5	8 5 9	10 000	
3	Тюменская обл., 150 км юго-западнее Сургута	16/VII	1,7	13,5	4,0	5,7	—10,5	4,0	1,7			107	
4	Красноярский край, 20 км севернее пос. Зелеевее	18/VII	2,5	9,9	4,1	6,0	—10,4	3,5	1,9			(27) ^а	
5	Красноярский край, 50 км севернее пос. Богучаны	19/VII	1,6	13,8	3,9	5,2	—8,0 5,0—7,2 5,6—14,6 5,8—17,0 6,0—20,0 5,2—8,0	3,6 3,4 4,0 4,2 4,4 3,6	1,3 1,1 1,7 1,9 2,1 1,3	3,0 2,2 1,4 1,0 1,1 0,7	10 5 6 3 4 2	360	

Таблица 2

целью вызывания осадков на зоны действия лесных пожаров

Параметры воздействия			Количество пиропа- ров, штуки	Характеристика осадков							Продолжительность на- блюдений за осадками, мин.	Результаты визуальных наблюдений
Время, час, мин.	Высота, км	Температура, град.		Начало выпадения, мин.	Размеры зон воздействия				Интенсивность осадков ¹			
					Δt мин.	Длина, км	Ширина, км	Площадь, км ²				
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	
18.03	2,6	—7,3	2	17	22	5,7	3,0	17,1	2	30	Осадки выпадали в течение 30 мин. и частично попали на зону горения, сократив её до 130 га.	
					27	3,3	2,0	6,6	3			
					30	3,7	2,0	7,4	1			
13.20	5,2	—11,0	1	10	30	6,6			3	50	Длительность интенсивных осадков, выпадающих на пожар, превышала 30 мин. Через 50 мин. зоны от трех облаков слились. Полет на следующий день показал, что очаг ликвидирован.	
13.26	5,2	—11,0	1		30	4,0						
13.34	5,0	—10,0	1		30	13,5						
13.54	5,2	—8,5	7 (200) ²	8	30	11,7	4,7	55	3	31	Воздействие на грядущих кучевых облаков в 40 км юго-юго-восточнее очага. Осадки выпали полосой, вытянутой с юго-востока на северо-запад и расположенной в 10 км юго-восточнее зоны пожара.	
16.18— 16.27	5,0	—6,0	5	17	40	5,5	4,2	23,1	1→ 3	50	Воздействие произведено на два многовершинных облака. На зону пожара выпали осадки из первого облака, вторая зона осадков прошла севернее. Обследование зоны пожара на следующий день показало, что фронт огня уменьшился в длину до 16 км.	
16.01	4,8	—7,5	2	12	70	2,2			1	46	Воздействие на грядущих кучевых многовершинных облаков. Зоны осадков от 5-го и 6-го облаков попали непосредственно на пожар и через 30 мин. он был полностью ликвидирован.	
16.07	4,8	—7,5	2		65	2,9			1			
16.35	5,0	—6,5	2		38	3,4			1			
16.43	4,9	—6,0	2		31	2,8			3			
16.47	4,9	—6,0	2		29	2,9			3			
16.54	4,9	—7,0	1		24	2,9			3			

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
6	Тюменская область, 40 км восточнее Сургута	21/VII	1,2	15,9	3,0	5,7	—17,5	4,5	2,7			37
7	Тюменская область, 55 км восточнее Сургута	21/VII	1,2	15,9	3,0	5,3	—16,3	4,1	2,3			32
8	Красноярский край, 15 км севернее пос. Зелеев	22/VII	2,5	5,5	3,3	5,0 4,7 5,5 4,7 5,3 5,3	—9,0 —8,0 —12,0 —8,5 —10,8 —10,8	2,5 2,2 3,0 2,2 2,8 2,8	1,7 1,4 2,2 1,4 2,0 2,0	1,1 1,0 1,9 1,3 1,2	3 2 9	650
9	Красноярск, север- нее пос. Зелеев	22/VII	2,0	10,8	3,3	4,6 5,2 5,5 5,0 6,0	—8,0 —10,3 —12,0 —9,0 —14,8	2,6 3,2 3,5 3,0 4,0	1,3 1,9 2,2 1,7 2,7	1,3 0,6 0,5 3,0 2,6	4 1 1 21 21	(22) ³ (6) ³
10	Иркутская область, 120 км западнее Братска	5/VII 1969 г.	0,8	9,0	2,2	4,0	—10,0	3,2	1,8			40
11	Красноярский край, р. Каменка	14/VII	3,5	—3,1	2,8	5,1	—12,5	1,6	1,6			800
12	Красноярский край, пос. Богучаны	15/VII	3,5	0,0	3,5	6,5 6,5 6,0 6,0 6,5	—20,0 —20,0 —16,0 —16,0 —20,0	3,0 3,0 2,5 2,5 3,0	3,0 3,0 2,5 2,5 3,0	8,7 6,2 3,3 3,9 9,3	180 150 19 54 340	

14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
13.32- 13.47	4,7	-9,5	19	10					3		Размеры обширной зоны искусственных осадков (смешавшейся западное пожара) из гряды мощных кучевых облаков не измерялись.
14.39	5,2	-15,6	1	11					1→ 3	31	Искусственные моросящие осадки западной части зоны выпали на пожар. Видимого воздействия на него они не оказали.
12.42	4,6	-8,0	1	15	62	2,0			3	90	Интенсивные осадки от первых четырех облаков (в виде двух слившихся зон) выпали на два пожара и погасили их.
13.05	4,7	-7,9	1		40						
13.06	4,7	-8,0	1		40	6,4					
13.15	4,7	-8,5	(100) ²								
13.24	4,7	-8,0	2		20	9,0					
13.31	4,7	-8,0	2		20	9,0					
14.58	4,6	-8,0	(100) ²								
15.00	4,6	-8,0	1		69	31,7			3	95	Искусственными осадками больший из пожаров был частично локализован, а меньший — потушен полностью. Наблюдения на следующий день показали, что протяженность фронта огня большего из очагов сократилась на 12 км (и на 1,5 км вглубь).
15.06	4,8	-8,6	1	10							
15.10	4,8	-8,6	1		62	11,3					
15.15	4,8	-8,8	2								
12.33- 13.09	3,3	-6,0	(1000) ²	21	50			52,0	1→ 3	92	Воздействием было подвергнуто 10 облаков, из которых выпали осадки: наиболее интенсивные рядом с пожаром, умеренные — на пожар. Большой пожар был погашен, пять мелких очагов — ликвидированы. Зоны осадков слились и имели большую протяженность.
14.00	5,0	-12,0	6	24	40	11,3			1		Воздействия были произведены на гряду высококучевых облаков (шесть вершин). Осадки прошли восточнее пожара.
					50	13,3			2		
					60	13,0			2	45	
					68	8,3			2		
10.47	4,8	-8,0	1	13	28	8,6			2	33	В районе Вогучан производилось воздействие на гряду мощных кучевых облаков с целью профилактического смачивания леса в пожароопасной зоне. Выпадали преимущественно умеренные осадки, однако протяженность зон и продолжительность дождя были значительными, но не измерялись.
12.38	4,8	-8,0	1	12	53	4,8			3		
13.30	4,8	-8,0	1	14	34	24,5					
13.36	4,8	-8,0	1						1	28	
13.38	4,8	-8,0	1								

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
13	Красноярский край, р. Тонауль	16/VII	3,2	0,5	3,3	6,0	—17,0	2,8	2,7	55	430	330
14	Красноярский край, пос. Прилуки	17/VII	1,6	13,2	3,5	5,5	—12,0	3,9	2,0			1 250
15	Красноярский край, пос. Зеледеево	18/VII	1,5	12,4	3,0	5,6 4,9 4,9 5,0	—16,9 —7,5 —7,5 —8,0	4,1 3,4 3,4 3,5	2,6 1,9 1,9 2,0	1,5 1,0 2,2	7 3 13	18 000
16	Красноярский край, пос. Зеледеево	20/VII	0,9	15,4	3,5	5,8	—13,0	4,9	2,3	9,1	320	18 000
17	Красноярский край, пос. Зеледеево	21/VII	1,2	16,0	3,3	5,2	—9,3	4,0	1,9	38х 2,5	380	18 000
18	Красноярский край, пос. Зеледеево	21/VII	1,2	16,0	3,3	5,3 5,1	—10,0 —8,7	4,1 3,9	2,0 1,8	33х 2,8 2,8	338 25	18 000 18 000
19	Красноярский край, пос. Зеледеево	22/VII	1,8	16,0	4,0	6,0	—12,0	4,2	2,0	28,6	1925	18 000

14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
14.11- 14.37	5,0	-9,0	11	9	39 49 69	5,0 5,9 6,8					
							5,0	29,5	2	62	Искусственные осадки произошли в 10 км северо-восточнее кромки пожара. Они смешались к действующим пожарам (верховья рек Нижняя Теря и Кожима). Воздействия производились на две гряды, имевшие 6 и 5 куполов. В столбце 12 приведен объем облаков только для первой гряды.
13.05- 13.10	4,6	-6,5	3	17	20			>9,0	2→ 3	63	Ливневые осадки выпали на кромку пожара и потушили его. Полет в зону опытов на следующий день показал, что пожар продолжает действовать, но интенсивность его ослабла.
14.55	4,9	-7,5	1	7	31	8,6	8,2	70,5			Первое воздействие производилось с ЛИ-2, последующие с ИЛ-14. Ликвидировано несколько небольших очагов. Основная зона осадков прошла над кромкой лесного пожара и погасила его.
16.45	4,8	-7,0	(150) ²	20	20	8,6			3	63	Ливневые осадки выпадали на пожар в течение 50 мин. и погасили действующие очажки. Воздействие производилось на грядку облаков.
16.46	4,7	-5,8	(200) ²								Воздействие осуществлялось на грядку мощных кучевых облаков. Интенсивные осадки на пожар не попали (они выпали южнее).
16.49	4,8	-7,2	5	11	11	6,7					
12.15	4,8	-9,0	2	15	40	5,8			3	122	Воздействие производилось на грядку облаков. Воздействие осуществлялось на грядку мощных кучевых облаков. Интенсивные осадки на пожар не попали (они выпали южнее).
12.51- 13.00	4,9	-7,0	6	16					3	30	Воздействие производилось на грядку облаков и смежное изолированное облако. Слившаяся в одну зону слабых осадков попала на южную часть пожара. Действия осадков на пожар отмечено не было.
13.05- 13,12	4,9	-7,0	3								
13.19	5,0	-6,5	1	10	16	3,5	2,5	8,8	1	50	Воздействия производились на шесть вершин большой гряды облаков, расположенной непосредственно над пожаром. Интенсивные осадки, охватывавшие огромную площадь, выпали прямо на пожар и потушили его.
12.15	5,1	-6,0	6	15	40	44,0			3	160	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
20	Красноярский край, пос. Зеледеево	22/VII	3,0	4,0	4,0	5,6	—8,5	2,6	1,0			18 000

¹ Характеристика интенсивности осадков (графа 23) дается в следующих

² Количество CuS , г.

³ Длина фронта огня, км.

на пожар. При почвенных же пожарах после выпадения осадков сохраняются отдельные очаги (например, под корневыми системами больших деревьев), которые служат источниками последующего возобновления пожара. По-видимому, при таком характере пожара необходимо сочетание как дождевания, так и наземных способов тушения (в особенности для заглубленных очагов). Следует отметить, что упомянутый пожар в районе пос. Зеледеево Красноярского края, охвативший площадь 18 тыс. га, был полностью ликвидирован в конце июля, сразу же после завершения работ по воздействиям, но до начала выпадения обильных естественных осадков. В этом случае искусственные осадки не только предотвратили дальнейшее распространение пожара, но и послужили основой для окончательной его ликвидации с использованием наземных средств.

ВЫВОДЫ

Так как данная статья посвящена малоизученной проблеме, работы по которой пока находятся на начальной стадии исследований, на основании изложенного можно сделать лишь предварительные выводы.

1. Первые опыты по тушению и локализации лесных пожаров искусственно вызванными осадками показали возможность применения этого метода для указанных целей.

2. Наиболее перспективно применение указанного метода для тушения крупных лесных пожаров, существующих длительное время, так как вероятность появления мощной кучевой облачности над этим районом хотя бы в течение одного или нескольких дней сравнительно велика.

3. Предлагаются основы временной методики по вызыванию нацеленных осадков из конвективных облаков.

4. Ввиду того что для вызывания искусственных осадков необходимо соблюдение ряда условий (в основном наличие достаточно развитых конвективных облаков в намеченной зоне воздействия), метод тушения и локализации лесных пожаров искусственными

14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
16.30	5,2	-6,0	2	5	10	5,9 3,2			3	30	Воздействиям были подвергнуты два облака. Ливневые осадки выпали в 20 км севернее пожара.

обозначениях: 1— слабые, 2— умеренные, 3— сильные и очень сильные.

осадками не следует считать универсальным, заменяющим другие методы, используемые в службе охраны лесов.

5. Весьма важным и не решенным до сих пор вопросом является оценка эффективности искусственного воздействия на мощные кучевые облака с отделением искусственно стимулированных процессов от естественно протекающих. В этом вопросе очень важное значение приобретает оснащение самолетов-лабораторий радиолокационными станциями, которые (по времени появления радиоэхо в облаке и под его основанием после воздействия) способствовали бы установлению природы осадков из данного *Cu cong*. Кроме того, радиолокаторы способствовали бы ориентировке при полетах в условиях значительной облачности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Громова Т. Н., Леншин В. Т., Сталевич Д. Д. О выборе реагентов для воздействия на конвективные облака с целью вызывания из них осадков. Тр. ГГО, вып. 239, 1969.
2. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Пер. с англ. Гидрометеониздат, Л., 1961.
3. Новобытов А. А. Использование авиации для борьбы с лесными пожарами. Лесное хозяйство, № 11, 1963.
4. Прихотько Г. Ф. Искусственные осадки из конвективных облаков. Гидрометеониздат, Л., 1968.
5. Тамаркин М. Л. Охрана лесов от пожаров в Северной Америке. Лесная промышленность, М., 1966.
6. Чистоткин М. К. Кладовая лесных богатств. Средне-Уральское книжное издательство, Свердловск, 1965.

ОЦЕНКИ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ЗАТРАТ ПРИ РАССЕЯНИИ ТУМАНА НАД ИСКУССТВЕННО НАГРЕТОЙ ПОЛОСОЙ

Одним из методов рассеяния туманов является искусственное повышение температуры приземного слоя воздуха. Техническая реализация этого метода в естественных условиях может быть осуществлена, например, путем применения нескольких мощных источников тепла, выбрасывающих в атмосферу под давлением струю перегретого газа, или значительного числа слабых обогревателей, рассредоточенных по большой площади.

Рассматривая второй способ реализации теплового метода, можно принять, что повышение температуры осуществляется не дискретной системой тепловых источников, а некоторой нагретой поверхностью. Такой подход оправдывается тем, что при обогреве полосы площадью 100—200 тыс. м² придется использовать не десятки, не сотни, а тысячи маломощных обогревателей, достаточно близко расположенных один от другого. Тогда дискретность расположения источников тепла будет прослеживаться до сравнительно небольшой высоты, выше которой температурное поле в значительной степени сглаживается [1]. При этом основным механизмом теплоотдачи по вертикали следует считать турбулентный теплообмен, а горизонтальная диффузия при полосе обогрева длиной 1,5—2,0 км и шириной порядка 100 м, как показано, например, в работах [2, 3], едва ли играет существенную роль. В случае когда нестационарностью процесса можно пренебречь, задача определения необходимого для рассеяния тумана количества тепла и зависимости его от метеорологических условий, длины обогреваемой полосы, способа размещения горелок на ней и т. д. в предположении, что обогреватели расположены на уровне подстилающей поверхности, сводится к решению следующей системы уравнений [4]: в тумане

$$u \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_{\text{ва}} \right) + \frac{L_{\text{т}}}{c_p} r + \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial R}{\partial z},$$

$$u \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k \left(\frac{\partial q}{\partial z} + \beta \right) - r,$$

$$u \frac{\partial \delta}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k \left(\frac{\partial \delta}{\partial z} - \beta \right) + r;$$

вне тумана

$$u \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right) + \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial R}{\partial z},$$

$$u \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial q}{\partial z}.$$

Здесь u и k — скорость ветра и коэффициент турбулентности; T , q и δ — температура, удельная влажность и водность; γ_a и $\gamma_{ва}$ — сухо- и влажноадиабатические градиенты температуры; r — скорость испарения или конденсации; $\beta = \frac{c_p}{L_T} (\gamma_a - \gamma_{ва})$ — равновесный градиент влажности; L_T — скрытая теплота испарения; $\frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial k}{\partial z}$ — лучистый приток тепла; ось x — горизонтальная координата, направленная по потоку; ось z — вертикальная координата, отсчитываемая от поверхности земли вверх.

В качестве граничных условий задаются свойства натекающей воздушной массы, затухание на большой высоте возмущений, вызванных неоднородностью подстилающей поверхности, стремление водности к нулю при $z \rightarrow 0$.

При использовании горелок, работающих на углеводородном топливе, выделяется какое-то дополнительное количество водяного пара. Если этот дополнительный поток пара намного превосходит естественное испарение, то граничное условие для влажности на уровне подстилающей поверхности записывается в виде

$$-k \rho \left. \frac{\partial q}{\partial z} \right|_{z=0} = E,$$

где E — средний поток водяного пара на единицу площади, обусловленный сгоранием топлива. Величина E определяется аналогично средней тепловой мощности системы источников нагревания.

В случае когда дополнительный поток водяного пара отсутствует, например при работе с электрическими горелками, можно принять, что обогреватели не меняют влажности на уровне их расположения. В данной работе задача решается при втором граничном условии для влажности, т. е. на подстилающей поверхности в зоне обогрева меняется только температура.

Для определения дополнительных энергетических затрат, необходимых для рассеяния тумана в заданной области, привлекается

уравнение теплового баланса деятельной поверхности, которое для условий в тумане записывается в виде

$$-k \rho c_p \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_{\text{ва}} \right) - k \rho L_T \left(\frac{\partial q}{\partial z} + \beta \right) = R - B + f,$$

а для зоны, очищенной от тумана,

$$-k \rho c_p \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right) - k \rho L_T \frac{\partial q}{\partial z} = R - B + f.$$

Здесь R — радиационный баланс; B — поток тепла в почву; f — искусственные затраты тепла на единицу площади.

Получая изменение величины $B(x)$ из решения стационарного уравнения теплопроводности почвы

$$B(x) = B_0 + \frac{\lambda}{H} \Delta T_0(x)$$

и считая, что изменение радиационного баланса обусловлено главным образом изменением излучения подстилающей поверхности

$$R(x) = R_0 - 4 \sigma \omega T_{\infty}^3 \Delta T_0(x),$$

уравнение теплового баланса для области, очищенной от тумана, можно записать в виде

$$-k \rho c_p \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right) - k \rho L_T \frac{\partial q}{\partial z} = R_0 - B_0 + f - n \Delta T_0(x),$$

$$n = 4 \sigma \omega T_{\infty}^3 + \frac{\lambda}{H},$$

где: T_{∞} , R_0 и B_0 — температура подстилающей поверхности, радиационный баланс и поток тепла в почву в окружающем пространстве; $\Delta T_0(x)$ — изменение температуры поверхности почвы вследствие ее обогрева; λ — теплопроводность почвы; H — глубина проникновения искусственно вызванных температурных возмущений; σ — постоянная Стефана — Больцмана; ω — излучательная способность поверхности почвы.

Учитывая, что речь идет о процессах в самом нижнем слое атмосферы, изменения коэффициента турбулентности и скорости ветра с высотой задаются простыми степенными законами:

$$k(z) = k_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{1-\varepsilon}, \quad u(z) = u_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^m.$$

При этом принимается, что коэффициент турбулентности в зоне обогрева $k(z)$ и в окружающем пространстве $\bar{k}(z)$ отличаются на постоянный множитель γ , т. е. $k = \gamma \bar{k}$, а скорость ветра в области рассеяния не меняется по сравнению с ее значением в невозмущенной среде.

Исходная система уравнений — нелинейная. После введения функций

$$\Pi = T + \frac{L_T}{c_p} q + \gamma_a z \quad \text{и} \quad Q = q + \delta$$

процесс тепло- и влагообмена в тумане и вне его описывается одинаковыми и уже линейными уравнениями:

$$\begin{aligned} u \frac{\partial \Pi}{\partial x} &= -\frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \Pi}{\partial z} + \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial R}{\partial z}, \\ u \frac{\partial Q}{\partial x} &= -\frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial Q}{\partial z}. \end{aligned} \quad (1)$$

Так как на уровне расположения горелок $\delta \rightarrow 0$, граничное условие для функции Q записывается в виде

$$Q|_{z=0} = q_0.$$

Уравнение теплового баланса для обеих зон переписывается следующим образом:

$$-k \rho c_p \frac{\partial \Pi}{\partial z} = R_0 - B_0 + f - n \Delta T_0. \quad (2)$$

Решение данной задачи для отклонений функций $\Pi(x, z)$ и $Q(x, z)$ от их значений $\Pi^0(z)$ и $Q^0(z)$ в невозмущенной воздушной массе приведено в работе [5]. Если пренебречь лучистым притоком тепла и отличием начального распределения $\Pi^0(z)$ и $Q^0(z)$ от равновесного, то решение уравнения (1) запишется в виде

$$\tilde{\Pi}(x, z) = \left(\frac{z}{z_1}\right)^{\varepsilon} \frac{a^p}{\Gamma(p)} \int_0^x \Delta \Pi(v) \exp \left[-\frac{a}{x-v} \left(\frac{z}{z_1}\right)^{1+m+\varepsilon} \right] \frac{d v}{(x-v)^{1+p}}. \quad (3)$$

Поскольку $R_0 - B_0 - P_0 - L_0 E_0 = 0$, из уравнений (2) и (3) находим связь между распределением дополнительных энергетических затрат и температурой подстилающей поверхности в зоне обогрева:

$$f(x) = a \frac{\partial}{\partial x} \int_0^x \Delta \Pi_0(v) (x-v)^{-p} d v + n \Delta T_0(x). \quad (4)$$

Здесь

$$p = \frac{\varepsilon}{1+m+\varepsilon}; \quad a = \frac{u_1}{k_1} \left(\frac{p z_1}{\varepsilon} \right)^2; \quad \alpha = \frac{\varepsilon k_1 \rho c_p a^p}{z_1 \Gamma(1+p)}.$$

Как указывалось выше, рассматриваемая здесь задача решается для случая, когда влажность при $z \rightarrow 0$ в зоне обогрева и окружающем пространстве можно считать одинаковой. Поэтому пере-

стройка поля общего влагосодержания воздуха не рассматривается, а в уравнениях (3) и (4) $\Delta\Pi_0(x)=\Delta T_0(x)$.

Величина суммарных энергетических затрат F при обогреве полосы длиной L и шириной S определяется интегрированием выражения (4):

$$F = \alpha S \int_0^L \Delta T_0(v) (L-v)^{-p} dv + n S \int_0^L \Delta T_0(v) dv. \quad (5)$$

Полученные формулы (3) — (5) дают возможность рассчитать искусственные затраты тепла, необходимые для рассеяния тумана в заданной области в зависимости от таких метеорологических параметров, как скорость ветра, коэффициент турбулентности, температура воздуха, водность тумана и т. д. Кроме того, эти формулы позволяют выявить, например, наиболее рациональный способ размещения горелок по полосе обогрева.

Пусть требуется рассеять туман в зоне единичной ширины, длиной 1500 м и высотой в конце полосы обогрева $h=50$ м. Источники тепла при этом расположены таким образом, что температура поверхности почвы в зоне воздействия в первом случае линейно растет с расстоянием:

$$\Delta T_0(x) = \Delta T_{01} \frac{x}{L};$$

во втором — постоянна:

$$\Delta T_0(x) = \Delta T_{02} = \text{const};$$

в третьем — линейно уменьшается вдоль полосы:

$$\Delta T_0(x) = \Delta T_{03} \left(1 - \frac{x}{L}\right).$$

Требуя во всех трех случаях очищения от тумана одинаковой области, из формулы (3) можно найти величины ΔT_{01} , ΔT_{02} и ΔT_{03} , после чего по формуле (5) определить необходимые энергетические расходы.

Во всех последующих примерах, если не оговорено особо, принимается, что на высоте h температура воздуха T_h равняется 4° , а водность тумана $\delta_h=0,1$ г/кг. Остальные необходимые при расчетах параметры имеют следующие значения: $u_1=3$ мсек $^{-1}$; $k_1=0,3$ м 2 ·сек $^{-1}$; $T_{00}=5^\circ$; $\varepsilon=0,122$; $m=0,10$; $p=0,10$; $\lambda=-0,3$ кал·м $^{-1}$ ·сек $^{-1}$ ·град $^{-1}$; $H=0,2$ м.

Как показали оценки при третьем способе размещения обогревателей по полосе, величина суммарных энергозатрат F_3 составляет $1,3 \times 10^5$ кал·сек $^{-1}$. Величины F_2 и F_1 превышают значение F_3 примерно на 21 и 53% соответственно. Отсюда следует, что из рассмотренных способов экономически наиболее выгодным является

третий, который и будет анализироваться ниже. Приведенные примеры не исключают других вариантов расположения горелок, возможно еще более эффективных. Однако можно, по-видимому, считать, что при любых метеорологических ситуациях с удалением от наветренного края полосы удельные расходы тепла следует уменьшать.

Для третьего способа размещения горелок по полосе обогрева формулы (3) — (5) примут вид:

$$\tilde{\Pi}(x, z) = \Delta T_0 \left\{ \frac{y^p e^{-y}}{(1-p)\Gamma(p)} - \frac{y}{1-p} \left[1 - \frac{\Gamma(p, y)}{\Gamma(p)} \right] \right\}, \quad (6)$$

$$F = \Delta T_0 \left(\frac{\alpha L^{1-p}}{2-p} + \frac{nL}{2} \right), \quad (7)$$

$$f(x) = \Delta T_0 \left[\alpha x^{-p} - \frac{\alpha x^{1-p}}{(1-p)L} + n \left(1 - \frac{x}{L} \right) \right]. \quad (8)$$

Здесь $\Gamma(p, y)$ — неполная гамма-функция;

$$y = \frac{a}{x} \left(\frac{z}{z_1} \right)^{1+m+\varepsilon}.$$

При наземном точечном источнике тепла ($L \rightarrow 0$) и наличии упорядоченного горизонтального переноса практически невозможно в значительной области до высоты нескольких десятков метров получить ощутимые изменения температуры воздуха. С другой стороны, очевидно, что при бесконечном увеличении полосы обогрева ($L \rightarrow \infty$) необходимые расходы тепла будут неограниченно возрастать. Таким образом, получение требуемого эффекта с наименьшими затратами тесно связано с правильным выбором длины рабочей полосы.

На рис. 1 приведены рассчитанные по формулам (6) и (7) величины суммарных энергетических расходов F в зависимости от длины обогреваемой полосы при различных значениях параметра k_1/u_1 . Из графика видно, что действительно имеется оптимальная длина $L_{оп}$, при обогреве которой суммарные энергозатраты минимальны. Величина $L_{оп}$ не зависит от водности тумана и абсолютной температуры воздуха, а при заданном h определяется в первую очередь интенсивностью распространения тепла по вертикали, т. е. отношением коэффициента турбулентности к скорости ветра и параметром p , характеризующим их изменение с высотой.

Зависимость $L_{оп}$ от величины k_1/u_1 при различных значениях параметра p показана на рис. 2. Как видно из графика, при малых k_1/u_1 величина $L_{оп}$ сильно зависит от этого отношения и значительно превосходит длину минимально необходимой полосы обогрева L_m , которая составляет 1500—2500 м. При значениях же k_1/u_1 порядка 0,05 и выше эта зависимость значительно слабее, а величины $L_{оп}$ и L_m становятся близкими.

Анализ изображенных на графиках зависимостей показывает, что в некоторых случаях для получения необходимой зоны рассеяния с минимальными затратами могут оказаться полезными рекомендации, кажущиеся на первый взгляд несколько неочевидными. В частности, например, иногда выгоднее работать с полосой, длина которой значительно превышает минимально необходимые размеры, или расходовать какую-то часть энергии не на повышение температуры воздуха, а на увеличение коэффициента турбулентности.

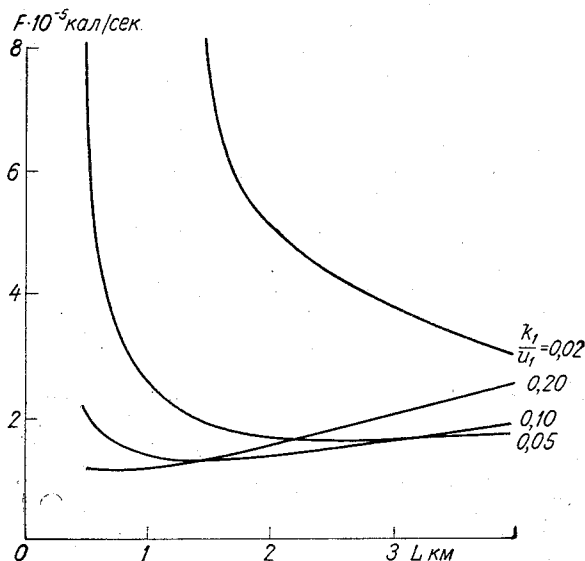


Рис. 1. Зависимость суммарных энергозатрат от длины обогреваемой полосы.

Для подтверждения сказанного и удобства дальнейшего анализа в табл. 1 приведены примеры значений суммарных энергозатрат, рассчитанных для двух значений L и k_t/u_1 .

Если исходить из предположения, что $L_m = 1500$ м, k_t/u_1 в зоне обогрева — $0,02$ м, то, как видно из табл. 1, $F = 3370$ квт. Из сопоставления первого и второго примеров следует, что при заданных внешних условиях обогрев полосы длиной 2500 м не только увеличивает зону рассеяния, но и сокращает необходимые затраты тепла почти в 2 раза. Здесь необходимо подчеркнуть, что расчет этих параметров проводился при одних и тех же значениях параметра k_t/u_1 в зоне обогрева.

Некоторую информацию о влиянии изменения коэффициента турбулентности на расход тепла можно получить, сравнивая величины F_1 и F_3 или F_2 и F_4 . Видно, что при слабом турбулентном пере-

мешивании, несмотря на понижение температуры подстилающей поверхности при этом, выгодно переключить часть потребляемой горелками энергии на искусственную турбулизацию нижних слоев воздуха. И если для увеличения параметра k_1/u_1 от 0,02 до 0,05 над полосой единичной ширины длиной 1500 м требуется даже 200—300 кВт (для всей зоны обогрева ~ 20 тыс. кВт), то и в этом случае общие расходы сократятся более чем в 3 раза.

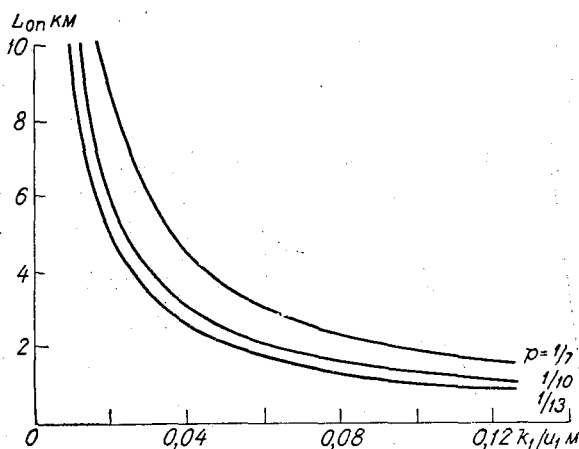


Рис. 2. Зависимость величины $L_{оп}$ от параметра p .

При рассматриваемом способе рассеяния туманов часть энергии, которая в таблице обозначена через ψ , идет на увеличение эффективного излучения и нагревание глубинных слоев почвы. Если пренебречь повышением температуры воздуха при увеличении восходящего потока длинноволновой радиации и не интересоваться направлением и интенсивностью процесса теплообмена почвы и атмосферы после включения горелок, то практически ψ представляет собой непроизводительные затраты тепла. Последняя графа

Таблица I

№ при- мера	L км	k_1/u_1 м	F		ψ		ψ		$\psi/F\%$
			ккал/сек.	квт	ккал/сек.	квт	ккал/сек.	квт	
1	1,5	0,02	805	3370	315	1310	490	2060	61
2	2,5	0,02	430	1800	160	680	270	1120	62
3	1,5	0,05	185	780	110	460	75	320	41
4	2,5	0,05	165	690	95	400	70	290	42

таблицы показывает, что если не принимать специальных мер, эти затраты могут поглотить весьма значительную часть общих расходов. В первых двух примерах относительная величина потерь составляет примерно 60%, в третьем и четвертом — 40%. Следовательно, и с точки зрения уменьшения непроизводительных затрат энергии в данном случае выгодно искусственное увеличение коэффициента турбулентности.

Рассмотренные выше примеры относятся к каким-то вполне определенным внешним условиям, при измерении которых могут существенно измениться и соответствующие выводы.

На рис. 3 приведена зависимость суммарных энергетических затрат от высоты рассеяния в конце полосы обогрева длиной 1500 м

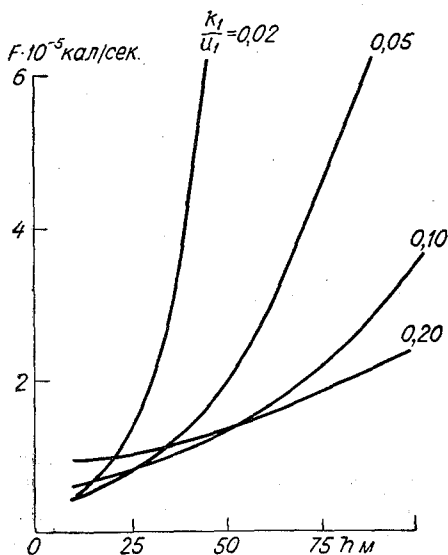


Рис. 3. Зависимость суммарных энергетических затрат от высоты рассеяния в конце полосы обогрева.

при различных значениях параметра k_1/u_1 . Если, например, необходимо ликвидировать приземный туман высотой порядка 10 м, то, как видно из графика, больший экономический эффект будет иметь место при малых значениях k_1/u_1 . При $h < 50$ м туман может быть рассеян с меньшими тепловыми расходами при $k_1/u_1 = 0,10$ м, в то время как при $h > 60$ м, наоборот, сокращению энергетических затрат способствует увеличение коэффициента турбулентности.

Представленные графики и их анализ показывают, что в каждом конкретном случае при осуществлении необходимой перестройки поля температуры и влажности имеется некоторый комплекс условий, который является наиболее благоприятным с экономиче-

ской точки зрения. Полученное решение как раз и позволяет не только рассчитать энергетические потребности для данной ситуации, но и выявить возможные пути их сокращения.

В заключение можно указать, что приведенные примеры не исчерпывают потенциальных возможностей решения даже такой, весьма упрощенной, постановки задачи и их следует рассматривать в первую очередь лишь как иллюстрацию сложных качественных и количественных зависимостей, имеющих место при искусственном рассеянии туманов с помощью большого числа маломощных источников тепла, рассредоточенных по полосе обогрева.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берлянд М. Е. Предсказание и регулирование теплового режима приземного слоя атмосферы. Гидрометеониздат, Л., 1956.
2. Цейтин Г. Х. Некоторые вопросы трансформации воздушных масс и теории испарения. Труды ГГО, вып. 71, 1957.
3. Гандин Л. С., Соловейчик Р. Э. К теории испарения при учете горизонтального перемешивания. Труды ГГО, вып. 94, 1960.
4. Зилитинкевич С. С. и Лайхтман Д. Л. Теплопроводность и влагообмен в турбулентной атмосфере при наличии фазовых переходов влаги. ДАН СССР, т. 156, № 5, 1964.
5. Надёжина Е. Д., Симонов В. В. Образование и трансформация адвективных туманов. Труды ГГО, вып. 167, 1965.

Л. В. ТИТОВ

К ОЦЕНКЕ ВОЗМОЖНОСТИ АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА КУЧЕВЫЕ ОБЛАКА

Активные воздействия на облака с целью вызывания из них осадков являются одной из актуальнейших проблем современной прикладной метеорологии и климатологии. Исследования в этой области все еще относятся к поисковым. Для установления возможности искусственного вызывания осадков над той или иной территорией очень важно получить количественные характеристики отдельных параметров облаков, по значениям которых можно заранее оценить ожидаемый эффект от активного воздействия на них при помощи существующих реагентов.

С этой целью над Северным Казахстаном в летнее время 1964—1968 гг. проводились опыты по искусственному вызыванию осадков из мощных кучевых облаков. Воздействия осуществлялись с самолетов ИЛ-14 М и ЛИ-2 пиротехническими смесями йодистого свинца PbJ_2 и йодистого серебра AgJ по методике, разработанной в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова [1].

Всего за указанный период было выполнено 117 опытов. Ввиду недостаточно густой осадкомерно-плювиографической сети Северного Казахстана контроль эффективности воздействий в виде сумм осадков был крайне затруднен. Поэтому производилась качественная оценка результатов опыта, выражаемая, по Н. Ф. Гельмгольцу [6], в баллах [индекс B]: осадков не возникло — 0, осадки слабые — 1, осадки умеренные — 2, осадки сильные — 3, осадки очень сильные — 4.

Анализ повторяемости баллов показал серию удачных опытов, когда были вызваны интенсивные ливневые осадки. В 20% опытов осадки вызвать не удалось, в 33% были вызваны слабые и умеренные осадки, в 47% — сильные и очень сильные осадки. Таким образом, положительный эффект был получен в 80% случаев.

Отметим, что в результате воздействий только иногда наблюдалось выпадение осадков, не достигавших земли. Зато довольно часто выпадали слабые осадки, но по ряду признаков, заметных

с самолета, они земли достигали. Очевидно, условия для выпадения осадков на землю в Северном Казахстане не менее благоприятны, чем в степной части Украины [5].

Определим параметры опытов в связи с их результатами. В качестве условий, влияющих на ход опытов, рассмотрим вертикальную мощность облака ΔH , мощность переохлажденной части облака Δh , температуру на уровне воздействия $T_{у.в}$ и концентрацию

Таблица 1
Повторяемость (%) вертикальной мощности
 $Cu\ congest. (\Delta H)$ при различном исходе
опытов

ΔH км	Градацион индекс B , баллы		
	0	1-2	3-4
1,00—1,50	19	12	—
1,51—2,00	22	21	9
2,01—2,50	28	29	23
2,51—3,00	31	23	25
3,01—3,50	—	15	29
> 3,50	—	—	14
Число опытов	23	39	55

введенного в переохлажденную часть облака льдообразующего аэрозоля n . Все прочие характеристики, по-видимому, имеют существенно меньшее значение для исхода опыта, и поэтому для дальнейшего анализа почти не привлекались.

Вертикальная мощность облака в значительной мере определяет водность, объем, условия конвекции и коагуляции в облаке. В табл. 1 приводится повторяемость мощности облаков при различных значениях индекса B . Эта повторяемость показывает, как влияет на исход опытов вертикальная мощность облака. Все неудачные опыты ($B=0$) имели место при вертикальном развитии облаков менее 3 км. Сильные осадки, наоборот, выпадали при больших ΔH , чаще всего при мощности облаков более 2 км (91% всех случаев сильных осадков).

Таким образом, чем ΔH больше, тем более интенсивные осадки следует ожидать из облака. Можно считать, что для успешности опыта мощность облака должна быть не менее 2,5 км. Действительно, при неудаче опытов в $2/3$ случаев мощности облаков были менее 2,5 км, а при весьма удачных результатах $2/3$ опытов происходили при ΔH более 2,5 км.

Интересно отметить, что в опытах УкрНИГМИ, проведенных под руководством Г. Ф. Прихотько, критической является мощность облаков 2,5 км, при которой в 100% случаев осадки выпа-

дали и достигали земли. К сожалению, Г. Ф. Прихотько [5] не рассматривает интенсивность осадков. По-видимому, на Украине не составляло проблемы вызвать осадки, весь вопрос заключался лишь в том, достигнут ли они земли, не испарятся ли в воздухе.

Мощность переохлажденной части является весьма важным параметром кучевого облака при активных воздействиях. Известно, что переохлаждение в облаке оказывает огромное влияние на процессы коагуляции капель и интенсификацию

Таблица 2

**Повторяемость (%) мощности
переохлажденной части $Cu\ congesta$ (Δh)
при различном исходе опытов**

Δh км	Градации индекса B , баллы		
	0	1-2	3-4
<0,50	35	—	—
0,50—1,00	19	—	—
1,01—1,50	16	58	15
1,51—2,00	12	21	28
2,01—2,50	10	13	36
2,51—3,00	8	8	14
>3,00	—	—	7

осадков [2—5, 7, 8]. Кристаллическая частица, возникшая на уровне воздействия, проходя через переохлажденную часть облака, быстро растет. Вертикальная мощность переохлажденных частей конвективных облаков тесно связана с температурными условиями на уровне их верхних границ. В случаях полного переохлаждения в облаке чем больше оказывается вертикальная мощность, тем до больших размеров вырастет частица осадков.

При рассмотрении значений мощности переохлажденной части облаков в зависимости от индекса B обнаруживается их плавное возрастание: чем успешнее исход опыта, тем большие значения Δh имеют $Cu\ congesta$, на которые производились воздействия. При различных результатах опыта средние значения Δh оказались следующими: осадков не возникло — 1,4 км; осадки слабые и умеренные — 1,6 км; осадки сильные и очень сильные — 1,8 км.

В табл. 2 приводится повторяемость Δh при различных значениях индекса B . Из таблицы видно, что в 70% случаев, когда осадки вызвать не удалось, Δh была меньше 1,5 км. Наоборот, при Δh больше 1,5 км в 85% случаев выпадали интенсивные ливневые осадки. Поэтому в качестве критического значения для успешного исхода воздействий мощность переохлажденной части облака целесообразно принять 1,5 км.

Показателем целесообразности активных воздействий на кучевые облака может быть коэффициент переохлаждения в облаке, представляющий собою процентное отношение:

$$m = \frac{\Delta h}{\Delta H} \cdot 100\%.$$

В зависимости от исхода опыта полученные нами коэффициенты переохлаждения для рассматриваемых вертикальных мощностей и мощностей переохлажденной части облаков изменялись в пределах от 0,5 до 0,8. При вызывании интенсивных и продолжительных ливневых осадков в условиях Северного Казахстана степень переохлаждения мощных кучевых облаков (характеризуемая мощностью переохлажденной части) оказывалась весьма существенной. В этих случаях значения m всегда были выше 80%. Это означает, что для успешного исхода опыта мощность переохлажденной части кучевого облака должна составлять более $\frac{4}{5}$ его ΔH .

Существенное значение для успешности опыта имеет объем переохлажденной части облака. Понятно, что частицы аэрозоля могут попасть и в теплую часть облака и здесь пропасть бесполезно. Однако это мало вероятно, так как воздействие всегда производилось в самой верхней части мощного кучевого облака. Наоборот, вероятнее, что аэрозоль не успеет распространиться по всей переохлажденной части облака и тогда опыт покажет ограниченный результат.

Объемы переохлажденных частей конвективных облаков, на которые производились воздействия в Северном Казахстане, колебались от 2 до 100 км³. Из облаков, имеющих большие объемы переохлажденных частей, всякий раз выпадали более сильные и продолжительные ливневые осадки.

Г. Ф. Прихотько [5] указывает на несколько меньшие объемы переохлажденных частей конвективных облаков, при которых осадки возникали и достигали земли в 100% случаев. Расхождение с данными, полученными для Северного Казахстана, по-видимому, можно объяснить географическим положением Украины, обуславливающим возможно большую водность облаков и иные высоты нулевой изотермы, что могло сказаться на условиях вызывания осадков и привело к получению других значений искомого параметра.

Температура на уровне воздействия в значительной мере определяет условия образования твердой фазы в облаке.

Реагент, диспергированный в виде аэрозоля, попадая при воздействии в облако, вовлекается в систему его внутренних движений. В результате этого активные частицы, введенные в облако, распределяются по разным его температурным зонам.

При рассмотрении температур на уровне воздействия в связи с эффектом опыта было выяснено, что весьма удачные результаты получались даже при $T_{y.v.} = -4^\circ$ и неудачные при $T_{y.v.} = -14^\circ$.

В среднем же температуры на уровне воздействий при возрастании индекса B плавно убывают. При неудачных опытах средняя $T_{y.в.} = -7,4^\circ$ при слабых и умеренных осадках средняя $T_{y.в.} = -8,4^\circ$, а при выпадении сильных осадков $T_{y.в.} = -11,6^\circ$.

В табл. 3 приводятся некоторые предельные значения температуры на уровне воздействия в зависимости от исхода опытов (индекс B). С помощью этой таблицы определим наиболее вероятный порог температуры, выше которого производить воздействия на $Cu\ song.$ в Северном Казахстане нецелесообразно.

Таблица 3

Повторяемость (%) температуры на уровне воздействий $T_{y.в.}$ при различном исходе опытов

$T_{y.в.}^\circ C$	Градация индекса B , баллы			$T_{y.в.}^\circ C$	Градация индекса B , баллы		
	0	1-2	3-4		0	1-2	3-4
>-6	33	9	7	≤ -8	16	45	71
≤ -6	67	91	93	>-9	83	63	50
>-7	67	27	14	≤ -9	17	37	50
≤ -7	33	73	86	>-10	82	66	50
>-8	84	55	29	≤ -10	18	34	50

Очевидно, что при правильно выбранной границе температур результаты воздействий должны распределяться таким образом, что при неудачном исходе опытов будут преобладать температуры выше порога, при очень хороших результатах — ниже порога, а при умеренных результатах обе градации температур будут примерно равновероятны.

Нетрудно видеть, что такое распределение в наилучшей степени соблюдается при температурном пороге -8° . 84% неудачных опытов происходило при более высоких $T_{y.в.}$, 71% наиболее удачных — при более низких $T_{y.в.}$. При промежуточных результатах опыта обе группы температур были примерно равновероятны — 45 и 55%.

Несколько хуже распределение при пороге с температурой на уровне воздействия $\geq -7^\circ$; для неудачных опытов 67%, для хороших результатов 86%, но для средней градации индекса B обе группы $T_{y.в.}$ распределяются несимметрично — 27 и 73%. Еще хуже это распределение при температурном пороге -6° и тем более при 9 и 10° .

Поэтому целесообразно считать, что для достижения наилучшего результата воздействий опыты должны производиться при $T_{y.в.}$ не выше -8° . Если воздействие производится при более высокой температуре, процент удачных результатов снижается.

Отметим, что Г. Ф. Прихотько [5] в качестве температурного порога тоже указывает температуру -8° . Ниже этого порога осад-

ки во всех случаях выпадали и достигали земли. При температурах от -5 до -8° осадки выпадали в 50% случаев, при температурах от -2 до -5° — в 10% случаев. В опытах над Северным Казахстаном для пределов -5 , -8° получается соответственно 32% (если за удачный исход считать индексы от 1 до 4). При более высоких $T_{у.в.}$ опытов здесь почти не производилось.

Концентрация активного аэрозоля в переохлажденной части облака является функцией числа выпущенных пиропатронов и объема переохлажденной части облака. Вопрос о значении ее при проведении активных воздействий на мощные кучевые облака с целью получения из них осадков обсуждался в литературе неоднократно [2, 4, 5], однако он еще далек от окончательного решения.

При анализе влияния концентрации активного аэрозоля в переохлажденной части облака на исход опытов в Северном Казахстане было установлено, что с повышением успешности воздействий концентрация частиц реагента имеет тенденцию планомерно убывать. Действительно, при обобщении индексов B по трем группам полученные средние значения концентрации активного аэрозоля обнаруживают убывание особенно заметно. Для случаев с отсутствием искусственных осадков средняя концентрация была $1,09 \times 10^{12} \text{ км}^{-3}$, при выпадении слабых и умеренных осадков n имела значение $0,91 \times 10^{12} \text{ км}^{-3}$ и, наконец, в случаях с сильными осадками ее средняя величина составляла $0,62 \times 10^{12} \text{ км}^{-3}$.

Необходимо отметить, что наряду с температурой на уровне воздействия концентрация аэрозоля представляет собою один из наиболее физически значимых параметров. При избытке льдообразующего аэрозоля может произойти быстрая перекристаллизация облака и существенных осадков не будет получено.

В. Я. Никандров указывает [4], что отношение числа ледяных частиц к числу водяных капель должно выдерживаться в облаке в пределах от 0,001 до 0,1, чтобы из облака выпадали осадки. Тогда для успешного исхода опыта в Северном Казахстане n должны быть не выше $0,70 \times 10^{12}$ частиц на 1 км^3 . Такая оптимальная норма автоматически учитывает все возможности потери реагента, которые происходят в отдельных случаях при воздействии на облака.

Таким образом, в результате анализа параметров опытов по воздействию на конвективные облака в качестве критических значений для вызывания умеренных и сильных осадков в Северном Казахстане можно принять следующие: вертикальную мощность облака $\Delta H \geq 2,5 \text{ км}$; мощность переохлажденной части облака $\Delta h \geq 1,5 \text{ км}$; температуру на уровне воздействия $T_{у.в.} \leq -8^\circ$ и концентрацию активного аэрозоля $n \leq 0,70 \times 10^{12} \text{ км}^{-3}$.

Наблюдениями с самолета установлено, что осадки, обусловленные воздействиями, особенно интенсивны и продолжительны при относительно низком положении оснований мощных кучевых облаков при наличии у них значительной переохлажденной толщи [1]. Площадь зон выпадения осадков под основаниями отдельных облаков, измеряемая с самолета, составляла в среднем 20 км^2 . При

воздействиях на группу (гряды) рядом расположенных облаков *Cu compositus* удавалось создать непрерывные зоны ливневых осадков протяженностью в несколько сот километров с продолжительностью их выпадения иногда до 50 минут.

В дальнейшем подлежит изучению роль и относительный вес местного и внешнего влагооборота при выпадении конвективных осадков и эффект перераспределения осадков по территории при активных воздействиях на облака.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гельмгольц Н. Ф., Леншин В. Т., Шишкин Н. С. Опыты по вызыванию дополнительных осадков из мощных кучевых облаков в б. Целинном крае. Сб. «Исследования по физике облаков и активным воздействиям на погоду». Гидрометеиздат, М., 1967.

2. Громова Т. Н., Леншин В. Т., Сталевич Д. Д. О выборе реагентов для воздействия на конвективные облака с целью вызывания из них осадков. Тр. ГГО, вып. 239, 1969.

3. Заварина М. В., Михель В. М. Климатические характеристики облаков в зоне недостаточного увлажнения ЕТС. Тр. ГГО, вып. 219, 1968.

4. Никандров В. Я. Искусственные воздействия на облака и туманы. Гидрометеиздат, Л., 1959.

5. Прихотько Г. Ф. Искусственные осадки из конвективных облаков. Гидрометеиздат, Л., 1968.

6. Титов Л. В. Облачные ресурсы и опыты по искусственному вызыванию осадков в Северном Казахстане. Сб. «Проблемы природно-экономического районирования в Казахстане». Алма-Ата, 1968.

7. Титов Л. В. Аэрологические характеристики облаков в Северном Казахстане. Тр. КазНИГМИ, вып. 37, 1969.

8. Чуваев А. П. Об условиях, благоприятных для искусственного вызывания осадков из мощных кучевых облаков. Метеорология и гидрология, № 11, 1956.

К РАСЧЕТУ РОСТА ЧАСТИЦ ОСАДКОВ В РАЗВИВАЮЩЕМСЯ КОНВЕКТИВНОМ ОБЛАКЕ

1. Введение

Процесс укрупнения облачных капель до размеров частиц осадков существенно зависит от характера восходящего потока в облаке [3, 4].

Анализ данных наблюдений за естественным развитием конвективных облаков показал, что изменение вертикальной скорости развития облака со временем происходит в виде ряда последовательных импульсов, число которых, по данным самолетных и базисных теодолитных наблюдений, не превышает четырех [2]. Если при этом повторные струи возникают внутри одной и той же ячейки конвективного облака, то создаются благоприятные условия для роста капель, так как повторные струи, подхватывая еще не успевшие выпасть капли, выносят их на большие высоты, и капли получают, таким образом, возможность вырасти до больших размеров. При этом максимальная высота поднятия капли в облаке и ее конечный радиус в момент выпадения из него определяются в значительной степени свойствами восходящего потока.

В связи с этим нами были проведены расчеты роста капель при импульсном развитии конвективного облака в предположении, что повторные струи возникают внутри одной и той же ячейки конвективного облака. Результаты численного исследования закономерностей роста капель при прохождении одного импульса изложены в [1]. В настоящей статье приводятся данные расчета роста капель при многоимпульсном развитии конвективного облака.

2. Выбор характеристик импульсного развития облака

Импульсный характер развития конвективного облака, как и в [1, 2], будем описывать следующими величинами: 1) длительностью импульса $T_{\text{мин.}}$, т. е. промежутком времени, в течение кото-

рого вертикальная скорость восходящего потока больше нуля; 2) интервалом времени между двумя последовательными импульсами ΔT мин., т. е. промежутком времени, в течение которого вертикальная скорость меньше или равна нулю; 3) максимальным (или средним) значением вертикальной скорости в течение данного импульса $w_{\max}$ (или $w_{\text{ср}}$).

Таблица 1

Значения величины T' в зависимости от максимальной скорости восходящего потока и длительности импульса при фиксированных значениях начального радиуса капли

T мин.	R_0 мкм			
	20		10	
	$w_{\max}$ м/сек.	$\Delta T'$ мин.	$w_{\max}$ м/сек.	$\Delta T'$ мин.
5	6	20,0	6	>100
10		12,0		26
15		6,2		11,4
30		-2,4		1,8
5	9	18,2	9	37,4
10		9,1		14,0
15		5,8		8,8
30		-4,6		-1,8
5	12	16,0	12	31,0
10		8,6		13,2
15		5,2		8,2
30		-4,8		-2,0
15	2	17,0	2	58,6
		6,2		11,4
		5,8		8,8
		5,2		8,2
		6,5		10,0

Для оценки этих величин нами были использованы данные самолетных исследований в Западной Грузии, Краснодарском крае и Ростовской области, выполненных сотрудниками отдела физики облаков и активных воздействий ГГО в течение 1956—1957 гг., данные базисных теодолитных наблюдений за вершинами облаков, полученные в Самсарской экспедиции сотрудниками ЗакНИГМИ, а также данные расчета роста капель при одноимпульсном развитии облака [2]. В результате было установлено, что длительность

одного импульса может меняться в пределах от 2 до 20 мин., средние скорости роста вершин за период наблюдений не превышают 7 м/сек., интервалы времени между импульсами составляют 0—17 мин., максимально возможные значения интервалов следования импульсов $\Delta T'$, по данным расчетов, могут меняться в широких пределах и при фиксированных T и $w_{\max}$ определяются величиной начального радиуса растущей капли R_0 (табл. 1). Так, например, при прохождении импульса с $w_{\max} = 6$ м/сек. и $T = 15$ мин. время нахождения капель в облаке составляет 20,8 и 28,1 мин. для $R_0 = 20$ мк и $R_0 = 6$ мкм соответственно. Это значит, что значения $\Delta T'$ в этом случае всегда больше нуля и равны 5,8 и 13,1 мин. соответственно. Поэтому любой последующий импульс, возникший не позднее чем через 13,1 мин., может вызвать дальнейший подъем определенной части капель, обеспечивая тем самым возможность их дальнейшего роста.

Исходя из этого, численное исследование закономерностей роста капель при многоимпульсном развитии облака было проведено для следующих случаев: $w_{\max} = 2, 6, 9, 12$ и 20 м/сек., $T = 1, 5, 10, 15, 30$ мин., $\Delta T = 0, 5, 10, 15, 30$ мин. и $R_0 = 20-6$ мкм.

3. Особенности роста капель при импульсном развитии облака

Исследование роста капель до размеров частиц осадков так же, как и в [1], проводилось для следующей модели конвективного облака: уровень конденсации совпадает с нижней границей облака, высота нижней границы 1000 м (900 мб), температура на нижней границе $+6^\circ\text{C}$, начальный спектр капель задан на высоте 200 м над основанием облака, капли в облаке распределены по размерам в соответствии с формулой Хргиана — Мазина; рост капель происходит за счет конденсации и гравитационной коагуляции и описывается уравнением

$$\frac{dR}{dz} = \frac{\left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{конд}} + \left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{коаг}}}{w - v}, \quad (1)$$

где v — скорость падения капли радиуса R , w — скорость восходящего потока в облаке, $\left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{конд}}$ — скорость роста капли за счет конденсации, $\left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{коаг}}$ — скорость роста капли за счет коагуляции, R — радиус капли, z — высота капли над основанием облака.

Исследование закономерностей роста капель было начато с выявления зависимости скорости роста капель от величины ΔT , значения величин $w_{\max}$ и T при этом фиксировались. Пример такого рода расчетов приведен на рис. 1 и 2. В целом расчеты показали, что с ростом интервала времени между импульсами размер выпадающих частиц осадков уменьшается, время их пребывания в обла-

же t растет, при этом величина t при многоимпульсном развитии всегда больше, чем при одноимпульсном. Минимальное время пребывания капли в облаке имеет место при прохождении системы импульсов с $\Delta T=0$, в этом случае и капля вырастает до наибольшего размера (табл. 2). Так, при $w_{\max}=6$ м/сек., $\Delta T=0$ и начальном радиусе капли $R_0=10$ мк радиус выпадающих капель R равен 3,9 мм, при $\Delta T=5$ мин. $R=2,9$ мм, а при $\Delta T=15$ мин. $R=1,5$ мм.

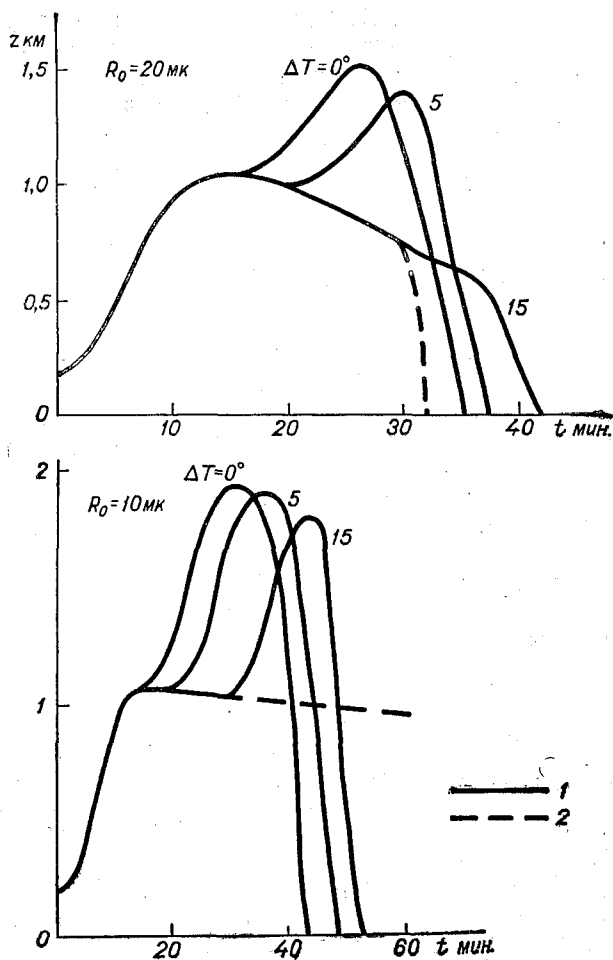


Рис. 1. Траектории роста капель при многоимпульсном развитии облака при $w_{\max}=2$ м/сек., $T=15$ мин.

1 — многоимпульсное развитие, 2 — одноимпульсное развитие.

Проведенные расчеты позволили также определить число возможных последовательных ($\Delta T=0$) импульсов n , которые могут иметь место за время нахождения капли в облаке (табл. 3). Например, для $R_0=10$ мкм при $w_{\max}=6$ м/сек. и $T=5, 10, 15, 20$ мин. $n=5,9, 3,0, 2,1, 1,6$ соответственно; при $w_{\max}=9$ м/сек. и $T=5, 10, 15$ и 20 мин. $n=5,2, 2,8, 1,8$ и 1,4, а при $w_{\max}=12$ м/сек. и $T=5, 10, 15$ и 20 мин. $n=5,1, 2,8, 1,8$ и 1,3 соответственно. То что n принимает нецелые значения, означает, что капли выпадают из облака до момента окончания последующего импульса. Если предположить,

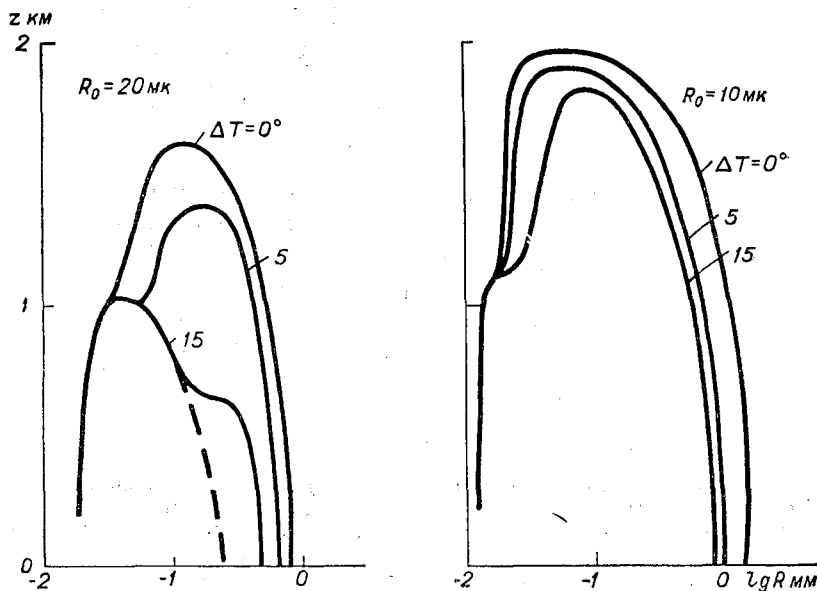


Рис. 2. Рост капель с высотой над основанием облака при многоимпульсном развитии при $w_{\max}=2$ м/сек., $T=15$ мин.

Усл. обозначения см. рис. 1.

что в естественных условиях реализуются оптимальные условия роста капель [1], то число импульсов, прошедших за время пребывания капель в облаке, при $w_{\max}=6,9$ и 12 м/сек. оказывается равным двум. При этом с ростом длительности отдельных импульсов за время пребывания капли в облаке будет укладываться все меньшее число последовательных импульсов, стремясь к случаю $t=T$, когда рост капли происходит в течение немногим более одного импульса. Наилучшие условия роста частиц осадков (радиус выпадающих частиц максимален) в рассматриваемом случае имеют место при прохождении импульсов с $T=15$ мин.

Таблица 2

Влияние величины интервала времени между двумя последовательными импульсами ΔT на скорость роста частиц осадков при фиксированных значениях T и $w_{\max}$ ($T=15$ мин.), z_1 —максимальная высота поднятия капли в воздухе

ΔT мин.	R_0 мкм	R мм	t мин.	z_1 км	ΔT мин.	R_0 мкм	R мм	t мин.	z_1 км
$w_{\max}=6$ м/сек.						16	1,0	38,9	1,8
0	20	2,8	24,4	2,7	5	10	1,5	47,6	2,4
	16	3,2	25,8	2,8		6	1,9	52,8	4,2
	10	3,9	28,5	3,6		20	0,7	36,4	1,4
	6	4,3	31,6	5,0		16	0,8	39,8	1,7
5	20	1,5	21,2	2,7	15	10	1,1	50,4	2,0
	16	1,5	22,9	2,8		6	1,4	58,0	2,3
	10	2,9	30,0	2,8		20	0,5	41,2	1,0
	6	3,7	34,1	2,9		16	0,7	43,4	1,1
15	20	1,5	21,2	2,7	30	10	1,0	58,0	2,0
	16	1,5	22,8	2,8		6	1,6	74,0	2,3
	10	1,5	26,4	2,8		20	0,3	31,7	1,0
	6	1,5	28,8	2,9		16	0,3	41,4	1,1
$w_{\max}=2$ м/сек.						10	0,9	73,6	2,0
0	20	0,8	34,9	1,6		6	1,6	100	2,3

Таблица 3

Рост облачных капель при прохождении непрерывной последовательности импульсов заданной длительности (R — радиус выпадающих частиц осадков, z_1 —максимальная высота их поднятия в облаке)

T мин.	w _{max} м/сек.	n		R мм		z ₁ км		t мин.	
		R ₀ мкм							
		20	10	20	10	20	10	20	10
5	6	5,7	5,9	2,9	4,2	2,9	4,0	24,7	29,3
	9	4,7	5,2	5,4	7,0	4,1	4,9	23,4	26,0
	12	4,5	5,1	6,8	8,5	4,6	5,6	22,7	25,5
10	6	2,4	3,0	2,8	4,2	3,0	3,9	24,0	30,0
	9	2,2	2,8	4,8	6,4	3,6	5,1	22,3	27,7
	12	2,2	2,8	6,6	7,5	4,1	6,4	22,1	27,3
15	6	1,8	2,1	2,8	4,1	2,8	3,8	26,1	30,6
	9	1,7	1,8	5,1	6,7	4,2	4,6	24,7	27,5
	12	1,7	1,8	7,5	8,9	5,3	5,6	26,7	27,0
20	6	1,3	1,6	2,6	4,1	3,4	3,8	25,4	32,0
	9	1,2	1,4	4,7	5,2	4,6	5,3	23,2	26,5
	12	1,2	1,3	6,6	7,2	5,8	6,6	23,2	26,7

В заключение подчеркнем еще раз, что происхождение системы последовательных импульсов даже при их малой длительности может обеспечить коагуляционный рост капель уже на восходящей части их траектории, создавая тем самым благоприятные условия для перерастания облачных капель в частицы осадков.

ВЫВОДЫ

1. С ростом интервала времени между двумя последовательными импульсами размер выпадающих частиц осадков уменьшается, время их пребывания в облаке растет.

2. С уменьшением длительности импульса число возможных импульсов за время пребывания капли в облаке растет, а с ростом — уменьшается.

3. Число последовательных импульсов за время пребывания капель в облаке при $\omega_{\max} = 6,9$ и 12 м/сек., $T = 15$ мин., $\Delta T = 0$ мин. и $R_0 = 20 \div 6$ мкм равно двум, что соответствует оптимальным условиям роста капель.

ЛИТЕРАТУРА

1. Довгальук Ю. А. Закономерности роста облачных капель при импульсном развитии конвективных облаков. Тр. ГГО, вып. 239, 1969.
2. Довгальук Ю. А. Некоторые особенности динамики кучевых облаков. Метеорология и гидрология, № 6, 1968.
3. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Гидрометеиздат, Л., 1961.
4. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. Гидрометеиздат, Л., 1964.

ОБ УСЛОВИЯХ ПЕРЕХОДА ОБЛАКА В ГРОЗОВУЮ СТАДИЮ

1. Введение

В настоящее время существует несколько гипотез о причинах возникновения в облаках сильного электрического поля, обуславливающего развитие грозовых явлений. Одна из них связывает заряджение мелких облачных частиц (капель, ледяных кристаллов) с адсорбцией ими атмосферных ионов, а развитие грозовых явлений — с накоплением зарядов на падающих через облако частицах осадков (дождя, крупы, града, снега) благодаря их коагуляции с заряженными облачными каплями. Как указал Я. И. Френкель [6], капли воды, благодаря наличию на их поверхности двойного электрического слоя, должны приобретать преимущественно отрицательный заряд, а его величина пропорциональна радиусу капель.

При проведении фактических измерений зарядов капель в облаках и туманах [2, 4, 5] оказалось, что капли могут иметь заряды обоих знаков, а значительная их часть остается нейтральной или несет заряды, величина которых не могла быть измерена с помощью использовавшейся аппаратуры.

В работах А. П. Сергеевой [4], выполненных под руководством Е. К. Федорова, показано, что при отношении полярных проводимостей $\frac{\lambda_+}{\lambda_-} < 2$ капли заряжаются преимущественно отрицательно, а при обратном соотношении — положительно.

Рассмотрим уравнения диффузии ионов к капле при наличии градиентов концентрации ионов в окружающем пространстве и кулоновского поля, обусловленного зарядом капли:

$$\begin{aligned} I_+ &= 4 \pi r^2 \left[D_+ \varepsilon \frac{\partial n_+}{\partial r} - E \varepsilon u_+ n_+ \right], \\ I_- &= 4 \pi r^2 \left[D_- \varepsilon \frac{\partial n_-}{\partial r} + E \varepsilon u_- n_- \right], \end{aligned} \quad (1)$$

где I_+ , I_- — потоки ионов соответствующего знака к капле радиусом r_0 , $D_+ = u_+ kT/\varepsilon$, $D_- = u_- kT/\varepsilon$ — коэффициенты диффузии положительных и отрицательных ионов, u_+ , u_- — их подвижности, k — постоянная Больцмана, T — абсолютная температура, ε — абсолютная величина элементарного заряда, n_+ , n_- — концентрации ионов в окружающем пространстве, $E = \frac{q}{r^2}$ — напряженность электрического поля капли, q — заряд капли.

Решения этих уравнений ищем в виде:

$$n_{\pm} = c_{\pm} e^{\frac{-\varepsilon q}{r k T}} + A_{\pm}, \quad n_{\pm} = c_{\pm} e^{\frac{\varepsilon q}{r k T}} + A_{\pm} \quad (2)$$

при следующих граничных условиях:

при $r = r_0$

$$n_+ = \chi \bar{n}_+, \quad n_- = 0;$$

при $r \rightarrow \infty$

$$n_+ = \bar{n}_+, \quad n_- = \bar{n}_-.$$

Мы считаем, что благодаря наличию двойного электрического слоя концентрация положительных ионов у поверхности капли не равна нулю, а составляет некоторую долю от значения концентрации вдали от капли $\bar{n}_+$.

Остальные граничные условия соответствуют тем, которые принял в своих расчетах Я. И. Френкель [6].

Для случая когда заряд капли мал ($\frac{\varepsilon q}{r_0 k T} \ll 1$), мы находим для потоков ионов к капле:

$$\begin{aligned} I_+ &= \frac{4 \pi u_+ \bar{n}_+ r_0 k T (1 - \chi)}{1 + \frac{1}{2} \frac{\varepsilon q}{r_0 k T}}, \\ I_- &= \frac{2 \pi u_- \bar{n}_- r_0 k T}{1 - \frac{1}{2} \frac{\varepsilon q}{r_0 k T}}. \end{aligned} \quad (3)$$

Согласно сказанному выше, будем считать, что заряд капли в равновесных условиях ($I_+ = I_-$) равен нулю, если $\frac{\lambda_+}{\lambda_-} = 2^1$.

¹ Это не является принципиальным ограничением. В качестве критического отношения полярных проводимостей может быть принято и другое значение.

При этом мы получаем $\chi = \frac{1}{2}$, а равновесный заряд капли оказывается равным

$$q_0 = \frac{2r_0 kT}{\varepsilon} \frac{\frac{\lambda_+}{\lambda_-} - 2}{\frac{\lambda_+}{\lambda_-} + 2}. \quad (4)$$

Расчет по этой формуле дает правильный порядок величины заряда, соответствующий полученным в измерениях значениям [2]:

$$q = \varphi r_0, \quad (5)$$

где φ — потенциал капли. Если выражать q в элементарных зарядах, а r_0 в мкм, то численное значение φ будет порядка 10.

Вводя в формулу (3) полярные проводимости $\lambda_+ = \varepsilon u_+ n_+$ и $\lambda_- = \varepsilon^2 u_- n_-$, получим выражение для результирующих потоков положительных и отрицательных ионов к капле:

$$I_+ = \frac{2\pi r_0 kT \lambda_+}{\varepsilon \left(1 + \frac{\varepsilon q}{2r_0 kT}\right)},$$

$$I_- = \frac{2\pi r_0 kT \lambda_-}{\varepsilon \left(1 - \frac{\varepsilon q}{2r_0 kT}\right)}. \quad (6)$$

В общем случае эти потоки не равны друг другу.

Автором настоящей статьи совместно с С. П. Гирс [1] было выполнено численное решение системы уравнений для изменения концентрации атмосферных ионов в облаке при учете процессов естественного ионообразования, рекомбинации ионов и их адсорбции облачными каплями.

В результате расчетов оказалось возможным объяснить как униполярное, так и дипольное строение облака.

При скоростях восходящего потока в облаке u , равных 1—10 м/сек., концентрации облачных капель N порядка 100 см^{-3} , значении проводимости воздуха на уровне основания облака $\lambda_0 = 6 \cdot 10^{-4} \text{ сек.}^{-1}$, начальном отношении полярных проводимостей $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0 = 1,1$ и при обычной для приземного слоя интенсивности ионообразования $v = 10 \text{ пар ионов/см}^3 \cdot \text{сек.}$ нижний слой облака толщиной 1,0—1,5 км, согласно данным расчета, должен быть заряжен отрицательно, а верхний — положительно. Однако расчеты роста зарядов частиц осадков [10], выполненные на основе этих данных о зарядении облачных капель, показали, что коагуляционный рост может объяснить реальное зарядение лишь для капель ливневых дождей и возможность изменения знака их заряда в процессе падения, но вопрос о возникновении грозowych явлений остался открытым.

Последующие расчеты при варьировании параметров u , N , λ_0 , $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0$ в разумных пределах показали, что они не позволяют объяснить возникновения напряженностей электрического поля в облаке свыше 100 в/см.

2. Заряжение облачных частиц при повышенной скорости ионообразования

Единственной неварьирующей величиной в наших расчетах являлась скорость ионообразования γ . Указанное выше ее значение обусловлено действием естественной радиоактивности, космических лучей и ультрафиолетового излучения. При наличии в облаке сильно заряженных частиц осадков возникает новый механизм ионообразования, связанный с явлением короны.

Как указывает Сартор [12], при сближении равных по размеру и противоположно заряженных сфер до расстояния, равного 0,1 радиуса, напряженность поля у их поверхности возрастает в 14 раз по сравнению с кулоновским значением, при расстоянии 0,01 радиуса — в 92 раза, при расстоянии 0,001 радиуса — в 690 раз и при расстоянии 0,0001 радиуса — в 5600 раз.

Миллером [11], Сартором и Аткинсоном [13] экспериментально обнаружено свечение в области коронного разряда между сближающимися каплями, несущими заряды противоположных знаков. В опытах последних авторов капли имели радиус 0,08 мм и заряды $\pm 0,021$ эл. ст. ед. При падении друг за другом пар капель в горизонтальном электрическом поле по сближающимся траекториям коронный разряд наблюдался не только у непосредственно сблизившихся капель, но и у смежной пары капель, отстоящих друг от друга и от предыдущей пары на расстоянии в несколько диаметров.

Авторы [13] полагают, что коронный разряд для второй пары падающих капель обусловлен ультрафиолетовым излучением коронного разряда первой пары капель или действием электрического поля этого разряда.

В таких условиях увеличение во много раз скорости ионизации воздуха в окрестностях крупных сближающихся при падении заряженных частиц осадков вполне возможно.

Оценим условия ионообразования в опытах Сартора и Аткинсона. Потенциал каждой частицы при указанных выше значениях радиуса и заряда равен

$$V = \frac{q}{R} = 2,6 \text{ эл. ст. ед.} = 1,6 \cdot 10^{12} \text{ эв.}$$

Для большинства атмосферных газов потенциал ионизации заключается в пределах от 11 до 20 эв. Если считать, что вся энергия

поля сближившихся капель затрачивается на ионизацию, то в окружающем эти капли пространстве может возникнуть около 10^{11} пар ионов. Поскольку значительная часть этой энергии заключается непосредственно в области коронного разряда, то даже при учете

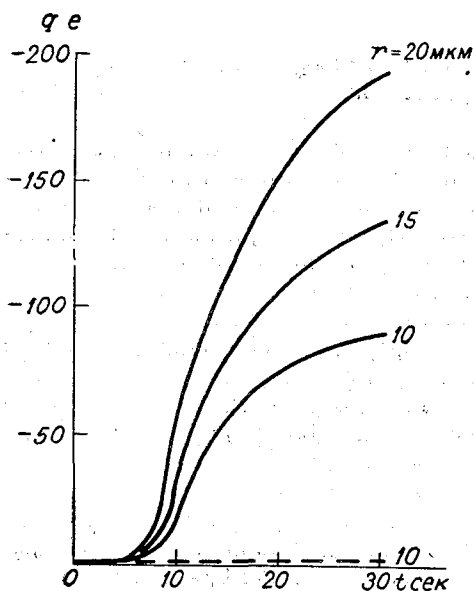


Рис. 1. Рост со временем заряда капель разного размера при скорости ионообразования $\nu = 10^4 \text{ см}^{-3} \cdot \text{сек}^{-1}$.

того, что лишь незначительная ее часть фактически может быть затрачена на ионизацию, концентрация ионов в области коронного разряда должна быть весьма велика. Применим эти данные для оценки возможной скорости ионизации в грозовом облаке.

В центральной его части, где радиус капель (или зародышей града) составляет 0,6—0,8 мм, при интенсивности осадков внутри облака 10 мм/час (концентрация частиц $3,5 \text{ л}^{-1}$) число соударений крупных частиц друг с другом составит примерно $10 \text{ м}^{-3} \cdot \text{сек}^{-1}$. Если считать, что каждое сближение частиц обуславливает появление 10^{11} пар ионов, то получим скорость ионообразования $10^7 \text{ см}^{-3} \cdot \text{сек}^{-1}$. Это число явно завышенное.

Мы произвели расчеты заряжения мелких облачных капель при скоростях ионизации ν , равных 10^3 , 10^4 и 10^5 пар ионов в см^3 за 1 сек.¹

В качестве примера приведем результат расчета роста заряда облачных капель за счет адсорбции ионов при скорости ионизации $\nu = 10^4 \text{ см}^{-3} \cdot \text{сек}^{-1}$ (рис. 1). На рисунке показано изменение заряда капель разного размера со временем. Для сравнения пунктиром дан рост заряда при $\nu = 10 \text{ см}^{-3} \cdot \text{сек}^{-1}$ для капли радиусом 10 мкм. Мы видим, что увеличение скорости ионизации приводит к резкому возрастанию заряжения капель. Уже за первые 0,5 мин. капли приобретают заряд порядка 100—200 элементарных зарядов. Если при обычных условиях такие значения заряда возможны для отдельных капель [2], то при повышенной скорости ионизации этот

¹ Очевидно, что при этом электропроводность воздуха в облаках может сильно возрастать по сравнению с обычно наблюдаемыми значениями. Указанные значения ν соответствуют затратам на ионизацию 0,01, 0,1, 1,0% энергии электрического поля частицы осадков.

заряд несут все капли. Вычисления произведены для облака с общей концентрацией капель $N \approx 100 \text{ см}^{-3}$, а их распределение по размерам такое же, как в [1]. Изменение заряда, сосредоточенного на всех облачных каплях в 1 см^3 , со временем показано на рис. 2. Заряд порядка $2 \cdot 10^4 \text{ е/см}^3$ образуется при $\nu = 10^4 \div 10^5 \text{ см}^{-3} \cdot \text{сек.}^{-1}$ за время менее одной минуты.

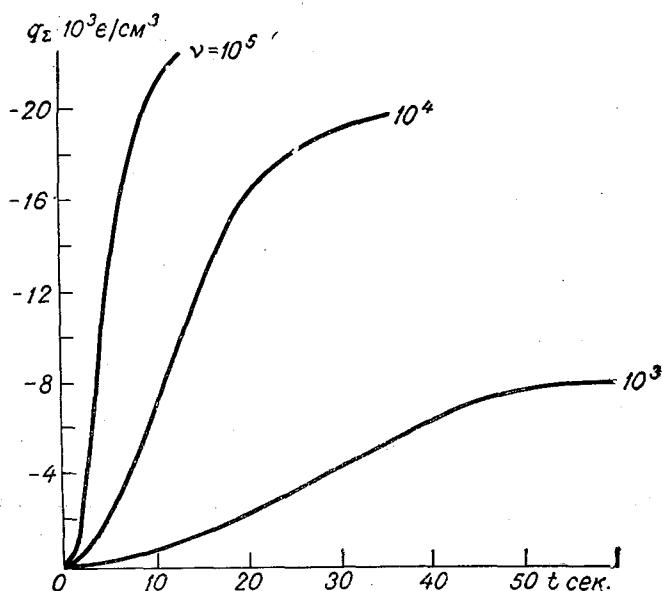


Рис. 2. Рост со временем суммарного заряда, сосредоточенного на облачных каплях, при разных скоростях ионообразования $\nu \text{ см}^{-3} \cdot \text{сек.}^{-1}$.

Распределение по высоте заряда, сосредоточенного на облачных каплях, в разные моменты времени для случая, когда скорость ионизации равна $\nu = 10^4 \text{ см}^{-3} \cdot \text{сек.}^{-1}$ показано на рис. 3. Там же для сравнения дано распределение зарядов, достигаемое в облаке при $\nu = 10 \text{ см}^{-3} \cdot \text{сек.}^{-1}$ (пунктирная линия). Повышение скорости ионизации приводит к изменению полярности в верхней части облака и резкому увеличению плотности объемного заряда на каплях.

Значения удельного заряда облачных капель в верхней части облака за 0,5 мин. изменяются при внезапном повышении скорости ионизации от 0,02—0,04 до —2, —4 эл. ст. ед/г, т. е. на два порядка величины, с изменением его знака.

Интересно отметить, что заряды отдельных капель при повышенной скорости ионизации не приобретают аномально больших значений. Показанные на рис. 1 значения заряда соответствуют

равновесным значениям зарядов изолированных капель при $\frac{\lambda_+}{\lambda_-} = 1,0 \div 1,2$. Однако, как уже указывалось выше, в этих условиях происходит зарядение до значений $q = (10 \div 20)r$ (см. формулу (5)) всех облачных капель при их концентрации порядка $N = 100 \text{ см}^{-3}$.

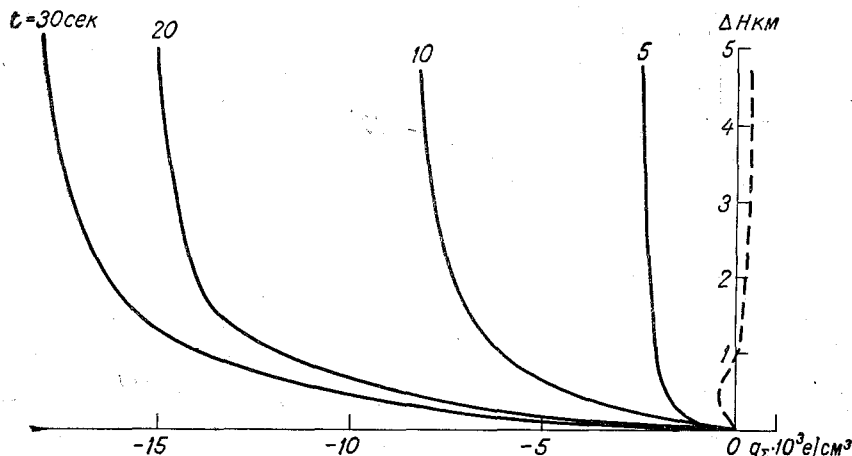


Рис. 3. Изменение с высотой суммарного заряда, сосредоточенного на облачных каплях, в разные моменты времени при скорости ионообразования $v = 10^4 \text{ см}^{-3} \cdot \text{сек}^{-1}$.

3. Заряд частиц осадков и напряженность электрического поля в облаке при повышенной скорости ионизации

В монографии [7] нами была произведена оценка возможного коагуляционного роста заряда частиц осадков при предположении, что все облачные капли несут заряд, определяемый формулой (5). Было показано, что заряд частиц осадков при падении в униполярно заряженном облаке может достигнуть нескольких электростатических единиц и что напряженность соответствующего поля в состоянии обусловить развитие грозových явлений.

Однако при этом не были выяснены условия, при которых может достигаться столь сильное зарядение облачных частиц.

В настоящей статье это связывается с развитием в облаке коронных разрядов между падающими частицами осадков. Если коронными разрядами охвачен столб облака толщиной в несколько километров, то заряд частиц осадков может действительно достигнуть очень больших значений.

Мы произвели оценку роста заряда частиц осадков для облака, развивающегося со скоростью $u = 5 \text{ м/сек}$. Частицы осадков (в дан-

ном случае градины) начинают свое падение с высоты 4,8 км над основанием облака и их радиус достигает на уровне нижней границы облака значения 6,5 мм [7]. Рост заряда градины с высотой, рассчитанный при предположении, что заряд облачных капель соответствует кривой на рис. 3 для момента времени 30 сек. после начала коронных разрядов, показан на рис. 4.¹ Заряд выпадающих из облака частиц града составляет в этом случае свыше 6 эл. ст. ед.

Если считать заряд частиц возрастающим линейно по мере падения в облаке, то напряженность поля E будет определяться следующей формулой (если пренебречь влиянием заряда облачных капель и воздуха для зоны, где имеются аномально заряженные частицы осадков):

$$E = 2\pi NQz, \quad (7)$$

где N — концентрация частиц осадков, Q — заряд частиц осадков, z — длина пути падения.

Формула (7) получается интегрированием выражения [7]:

$$\frac{dE}{dz} = 4\pi NQ, \quad (3)$$

если считать, что все частицы осадков имеют на данном уровне один и тот же размер, а их концентрация не изменяется.

Напряженность электрического поля в облаке достигает в данном случае 10^3 в/см, если интенсивность осадков равна 10 мм/час. При некотором изменении параметров напряженность электрического поля может, очевидно, достигать нескольких тысяч в/см.

Согласно Лебу [3], минимальная напряженность поля для распространения стримеров от заряженного тела малых размеров составляет (при $p=760$ мм рт. ст.) 4400 в/см. При пониженном давлении воздуха в центральной или верхней части облака критическое значение напряженности понижается. Поэтому в описанных нами условиях вполне возможно образование стримеров, дающих начало грозовому разряду.

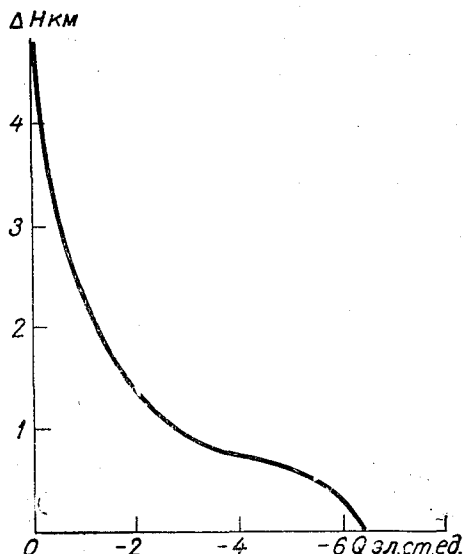


Рис. 4. Изменение заряда частиц осадков с высотой в облаке, развивавшемся со скоростью $u=5$ м/сек.

¹ При расчете предполагалось, что коэффициент коагуляции одноименно заряженных частиц осадков и облачных капель при удельном их заряде порядка нескольких эл. ст. ед/г такой же, как и для незаряженных частиц [14].

Согласно Л. Лебу [3], концентрация ионов в области стримера может достигать 10^{11} — 10^{12} см⁻³, т. е. возможны громадные значения скорости ионообразования.

Заметим, что после начала коронирования в облаке происходит отрицательное заряджение облачных капель, а следовательно, и частиц осадков. Согласно рис. 3, при обычных условиях заряд частиц осадков в верхней части облака должен быть положительным. Сближение частиц с противоположными зарядами особенно увеличивает вероятность коронирования.

Далее, наряду с обеспечением ускоренного заряджения облачных частиц и частиц осадков, коронные разряды создают носитель грозowego разряда — сильно ионизованную среду, содержащую большое количество свободных электронов.

Можно, таким образом, сделать вывод, что условием перехода облака в грозвое состояние является развитие в большой толще облака коронных явлений при сближении падающих сильно заряженных частиц осадков. Это в свою очередь приводит к резкому усилению заряженных облачных частиц и частиц осадков, которое дает начало своеобразному процессу электрического самовозбуждения облака.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гирс С. П., Шишкин Н. С. Об электрических свойствах мелкокапельных облаков. Тр. ГГО, вып. 239, 1969.
2. Кацыка (Сергиева) А. П., Махоткин Л. Г., Петров Г. Д., Чжао Бо-Лин. Электрические заряды капель облаков и туманов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1961.
3. Леб Л. Основные процессы электрических разрядов в газах. ГИТТЛ, М.-Л., 1950.
4. Сергиева А. П. Об электрических зарядах облачных частиц. Изв. АН СССР, сер. геофиз. № 3, 1958 и № 7, 1959.
5. Соловьев В. А. Об одном методе измерений зарядов и размеров капель туманов. Тр. ГГО, вып. 58, 1956.
6. Френкель Я. И. Теория основных явлений атмосферного электричества. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз. т. 3, № 5, 1944.
7. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозвое электричество. Гидрометеопиздат, Л., 1964.
8. Шишкин Н. С. О диффузионном заряджении капель облаков и туманов. ДАН, т. 176, № 6, 1967.
9. Шишкин Н. С. Исследование заряджения капель в облаках и туманах. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
10. Шишкин Н. С. О заряде частиц ливневных осадков. Тр. ГГО, вып. 239, 1969.
11. Miller A. H., Sheldon C. E., Atkinson W. R. Spectral study of the luminosity produced during coalescence of oppositely charged falling water drops. Phys. Fluids, vol. 8, No. 11, 1965.
12. Sartor J. D. The role of particle interactions in the distribution of electricity in thunderstorms. J. Atm. Sci., vol. 24, No. 6, 1967.
13. Sartor J. D., Atkinson W. R. Charge transfer between raindrops. Science, vol. 157, No. 3794, 1967.
14. Красногорская Н. В. Влияние электрических сил на коагуляцию облачных капель. Метеорология и гидрология, № 3, 1967.

Б. Е. ПЕСКОВ, Н. С. ШИШКИН

К ПРОГНОЗУ ШКВАЛОВ

1. Введение

Одним из возможных механизмов образования шквалов является развитие в конвективных облаках при неустойчивой стратификации атмосферы нисходящего потока, который под облаками переходит в горизонтальный поток [8]. Шквалы представляют собой сравнительно редкое явление, но они наносят большой ущерб. Поэтому разработка методов их прогнозирования имеет большое практическое значение. В ряде работ [1, 2, 3, 7] предлагались прогностические правила, которые могут использоваться при предсказании условий развития шквалов. Настоящая статья посвящена вопросу о применении расчетов конвективной энергии по методу слоя к прогнозу этого явления и дальнейшему развитию аэросиноптических приемов прогнозирования.

2. Составление прогностического графика

Основной характеристикой, учитываемой при составлении прогноза шквала по методу слоя, является скорость нисходящего потока на уровне нижней границы облака.

Ее вычисление производится по формуле [8]:

$$\frac{v^2}{2} = \frac{g \Delta h}{6T_0} \left(3 - \frac{\Delta h}{\Delta H} \right) \sum_{k=1}^n [(T_v - T)_k - S(T_v - T_c)_k], \quad (1)$$

где g — ускорение силы тяжести, Δh — высота, с которой приходит порция воздуха на нижнюю границу¹, ΔH — общая мощность

¹ Выражение $\left(3 - \frac{\Delta h}{\Delta H} \right)$ является поправочным множителем при переходе в расчетах от восходящего потока к нисходящему [8].

облака, T_0 — абсолютная температура на уровне верхней границы облака, T — температура воздуха на нижней границе k -го слоя, $T_{вк}$ и $T_{ск}$ — температура воздуха, поднимающегося от нижней до верхней границы k -го слоя по влажной и сухой адиабате соответственно, S — количество облаков (10 баллов принимается за единицу). Суммирование производится по всем слоям до уровня Δh над нижней границей облака. Поскольку шквалы происходят при максимальном высвобождении энергии конвекции, то вычисления производят полагая $S \rightarrow 0$. При этом получаются максимально возможные значения скорости при данной стратификации температуры [8]. Значения $(T_{в} - T)_k$ для каждого слоя находят графически на аэрологической диаграмме. Уровень верхней границы облака определялся из условия $\Sigma (T_{в} - T)_k = 0$, так как на уровне верхней границы облака в момент окончания его развития скорость восходящих потоков равна нулю.

Материалы по шквалам были собраны в Гидрометцентре и Главной геофизической обсерватории. Для анализа были использованы данные аэрологического зондирования за 64 дня со шквалами и 64 дня с грозами, ливнями и градом без шквалов. В каждом случае брались данные ближайшего по срокам зондирования до шквала для пункта, отстоящего от места шквала не более чем на 150 км. По материалам расчета максимальной скорости нисходящего потока в период шквала составлено несколько вариантов прогностического графика. По оси ординат откладывалась рассчитываемая максимальная скорость нисходящего потока на нижней границе облака v , а по оси абсцисс — различные величины: суммарный дефицит точки росы на уровнях 850, 700, 500 мб, средняя скорость ветра в слое 850—500 мб, расчетная максимальная вертикальная мощность конвективных облаков ΔH , отношение этой величины к высоте нижней границы облаков над земной поверхностью Δh_0 .

Наилучшие результаты получены для зависимости $v \left(\frac{\Delta H}{\Delta h_0} \right)$. Соответствующий график приведен на рис. 1. Легко видеть, что на графике четко выделяются зоны, в которых вероятность шквала близка к 100, 50 и 0%.

В I зоне оказался лишь случай с грозой без шквала в Белоруссии 29/VII 1963 г. Шквалы отмечались при рассчитанной скорости нисходящего потока $v \geq 17$ м/сек. Максимальная рассчитанная скорость нисходящего потока оказалась в среднем, практически равной максимальной измеренной скорости ветра в шквале при среднем квадратическом отклонении ± 6 м/сек. При построении графика использованы данные для различных районов СССР, за исключением среднеазиатских республик и северных районов. В этих районах имелось совершенно недостаточно данных для анализа. Отметим также, что для побережий морей график применим лишь для случаев, когда перемещение воздушной массы, ха-

рактизуемое ветром на уровне 700 мб, происходит с суши на море. В этом случае данные аэрологического зондирования являются репрезентативными для применения метода слоя. Расчет нельзя производить, если в период зондирования или в течение 2-часового периода до выпуска зонда в пункте зондирования шел дождь. Срок действия прогноза составляет 12—16 часов. Для прогнозов на день следует пользоваться данными утреннего зондиро-

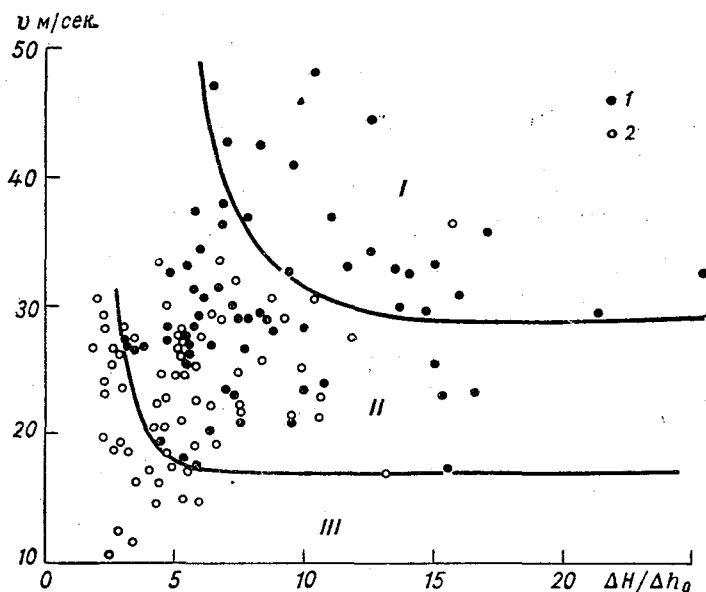


Рис. 1. График для прогноза шквалов.

1 — дни со шквалами, 2 — дни с грозами, ливнями, градом, но без шквалов.

вания, а для прогнозов на вечерние часы — данными дневного зондирования. Районом действия прогнозов является зона радиусом 100—150 км вокруг пункта зондирования. Можно рекомендовать формулировки прогноза: «ожидаются шквалы», если прогностическая точка попадает в I зону графика, «возможны шквалы» — для II зоны графика и «шквалы не ожидаются» — для III зоны. Шквалы возникают при достаточно больших запасах влаги в атмосфере; суммарный дефицит точки росы на уровнях 850, 700 и 500 мб в день со шквалом обычно не превышает 30°. Однако в отдельных случаях шквалы встречались и при большем дефиците точки росы, но во всех этих случаях расчетная мощность конвективных облаков превышала 9 км.

3. Анализ синоптических условий образования шквалов

Синоптические условия образования шквалов даны на основании обобщения и детализации анализа случаев шквалов, вошедших в работы [1, 2, 3, 4, 5, 7], а также комплексного исследования (с расчетом большого ряда численных предикторов, характеризующих развитие процессов во времени) 12 случаев шквалов и 13 случаев с грозами, ливнями и градом, но без шквалов. Последние были отобраны из табл. 1 и 2. Шквалы выбирались наиболее сильные и с наиболее достоверной информацией: расстояние от пункта зондирования было в этих случаях менее 100 км и в основном менее 50 км; время от срока зондирования в 15 час. отличалось менее чем на 5 час. и в основном менее чем на 3 часа; 7 из 12 шквалов имели скорость ветра более 30 м/сек., (порывы 40—50 м/сек.); остальные 5 шквалов были сильнее 25 м/сек. и развивались в необычных условиях (например, случай 4/VII 1961 г., попадающий на рис. 1, на границу зоны, благоприятной для шквалов).

Большинство сильных шквалов, со скоростью ветра 30—40 м/сек., были связаны с циклонами, активными волнами и глубокими быстро движущимися ложбинами на основных фронтах с большими контрастами температуры (порядка $10^{\circ}/600$ км и более) на поверхности 850 мб. Шквалы силой более 40 м/сек., охватывающие обширные районы, возникали во второй половине дня в теплом секторе активного молодого циклона, смещавшегося вдоль высотных потоков со скоростью 15—25 м/сек. К ним, например, относятся шквалы 29/VI 1963 г. [4] и 15/VII 1967 г. и 28/V 1937 г. [1].

Образование циклона со всеми типичными признаками прослеживалось уже по ночным картам 15/VII 1967 г. Фронт, бывший на рассматриваемом участке стационарным, приобрел четкий волнообразный изгиб, на поверхности 850 мб появилась большая адвекция тепла в передней части волны и холода в ее тылу (рис. 2 а). Высотная ложбина (с наклонной осью) быстро смещалась в область циклона (рис. 2 б). Тенденции падения и роста, превышавшие 2—4 мб/3 часа, быстро усиливались, причем максимальное падение давления к 12 час. отмечалось в теплом секторе.

Абсолютное большинство сильных шквалов возникало на волновых возмущениях, образовывавшихся на холодных фронтах, как медленно, так и быстро двигавшихся, на расстоянии более 500 км от основного старого циклона. Волна зарождалась в районе резкого горизонтального изменения скорости высотных потоков и связанного с этим существенного различия скорости смещения различных участков фронта.

Если волна образовывалась в быстро движущейся (15 м/сек.) части фронта, она была выражена слабо (например, 22/VI 1964 г. и 30/VII 1936 г. [1]). Однако именно на этом участке наблюдался шквал силой до 40 м/сек., хотя ближе к основному циклону циклонический вихрь, во фронтальной ложбине был больше (рис. 3). Указанная ложбина была хорошо выражена и подвижна на всех

Таблица 1

Данные для дней со шквалами

Пункт зондирования	Час	Дата	$v_{\text{расч}}^{\text{тах}}$ м/сек.	$\Delta H_{\text{расч}}$ км	$\frac{\Delta H}{\Delta h_0}$	$\Sigma \Delta t_d$ °C (850, 700, 500 мб)
Ленинград	3	13/VII 1952 г.	18,0	7,9	5,3	26,5
Смоленск	15	28/VIII 1956 г.	41,0	11,5	9,5	25,5
Москва	15	11/V 1957 г.	37,2	9,8	5,8	30,9
	15	25/VI	30,2	11,3	13,6	12,9
	15	23/VII	47,0	10,9	6,4	34,6
	15	21/V 1959 г.	20,6	5,7	9,5	17,2
	15	2/VII	28,4	10,2	5,7	25,1
Бологое	15	12/VI 1960 г.	26,3	8,2	5,5	16,4
Смоленск	15	22/VII	36,0	10,2	17,0	12,6
Москва	15	27/VII	33,3	9,3	5,5	26,1
Ленинград	3	28/VII	37,0	10,0	7,7	17,4
Москва	3	13/VI 1961 г.	27,3	5,4	—	8,5
	15	16/VI	26,6	7,8	8,6	9,4
Ленинград	3	28/VI	28,3	10,3	10,0	13,5
Москва	15	4/VII	19,2	8,0	4,4	15,9
Воронеж	3	14/VIII	29,2	9,3	8,4	6,6
Руиспири	11	4/V 1962 г.	35,2	10,0	12,5	16,7
Рязань	15	15/V	25,4	9,1	15,0	13,8
Москва	15	25/V	28,0	8,7	8,7	14,4
	15	29/V	25,4	9,9	5,5	15,1
Руиспири	11	7/VI	48,2	10,4	10,4	19,3
Смоленск	15	17/VI	29,7	10,2	14,6	16,5
Тбилиси	4	23/VI	26,9	6,7	3,8	20,9
	3	28/VI	26,5	6,9	3,5	25,2
	3	10/VII	23,4	6,5	7,0	5,2
Рязань	15	18/VII	29,2	8,6	21,5	22,1
Руиспири	11	19/VIII	44,7	9,3	12,5	18,6
Тбилиси	15	30/IX	26,7	6,0	3,3	36,0
Москва	9	26/V 1963 г.	33,1	9,3	11,6	10,8
Кишинев	3	16/VIII	34,6	9,9	6,0	28,2
	3	19/VIII	43,0	9,9	7,0	35,6
Сухиничи	15	4/VI 1964 г.	33,6	10,4	15,0	20,5
Псков	15	12/VI	29,2	6,5	6,0	24,6
Рязань	15	22/VI	27,8	8,7	5,4	18,3
Москва	9	22/VI	42,5	11,6	8,3	18,7

Пункт зондирования	Час	Дата	$v_{\text{расч}}^{\text{max}}$ м/сек.	$\Delta H_{\text{расч. км}}$	$\frac{\Delta H}{\Delta h_0}$	$\Sigma \Delta t_d^{\circ\text{C}}$ (850, 700, 500 мб)
Псков	3	10/VII 1964 г.	20,9	6,7	7,5	17,3
Новосибирск	15	11/VII	32,6	9,3	9,4	13,6
Сухиничи	15	15/VII	28,3	8,0	4,7	21,4
Бологое	15	4/VIII	37,1	9,9	11,0	19,3
Москва	9	4/VIII	52,5	11,0	12,2	20,0
Семипалатинск	3	21/VIII	27,4	7,6	3,1	25,4
Новосибирск	9	7/X	29,0	8,5	8,5	11,9
Москва	15	20/V 1965 г.	32,7	10,2	25,6	17,3
Киров	15	20/V	38,0	10,1	7,0	30,6
Москва	9	23/VII	23,3	8,9	10,0	11,8
Рязань	15	25/VII	31,0	6,9	16,0	17,3
Москва	15	3/VIII	32,7	11,1	14,0	7,7
Сухиничи	3	13/VIII	17,5	6,2	15,5	4,0
Горький	12	29/IV 1967 г.	31,3	8,1	6,6	17,4
Курск	12	5/V	27,6	7,9	4,7	27,7
Кишинев	12	3/VI	17,5	8,0	5,7	25,7
Воронеж	3	21/VI	24,1	8,6	10,7	18,1
Ленинград	12	24/VI	23,1	6,6	15,3	11,8
Кишинев	12	29/VI	36,4	9,7	6,9	27,0
Мозырь	12	14/VII	30,6	6,1	17,7	8,5
Курск	12	15/VII	31,3	8,2	5,9	15,4
Брест	12	24/VII	23,0	7,9	7,2	27,0
Таллин	3	6/VIII	27,0	8,9	6,4	5,0
Рига	12	21/VIII	20,2	7,0	6,4	18,1
Каунас	12	3/IX	33,1	9,5	13,5	7,4
	15	6/X	30,0	5,8	7,2	15,0
Киров	15	20/VI 1968 г.	29,0	9,0	7,5	32,0
Кустанай	3	30/VI	32,7	9,6	4,8	19,9
Киев	3	12/VII	29,0	9,1	7,6	3,4

высотах в ночные часы в связи с активным вторжением холода в тылу основного циклона.

14/VIII 1961 г. в 3 часа в районе возникновения волны скорость высотного ветра изменялась от 15—20 до 5 м/сек. Фронт получал здесь четкий волнообразный изгиб. На поверхности 850 мб и у земли намечалась циклоническая циркуляция со слабой адвекцией тепла и холода. На поверхности 300 мб струйное течение разделя-

лось здесь на две ветви, между которыми происходила задержка фронта и волнообразование. Перед волной тенденция в 0 час. равнялась нулю, тогда как далее по фронту она была +0,7 мб/3 час., а в тылу волны +2,1 мб/3 час. Точно такие же признаки развития волны отмечались и в случае катастрофических шквалов 16/VIII 1963 г. [4]. Однако волна здесь развилась в небольшой циклон, что было связано с меньшей величиной перпендикулярной к фронту составляющей потока.

Таблица 2

Данные для некоторых дней с грозами, ливнями и градом без шквалов (для второй зоны прогностического графика) за 3 часа

Пункт зондирования	Дата	$\phi_{\text{макс расч}}$	ΔH	$\frac{\Delta H}{\Delta h_0}$	Пункт зондирования	Дата	$\phi_{\text{макс расч}}$	ΔH	$\frac{\Delta H}{\Delta h_0}$
Кривой Рог	3/VI 1961 г.	27,7	8,8	6,0		19/VII	33,6	9,0	6,7
	5/VI	25,2	8,1	9,9		20/VII	30,2	9,6	8,7
	8/VI	25,9	8,2	8,2		25/VII	29,2	9,3	9,2
	10/VI	27,6	8,2	5,3		26/VII	19,7	7,3	6,6
	11/VI	27,8	7,8	5,2		12/VI 1963 г.	22,6	8,8	10,7
	12/VI	24,8	6,7	7,4	Киев	16/VI	30,7	9,6	10,3
	14/VI	22,8	8,0	4,5	Воейково	22/VI 1966 г.	24,6	8,4	4,4
	15/VI	31,8	10,4	7,4	(Ленинград)	23/VI	24,6	7,4	5,0
	29/VI	30,2	9,0	4,6		29/VI	22,2	8,8	7,5
	6/VII	33,4	8,7	4,1	Горький	15/VIII 1963 г.	27,7	8,3	11,9
	10/VII	25,0	7,9	5,8	Курск	4/VII 1966 г.	26,8	7,6	5,1

В некоторых случаях гроз и ливней без шквалов (как, например, 6/VIII 1961 г.) ситуация внешне была похожа на описанную выше, но волны оставались без развития, тенденции были слабыми, так как горизонтальный сдвиг ветра на разных высотах не был приурочен к одному и тому же району (что выражалось в значительном изменении направления ветра с высотой), не было адвекции тепла, скорость ветра на высотах была относительно слабой.

К тому же типу относится и шквал 3/VIII 1965 г. [7], однако здесь большую роль в усилении шквала играли исключительно сильные (до 30 м/сек.) ветры на высотах. Роль ветра силой до 25 м/сек. на высоте 2 км подчеркивается Н. В. Петренко и в случае шквала 16/VIII 1951 г. [5], причем волна здесь образовалась на квазистационарном фронте, северная часть которого смещалась несколько быстрее южной, а сильные ветры были вызваны совпадением термического и барического градиентов. Шквалы со смерчем возникали на теплой ветви волны, например, 2/IX 1945 г. [1].

Относительно более слабые шквалы (до 26 м/сек.) были связаны с волнами на стационарных участках фронтов. 23/VII 1965 г. небольшие волны отмечались на фронте, располагавшемся в параллельных потоках, которые усиливались с высотой, особенно в холодной воздушной массе. На поверхности 850 мб уже в 3 часа

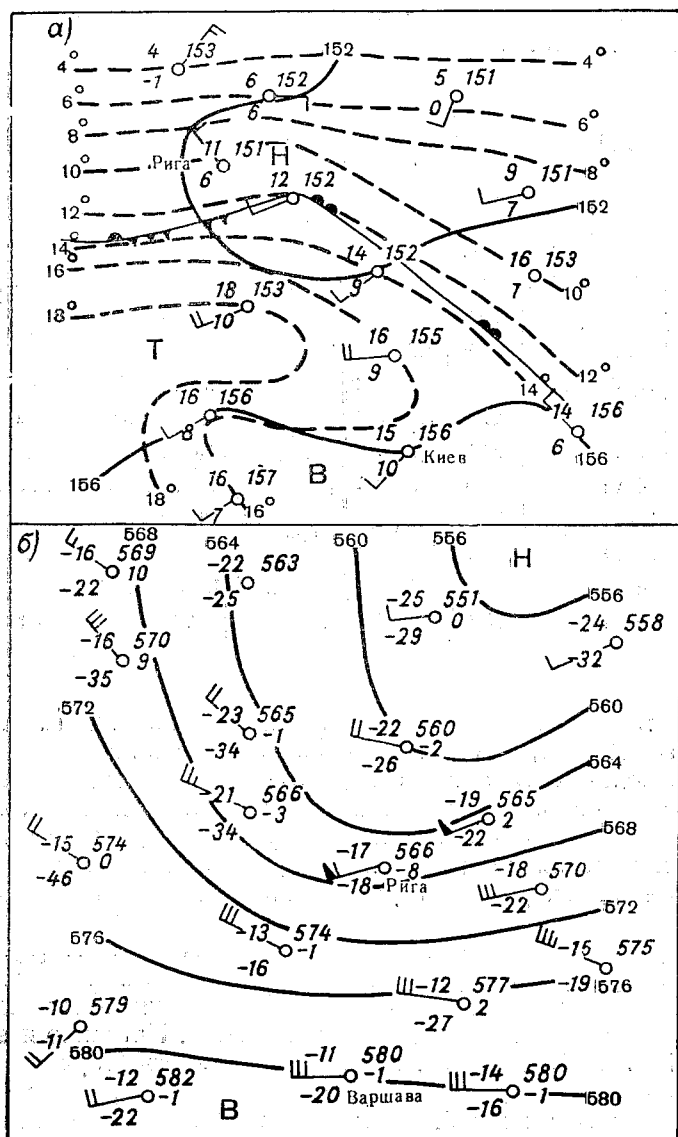


Рис. 2. Карты AT_{850} (а) и AT_{500} (б) за 3 часа 15/VII 1967 г.

14/VII 1967 г. образование волны на стационарном фронте было вызвано подходом с юга языка тепла, связанного с размытым фронтом, и приземной ложбины с локализованным усилением падения давления. Задержка развития шквала была обусловлена неблагоприятным воздействием острого гребня на поверхности 850 мб и довольно большого (на 45°) поворота ветра с высотой. Восходящие движения образовывались по мере ослабления указанного гребня.

Figure 1 consists of two maps of the Moscow region, labeled (a) and (b). Map (a) shows isotherms (solid lines) and isobars (dashed lines) for the period 1952-1953. Map (b) shows isotherms (solid lines) and isobars (dashed lines) for the period 1954-1955. Both maps include labels for Moscow and Ryazan, and show the progression of weather fronts from the northwest.

1118

Интенсивные шквалы наблюдались и вблизи точки окклюзии (например, 15/VIII 1962 г. в работе Н. М. Сальникова, 1964 г.). Узкая ложбина, вытянутая от основного циклона к точке окклюзии, в соответствии с сильными (15—20 м/сек.) потоками на высотах быстро перемещалась и углублялась. Падение давления до 2—3 мб/3 час. отмечалось не только перед теплым фронтом, но и в теплом секторе, тогда как за холодным фронтом развивался острый гребень. К этому же типу относится случай 4/VI 1964 г. Благодаря сильным восходящим движениям контраст температуры на фронте здесь сокращался до $7^{\circ}/600$ км.

Необычной разновидностью шквалов данного и предыдущего типов является случай 13/V 1962 г., когда скорость ветра достигала 40 м/сек. при относительно слабых (6—8 м/сек.) ветрах на высотах и малом (5—8°/600 км) контрасте температуры на фронте. Развитие циклона ночью и утром 13 мая наблюдалось на фоне общего роста давления (рис. 4 а), однако в центре его величина была всего +0,2 мб/3 час., тогда как по всей периферии давление росло от +0,8 до +2,3 мб/3 час. Восходящие движения, судя по расчету лапласианов давления и их изменений во времени вдоль траекторий, достигли максимально возможной величины — 170 мб/12 час. Циклон образовался в районе резкого замедления движения холодного фронта. Поскольку перед циклоном продолжалось активное вторжение холода, а сам циклон оставался мало подвижным, то происходило исключительно быстрое двустороннее окклюдирование его.

Относительно слабые шквалы (до 25 м/сек.), например, 4/VII 1961 г., возникали на большом (до 200 км) расстоянии от южной оконечности быстро движущегося участка холодного фронта в условиях, когда упорядоченные восходящие движения были небольшими, но скорость ветра на высотах достигала 15—20 м/сек. Грозовые и ливневые облака, образуясь первоначально на фронте, выносились сильным высотным ветром далеко вперед. Шквалы были приурочены к теплему краю передней границы гроз, к району, где интенсивная адвекция тепла сменилась адвекцией выхолаженного ливнями воздуха, резко менялась кривизна изогипс и отмечалось максимальное падение давления (до 1,8 мб/3 час в 12 час.).

На примере 4/VII 1961 г. хорошо видна полезность использования траекторий для прогноза стратификации. В 3 часа в Москве стратификация была устойчивой, однако к 15 часам в соответствии с адвекцией, видимой по картам за 3 час, температура на поверхности 850 мб повысилась на 5° (с 9 до 14°), а выше — всего лишь на 2° .

Сильные шквалы, сопровождавшиеся иногда смерчами, возникали преимущественно в вечерние и ночные часы на теплых фронтах с большими контрастами температуры, вблизи центра интенсивно углублявшегося циклона. К таким относятся случаи 24/VII 1935 г., 3/VI 1936 г., 29/VI 1904 г. [1], 20/V 1965 г. Циклон к момен-

ту развития шквала достигал максимального развития, теплый сектор сравнительно узкий, на высотах сильные ветры, направление которых совпало с направлением шквала, теплый воздух потенциально неустойчив.

При сильных ветрах на высотах шквалы силой до 25, иногда 30 м/сек. наблюдались в отдельных пунктах и в чисто внутримассовых условиях. Так, 25/VII 1965 г. ветер в слое 850—500 мб в 500 км за холодным фронтом достиг силы 25—35 м/сек. (рис. 4 б). Здесь, несмотря на слабые упорядоченные нисходящие движения, в 20 часов при грозе отмечался шквал. За 5 часов до шквала появились ложбина и осадки, а за 2 часа — грозы.

Внутримассовые шквалы (до 25 м/сек.) встречались не только в тылу циклона и при сильных высотных ветрах. Так, 17/VII 1962 г.

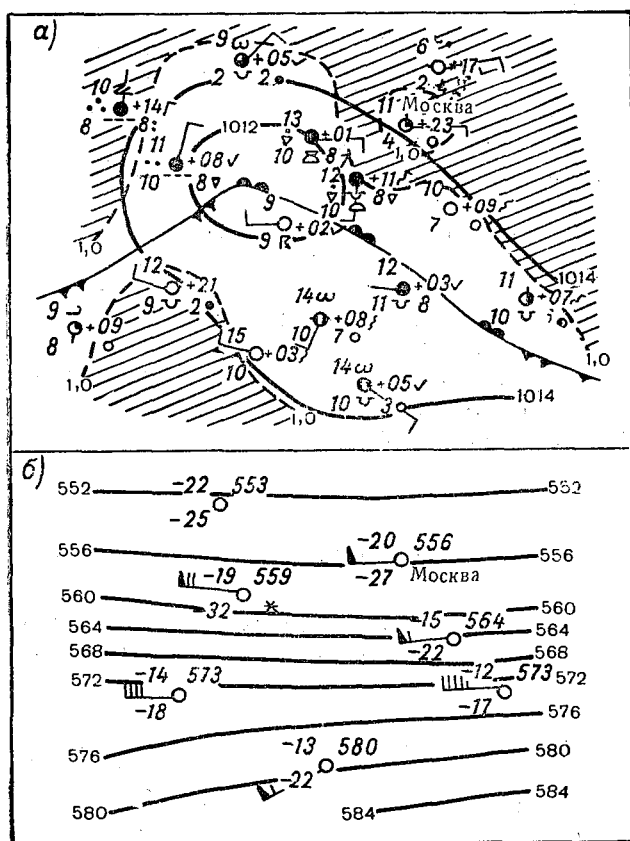


Рис. 4. Карты приземная за 0 час. 13/V 1962 г. (а) (заштрихована зона с ростом давления более 1 мб/час) и АТ₅₀₀ за 15 час. 25/VII 1965 г. (б) (отмечено место возникновения гроз со шквалами).

и 13/VI 1961 г. они образовались на периферии циклонической области, где ветры на высотах имели постоянное направление и силу 9—12 м/сек., восходящие движения были более 50 мб/12 час. Шквал был приурочен к четко выраженной, углубляющейся и движущейся с ускорением ложбине.

Во внутримассовых условиях и на вторичных фронтах с контрастом температуры менее 7°/600 км сильные грозы, ливни и град часто были без шквалов (3, 4, 5, 11, 12, 14/VI и 10/VII 1961 г.). Они были приурочены к центральной безградиентной части старых циклонических областей и широких ложбин, где ветер на высотах был слабее 8 м/сек. и резко (более чем на 45°) менял направление с высотой, тенденции были слабые, практически постоянные, восходящие движения небольшие.

Сильные грозы, ливни и град без шквалов наблюдались и на основных фронтах с контрастом температуры менее 9°/600 км, ветрах менее 5 м/сек., резко меняющих с высотой направление, и восходящих движениях менее 50 мб/12 час. Так, 22 и 23/VI 1966 г. в нижней половине тропосферы располагался гребень, усиливавшийся со временем, тенденции были слабые. 15/VI 1961 г. восходящие движения достигали 160 мб/12 час., но средний ветер был слабее 2 м/сек., а направление с высотой менялось на 180°.

Обобщая сказанное, можно прийти к выводу, что отличительной чертой синоптических процессов при шквалах является их активность. Четкие признаки активизации появляются уже за 12—15 часов до шквала. Шквалы возникают на теплой оконечности передней линии движущейся грозовой зоны, в районе максимального падения давления, максимального отрицательного лапласиана температуры, резкого изменения кривизны потоков, смены нисходящих и восходящих движений и резкой границы ясной и облачной погоды.

4. Дополнительные аэрологические критерии

Рассмотрим некоторые количественные характеристики процессов. Оценка достаточности конвективной неустойчивости дана в первом разделе настоящей работы. На примере отобранных наиболее надежных случаев дадим некоторые дополнительные критерии. В этих случаях выполнялись следующие условия. Отклонение кривой состояния от кривой стратификации ($T' - T$) должно превышать: 2° на уровне 700 мб, 2,5° на уровне 500 мб, 1,5° на уровне 100 мб над нижней границей, 3,5° на уровне 400 мб над нижней границей и на уровне изотермы -20° . Соотношение ($T' - T$) и дефицитов точки росы, $\sum_{850}^{500} (T' - T)$ и средней скорости ветра, мощности облака и суммы скоростей ветра удовлетворяет требованиям работ

[2, 7], но крайние значения соответственно на 2°, 5 м/сек. и 40 м больше.

В работах [1, 2, 3, 5, 7] отмечалась большая роль в формировании шквала высотных ветров, особенно в нижней части тропосферы. В данной работе это подтверждено и, кроме того, найдено, что при учете среднего ветра необходимо брать не среднее значение

модулей скорости ветра, а модуль среднего вектора скорости $\left| \frac{\sum_{i=1}^n \mathbf{V}_i}{n} \right|$.

Это и естественно, так как сильное перемешивание в облаке выравнивает не только скорость ветра, но и его направление. Конвективным нисходящим током этот средний ветер приносится к Земле. При сильных шквалах направление ветра менялось с высотой не более чем на 30° на соседних поверхностях, и модуль среднего вектора скорости ветра был больше 7 м/сек. При отсутствии шквалов ветер был слабый, но все же иногда его скорость была такой же, что и при шквалах. В этих случаях направление его сильно менялось с высотой и модуль среднего вектора скорости (обозначим его $|\mathbf{V}|$) был меньше 7 м/сек. Так, 23/VI 1966 г. при отсутствии шквала в условиях достаточной неустойчивости средняя скорость ветра была около 8 м/сек., тогда как $|\mathbf{V}| < 7$ м/сек., а 4/VII 1961 г. шквал возник при явно недостаточной неустойчивости, но при $|\mathbf{V}| = 15$ м/сек., т. е. при скорости $|\mathbf{V}|$, намного превышающей пороговое значение. По некоторым данным, роль значительного изменения с высотой направления ветра не ограничивается уменьшением средней скорости.

Как следует из данной работы и из работ [1, 4, 5, 7] важное значение в формировании шквалов имеют упорядоченные восходящие движения, реализующие конвективную неустойчивость. Редкие шквалы при слабых нисходящих токах являлись следствием исключительно сильных высотных ветров. В целом же соотношение вертикальных токов на уровне 700 мб (δp_{700}), подсчитанных при единице расстояния 300 км по способу А. Ф. Дюбюка — Н. В. Лебедевой [6], и $|\mathbf{V}|$, необходимого для шквалов, представлено на рис. 5. При $\delta p > 100$ мб/12 час. и $|\mathbf{V}| > 12$ м/сек. наблюдались шквалы силой 40—50 м/сек., охватывающие обширные районы. Изотахи проведены ориентировочно через 10 м/сек., причем отклонения зависят от величины конвективной скорости и ряда других факторов. Так, 13/V 1962 г. расчет по фактической стратификации давал конвективную скорость 25 м/сек., т. е. среднее значение из встречающихся (от 0 до 50 м/сек.). На рис. 5 среднее значение максимальной силы шквала в этих условиях составляет 40 м/сек. что и было фактически около Рязани.

Формированию и усилению шквала способствует конвергенция потоков вблизи уровня 700 мб, приводящая к некоторому увеличению упорядоченных восходящих движений снизу вверх, член $\frac{d}{dt} \times \Delta H_{700}$ (изменение вдоль траектории от 3 до 15 часов лапласиана

геопотенциала поверхности 700 мб) положителен. Так, 22/VI 1964 г. при силе шквала 40 м/сек. расчетная (по методу слоя) конвективная скорость равнялась 28 м/сек., в работе [2] она была 20—40 м/сек., но $\frac{d}{dt} \Delta H_{700} = +9$, т. е. было максимально большим. Наоборот, 29/VI 1966 г. расчеты давали шквал силой до 40 м/сек., однако его не было и при этом $\frac{d}{dt} \Delta H_{700} = -5$, т. е. равнялось максимально возможному отрицательному значению.

Подтвердился факт образования шквалов на контрастных фронтах. Образование шквалов при контрастах температуры $\frac{\partial T}{\partial n} \leq 8^\circ/600 \text{ км}$ (т. е. при условиях, когда наблюдались преимущественно случаи без шквалов) было возможным лишь при крайне

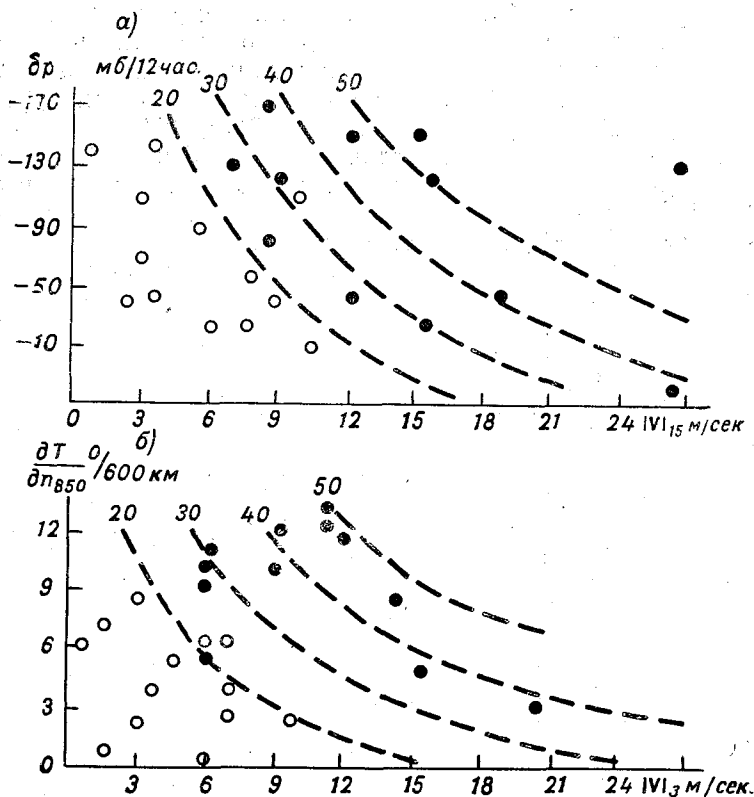


Рис. 5. Распределение случаев шквалов в зависимости от $|V|$ в 15 часов и δp мб/12 час. (а) и в зависимости от $|V|$ и $\frac{\partial T}{\partial n}$ $^\circ/600 \text{ км}$ на поверхности 850 мб в 3 часа (б).

Пунктирные линии — изогахи (средние из максимально возможных скоростей ветра при шквале).

сильных высотных ветрах, более 25 м/сек., или восходящих движениях более 120 мб/12 час.

Кроме диагностических условий, рассматривались также различные прогностические характеристики, вычисленные по картам 0—12 часов в районе, воздух которого, судя по траекториям соответствующих поверхностей, к моменту шквала попадал в район шквала. Приземные характеристики вычислялись в том же районе, что и характеристики на поверхности 850 мб. Используемые довольно грубые характеристики в комплексе косвенно и частично дают сведения о будущих процессах, что, безусловно, полезно, так как прогноз, основанный только на прогностических стратификациях и вертикальных токах при существующем грубом способе их расчета и учета, менее точен.

Отклонение кривой состояния от кривой стратификации ($T'-T$) оценивается при учете переноса и использовании стандартного метода прогноза температуры и точки росы у поверхности Земли с точностью $\pm 2^\circ$. В связи с этим шквал по ночным данным становится возможным при $(T'-T)_{500} > 1,5^\circ$. При $(T'-T)_{500}$ от 0,5 до $1,5^\circ$ шквалы образовывались лишь при $|V| > 18$ м/сек.

Средний ветер на высотах в 3 часа обычно на 2—5 м/сек. слабее, чем при шквале, но характер зависимости от его сочетания с $(T'-T)$ остается таким же, что и в работе [2]. Зависимость шквалов от среднего ветра в сочетании с исходным лапласианом давления в 0—3 часа, подсчитанным при единице расстояния 300 км (Δp), аналогична связи, представленной на рис. 2: чем сильнее ветер, тем меньше требуется Δp для развития шквалов.

Очень важной является связь возможности развития шквалов с контрастом температуры для поверхности 850 мб на расстоянии 600 км в сочетании с высотными ветрами (рис. 5 б). Шквалы образовывались обычно при $\frac{\partial T}{\partial n} > 8^\circ/600$ км. При $\frac{\partial T}{\partial n} \leq 8^\circ/600$ км, когда наблюдались все бесшкваловые случаи, шквалы имели место лишь при $|V| > 15$ м/сек. или при $|V| > 5$ м/сек. и большой разнице ($> 1,5$ мб/3 часа) максимальной и минимальной тенденции по району с радиусом 600 км $\left| \left(\frac{\partial p^+}{\partial t} \right)_{\max} - \left(\frac{\partial p^-}{\partial t} \right)_{\max} \right|$. Чем больше контраст температуры, тем менее сильный ветер на высотах и меньшая величина $\left| \left(\frac{\partial p^+}{\partial t} \right)_{\max} - \left(\frac{\partial p^-}{\partial t} \right)_{\max} \right|$ требуется для шквала.

Значения остальных характеристик приведены в табл. 3 и 4. Контраст средней температуры слоя OT_{1000}^{500} в случаях шквалов больше 6 дкм/600 км, а при отсутствии шквалов — меньше этой величины. Отдельные случаи без шквалов при контрасте от 7 до 12 дкм/600 км наблюдались при $|V| < 3$ м/сек. и большой адвекции антициклонического вихря.

Показателем активности процессов и больших вертикальных движений является большая величина тенденции $\left| \frac{\partial p}{\partial t} \right| > 1,5$ мб/3 час.

Численные характеристики ночной синоптической ситуации в случаях шквалов и без шквалов

Характеристика	Символ и единица измерения	Шквалы (100% случаев)	Преобладают случаи		Без шквалов (100% случаев)
			со шквалами	без шквалов	
Контраст средней температуры слоя OT_{1000}^{500} в 3 раза	$\frac{\partial H_{1000}^{500}}{\partial \text{км}/600 \text{ км}}$	>12	10—12	7—9	<7
Латаснан приземного давления в 0—3 часа (за 15—17 час. до швала)	$\frac{\Delta p}{\text{мб}/(300 \text{ км})^2}$	от +6,0 до +14,0	от +2,5 до +5,5	от -3,0 до +2,5	$<-3,0$
Максимальный рост давления по району с радиусом 600 км в 0—3 часа	$\frac{\partial p^+}{\partial t_{\text{max}}}$ мб/3 час.	от +1,5 до +4,1	от +1,3 до +1,4	$<+1,3$	—
Модуль разности максимального роста и максимального падения давления в районе с радиусом 600 км в 0—3 часа	$\left \frac{\partial p^+}{\partial t_{\text{max}}} - \frac{\partial p^-}{\partial t_{\text{max}}} \right $ мб/3 час.	2,1—6,4	1,8—2,0	$<1,8$	—
Лапласнан тенденция давления, максимальный из значений в 0, 3, 6 час.	$\frac{\partial p}{\partial t_{300}}$ мб/(300 км) ²	от +2,6 до +6,0	от +1,3 до +2,5	$<+1,3$	—
Дивергенция изогипс на поверхности 500 мб в 3 часа (градиент в 300 км против потока минус градиент в 500 км по потоку)	$\frac{\partial}{\partial s} \frac{\partial H}{\partial \sigma}$ дкм/(600 км) ²	от +4 до +18	от 0 до +3	<0	—
Адвекция вихря на поверхности 700 мб (изменения лапласна геопотенциала вдоль потока в 3 часа на расстоянии V·12 час., точка против потока минус точка по потоку)	$V \frac{\partial}{\partial s} \Delta H$ дкм/(600 км) ²	от +3,0 до +7,0	от +1,5 до +2,5	от -3,0 до +1,0	от -3,5 до -6,0
Лапласнан геопотенциала поверхности 700 мб в 3 часа, разность 600 км.	ΔH_{700}^{500} дкм/(600 км) ²	от -13,0 до -5,5	от -5,0 до +2,5	от +3,0 до +11,0	от +11,5 до +20,0
Адвекция температуры на поверхности 850 мб в 3 часа (разность температуры вдоль потока на расстоянии V·12 час., точка против потока минус точка по потоку)	$V \frac{\partial T}{\partial s}$ град/12 час.	от +3 до +4	от +1 до +2	от 0 до -1	от -2 до -3

Таблица 4

Численные характеристики ночной и утренней синоптической ситуации в случаях шквалов и без шквалов

Характеристика	Символ и единица измерения	Шквалы (100% слу- чаев)	Преобладают случаи		Без шквалов (100% слу- чаев)
			со шква- лами	без шквалов	
Максимальное падение давления по району с радиусом 600 км в 0—3 часа	$\frac{\partial p}{\partial t_{\max}} \text{ мб/3 час.}$	от -1,2 до -3,0	от -1,1 до -0,7	от -0,6 до 0,0 и при отсут- ствии паде- ния	—
Изменение вдоль траектории максимального по району с радиусом 600 км падения давления с 0—3 до 9—12 час.	$\frac{\partial p}{\partial t_{\max, 9}} - \frac{\partial p}{\partial t_{\max, 0}} \text{ мб/3 часа}$	от -0,4 до -1,9	от -0,0 до -0,3	> +0,0	—
Изменение вдоль траектории максимального по району с радиусом 600 км роста давления с 0—3 до 9—12 час.	$\frac{\partial p}{\partial t_{\max, 9}} - \frac{\partial p}{\partial t_{\max, 0}} \text{ мб/3 часа}$	от -0,4 до -1,6	от -0,1 до -0,3	от 0,0 до +0,4	от +0,5 до +1,5
Лапласиан тенденции давления, максимальный из значений в 0, 3, 6, 9 час.	$\Delta \frac{\partial p}{\partial t_{150}} \text{ мб/((150 км)}^2)$	от +1,3 до +5,0	от +1,0 до +1,2	от 0,0 до +0,9	от -0,1 до -0,2
Лапласиан приземного давления максимальный по значению в 0, 3, 6, 9 часов при единице расстояния 180 км.	$\Delta p_{180}^{\text{по}} \text{ мб/((150 км)}^2)$	от +3,6 до +5,5	от +2,4 до +3,5	от -0,5 до +2,3	от -0,6 до -1,2
Лапласиан приземного давления, максимальный из значений в 6 и 9 час. при единице расстояния 300 км.	$\Delta p_{300}^{\text{по}} \text{ мб/((300 км)}^2)$	от +7,1 до +11,0	от +3,8 до +7,0	< 3,8	—
Лапласиан геопотенциала поверхности 500 мб в 3 часа.	$\Delta H_{500}^{\text{по}} \text{ дкм/((600 км)}^2)$	от -10 до -14	от 0 до -9	> 0	—
Лапласиан геопотенциала поверхности 850 мб	$\Delta H_{850}^{\text{по}} \text{ дкм/((300 км)}^2)$	от -2,0 до -4,0	от 0,0 до -1,5	от +0,5 до +2,0	от +2,5 до +3,5
Лапласиан температуры на поверхности 850 мб в 3 часа, радиус 500 км	$\Delta T \text{ град/((300 км)}^2)$	—	от -3 до -7	от -2 до +3	—
Лапласиан геопотенциала поверхности 850 мб в 3 часа при единице расстояния 600 км	$\Delta H_{600}^{\text{по}} \text{ дкм/((600 км)}^2)$	от -5,0 до -10,0	от -4,5 до +2,0	от +2,5 до +12,0	—

в 00—06 час. Исключительно тонко реагировало на активизацию процессов изменение вдоль траекторий максимальной тенденции от ночных (0—3) к утренним (9—12) часам, т. е. величины $\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)_{\max, 9} - \left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)_{\max, 0}$. При отсутствии шквалов тенденция оставалась постоянной или увеличивалась (рост усиливался, падение ослабевало). Рост давления ослабевал, а падение усиливалось всегда в дни со шквалами. Это правило нарушалось лишь в случаях, когда исходные условия были настолько благоприятны, что никакой активизации не требовалось: $|V| > 13$ м/сек. и $\Delta p > 4$ мб/(300 км)² или $|V| > 10$ м/сек. и $\Delta p > 10$ мб/(300 км)².

Большие лапласианы тенденций $\Delta\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)$, вычисленные при различных единицах расстояния $\left(\Delta\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)_{150}\right.$ и $\left.\Delta\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)_{300}\right)$, тоже указывали на возможность шквала, так как они являются важными параметрами, определяющими вертикальные токи.

Существенную информацию о шквалах несли многие из характеристик исходного высотного поля. Подтвердилось и уточнилось положение И. Г. Пчелко о роли дивергенции высотных потоков. Уже за 12—15 час. до начала шквала часто имела место дивергенция потоков на поверхности 500 мб (изменение градиента геопотенциала вдоль потока при единице расстояния $600 \text{ км} \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial H}{\partial n}\right) > 0$), причем наиболее сильная, когда другие условия, в частности $\frac{\partial T}{\partial n}$, были близки к критическому значению или ниже его. Конвергенция потоков в дни со шквалами бывала реже, лишь при $\frac{\partial T}{\partial n} > 9^\circ$ и существенной перестройке поля. В случаях без шквалов поле было близко к нейтральному $\left(\left|\frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\partial H}{\partial n}\right)\right| < 5 \text{ дкм}/(600 \text{ км})^2\right)$.

Важным предиктором является адвекция вихря на поверхности 700 мб в 3 часа (изменение лапласиана геопотенциала вдоль потока — $V \frac{\partial}{\partial s} \Delta H$ на расстоянии, проходимом воздухом за 12 час.).

Адвекция циклонического вихря $\left(V \frac{\partial}{\partial s} \Delta H > +2\right)$ способствовала, естественно, шквалам. При адвекции же гребня $\left(V \frac{\partial}{\partial s} \Delta H < -2\right)$ шквалов не было.

Исходное поле при шквалах на высотах, особенно на поверхности 700 мб, было обычно гребневое ($\Delta H \ll 0$). В этих случаях при адвекции ложбины и развитии циклона восходящие движения достигают большей величины. При отсутствии шквалов в высотном старом циклоне $\Delta H \gg 0$, восходящие движения ослабевают, а большое количество многослойной облачности препятствует прогреву и тем самым уменьшает неустойчивость.

Важно отметить, что шквалы приурочены к языку тепла, переносимому по потокам. В связи с этим на поверхности 850 мб в районе шквала адвекция тепла сменялась адвекцией холода. При сильной адвекции тепла (изменении температуры вдоль потока на расстоянии, проходимом воздухом за 12 час., $V \frac{\partial T}{\partial s} > 3^\circ/12 \text{ час.}$) бывали только случаи со шквалами, тогда как при адвекции холода шквалов не было. Шквалы не наблюдались также в случаях слабого переноса, несмотря на то что язык тепла ($\Delta T \ll 0$) был выражен хорошо.

5. Прогностические рекомендации

Прогноз с заблаговременностью 4—8 час. составляется с использованием фактических данных радиозондирования в 9 или 15 час. Расчет вертикальных движений производится по приземным картам 0 или 3 и 9 или 12 час. по формуле

$$\delta p_{700} = -k \left(\overline{\Delta p} + \frac{d}{dt} \Delta p \right),$$

где $\overline{\Delta p}$ — средний лапласиан давления, а $\frac{d}{dt} \Delta p$ — изменение лапласиана вдоль траектории с 0 до 9 час. или с 3 до 12 час., $k=15$ при радиусе палетки (для определения Δp) 300 км. Траектория берется по фактическому ветру в 9 или 15 час. на уровне 850 мб и карте 850 мб в 3 часа. Шквал дается, если он получается по рис. 1 и 5 и синоптическая обстановка соответствует одной из описанных в разделе 2.

Прогноз с заблаговременностью более 8 час. составляется с использованием прогностических упорядоченных вертикальных движений и ночных данных радиозондирования для того пункта, воздух которого днем подходит к месту прогноза. В этом же пункте снимаются значения характеристик синоптического положения и качественно, в соответствии с разделом 2, оценивается возможность развития циклона, ложбины или волны.

Шквал дается, если обстановка соответствует описанной в разделе 2 и он получается по рис. 1 и 5, причем его сила увеличивается или уменьшается по сравнению с расчетной в зависимости от степени благоприятности или неблагоприятности синоптической обстановки.

Один из возможных способов оценки благоприятности обстановки, требующий проверки на большом материале, следующий. К средней скорости, полученной по формуле (1) и рис. 5, прибавляется по 1—2 м/сек. при попадании каждой из характеристик табл. 3 в графу, где наблюдаются только шквалы. Средняя скорость увеличивается на 1 м/сек. или остается неизменной при попадании

в четвертую графу, уменьшается на 1—2 м/сек. в пятой графе и на 2—3 м/сек. в шестой графе (табл. 3). Благоприятность прочих синоптических условий оценивается качественно в пределах ± 5 м/сек., причем общий добавок к скорости, рассчитанной по формуле (1), не должен превышать ± 10 —12 м/сек.

ЛИТЕРАТУРА

1. Колобков Н. В. Грозы и шквалы. Гостехиздат, М., 1961.
2. Песков Б. Е. Исследование условий развития гроз и шквалов с помощью диагностических диаграмм вероятности и индексов неустойчивости. Тр. ГМЦ, вып. 13, 1967.
3. Песков Б. Е., Снитковский А. И. Термодинамические условия образования шквалов различной силы в центральной части Европейской территории СССР. Тр. ГМЦ, вып. 35, 1968.
4. Рубинштейн М. В., Сорочинский М. А. Аэросиноптический анализ случаев сильных шквалов. Информационное письмо, № 57, УСП ГУГМС. Гидрометеиздат, М., 1964.
5. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, часть II. Гидрометеиздат, Л., 1954.
6. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, часть I. Гидрометеиздат, Л., 1964.
7. Снитковский А. И., Королева Т. А. К прогнозу сильных шквалов в центральной части Европейской территории СССР. Тр. ГМЦ, вып. 22, 1968.
8. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. Гидрометеиздат, Л., 1964.

К. С. ЖУПАХИН

УСТРОЙСТВО ЭЛЕКТРОННОЙ АНАЛОГОВОЙ ЗАПИСИ НА ЭКРАНАХ ИНДИКАТОРОВ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РАДИОЛОКАТОРА

1. Введение

В настоящее время в радиолокационной метеорологии качественные наблюдения за облаками и осадками все в большей степени вытесняются их количественными измерениями. При этом основная информация, получаемая с экранов индикаторов кругового обзора (ИКО) и дальность — высота (ИДВ) радиолокатора, дополняется разнообразной количественной информацией, получаемой с помощью целого ряда дополнительных измерительных устройств и регистрируемый также дополнительными специальными устройствами аналоговой записи, цифро- и картопечатающими устройствами и т. п. [1—9].

Эта тенденция (дополнительная информация — дополнительные устройства ее регистрации) приводит, как правило, к значительному усложнению и удорожанию аппаратуры. При этом применение всякого рода механических узлов в регистрирующих устройствах (самописцах, цифropечатающих устройствах) существенно снижает оперативность получения информации, понижает точность, надежность и разрешающую способность аппаратуры, а также само количество получаемой информации. Кроме того, «оторванность» дополнительной количественной информации от основной, как правило, лишает ее наглядности и документальности, что требует или создания еще и вспомогательных устройств для расшифровки этой информации, или специальных отметок, производимых оператором вручную на лентах самописцев и т. п. Усложняются и условия хранения получаемой подобным образом информации.

Это положение создает особые затруднения при использовании радиолокаторов в научно-исследовательских целях, например, в такой области, как физика облаков и осадков, а также при активных

воздействиях на облака и др. В этой связи целесообразно указать на одну возможность, использование которой могло бы во многих случаях исправить складывающееся положение и которая упущена в современных разработках регистрирующей аппаратуры к метеорологическим радиолокаторам. Здесь речь идет об использовании в качестве регистраторов дополнительной информации самих экранов ИКО и ИДВ.

Описываемое ниже устройство электронной аналоговой записи в экранах ИКО и ИДВ метеорологического радиолокатора является первой попыткой оптимального решения вопроса получения дополнительной количественной информации без существенного усложнения аппаратуры и без снижения ее быстродействия, точности, разрешающей способности и надежности, без «отрыва» дополнительной информации от основной и при наилучшем (с точки зрения хранения) способе ее фиксации посредством автоматического фотографирования экранов индикаторов.

2. Описание устройства электронной записи

Сущность описываемого способа электронной записи состоит в том, что в качестве регистраторов в устройстве аналоговой записи используются электроннолучевые трубки самих радиолокационных индикаторов, а запись осуществляется посредством электронного луча с помощью специального (маркерного) импульса записи, модулирующего электронный пучок по яркости и создающего светящееся пятно на экране индикатора, причем процесс записи состоит в радиальном отклонении маркерного импульса от своего исходного положения на экране под воздействием напряжения, пропорционального величине записываемого сигнала. Последнее достигается с помощью блока управляемой электронной задержки запускающих импульсов, величина задержки которых определяется величиной записываемого напряжения.

Способ фиксации информации состоит в автоматическом фотографировании экранов индикаторов.

Блок-схема устройства электронной аналоговой записи на экранах ИКО и ИДВ метеорологического радиолокатора изображена на рис. 1. Устройство электронной аналоговой записи состоит из четырех (1—4) основных блоков и четырех основных (K_1 — K_4) ключей, а также двух дополнительных (5 и 6) блоков и одного дополнительного (K_5) ключа.

Блок стробирования 1 состоит, как обычно, из схемы регулируемой задержки стробирующих импульсов, схема формирования стробирующих импульсов и электронной (или диодной) ключевой схемы. Блок стробирования синхронизируется запускающими радиолокатор импульсами и осуществляет необходимую пространственную селекцию (выборку) поступающих на него отраженных сигналов (видеосигналов).

Выстробированный с нужной дистанции сигнал с блока стробирования поступает на блок функциональной обработки сигнала 2, который осуществляет операцию извлечения из них полезной информации, например операцию осреднения интенсивности сигналов. В этом случае блок обработки включает в себя интегрирующие схемы (например, на RC-элементах).

С блока обработки подлежащий записи сигнал поступает на блок управляемой задержки 3, а также на схему совпадения 4. Блок управляемой электронной задержки 3 может быть построен, например, на фантастроне, спусковой схеме и т. п. Блок 3 осуществляет регулируемую записываемым сигналом задержку и выдачу

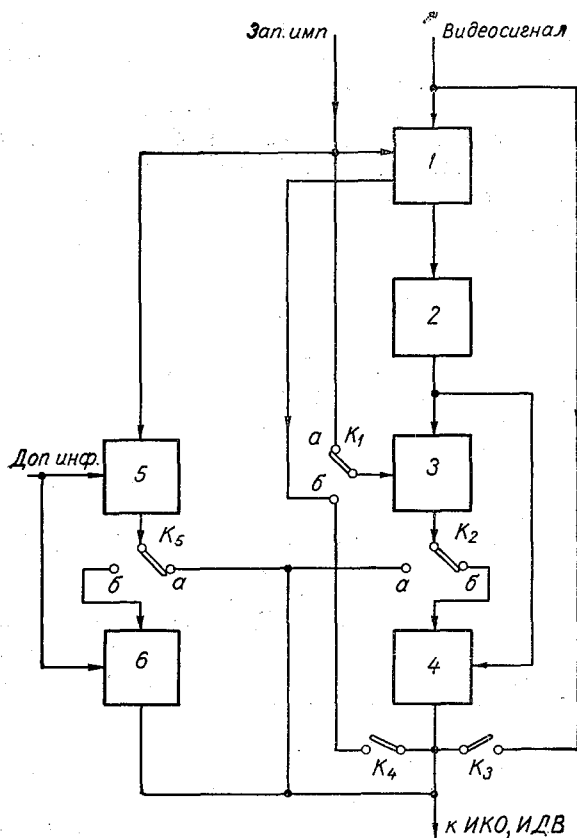


Рис. 1. Блок-схема устройства электронной аналоговой записи.

1 — блок стробирования, 2 — блок функциональной обработки выстробированных сигналов, 3 — блок управляемой электронной задержки, 4 и 6 — схемы совпадения, 5 — дополнительный блок управляемой электронной задержки, K_1 — K_5 — ключи.

специального маркерного импульса записи для создания светящегося и отклоняющегося пятна на экранах ИКО и ИДВ. С помощью ключа K_1 блок 3 может быть синхронизирован как запускающими (ключ K_1 в положении *а*), так и стробирующими импульсами (ключ K_1 в положении *б*), снимаемыми с блока 1.

С блока управляемой задержки маркерный импульс с помощью ключа K_2 может поступать либо непосредственно на электронно-лучевую трубку индикатора (ключ K_2 в положении *а*), либо на схему совпадений 4 (ключ K_2 в положении *б*).

Схема совпадений 4 управляется наряду с маркерными импульсами и записываемым сигналом и предназначена для подавления на своем выходе маркерного импульса записи при отсутствии записываемого сигнала.

С помощью ключей K_3 и K_4 на индикаторы подаются эхосигнал (видеосигнал) и импульс-метка строба для получения на экранах индикаторов соответственно изображений радиоэхо и отметки дистанции выборки записываемого сигнала.

Блоки 5 и 6 аналогичны блокам 3 и 4 соответственно, однако предназначены для записи на экранах ИКО и ИДВ какой-либо дополнительной информации.

Назначение ключа K_5 аналогично K_2 .

3. Работа устройства

Работа описываемого устройства электронной записи может осуществляться в двух основных режимах:

- 1) режиме пространственной записи,
- 2) режиме записи во времени.

При режиме пространственной записи используются пространственные развертки ИКО и ИДВ в горизонтальной и вертикальной плоскостях соответственно, а записи подлежат параметры сигналов, значения которых изменяются в пространстве.

При этом из видеосигнала с определенных угловых координат (φ , ϵ) на определенной дистанции ($R_{стр}$) делаются выборки в блоке стробирования 1, затем из этих выборок в блоке обработки 2 извлекается полезная информация, которая в виде управляющего напряжения поступает на блок задержки 3 маркерного импульса записи, отклонение (изменение задержки) которого от своего исходного положения на экране при линейной характеристике блока задержки будет пропорционально величине записываемого сигнала. При движении луча антенны синфазно перемещаются и развертки индикаторов, а с ними и изображение маркерного импульса на экранах индикаторов, что и обеспечивает процесс записи пространственных распределений параметров сигнала. При этом фиксация информации осуществляется автоматической и синхронной с движением антенны покадровой (на один цикл движения антенны) фотосъемкой экранов индикаторов.

При режиме временной записи луч антенны неподвижен, дистанция выборки эхо-сигнала определена ($\varphi, \varepsilon, R_{\text{сгр}} = \text{const}$) и отклонение изображения маркерного импульса от исходного положения на экране индикатора изменяется во времени с изменением записываемого параметра сигнала. При этом фиксация записи осуществляется на фотопленке путем ее непрерывной протяжки или быстрой автоматической покадровой съемки экранов индикаторов.

При достаточно малой временной изменчивости параметров эхо-сигнала (что обычно имеет место для усредненных значений параметров эхо-сигнала от облачных образований) может быть применен наиболее универсальный режим записи — пространственный режим записи во времени, обеспечивающий получение наиболее полного и большого объема информации.

Запись дополнительной количественной информации может быть осуществлена использованием указанных выше режимов записи при подаче напряжения, отображающего подлежащую записи информацию, на вход управления блока электронной задержки дополнительного маркерного импульса 5.

Так как в процессе всех этих видов записи отклонение маркерного импульса от своего исходного положения на экране строго радиально, то целесообразно в качестве масштабной сетки записи использовать дистанционную масштабную сетку.

Для различия импульса-метки строба и маркерного импульса записи на фоне изображений радиозохо на экранах индикаторов целесообразно оба этих импульса выполнять биполярными (например, с помощью обычной дифференциальной цепи) с необходимой (для компенсации) интенсивностью. В этом случае при записи на фоне изображения радиозохо на экране получается темный след, а вне фона — светлый.

С помощью описываемого устройства электронной записи процесс получения информации, снимаемой с большой территории, может быть сравнительно легко автоматизирован. Для этого целесообразно синхронизацию блока задержки 3 осуществлять стробирующими импульсами с блока 1, а время задержки стробирующих импульсов автоматически изменять в соответствии с движением луча антенны и программой снятия информации. Таким образом может быть получена, например, информация о распределении радиолокационной отражаемости облаков на заданной высоте [3] и др.

4. Некоторые результаты испытания устройства записи

Устройство электронной записи радиолокационной отражаемости, аналогичное описанному, было реализовано автором. Предварительные испытания устройства на метеорологическом радиолокаторе отдела физики облаков и активных воздействий ГГО в поселке Воейково в течение 1967—1968 гг. дали положительные

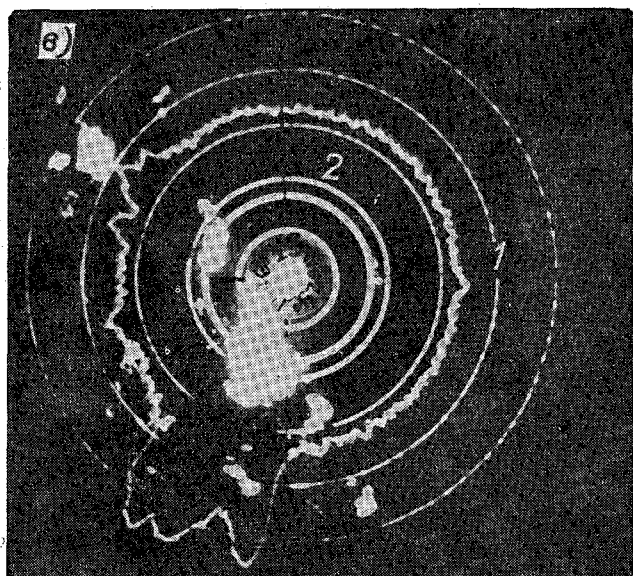
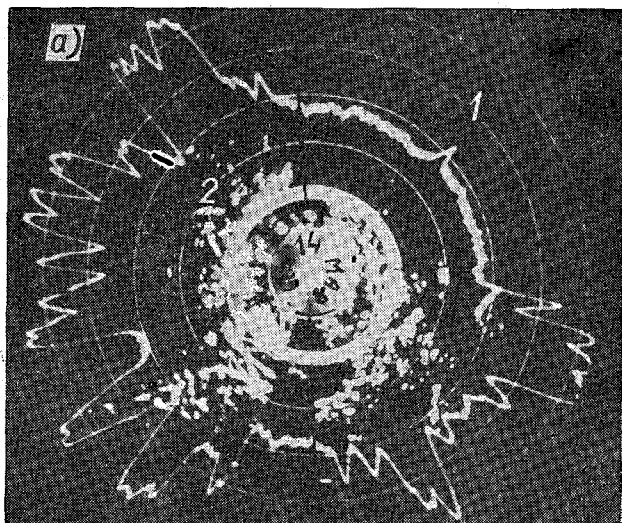
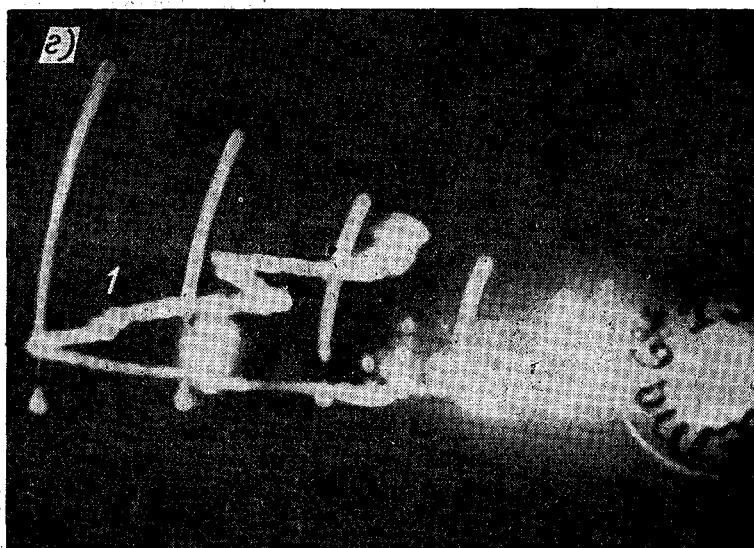
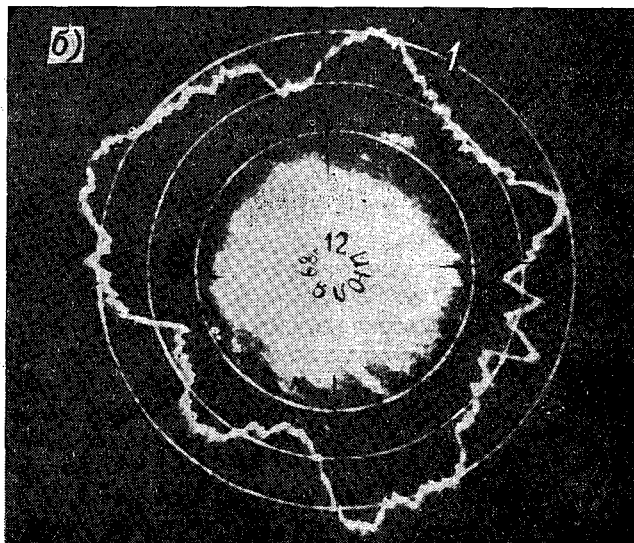


Рис. 2. Фотографии с образцами записи
 а — ИКО, отражения от земной поверхности с записью интенсивности
 дождя с записью интенсивности отражений при $\varepsilon=7^\circ$, $R_{\text{стр}}=7$ км; б — ИКО
 при $\varepsilon=7^\circ$, $R_{\text{стр}}=17$ км; в — ИДВ, отражения от грозового ливня с записью



на экранах ИКО и ИДВ.

этих отражений при $\varepsilon=0^\circ$, $R_{\text{стр}}=20$ км; 6 — ИКО, отражения от обложного
отражения от ливневых осадков с записью интенсивности этих отражений
вертикального профиля интенсивности этих отражений при $R_{\text{стр}}=12$ км.

результаты и позволили получить достаточно большой объем дополнительной количественной информации.

С помощью устройства записи были получены горизонтальные и вертикальные профили радиолокационной отражаемости от облаков, а также радиолокационная отражаемость облаков на заданной высоте на территории в радиусе 100 км от радиолокатора (рис. 2).

На фотографиях (см. рис. 2) маркерный импульс записи отмечен цифрой 1, импульс-метка строка — цифрой 2. Каждая метка дальности соответствует 10 км.

Масштаб записи взят везде одинаковым: радиальному отклонению маркерного импульса от его исходного положения на 1 км соответствует прирост интенсивности эхо-сигнала на 1 дБ. Последнее достигнуто применением логарифмической амплитудной характеристики в усилителе промежуточной частоты приемника и выбором соответствующей чувствительности схемы управляемой электронной задержки в блоке 3.

5. О некоторых преимуществах электронной записи

Высокая скорость записи. Благодаря отсутствию механических частей, устройство электронной записи практически безынерционно и способно осуществлять запись со скоростью на несколько порядков большей, чем у других устройств записи.

Произведем сравнительную оценку скоростей для разных устройств записи.

Предельная угловая скорость записи для любого устройства записи может быть оценена соотношением

$$\omega = \frac{\theta}{T_{\text{и}} + T_0}, \quad (1)$$

где θ° — ширина диаграммы направленности антенного луча радиолокатора в соответствующей плоскости, $T_{\text{и}}$ сек. — время инерции устройства записи, T_0 сек. — время извлечения информации в блоке функциональной обработки сигнала.

Зададимся реальными численными значениями этих величин, например, для случая устройства записи на ленточном самописце [1, 2]: $\theta = 1^\circ$, $T_{\text{и}} = 1$ сек.; $T_0 \ll T_{\text{и}}$, тогда $\omega_{\text{л.с.}} = 1^\circ/\text{сек.}$

Для устройства электронной записи имеем

$$T_{\text{и}} + T_0 \approx (n + m) T, \quad (2)$$

где n — минимальное число еще различных маркерных импульсов записи на экране индикатора, m — число выстробированных импульсов сигнала, из которых производится извлечение информации, T — период запускающих радиолокатор импульсов.

Обычно $m \gg n$ и, таким образом, инерция устройства электронной записи (в отличие от других устройств) определяется лишь

безусловно необходимым временем извлечения полученной информации T_0 .

Пусть $\theta = 1^\circ$; $n=2$; $m=40$; $T=10^{-3}$ сек., тогда $\omega_{э.з} \approx 24^\circ/\text{сек.}$

С аналогичной скоростью производилась запись радиолокационной отражаемости от облаков и осадков, представленная на рис. 2. Время оборота антенны при этом составляло всего 15 сек.

Для устройства записи с ленточным самописцем при $\omega_{л.с} = 1^\circ/\text{сек.}$ это время составит уже целых 6 минут.

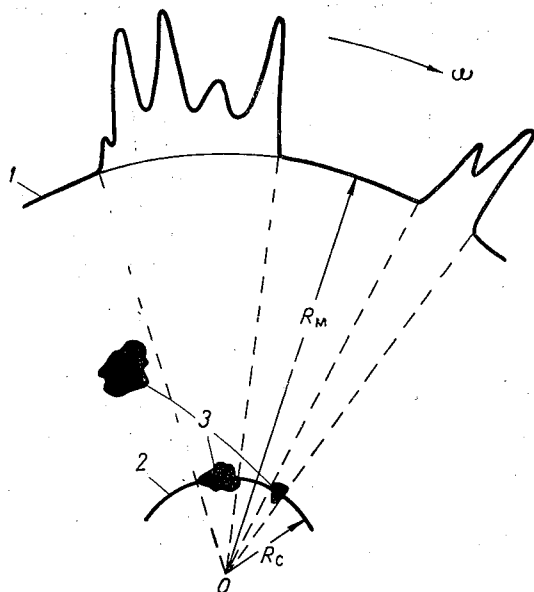


Рис. 3. Трансформация длины записи.

Можно показать, что предельная скорость еще неискаженной записи, достижимая при электронном способе записи, может быть оценена выражением

$$\omega_{э.з. \max} \approx \frac{\theta}{T}. \quad (3)$$

Легко вычислить, что при достаточно больших частотах повторения запускающих импульсов вполне осуществимы угловые скорости электронной записи в несколько тысяч градусов в секунду, что, конечно, имеет смысл лишь при соответствующих скоростях движения антенного луча.

Высокая разрешающая способность электронной записи. Высокая разрешающая способность электронной записи осуществляется прежде всего безынерционностью устройства записи, возможностью создания довольно узкого маркерного импульса записи.

а также возможностью трансформации длины записи путем переноса исходного положения маркерного импульса на возможно большее удаление от положения стробирующего импульса. При этом, как легко видеть из рис. 3, коэффициент трансформации длины записи может быть много больше единицы и определяется соотношением

$$n_{\text{тр}} = \frac{R_{\text{м}}}{R_{\text{с}}}, \quad (4)$$

где $R_{\text{м}}$ — дистанция исходного положения маркерного импульса $R_{\text{с}}$ — дистанция стробирующего импульса.

Точность и надежность записи. Эти качества записи гарантируются как ее безынерционностью и высокой разрешающей способностью, так и ее жесткой синфазностью и синхронностью с нанесением изображений радиоэхо от облаков и осадков на тех же экранах ИКО и ИДВ, а также отсутствием механических узлов, трущихся частей (например, пера и ленты) и т. п.

Наглядность и документальность записи. Эти качества записи обеспечиваются тем, что она осуществляется непосредственно на экранах ИКО и ИДВ совместно с основной информацией, т. е. с изображением радиоэхо, где указаны угловые и пространственные координаты вместе с обозначением дистанции выборки сигналов с помощью импульса-метки строка, а фотографирование экранов сопровождается одновременной фиксацией даты, часов, показаний угломеров, затухания аттенюатора и другой документальной информации.

Удобство хранения информации. Это качество связано с тем, что вместо громоздких лент, карт и т. п. фиксация информации осуществляется на фотопленку, консервация которой наиболее проста и удобна.

Простота устройства записи. Простота устройства электронной записи обусловлена тем, что для него не требуется специальное регистрирующее устройство (например, ленточный самописец), а также специальное дополнительное устройство для автоматических отметок угловых и других координат. Все составные блоки устройства электронной записи хорошо известны и описание их можно найти в радиотехнической литературе. Благодаря этому реализация устройства возможна в любой радиомастерской.

6. Заключение

Можно надеяться, что благодаря указанным достоинствам и своей универсальности электронная запись непосредственно на экранах индикаторов найдет широкое применение в радиолокаторах метеорологического назначения, штормоповещения и воздушной навигации, а также везде, где есть необходимость в получении дополнительной и точной количественной информации без существенного усложнения радиолокационной аппаратуры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брылев Г. Б., Федоров А. А. Устройство для непрерывной регистрации интенсивности метеорологического радиозо. Труды ГГО, вып. 217, 1967.
2. Брылев Г. Б., Сальман Е. М., Федоров А. А. Устройство для непрерывной регистрации вертикальных профилей радиолокационной отражаемости облаков. Труды ГГО, вып. 231, 1968.
3. Жупахин К. С., Коптяев Г. А., Котов Н. Ф. Радиолокационный метод спирального обзора постоянной высоты. Труды ГГО, вып. 224, 1968.
4. Bigler S., Hexter P., Wells F. S. The radar program of the U. S. Weather Bureau. Bull. Amer. Met. Soc., vol. 43, No. 11, 1962.
5. Frinsted W. A., Tuthill A. P. An economic method of recording and transmitting Weather Radar Information. World Conf. Radio Meteorol. 11 th Weather Radar Conf. Boulder, Colo, 1964.
6. Hoose H. M. Operational use of weather radar composites in Florida. Mon. Wea. Rev. vol. 90, No. 9, 1962.
7. Lowenschuss A. Weather radar data processing. IRS International Convention Record. 8, 1960. Pp. 150—156.
8. Wein M. Facsimile output for weather radar. PVP, No. 15, 1966, Pp. 365—369.
9. Groginsky H. L. Digital processing of the spectra of pulse Doppler radar precipitation echoes. 12 th Conf. Radar Meteorol., Nortman, 1966.

К. С. ЖУПАХИН, В. С. ЖУПАХИН

К ВОПРОСУ ОЦЕНКИ КОЭФФИЦИЕНТА ДИФФУЗНОСТИ КВАЗИСТАЦИОНАРНЫХ ЭХО-СИГНАЛОВ

При радиолокации множественных целей и сложных объектов какими являются атмосферные образования, земная и водная поверхности и т. п., распределение амплитуд отраженных сигналов очень часто с достаточной точностью может быть аппроксимировано обобщенным законом Релея или законом Райса. Этим же законом, как известно, описывается распределение амплитуд смеси сигнала в тепловых шумах радиоаппаратуры, причем широко известное в радиотехнике отношение сигнал-шум может рассматриваться как параметр этого распределения.

Для случая упомянутых радиолокационных отражений этот параметр является уже атрибутом собственно сигнала и заслуживает особого названия. Ниже он будет называться коэффициентом диффузности эхо-сигналов.

Под коэффициентом диффузности ϕ эхо-сигналов s здесь понимается отношение постоянной интенсивности этих сигналов к их средней случайной интенсивности на входе приемного устройства радиолокатора,

$$\phi = \frac{m_{1s}^2}{M_{2s}},$$

где m_{1s} и M_{2s} — соответственно первый и второй центральный моменты огибающей входного сигнала как случайной функции времени.

В [3] и [4] этот коэффициент в терминологическом отношении не совсем удачно назывался коэффициентом когерентности, которому обычно придается другой физический смысл [1], [8], [9], [11]. Согласно данному определению коэффициент диффузности растет с ростом удельного веса постоянной интенсивности эхо-сигнала¹.

¹ В этой связи рассматриваемый коэффициент более строго следовало бы назвать коэффициентом гиподиффузности, т. е. коэффициентом понижения диффузности.

Видимо, рассматриваемому коэффициенту может быть дано другое наименование, например, коэффициент зеркальности [12], однако его физический смысл достаточно ясен из вышеприведенного определения.

Коэффициент диффузности является характеристикой эхосигнала, отображающей структуру отражающего объекта, и его аппаратное определение представляет интерес с точки зрения получения ценной дополнительной информации относительно объекта радиолокационного исследования, точности радиолокационных измерений [3], [4] и т. п.

Значения коэффициента диффузности эхосигналов от различных отражающих объектов (облаков, осадков, местных предметов и т. д.) в сантиметровом диапазоне волн лежат в пределах от нуля до нескольких десятков единиц [3], [8].

Рассмотрим возможности различных радиолокаторов в оценке значений коэффициента диффузности для случая, когда эхосигналы можно полагать стационарными в пределах интервала времени измерения их основных статистических характеристик.

Коэффициент диффузности квазистационарных эхосигналов при обычном (некогерентном) радиолокаторе может быть определен, например, способом, описанным в [3]. В этом случае связь коэффициента диффузности φ с отношением среднего значения $m_{1\text{с вых}}$ к среднеквадратическому значению $\sqrt{M_{2\text{с вых}}}$ огибающей на выходе линейного детектора приемного устройства в общем случае, согласно [7] и [10], может быть определена соотношением

$$k = \frac{m_{1\text{с вых}}}{\sqrt{M_{2\text{с вых}}}} = \frac{\sqrt{\frac{\pi}{2}} {}_1F_1\left(-\frac{1}{2}; 1; -\varphi\right)}{\sqrt{2(1+\varphi) - \frac{\pi}{2} \left\{{}_1F_1\left(-\frac{1}{2}; 1; -\varphi\right)\right\}^2}}, \quad (1)$$

где ${}_1F_1$ — вырожденная гипергеометрическая функция [2].

При асимптотическом разложении функций Бесселя, входящих в вырожденную гипергеометрическую функцию, можно получить упрощенные выражения [3]:

$$\left. \begin{aligned} k &\simeq \sqrt{\frac{\pi\left(2 + \frac{\varphi}{12}\right)}{\delta - \pi\left(2 + \frac{\varphi}{12}\right)}} && \text{при } 0 \leq \varphi \leq 4 \\ k &\simeq \sqrt{2\varphi} && \text{при } \varphi > 4 \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

Графически зависимость $\varphi(k)$ представлена на рис. 1.

Теоретически пределы, в которых может изменяться измеряемый параметр k , изменяются от $\sqrt{\frac{\pi}{4-\pi}}$ до ∞ .

Однако имеющиеся физические и технические ограничения практически сужают эти пределы от $\sqrt{\frac{\pi}{4-\pi}}$ до 12. Конечная точность измерения параметра k при данной зависимости $\varphi(k)$ приводит к значительным погрешностям в определении значений φ при $\varphi < 2$. При $\varphi > 3$ эта погрешность становится вполне допустимой.

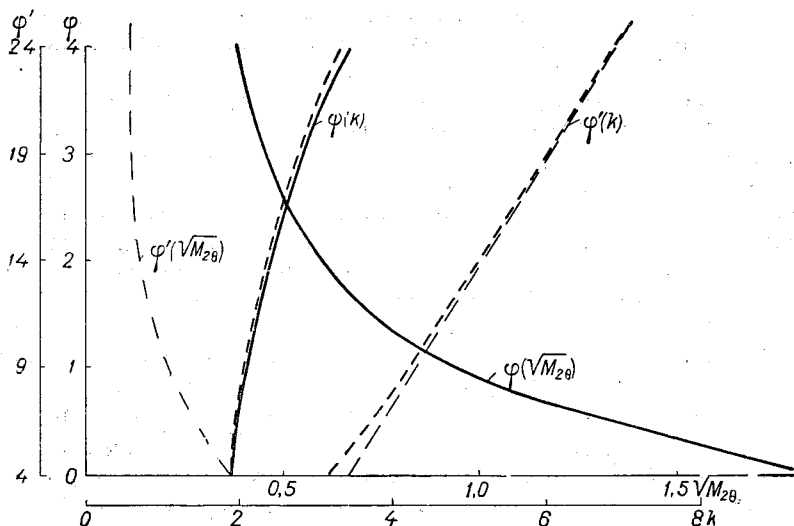


Рис. 1. Графические зависимости $\varphi(k)$ и $\varphi(\sqrt{M_{20}})$, согласно выражениям (1) и (3), и асимптотические зависимости $\varphi'(k)$, согласно выражению (2).

При использовании когерентного радиолокатора и фазового детектора коэффициент диффузности может быть определен, например, по среднеквадратическому значению фазы $(\sqrt{M_{20}})$ с помощью общего соотношения [6], [7]:

$$\sqrt{M_{20}} = \sqrt{\frac{\pi^2}{3} + 4\pi \sum_{l=1}^{\infty} (-1)^l \frac{C_l}{l^2}}, \quad (3)$$

где

$$C_l = \frac{\Gamma\left(\frac{l}{2} + 1\right) \varphi^{\frac{l}{2}}}{\pi l!} {}_1F_1\left(\frac{l}{2}; l + 1; -\varphi\right),$$

Γ — гамма функция.

Зависимость $(\sqrt{M_{20}})$ от φ представлена кривыми $\varphi(M_{20})$ на рис. 1.

Ее характерными особенностями являются:

- 1) почти линейная зависимость $\sqrt{M_{20}}$ от φ при малых значениях коэффициента диффузности ($\varphi < 1$);
- 2) слабая зависимость $\sqrt{M_{20}}$ от φ при больших значениях ($\varphi > 3$).

Теоретически пределы изменения измеряемого параметра $\sqrt{M_{20}}$ лежат от $\frac{\pi}{\sqrt{3}}$ до нуля.

Практически эти пределы также сужены. Конечная точность измерения параметра $\sqrt{M_{20}}$ при данной зависимости $\varphi(M_{20})$ приводит к значительным погрешностям в определении значений φ при $\varphi > 3$. При $\varphi < 2$ эта погрешность становится вполне допустимой.

На основании сказанного, можно сделать следующие заключения:

- 1) для оценки относительно больших значений коэффициента диффузности ($\varphi > 3$) наиболее пригоден обычный некогерентный радиолокатор;
- 2) для оценки малых значений коэффициента диффузности ($\varphi < 2$) наиболее пригоден когерентный радиолокатор, что обеспечивает наибольшую точность измерения.

В [3] и [5] отмечалось наличие некоторого порога в зависимости статистических параметров (φ , k и др.) эхо-сигналов от кучево-дождевых облаков от интенсивности упорядоченной конвекции в этих облаках. Так как при этих измерениях использовался некогерентный радиолокатор, то, видимо, существование этого порога отчасти может быть объяснено отмечаемой здесь нечувствительностью обычного радиолокатора к изменению измеряемого параметра k при малых значениях коэффициента диффузности.

Из сделанных здесь заключений следует, что при слабой конвекции в облаках ($v_z \leq 6$ м·сек.⁻¹) для оценки ее интенсивности наиболее пригодным может оказаться когерентный радиолокатор с фазовым детектором.

При оценке же интенсивной конвекции, т. е. при измерении коэффициента диффузности эхо-сигналов от мощных кучево-дождевых, грозовых и градовых облаков, наиболее предпочтительным может оказаться обычный некогерентный радиолокатор.

Видимо, затронутые здесь вопросы количественной оценки коэффициента диффузности могут оказаться полезными при исследовании отражающих объектов и анализе эхо-сигналов различных по физической природе, а обнаруженная аналогия заслуживает последующего более детального рассмотрения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горелик А. Г., Черников А. А. Некоторые вопросы радиолокации множественной цели. Тр. ЦАО, вып. 57, 1964.
2. Градштейн И. С., Рыжик И. М. Таблицы интегралов, рядов и произведений. Физматгиз, 1962.

3. Жупахин К. С. Об оперативном статистическом анализе эхо-сигналов от облаков, ливней и гроз. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
4. Жупахин К. С. О возможности повышения точности радиолокационных измерений осадков. Тр. ГГО, вып. 239, 1969.
5. Жупахин К. С., Леншин В. Т. О корреляционной связи статистических параметров эхо-сигналов от кучево-дождевых облаков со скоростями восходящих потоков в них. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.
6. Левин Б. Р. Теория случайных процессов и ее применение в радиотехнике. Изд-во «Советское радио», 1960.
7. Миддлтон Д. Введение в статистическую теорию связи, т. I, перевод с англ. Изд-во «Советское радио», 1961.
8. Распространение ультракоротких радиоволн. Под ред. Б. А. Шиллерова. Изд-во «Советское радио», 1954.
9. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Гидрометеоиздат Л., 1966.
10. Тихонов В. И., Горяинов В. Т. Детектирование случайных сигналов. Радиотехника, № 1, 1966.
11. Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде. Гостехиздат, М., 1954.
12. Черников А. А. Радиолокационные исследования отражений от ясного неба. Тр. ЦАО, вып. 48, 1963.

К. С. ЖУПАХИН, В. С. ЖУПАХИН

ОБ ОДНОЙ СХЕМЕ ДИОДНО-РЕГЕНЕРАТИВНОГО ПРЕОБРАЗОВАТЕЛЯ ИМПУЛЬСНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ

1. Введение

В процессе измерений эхо-сигналов от различных метеорологических образований и извлечения из них полезной информации необходимо осуществление целого ряда функциональных преобразований. При этом устройство функционального преобразователя должно быть достаточно простым.

В нашей литературе неоднократно высказывались соображения о целесообразности построения бионических измерительных устройств [6], [9], [10].

Описываемая ниже схема диодно-регенеративного преобразователя импульсных напряжений является автоматическим электронным устройством с адаптацией, использующим систему двух-петлевой обратной связи, первая из которых (импульсная) является петлей положительной обратной связи, а вторая (по огибающей импульсного напряжения) — отрицательной.

В силу известной аналогии с нейронами и рецепторами в живом организме рассматриваемое устройство диодно-регенеративного преобразователя импульсных напряжений может быть отнесено к классу бионических измерительных устройств.

Входными управляющими факторами схемы диодно-регенеративного преобразователя является величина u_1 , а также частота f_1 и длительность τ_1 посылок входного импульсного напряжения.

Выходным продуктом схемы является значение огибающей импульсного напряжения u_3 и собственная частота запусков схемы f_2 .

Существующие линейные зависимости указанных выходных параметров от входных, а также линейные зависимости выходных параметров от времени воздействия входного импульсного напряжения позволяют найти описываемой схеме диодно-регенеративного преобразователя самые различные применения: она может использоваться в качестве чувствительного детектора огибающей

импульсного напряжения, делителя частоты с достаточно большим и регулируемым коэффициентом деления, частотомера, преобразователя напряжение — частота, устройства для аналогового и цифрового интегрирования, измерения импульсных напряжений, технической модели нейрона и др.

2. Описание схемы

На рис. 1 представлена схема одной из возможных реализаций описываемого диодно-регенеративного преобразователя импульсных напряжений.

Составными частями схемы здесь являются: блокинг-генератор чувствительный к малым запускающим импульсам напряжения [4], выполненный на принципе обрыва цепи положительной обратной связи с помощью запятого диода D_4 [5], и схема диодно-емкостного преобразователя (C_1 ; C_2 ; D_1 ; D_2 ; D_3), включенная в цепь отрицательной обратной связи по огибающей импульсного напряжения. Работа схемы состоит в следующем. На вход схемы поступает импульсное напряжение u_1 отрицательной полярности с длительностью импульсов τ_1 и частотой повторения f_1 .

Если удовлетворяется соотношение из [5]

$$u_1 \geq u_{1 \min} = \frac{E_3}{k-1}, \quad (1)$$

где E_3 — напряжение запирающего диода D_4 ,

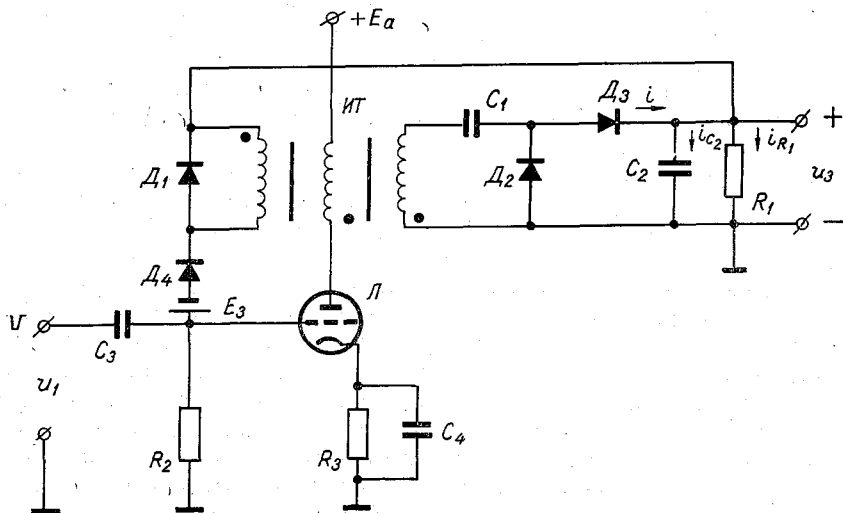


Рис. 1. Принципиальная схема диодно-регенеративного преобразователя импульсных напряжений (ламповый вариант).

$$k = \frac{\mu \frac{R_g}{n}}{R_i + \frac{R_g}{n^2}}, \quad (1a)$$

а μ , R_i — параметры лампы, n — коэффициент трансформации, то диодно-регенеративное устройство запускается, вырабатывая на выходной обмотке импульсного трансформатора (ИТ) собственный импульс постоянной величины u_2 и длительности τ_2 , форма которого близка к косинусоидальной. Частота запусков регенеративного устройства до вступления в действие (или при обрыве) цепи отрицательной обратной связи равна частоте запускающих импульсов f_1 . С ростом числа запускающих импульсов растет и напряжение на выходе диодно-емкостного преобразователя u_3 .

Легко видеть, что если

$$u_3 \geq u_1(k - 1) - E_3, \quad (2)$$

то диодно-регенеративная схема уже не запускается, так как цепь положительной обратной связи снова разорвана запертым диодом D_4 .

С этого момента схема начинает следить за величиной входного сигнала, т. е. как бы «приспосабливается» к автоматическому компенсированию избытка в запускающем напряжении. При этом частота запусков диодно-регенеративной схемы f_2 будет зависеть от уровня входного сигнала u_1 .

3. Основные характеристики схемы

Произведем оценку основных характеристик данной схемы диодно-регенеративного преобразователя импульсных напряжений.

Амплитудная характеристика устройства при разомкнутой цепи отрицательной обратной связи. Определим вначале напряжение на выходе цепи диодно-емкостного преобразователя u_3 при разомкнутой цепи отрицательной обратной связи.

Зарядный ток через емкость C_2

$$i_{C_2} = C_2 \frac{du_3}{dt}.$$

Разрядный ток

$$i_{R_1} = \frac{u_3}{R_1}.$$

Суммарный ток

$$i = i_{C_2} + i_{R_1}.$$

С другой стороны, среднее значение суммарного тока i , протекающего через диод D_3 , равно

$$i = C_1(u_2 - u_3)f_2.$$

Отсюда имеем дифференциальное уравнение цепи

$$\frac{du_3}{dt} + \left(\frac{1}{C_2 R_1} + \frac{C_1}{C_2} f_2 \right) u_3 - \frac{C_1}{C_2} f_2 u_2 = 0,$$

решение которого можно записать в виде

$$u_3 = \frac{R_1 C_1 f_2 u_2}{1 + R_1 C_1 f_2} \left[1 - \exp \left(- \frac{1 + R_1 C_1 f_2}{R_1 C_2} t \right) \right]. \quad (3)$$

Установившееся значение u_3 :

$$u_{3\infty} = \frac{R_1 C_1 f_2}{1 + R_1 C_1 f_2} u_2. \quad (4)$$

Постоянная времени цепи диодно-емкостного преобразователя, как следует из выражения (3), определяется соотношением

$$\tau = \frac{R_1 C_2}{1 + R_1 C_1 f_2}. \quad (5)$$

Амплитудная характеристика устройства при замкнутой цепи отрицательной обратной связи. Определим теперь амплитудную характеристику устройства в целом.

Нетрудно видеть, что амплитудная характеристика устройства в целом, т. е. зависимость $u_3(u_1)$, получается из условия равновесия (2) и для случая установившегося режима определяется соотношениями:

$$\left. \begin{aligned} u_3 &= u_1(k-1) - E_3 && \text{при } u_3 < u'_{3\infty} \\ u_3 &= u'_{3\infty} && \text{при } u_3 \geq u'_{3\infty} \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

где

$$u'_{3\infty} = \frac{u_2 R_1 C_1 f_1}{1 + R_1 C_1 f_1}. \quad (6a)$$

На рис. 2 представлено семейство возможных амплитудных характеристик описываемого диодно-регенеративного преобразователя импульсных напряжений, построенных на основании соотношений (6). В качестве параметра в этом семействе взята величина f_1 .

Простой анализ показывает, что ход амплитудных характеристик линеен в пределах значений входных напряжений:

$$\frac{E_3}{k-1} \leq u_1 \leq \frac{E_3 + u'_{3\infty}}{k-1}. \quad (7)$$

Причем максимальное возможное значение u_1 , при котором еще не наступает перегрузка, реализуется при условии

$$f_1 \gg \frac{1}{R_1 C_1} \quad (7a)$$

и равно

$$u_{1 \text{ max. max}} = \frac{u_2}{k-1}.$$

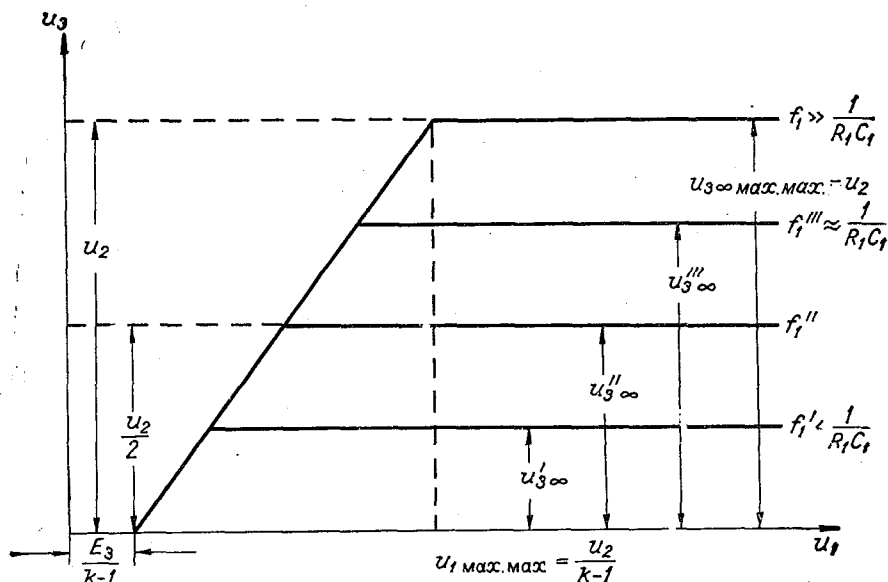


Рис. 2. Семейство амплитудных характеристик преобразователя.

Таким образом, максимальный динамический диапазон, обеспечиваемый схемой, определяется соотношением

$$D_{\text{max}} \text{ дБ} \approx 20 \lg \frac{u_2}{E_3}. \quad (8)$$

Следует отметить, что в силу импульсного характера работы схемы условие равновесия (2) может нарушаться, так как рост напряжения u_3 происходит скачкообразно и схема как бы выходит из режима автоматического слежения за величиной входного сигнала u_1 .

Нетрудно показать, что максимальное абсолютное отклонение схемы от равновесного состояния, приведенное на вход схемы, определяется соотношением

$$\Delta u_{1 \text{ откл}} \approx \frac{C_1}{C_1 + C_2} \frac{u_2}{(k-1)} \approx \frac{C_1}{C_2} \frac{u_2}{(k-1)}. \quad (9)$$

Из этого выражения следует, что для получения допустимого отклонения требуется выбор соответствующего соотношения емкостей C_1/C_2 .

Частотная характеристика устройства. Рассмотрим частотную характеристику устройства, т. е. зависимость $\bar{f}_2(u_1)$.

Так как в условиях установившегося режима соотношение (4) должно удовлетворяться как при разомкнутой, так и при замкнутой цепи отрицательной обратной связи, то из соотношений (4) и (6) находим:

$$\left. \begin{aligned} \bar{f}_2 &= \frac{u_1(k-1) - E_3}{u_2 - u_1(k-1) + E_3} \cdot \frac{1}{R_1 C_1} & \bar{f}_2 < f_1 \\ \bar{f}_2 &= f_1 & \bar{f}_2 \geq f_1 \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

Таким образом, средняя частота запусков диодно-регенеративного устройства не зависит от частоты следования запускающих импульсов f_1 и может лежать в следующих пределах:

$$0 \leq \bar{f}_2 \leq \left(\frac{u_2}{E_3} - 1 \right) \frac{1}{R_1 C_1} \quad (11)$$

при условии, что она не лимитируется частотой f_1 .

На рис. 3 представлено семейство частотных характеристик диодно-регенеративного преобразователя. В качестве параметра взята величина

$$f_0 = \frac{1}{R_1 C_1} \left(\frac{u_2}{E_3} - 1 \right).$$

Так как величина $u_2/E_3 \gg 1$, то практически будет удовлетворяться соотношение

$$\frac{1}{R_1 C_1} \frac{u_2}{E_3} > f_1,$$

и кривые $\bar{f}_2$ будут сходиться к своему предельному значению f_1 , как это показано пунктиром на рис. 3.

Особый интерес представляет линейный участок $\bar{f}_2(u_1)$, реализуемый при условии

$$u_1 \ll \frac{u_2}{k-1},$$

когда выражение (10) вырождается в

$$\bar{f}_2 \approx \frac{[u_1(k-1) - E_3]}{u_2} \cdot \frac{1}{R_1 C_1}. \quad (12)$$

Интересно и может быть использовано в некоторых случаях наличие скачка в зависимости $\bar{f}_2(u_1)$ при условии

$$u_1 \approx \frac{u_2}{k-1}.$$

Основные характеристики диодно-регенеративного преобразователя импульсных напряжений: амплитудная $u_3(u_1)$ и частотная $\bar{f}_2(u_1)$ получены в предположении независимости коэффициента усиления импульсного напряжения от длительности запускающих импульсов.

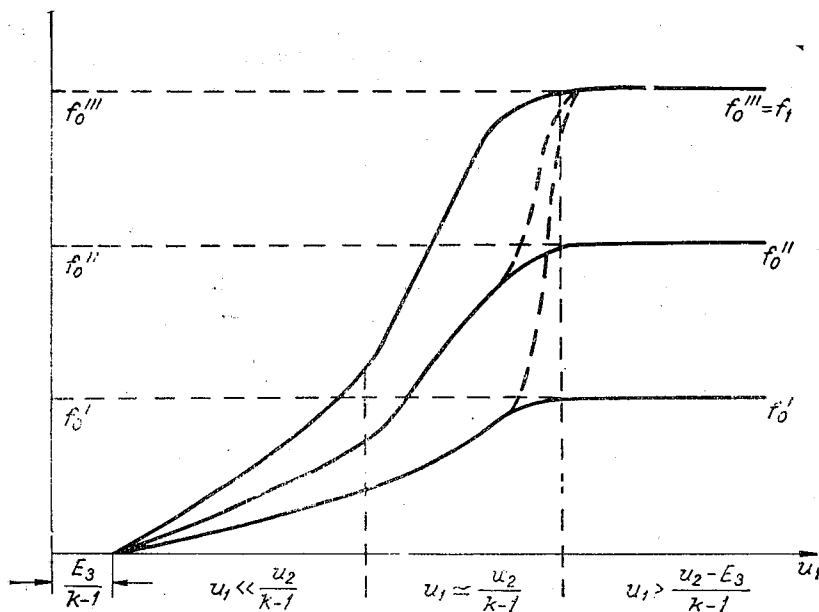


Рис. 3. Семейство частотных характеристик преобразователя.

Сделанное предположение верно при условии, что возрастающий участок переходной характеристики импульсного трансформатора $\tau_{ит}$ меньше длительности запускающих импульсов:

$$\tau_{ит} < \tau_1.$$

Нетрудно показать, что при выполнении обратного неравенства, т. е. при

$$\tau_{1 \max} < \tau_{ит} \quad (13)$$

коэффициент усиления импульсного напряжения может быть выражен из соотношения

$$k(\tau) \approx k \frac{\tau_1}{\tau_{ит}}. \quad (14)$$

При этом, как следует из выражений (6) и (10), могут быть получены линейные зависимости $u_3(\tau)$ и $\bar{f}_2(\tau)$.

4. Возможные применения устройства

Знание основных характеристик описываемого диодно-регенеративного преобразователя импульсных напряжений позволяет указать на некоторые возможные применения этого устройства в измерительной технике.

Чувствительный линейный детектор огибающей импульсного напряжения. Для работы устройства в качестве детектора огибающей импульсного напряжения может быть использован линейный участок амплитудной характеристики $u_3(u_1)$ — (6) при соблюдении условия (7а), обеспечивающего реализацию максимального динамического диапазона по входным сигналам (8).

Здесь уместно произвести количественную оценку для возможного максимального значения динамического диапазона, определяемого выражением (8).

Если учесть, что u_2 может составлять несколько десятков и даже сотню вольт, а величина E_3 — всего несколько десятых долей вольта [5], то легко видеть, что обеспечиваемый схемой динамический диапазон может достигать 40—50 дБ.

При этом следует подчеркнуть, что таким же будет динамический диапазон и выходных сигналов (оглибающей), так как во всем динамическом диапазоне сохраняется практически линейная зависимость выходного эффекта.

Инерцию детектора можно оценить постоянной времени (5), которая, как легко показать с помощью выражения (10), уменьшается с ростом входного сигнала u_1 . Эта инерция должна учитываться при использовании устройства в качестве детектора АИМ.

При синусоидальном модулированном сигнале

$$u_1 = u_{1m}(1 + m \cos \Omega_c t)$$

условие безынерционности детектора для частоты Ω_c имеет вид

$$R_1 C_2 \leq \frac{\sqrt{1-m^2}}{m \Omega_c}.$$

Для неискаженного выделения синусоидального сигнала необходимо соблюдать условия:

$$\frac{\tau_1}{\tau_3} \gg 1; \quad 1 \gg \frac{T_1 - \tau_1}{R_1 C_2} \gg \frac{m T \Omega_c}{2},$$

где

$$T = \frac{1}{f_1};$$

$$\tau_3 = C_1(r_d + r_r),$$

а r_d — сопротивление зарядного диода в прямом направлении; r_r — вносимое сопротивление диодного регенератора ($r_r = 1 \div 2$ ком).

Обеспечение практически линейной зависимости от единиц — десятков милливольт до единиц — десятков вольт входного импульсного сигнала при усилении выходного эффекта (огibaющей) в десятки раз является ценной особенностью описываемого устройства, работающего в качестве детектора огibaющей импульсного напряжения, выгодно отличающей его по сравнению с наиболее эффективными детекторами АИМ — пиковым детектором, пиковым детектором со сбросом и селектируемым пиковым детектором, обладающими низкой чувствительностью (десятые доли — единицы вольт) и коэффициентом передачи ($k_n \leq 1$).

Аналоговое интегрирующее (накопительное) устройство. Для работы устройства в режиме аналогового интегратора (накопителя) используется переходный режим, описываемый выражением (3).

Используя выражения (3) и (10), нетрудно показать, что в переходном режиме, когда удовлетворяются соотношения

$$R_1 C_2 \gg t, \quad R_1 C_1 f_2 \ll 1 \quad \text{и} \quad E_3 \ll u_1(k-1) \ll u_2$$

выходной эффект определяется соотношением

$$u_3 \simeq u_1(k-1) \frac{t}{R_1 C_2},$$

т. е. с точностью до постоянного множителя равен интегралу от входного сигнала.

Множитель $(k-1)$ характеризует усиление выходного эффекта устройством по сравнению с обычной интегрирующей цепью.

Частотомер. Для работы устройства в качестве частотомера используется установившийся режим работы на сугубо нелинейных участках в семействе амплитудных характеристик (6) при условии

$$R_1 C_1 f_1 \ll 1,$$

когда, согласно (6) и (6а), имеет место соотношение

$$u'_{3\infty} \simeq u_2 R_1 C_1 f_1 = f_1 \text{ const},$$

т. е. существует линейная зависимость выходного эффекта от частоты следования запускающих импульсов.

Преобразователь напряжение — частота. В качестве преобразователя импульсное напряжение — частота следования импульсов устройство можно использовать, работая на линейном участке частотной характеристики (10) при условии

$$u_1 \ll \frac{u_2}{k-1},$$

когда выражение (10) вырождается в (11), т. е. имеет место линейная зависимость частоты запусков f_2 диодно-регенеративного устройства от уровня входного импульсного сигнала u_1 .

Выходной продукт f_2 в этом случае может быть получен в виде импульсной последовательности, снимаемой с какой-либо из обмоток импульсного трансформатора (ИТ).

Делитель частоты с большим и регулируемым коэффициентом деления. Возможность работы устройства в режиме делителя частоты с весьма большим и регулируемым коэффициентом деления вытекает из уравнения (12) и возможности синхронизации частоты запусков f_2 частотой запускающих импульсов f_1 . Нетрудно видеть, что величина коэффициента деления при этом может быть получена очень большой:

$$k_1 = \frac{f_1}{f_2} \simeq f_1 R_1 C_1 \frac{u_2}{u_1(k-1) - E_3}.$$

При заданной частоте запускающих импульсов f_1 значение коэффициента деления может регулироваться либо с помощью параметров схемы $R_1 C_1$, либо регулировкой уровня входного сигнала u_1 .

Условия синхронизации при нестабильности питающих и входного напряжений у данного устройства лучше в силу существенно меньшего значения запирающего диод D_4 напряжения E_3 , которое намного меньше напряжения отсечки лампы E_{go} [2], [3], [11].

Цифровой интегратор. Возможность работы устройства в качестве узла цифрового интегратора также следует из уравнения (12), которое при условии $u_1(k-1) \gg E_3$ вырождается в соотношение

$$f_2 \simeq \frac{u_1(k-1)}{u_2} \frac{1}{R_1 C_1} = A u_1,$$

где

$$A = \frac{1}{R_1 C_1} \frac{(k-1)}{u_2} = \text{const.}$$

Если теперь подсчитывать импульсы, следующие с частотой f_2 , с помощью счетчика, то легко видеть, что показание счетчика за время T будет определяться выражением

$$N = \int_0^T f_2 dt = A \int_0^T u_1 dt,$$

т. е. с точностью до постоянного множителя равно интегралу от входного напряжения.

Аналоговый и цифровой вольтметр малых напряжений. Работая в режиме чувствительного детектора огибающей и цифрового интегратора, устройство может соответственно выполнять функции как чувствительного аналогового, так и цифрового измерителя импульсных напряжений.

Применение устройства в качестве аналогового измерителя постоянных импульсных напряжений очевидно, так как в этом случае ($m=0$):

$$u_1 = u_{1m} = \text{const}$$

и выходной эффект u_3 будет также постоянным напряжением, а все устройство в целом будет представлять собой автоматический компенсационный вольтметр.

Применение устройства в качестве узла цифрового вольтметра возможно вследствие того, что показания счетного устройства при

$$u_1 = \text{const} \quad \text{и} \quad T = \text{const}$$

будут пропорциональны измеряемому напряжению:

$$N = \int_0^T f_2 dt = Bu_1,$$

где

$$B = \frac{T(k-1)}{R_1 C_1} \frac{1}{u_2} = \text{const}.$$

Техническая модель нейрона. Описываемая схема диодно-регенеративного преобразователя импульсных напряжений в функциональном отношении может, по-видимому, явиться неплохой технической моделью нейрона.

Функциональная аналогия с нейроном у данной схемы должна быть глубже, чем, например, у известных триггерных моделей [8].

В основном эта аналогия проявляется:

1) в форме отдельных импульсов (спайков), генерируемых схемой [7];

2) в характере реакции схемы на различные входные сигналы (возбуждения) [1], [7];

3) в разнообразии вычислительных операций, выполняемых схемой (вычислительная ритмика нейрона) [1].

Не останавливаясь здесь на этих аналогиях, которые заслуживают отдельного и более обстоятельного рассмотрения, приведем лишь некоторые осциллограммы выходного напряжения схемы, иллюстрирующие эту аналогию.

Так, на рис. 4 показаны осциллограммы выходного напряжения схемы диодно-регенеративного преобразователя при воздействии на ее входе непрерывной импульсной последовательности с постоянной частотой следования импульсов и соответственно возрастающей их величиной.

На рис. 5 показаны осциллограммы выходного напряжения при прерывистом воздействии импульсной последовательности с постоянной частотой следования импульсов и соответственно возрастающей их величиной.

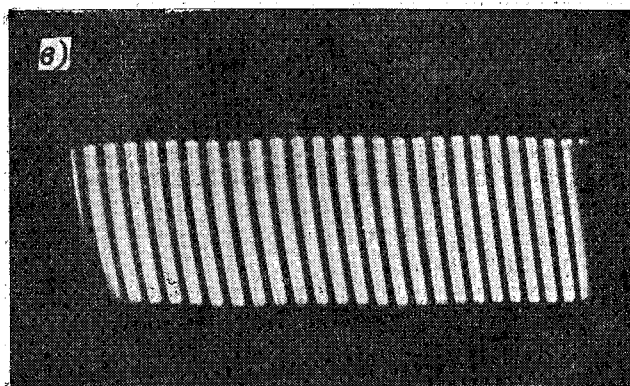
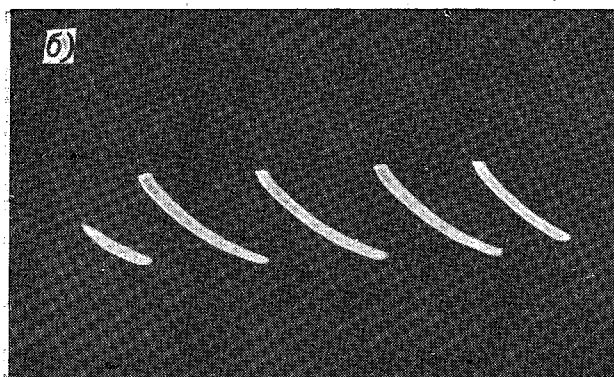
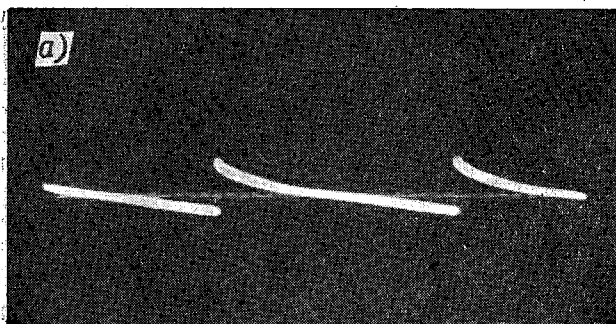


Рис. 4. Осциллограммы выходного напряжения преобразователя при непрерывном воздействии импульсов на его входе.

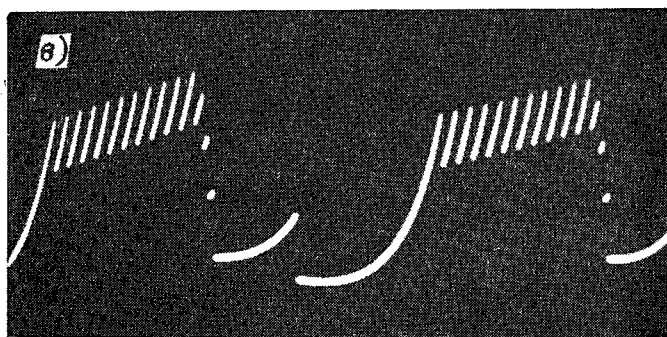
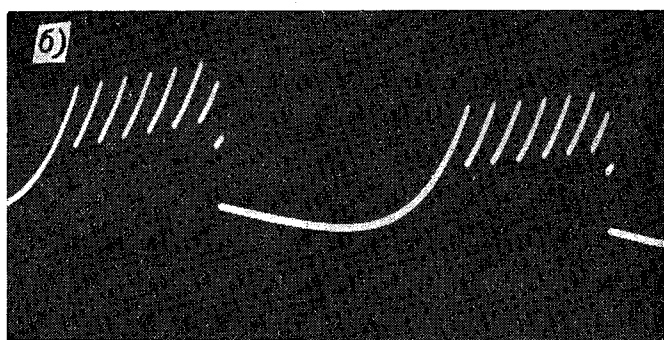
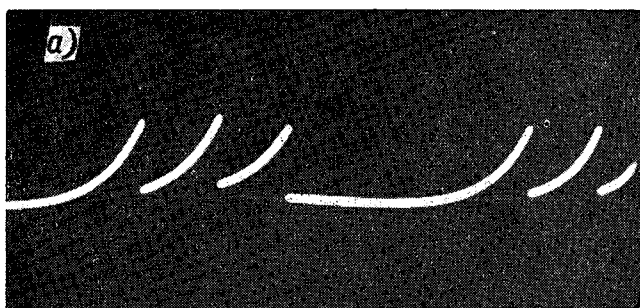


Рис. 5. Осциллограммы выходного напряжения преобразователя при прерывистом воздействии импульсов на его входе.

5. Зависимость основных характеристик от питающих напряжений

Амплитудная характеристика. Нестабильность амплитудной характеристики устройства диодно-регенеративного преобразователя, связанная с нестабильностью питающих напряжений, определяется зависимостью от питающих напряжений величин E_3 , k и u_2 (см. выражение (6)).

Величина E_3 определяет начало амплитудной характеристики, т. е. чувствительность устройства, и незначительно, особенно когда выполняется соотношение

$$u_1(k-1) \gg E_3,$$

влияет как на саму амплитудную характеристику, так и на ее нестабильность, связанную с нестабильностью питающих напряжений, если запирающее напряжение создается с помощью потенциометрического делителя. Для уничтожения зависимости запирающего напряжения E_3 от питающих напряжений целесообразно в качестве диодов D_4 применять кремниевые диоды. В этом случае в качестве запирающего напряжения служит внутреннее запирающее напряжение диода, независимое от питающих напряжений.

Величина k определяет как начало, так и наклон амплитудной характеристики, т. е. усиление устройства, и зависит от питающих напряжений только постольку, поскольку от них зависят параметры лампы.

Оценим эти зависимости. Величина k определяется выражением (1a):

$$k \cong \frac{\mu \frac{R_g}{n}}{R_i + \frac{R_g}{n^2}}.$$

Для триода обычно выполняется соотношение

$$R_i \ll \frac{R_g}{n^2}$$

и

$$k \cong \mu n.$$

Таким образом, определяющим параметром является коэффициент усиления лампы, который, хотя и является наиболее стабильным ее параметром, все же зависит от питающих напряжений в силу неодинакового действия напряжений на аноде и сетке на величину управляющего электростатического поля по всей поверхности катода из-за влияния держателей электродов и краевого эффекта.

Однако эта зависимость становится пренебрежимо малой в области больших катодных токов лампы, т. е. при значительных на-

пряжениях на аноде и малых напряжениях смещения на сетке лампы, когда потенциальный минимум у катода незначителен [2], [11].

При этом относительные изменения коэффициента усиления лампы могут быть в десятки раз меньше относительных изменений питающих напряжений.

Величина u_2 определяет верхний предел амплитудной характеристики, т. е. наибольшее значение выходного напряжения устройства u_3 и, таким образом, динамический диапазон по входным сигналам. Величина u_2 может быть оценена произведением

$L_1 \frac{di_a}{dt}$ и, следовательно, зависит от значения начального тока,

т. е. от напряжения питания. Для стабилизации величины u_2 следует либо стабилизировать питание или анодный ток, либо применять специальные меры по стабилизации непосредственно величины u_2 (ограничение с помощью стабилитрона и т. п.).

На основании сказанного можно заключить, что наиболее важные участки амплитудной характеристики устройства — начальный и линейный — обладают наибольшей стабильностью и могут практически не зависеть от питающих напряжений.

Стабильность нелинейного участка, важного при работе устройства в качестве частотомера, может быть повышена указанными методами.

Частотная характеристика. Стабильность частотной характеристики устройства (выражение (10)) зависит от стабильности тех же величин E_3 , k , u_2 , а также параметров $R_1 C_1$.

Как и прежде, величины E_3 и k определяют начало частотной характеристики. Однако дальнейший ход ее определяется всеми указанными характеристиками и, следовательно, здесь можно ожидать худшую стабильность, чем для случая амплитудной характеристики. Особое значение здесь имеет стабильность величины u_2 .

На основании сказанного и выражения (10) можно заключить, что для наиболее важного линейного участка частотной характеристики, когда удовлетворяется соотношение

$$u_1(k-1) \ll u_2,$$

нестабильность частотной характеристики, связанная с нестабильностью питающих напряжений, не превосходит нестабильности последних и может быть снижена уже упомянутыми методами.

На менее важном нелинейном участке частотной характеристики, когда

$$u_1(k-1) \approx u_2,$$

нестабильность ее от питающих напряжений возрастает вследствие значительных колебаний дроби (10) при сравнительно небольших изменениях величины u_2 .

6. Экспериментальные данные

С целью экспериментальной проверки описанной выше схемы диодно-регенеративного преобразователя импульсных напряжений было собрано несколько макетов и сняты их основные характеристики.

На рис. 6 представлено семейство амплитудных характеристик диодно-регенеративной схемы, собранной согласно принципиальной схеме рис. 1 и имевшей следующие значения параметров:

$$\begin{aligned} C_1 &= 200 \text{ пкф}; & n &= 1; \\ C_2 &= 0,1 \text{ мкф}; & E_3 &\approx 0,2 \text{ в}; \\ C_3 &= 100 \text{ пкф}; & u_2 &\approx 100 \text{ в}; \\ R_1 &= 1 \text{ Мом}; & L &\text{— лампа 6Н1П}; \\ R_2 &= 100 \text{ ком}; & D_1, D_2 &\text{— диод Д2Ж}; \\ k &= 15; & D_3, D_4 &\text{— диод Д102.} \end{aligned}$$

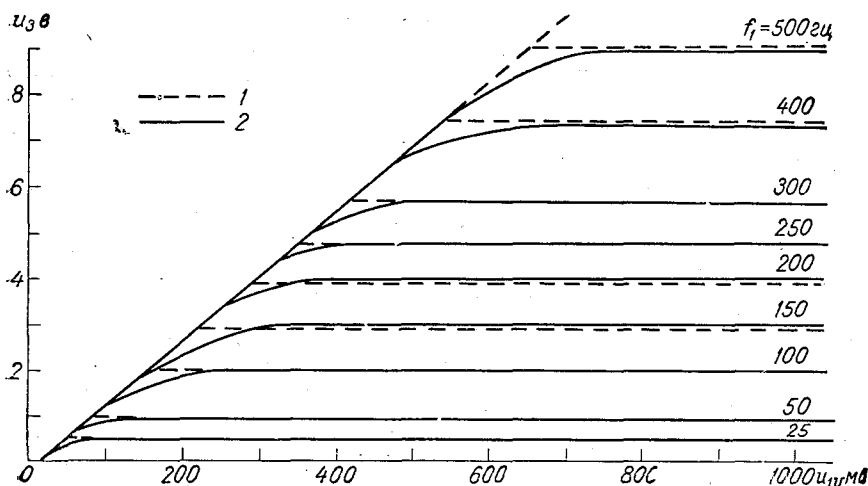


Рис. 6. Семейство амплитудных характеристик преобразователя.

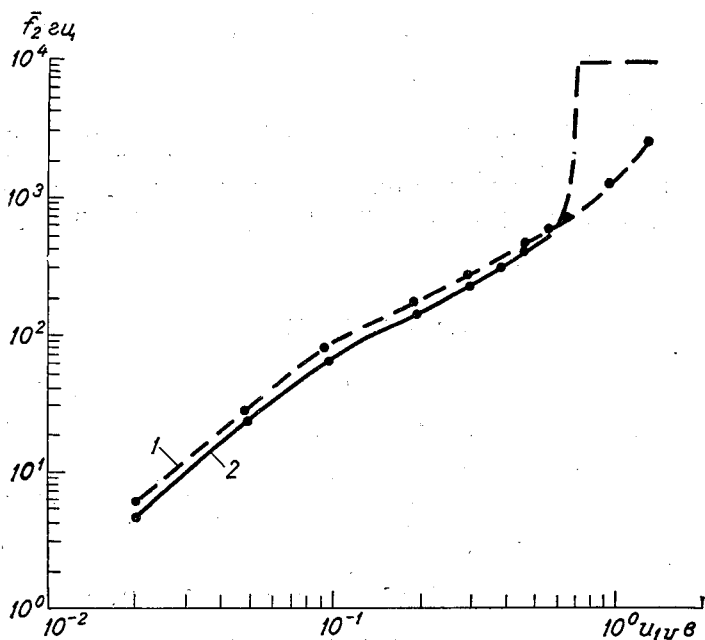
1 — расчетные кривые, 2 — экспериментальные кривые.

Здесь непрерывными линиями изображены экспериментальные кривые амплитудных характеристик, а пунктирными — амплитудные характеристики, полученные расчетным путем с помощью формулы (6), конкретный вид которой имеет следующий вид:

$$\left. \begin{aligned} u_3 &= u_1 \cdot 14 - 0,2 & \text{при } u_3 < u_{3\infty} \\ u_3 &= u_{3\infty} = \frac{2 \cdot 10^{-2} f_1}{1 + 2 \cdot 10^{-4} f_1} & \text{при } u_3 \geq u_{3\infty} \end{aligned} \right\}$$

Из рис. 6 следует, что расхождение между экспериментальными и расчетными кривыми незначительно.

На рис. 7 представлены экспериментальная и расчетная (формула (10)) кривые частотной характеристики для схемы, имевшей следующие значения параметров: $\frac{1}{R_1 C_1} = 1800 \text{ сек.}^{-1}$, $k \approx 17$, $E_3 \approx 0,2 \text{ в}$, $u_2 \approx 40 \text{ в}$.



Вис. 7. Частотная характеристика преобразователя.
1 — расчетная кривая, 2 — экспериментальная кривая.

Конкретная расчетная формула имеет следующий вид:

$$\bar{f}_2 = \frac{u_1 \cdot 16 - 0,2}{40 - u_1 \cdot 16 + 0,2} \cdot 1800.$$

Как следует из рис. 7, расхождения между экспериментальной и расчетной кривыми заметны лишь в области больших значений входных напряжений ($u_1 \approx \frac{u_2}{k-1}$), когда дробь выражения (10) сильно возрастает из-за резкого уменьшения ее знаменателя.

Динамический диапазон по входному (и выходному) сигналу возрастает с ростом величины u_2 и сравнительно легко может быть получен близким к 50 дБ.

Зависимость основных характеристик схемы от питающих напряжений была незначительной, и отклонения находились в пределах, указанных в п. 5.

Температурная стабильность схемы была несколько худшей (отклонения основных характеристик в диапазоне температур от $+15$ до $+60^{\circ}\text{C}$ составляли: для амплитудной характеристики около $0,25\%$ на 1°C , для частотной около $0,7\%$ на 1°C), но могла быть улучшена более тщательным подбором элементов схемы.

Заключение

Можно надеяться, что описанный вариант достаточно простого и универсального диодно-регенеративного преобразователя импульсных напряжений может оказаться полезным как в практике обработки радиометеорологических сигналов, так и в других областях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антомонов Ю. Г. Системы, сложность, динамика. «Наукова Думка», Киев, 1969.
2. Бекк А. Электронные лампы. Теория и конструкция. Изд-во «Советское радио», 1958.
3. Гоноровский И. С. Основы радиотехники. Связьиздат, 1957.
4. Жупахин К. С., Жупахин В. С. Блокинг-генератор в ждущем режиме с малым запускающим напряжением. Вопросы радиоэлектроники, серия X, вып. 4, 1961.
5. Жупахин К. С., Жупахин В. С. Об одном способе разрыва цепи обратной связи в некоторых автоматических электронных устройствах. Радиотехника, т. 18, № 8, 1963.
6. Карандеев К. Б., Пучкин Б. И. Бионика и измерения. Измерительная техника, № 4, 1964.
7. Кондратьева И. И., Кондратьев Е. Н. Нейрон отвечает на сигнал. Изд-во «Наука», М., 1967.
8. Крайзмер Л. П. Бионика. Госэнергоиздат, М., 1969.
9. Тарасенко Ф. П. Введение в курс теории информации. Изд. ТГУ, 1963.
10. Хинчин А. Я. Работы по математической теории массового обслуживания. Физматгиз, М., 1963.
11. Хлебников Н. Н. Электронные приборы. Изд-во «Связь», М., 1966.

Ю. П. СУМИН, Я. М. ШВАРЦ

ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ В ОКРЕСТНОСТЯХ КУЧЕВЫХ ОБЛАКОВ, ПОДВЕРГНУТЫХ ВОЗДЕЙСТВИЮ

В работах по исследованию развития облаков мощной конвекции, выполненных И. М. Имянитовым, М. М. Куликом и А. П. Чуваевым [1, 2, 3] в начале пятидесятих годов, и, прежде всего, опытами по регулированию их развития [2, 3, 4] было впервые экспериментально доказано, что процессы интенсивной и упорядоченной электризации в переохлажденных кучевых облаках начинают активно развиваться после появления в них ледяных частиц, а затем частиц осадков.

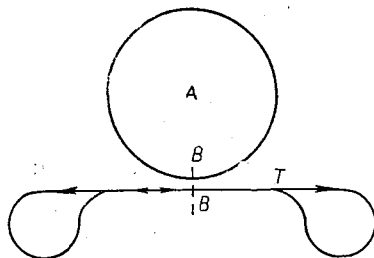
В связи с принципиальной возможностью получения дополнительной информации о процессах электризации в облаках в 1969 г. во время полетов над территорией Восточной Сибири и Прибалтики были произведены измерения электрического поля вблизи облаков, подвергнутых активному воздействию. Опыты проводились по несколько иной методике, чем описанная в [2].

Целью воздействия было стимулирование выпадения осадков из облаков. В качестве реагента использовались иодистые соединения серебра и свинца в пиротехнических составах.

Полеты совершались на самолете-лаборатории ИЛ-14, оборудованном электрометеорографом, регистраторами электропроводности воздуха и напряженности электрического поля в двух местах фюзеляжа. Можно было измерять водность облака и его

Рис. 1. Схема полета самолета в окрестности облака в плане.

А — облако, Т — траектория полета самолета, ВВ — линия траверса ближней к самолету точки облака.



микроструктуру методом Зайцева. По данным измерений напряженности электрического поля по известной апробированной методике [5] рассчитывались вертикальная составляющая градиента потенциала E электрического поля атмосферы и собственный электрический заряд самолета.

Методика проведения опытов была следующей. Выбиралось облако, подходящее для воздействий по критериям, указанным

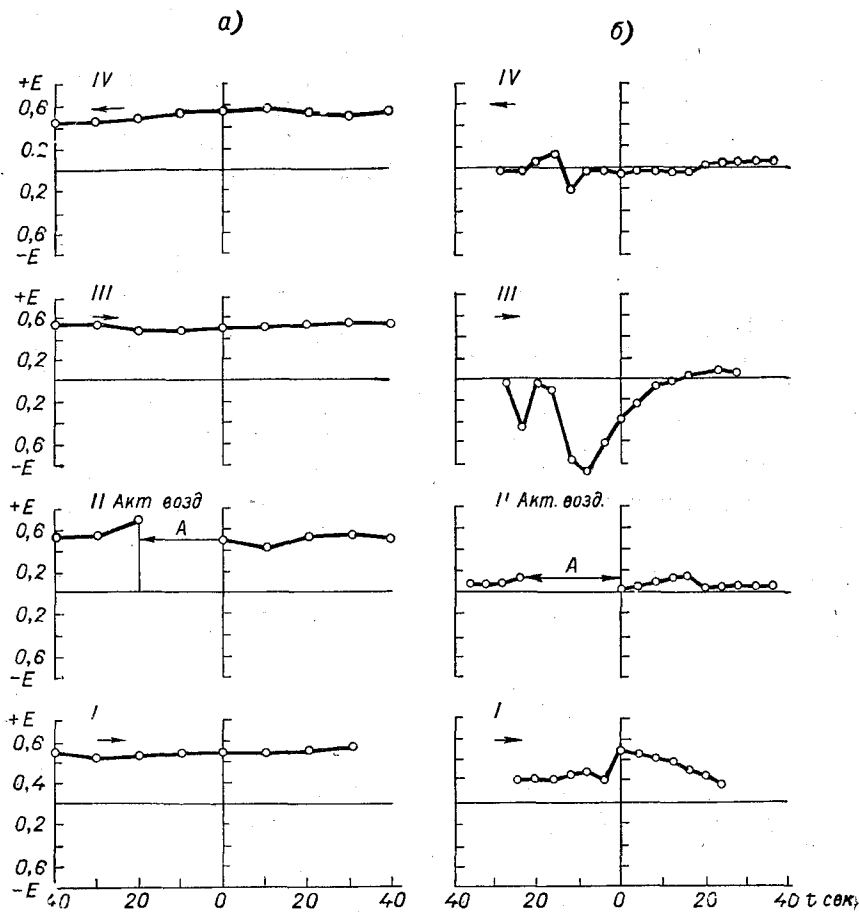


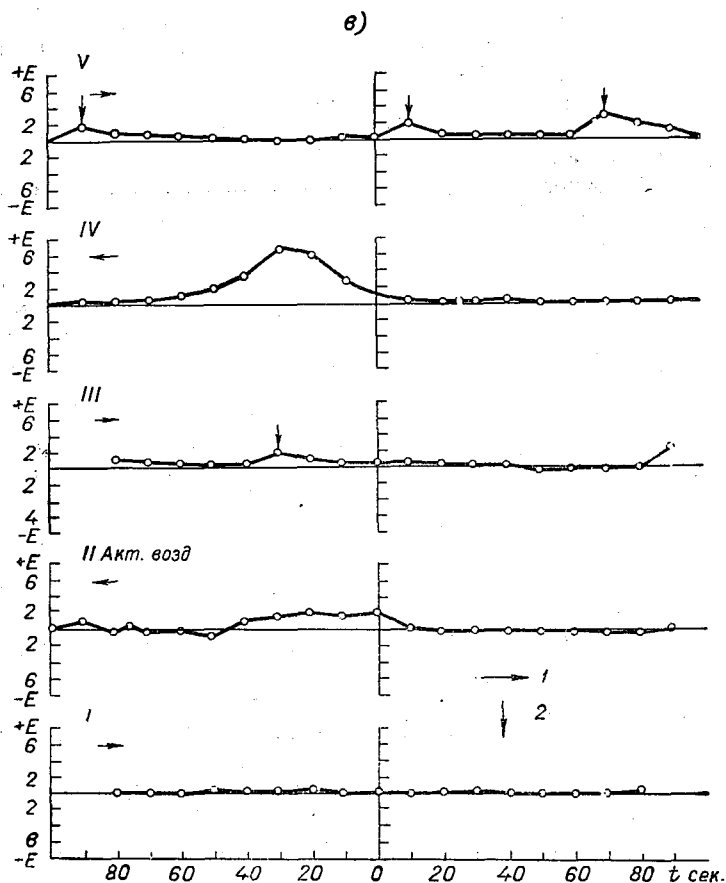
Рис. 2. Изменение хода вертикальной составляющей атмосферы после

а — Братск, 24/VI 1969 г. Высота полета 2,9 км, скорость 230 км/час. Время ственно 11 час. 22 мин. 30 сек., 11 час. 27 мин., 11 час. 30 мин. 30 сек., та 3,7—3,8 км, скорость 240 км/час. Время траверсов ближней точки облака во 37 мин., 14 час. 42 мин. 30 сек., 14 час. 45 мин. 30 сек. v — 125 км юго-восточнее траверсов ближней точки облака во время I, II, III, IV и V проходов 30 сек., 13 час. 47 мин.,

I — направление движения самолета, 2 — изменение поля, обусловленное данными изъяты из-за влияния

в [6]. Самолет занимал эшелон, соответствующий температуре окружающего воздуха около -7°C . Практически воздействие производилось в районе верхней части облака, несколько ниже его верхней границы. Совершались проходы возле облака по схеме рис. 1. Максимальное приближение самолета к облаку должно было составлять 25—50 м.

На втором проходе в момент наибольшего приближения



градиента потенциала E (в/см) электрического поля воздействия на Cu cong .

траверсов ближней точки облака во время I , II , III и IV проходов соответственно 11 час. 35 мин. (время поясное). б — Нижне-Илимск, 21/VI 1969 г. Высота полета соответственно 14 час. 32 мин. 30 сек., 14 час. 33 мин. 30 сек., 14 час. 34 мин. 30 сек., 14 час. 35 мин. 30 сек. Таллина, 14/VIII 1969 г. Высота полета 4,7 км, скорость 240 км/час. Время соответственно 13 час. 29 мин. 30 сек., 13 час. 33 мин. 30 сек., 13 час. 40 мин. 13 час. 53 мин.

грозовыми разрядами, происходящими вдалеке от исследуемого облака; А — зарядения самолета при выстреле.

к облаку выстреливался пиропатрон или ракета, содержащие реагент. Всего совершалось четыре-пять проходов. Для получения чистой картины изменения электрического поля пилот во время проходов избегал заходить даже в небольшие облачные образования.

Было выполнено пять опытов, из которых в трех случаях осадки из облака не выпадали, а в двух случаях после активного воздействия пошел дождь.

На рис. 2 а представлено изменение хода E в одном из опытов, когда осадки из облака вызвать не удалось. На этом рисунке приближение и удаление самолета от облака представлено в единицах времени t полета самолета от траверса ближней точки облака. Траверс этой точки соответствует $t=0$. Естественно, что момент траверса определялся приближенно. Градиент потенциала не менялся при подходе к облаку. Это говорит об отсутствии упорядоченной электризации у облака.

Поясним это обстоятельство подробнее. В процессе упорядоченной электризации, охватывающей хотя бы большую часть конвективного облака (причиной электризации может явиться, например, выпадение в целом одноименно заряженных осадков), происходит образование либо одно, либо двух, либо трехзарядного облака. Как показано в [3], в этом случае величина E на удалении r от центра облака пропорциональна величине $1/r^n$, т. е. имеет четко выраженный пространственный ход. Такой ход отсутствует на рис. 2 а.

После воздействия было совершено еще два прохода. Характер изменения электрического поля остался прежним. Точно так же вел себя градиент потенциала во время второго и третьего опытов по активным воздействиям, имевших аналогичный результат.

Совершенно иное положение складывалось в успешных опытах по активному воздействию. На рис. 2 б и 2 в представлены соответствующие результаты измерений. Отчетливо видно появление относительно больших значений E на третьем проходе (рис. 2 б) и четвертом проходе (рис. 2 в) и плавного закономерного изменения E вдоль траектории полета. Причиной этого является образование упорядоченной электрической структуры подвергнутого воздействию облака через 5—10 мин. после введения реагентов в него. Так же отчетливо прослеживается уменьшение значений E во время перехода облака в фазу диссипации после выпадения осадков (IV проход на рис. 2 б, V проход на рис. 2 в).

Перейдем к интерпретации явлений. Частица реагента, попадая в облако, сначала растет путем сублимации, превращаясь в ледяной кристалл. Кристалл достигает критического размера, после чего начинается его падение и активный рост путем коагуляции с встречающимися жидкими частицами. Первый этап роста занимает примерно 100 секунд. Из экспериментальных данных видно, что процесс электризации облака активно развивается именно на втором этапе роста частиц. К сожалению, имеется слишком мало

данных, чтобы осуществить более точную привязку времени возникновения электрического поля возле облака к более определенной стадии укрупнения частиц в облаке.

Приведенные данные подтверждают высказанные соображения [7] о том, что процесс упорядоченной электризации переохлажденных конвективных облаков тесно связан с процессом образования осадков в этих облаках.

Существует другая точка зрения, согласно которой организованная электризация облаков предшествует появлению частиц осадков. В этой гипотезе, развитой Воннегатом [8] и поддерживаемой иногда другими исследователями [9], значительное место уделяется переносу конвективными потоками объемного заряда из подоблачных слоев в количестве, достаточном в конечном счете для образования выраженного облачного электрического диполя.

Однако в наших, правда, немногочисленных измерениях электрического поля вблизи конвективных облаков активного действия такого процесса заметить не удалось. Напомним, что многочисленные критические замечания по поводу действенности упомянутого механизма электризации облаков высказывались на IV Конференции по электричеству атмосферы в Монтре.

Другой существенной особенностью результатов проведенных опытов является появление электрического поля разной полярности после воздействия. Факт появления заряженных облаков разной полярности (положительный заряд наверху, отрицательный внизу и наоборот) отмечался другими исследователями, например [5, 10], однако причины этого остаются невыясненными, хотя понимание причин, очевидно, означало бы существенный шаг вперед в познании процессов электризации облаков. Опыты по воздействиям на конвективные облака, по-видимому, помогли бы понять условия, способствующие появлению облачного электрического диполя той или иной полярности, что несомненно способствовало бы раскрытию физики ее процесса точно так же, как подобные опыты смогли указать, среди каких механизмов следует искать основной механизм электризации переохлажденных конвективных облаков.

ВЫВОДЫ

1. Упорядоченная электризация в переохлажденных конвективных облаках интенсивно развивается после появления ледяной фазы и частиц осадков в них.
2. Процессы упорядоченной электризации в переохлажденных конвективных облаках могут приводить к различному (по полярности), зарядению облаков.
3. Дальнейшее проведение активных воздействий на конвективные облака с одновременным измерением электрических и метео-

рологических характеристик внутри облаков и в их окрестности полезно для раскрытия природы процессов электризации облаков.

4. Электрическое поле может явиться одним из индикаторов состояния облаков при активных воздействиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Имянитов И. М., Кулик М. М., Чуваев А. П. Опыт исследования грозовых зон в южных районах Европейской территории Союза ССР и в Закавказье. Тр. ГГО, вып. 67, 1957.

2. Имянитов И. М., Кулик М. М., Чуваев А. П. Предварительные данные об опытах по регулированию развития и изменения электрического состояния облаков мощной конвекции в южных районах Европейской территории Союза ССР и в Закавказье. Тр. ГГО, вып. 67, 1957.

3. Имянитов И. М., Чуваев А. П. К вопросу об основных процессах, ведущих к электризации в грозовых облаках. Тр. ГГО, вып. 67, 1957.

4. Имянитов И. М., Чуваев А. П. Об основном механизме электризации грозовых облаков. Метеорология и гидрология, № 4, 1955.

5. Имянитов И. М., Чубарина Е. В. Электричество свободной атмосферы. Гидрометеиздат, Л., 1965.

6. Громова Т. Н., Сумин Ю. П. О применении сернистой меди для воздействия на переохлажденные конвективные облака. Тр. ГГО, вып. 224, 1968.

7. Воркман Е. Электричество гроз. В сб. «Проблемы атмосферного электричества». Гидрометеиздат, Л., 1969.

8. Воннегат Б. Теория образования гроз. В сб. «Проблемы атмосферного электричества». Гидрометеиздат, Л., 1969.

9. Storeb P. B. The thunderstorm as an electrical generator. Ann. Meteorol. No. 4, 97, 1969.

10. Камалдина И. И. Об изменении электрической структуры кучево-дождевых облаков в процессе их развития. Тр. ГГО, вып. 225, 1968.

Г. И. ОСИПОВА

РАЗВИТИЕ ОБЛАЧНОСТИ В СВЯЗИ С ВЛАГОСОДЕРЖАНИЕМ И ПЕРЕНОСАМИ ВЛАГИ В АТМОСФЕРЕ

Введение

В исследованиях, касающихся влагооборота [1, 2, 3], установлена связь осадков с относительной влажностью, влагосодержанием и переносами влаги в атмосфере. Но невыясненной осталась связь влагосодержания, переносов влаги и других характеристик влагооборота с одним из его звеньев — облачностью, которая до сих пор не учитывалась.

Учет облачности в связи с составляющими влагооборота важен и в прогностических целях и в целях осуществления искусственных воздействий на облака. Особенно необходим учет облачности, при которой возможно выпадение естественных и искусственных осадков.

Однако методика исследования облачности по градациям, принятым в климатологической обработке, не отражает связи облачности с осадками, а использование четырехсрочных наблюдений недостаточно для определения появляющихся осадкообразующих облаков.

Кроме того, рассмотрение условий, благоприятных для развития облачности, требует также учета конкретных синоптических процессов в отдельных пунктах и для отдельных дней. По этой причине и вычисленные характеристики влагооборота необходимо рассматривать именно для таких условий, а не для определенных календарных периодов — месяца, декады и т. п., как это обычно делается.

Задачей настоящей работы является выяснение зависимости развития облачности от влагосодержания и переносов влаги в атмосфере.

Для исследования этого вопроса привлекались учащенные наблюдения за облачностью и рассматривались синоптические

условия отдельных дней в конкретных пунктах юга Европейской территории СССР.

Влагосодержание и переносы влаги вычислялись для времени активного развития облаков, т. е. по данным дневного срока радиозондирования, за каждый день.

В связи с тем, что осадки фактически выпадают в данном пункте, начиная со значений облачности 6/6 баллов и более, в работе рассматривалась облачность по градациям: 0/0—2/2, 3/3—5/5, 6/6—10/10 баллов по 12-срочным наблюдениям. К дням с облачностью этих градаций относились такие дни, когда в один и более сроков наблюдения была отмечена такая облачность.

Поскольку задачей работы является рассмотрение влагосодержания и переносов влаги не для расчета влагооборота на определенной территории, а для выяснения вопроса о связи с ними развития облачности, то эти характеристики рассмотрены для небольшого числа пунктов, расположенных в различных частях юга ЕТС — Киева, Ростова-на-Дону, Саратова.

Пункты выбраны в разных частях территории в связи с тем, что и количество осадков и облачность в них заметно различаются для одного и того же месяца. Так, например, в Киеве норма осадков в июне составляет 80 мм, в Ростове-на-Дону — 64 мм, в Саратове — 41 мм.

Для получения заметных различий во влагосодержании и переносах влаги были выбраны 1957 и 1958 гг., аномальные по осадкам в летний месяц (июнь).

Некоторые особенности составляющих влагооборота в рассматриваемые периоды

В рассматриваемые годы количество осадков различалось очень сильно, особенно в Ростове-на-Дону и в Саратове. При этом необходимо отметить, что количество осадков в настоящей работе приводится без поправок, поскольку в данном случае важно учесть только их относительные значения.

В Саратове в июне 1957 г. осадки составляли лишь 37% нормы, в Ростове-на-Дону — 67%, тогда как в 1958 г. в Саратове осадки составляли 167% нормы, а в Ростове-на-Дону — 223% (табл. 1). Лишь в Киеве в 1957 г. количество осадков было около нормы, в 1958 г. — ниже нормы.

Большие различия в эти годы были также в числе дней с осадками во всех рассматриваемых пунктах, а именно число дней с осадками в июне 1958 г. в два раза и более превосходило число дней с осадками в июне 1957 г. (табл. 1).

Такие различия в увлажнении объясняются различиями в процессах циркуляции на рассматриваемой территории. Существует определенная зависимость количества осадков от преобладающего в данном месяце положений восточноевропейской ветви полярного

фронта и от особенностей расположения форм высотного барического поля [4] в данном районе и в сопредельных с ним районах.

В июне, по средним данным, восточноевропейская ветвь полярного фронта проходит от Керченского пролива на Ростов-на-Дону, Борисоглебск, Горький. В июне 1957 г. она проходила чаще всего по северо-западу ЕТС — от Минска до Архангельской области [4]. В это время юг ЕТС находился под воздействием отрогов субтропического максимума или под воздействием холодных арктических вторжений. В результате число дней с антициклоническим режимом погоды в Киеве составляло 18, в Ростове-на-Дону — 21, в Саратове — 20.

Таблица 1

Количество осадков (мм) и число дней с осадками

Характеристика осадков	Киев		Ростов-на-Дону		Саратов	
	1957 г.	1958 г.	1957 г.	1958 г.	1957 г.	1958 г.
Количество осадков	75	50	43	143	16	72
мм	94	62	67	223	37	167
(% от нормы)						
Число дней с осадками (числитель) и % от нормы (знаменатель)	8 57	17 123	3 21	10 71	9 64	15 107

В июне 1958 г. полярный фронт проходил восточнее его среднего положения — от Кутаиси на Элисту, восточнее Волгограда и Горького. Таким образом, весь юг ЕТС находился во фронтальной зоне и циклоны проходили здесь своими центральными частями. В результате число дней с циклоническим режимом погоды в июне 1958 г. в Киеве достигало 22, в Ростове-на-Дону — 13, в Саратове — 12. В связи с этим число дней с фронтами и фронтальной облачностью в 1958 г. было почти в 1,5 раза больше, чем в 1957 г.

Несмотря на преобладание в июне 1958 г. в Киеве циклонической циркуляции и очень большого числа проходивших фронтальных разделов (25 дней), количество осадков составляло всего 62% нормы (50 мм). Это свидетельствует о малой активности фронтов; в значительном числе дней с фронтальной облачностью осадки из нее не выпадали. Число дней, когда наблюдалась фронтальная облачность и не выпадали осадки, равнялось 7. В случаях выпадения фронтальных осадков в Киеве в июне 1958 г. они были малы по количеству. Наибольшее количество осадков в эти дни составляло 4,2 мм.

Число дней с облачностью 6/6—10/10 баллов во всех рассматриваемых пунктах было значительным за оба года, особенно велико

оно было в 1958 г. (табл. 2). Эта облачность на $\frac{2}{3}$ была фронтальной и на $\frac{1}{3}$ — внутримассовой.

Число ясных (0/0—2/2 балла) и полужасных (3/3—5/5 баллов) дней в 1957 г. было несколько больше, чем в 1958 г.

Вычисленное среднее за месяц влагосодержание в засушливом году было в рассматриваемых пунктах сравнительно небольшим и составляло в Ростове-на-Дону 18,4 кг/м², в Саратове 20,1 кг/м², в Киеве 20,5 кг/м². Во влажном году оно было выше, чем в засушливом, и составляло в Ростове-на-Дону 26,8 кг/м², в Саратове 23,3 кг/м², в Киеве 23,2 кг/м².

Таблица 2.

Число дней с облачностью различных градаций						
Облачность (баллы)	Киев		Ростов-на-Дону		Саратов	
	1957 г.	1958 г.	1957 г.	1958 г.	1957 г.	1958 г.
0—2	3	0	11	3	4	2
3—5	5	4	7	1	6	6
6—10	22	26	12	26	20	22

Сравнение полученных по влагосодержанию данных с многолетними показывает, что влагосодержание даже во влажный год было меньше среднего многолетнего значения во всех рассматриваемых пунктах.

Средняя многолетняя величина влагосодержания составляет в Ростове-на-Дону 30 кг/м², в Саратове 25 кг/м², в Киеве 28 кг/м².

По данным А. С. Григорьевой [5], в засушливом 1946 г. влагосодержание на юге Европейской территории СССР было меньше (21,6 кг/м²), чем во влажном 1945 г. (22,2 кг/м²). Однако для средних по увлажнению лет (1947 и 1948 гг.) по расчетам А. С. Григорьевой, влагосодержание получилось 26,2 кг/м², т. е. больше, чем в более сухих и более влажных годах (1945 и 1946). Это говорит о том, что иногда над некоторым районом может проноситься много влаги, но она не выпадает в виде осадков.

Перенос влаги в среднем за месяц в более влажном году так же, как и влагосодержание, был больше (в Ростове-на-Дону 211,1 кг/м·сек., в Киеве 112,9 кг/м·сек.), чем в засушливом или более сухом районе (в Ростове-на-Дону 123,5 кг/м·сек., в Киеве — 110,3 кг/м·сек.). Лишь в Саратове перенос влаги в засушливом 1957 г. был больше (193,5 кг/м·сек.), чем во влажном 1958 г., когда он достигал только 154,4 кг/м·сек. Это было связано с выходом в 1957 г. в течение нескольких дней циклонов из районов Каспийского и Черного морей, которые, принеся чрезвычайно влажный воздух, не оказали значительного влияния на увеличение осадков. Такой факт указывает на то, что над Нижним Поволжьем в 1957 г.

не было достаточных условий для реализации большого количества приносимой влаги.

Приведенные данные показывают, что осадки связаны не только с влагосодержанием и переносами влаги, но главным образом с конкретными синоптическими процессами, благоприятствующими развитию облаков и выпадению осадков из них. Поэтому в зависимости от синоптических условий влагосодержание атмосферы и переносы влаги могут изменяться в несколько раз ото дня ко дню.

Средние значения влагосодержания и переносов влаги, вычисленные для различных синоптических условий независимо от градаций облачности показывают (табл. 3), что влагосодержание и переносы влаги в антициклонах при внутримассовой облачности меньше, чем при облачности, связанной с фронтами. При внутримассовых условиях влагосодержание в среднем не превышало 21 кг/м^2 , а переносы влаги были не более $166 \text{ кг/м} \cdot \text{сек}$. При прохождении фронтов по периферии антициклонов среднее влагосодержание и переносы влаги в рассматриваемых пунктах резко возрастали. Наибольшее среднее значение влагосодержания достигало 28 кг/м^2 , переносов — $237 \text{ кг/м} \cdot \text{сек}$.

Т а б л и ц а 3

Среднее влагосодержание ($W \text{ кг/м}^2$) и переносы влаги ($P \text{ кг/м} \cdot \text{сек}$) при различных синоптических условиях в июне

Год	Киев		Ростов-на-Дону		Саратов	
	W	P	W	P	W	P
Внутримассовые условия в антициклоническом поле						
1957	21,0	69,6	15,8	88,3	14,5	126,2
1958	10,7	99,9	19,6	165,8	17,2	131,1
Фронтальные зоны на периферии антициклонов						
1957	27,4	193,1	22,8	213,8	26,5	232,4
1958	28,3	128,4	33,4	237,9	18,2	139,1
Передняя часть циклонов и ложбин						
1957	29,7	168,1	23,1	179,9	33,5	409,6
1958	23,9	117,6	25,7	249,9	27,7	184,4
Тыл циклонов и ложбин						
1957	16,8	96,3	16,8	152,6	17,3	196,5
1958	19,2	93,5	23,7	296,0	22,3	127,2
В среднем за месяц						
1957	23,2	112,9	18,4	26,8	20,1	23,3
1958	21,5	110,3	123,5	211,1	193,5	154,4

Еще более высокие значения влагосодержания и переносов влаги имел воздух в передних частях циклонов. Здесь наибольшие средние значения были для влагосодержания $33,5 \text{ кг/м}^2$ и для переносов влаги $409,6 \text{ кг/м} \cdot \text{сек}$.

В тылу циклонов и ложбин влагосодержание и переносы влаги были меньше, чем в передних частях. Среднее влагосодержание в таких случаях не превышало $23,7 \text{ кг/м}^2$, а переносы влаги в среднем были не выше $197 \text{ кг/м} \cdot \text{сек}$.

Эти заметные различия во влагосодержании и переносах влаги получились при рассмотрении средних данных даже при синоптических условиях, учитывающих только в общем виде характер процессов, с которыми связано развитие облачности.

Интересно рассмотреть, при каких значениях влагосодержания, суммарного дефицита точки росы на поверхности 850 , 700 и 500 мб , характеризующего относительную влажность в атмосфере, и при каких значениях переносов влаги развивалась облачность различных градаций при учете тех же синоптических условий.

Влагосодержание и переносы влаги в атмосфере в дни с различным количеством облаков

Облачность $0/0—2/2$ балла в рассматриваемые годы составляла в среднем 13% от общего числа учитываемых дней, из них в 10% дней она наблюдалась в засушливом году и только в 3% — во влажном. Если считать отдельно для каждого месяца, она составляла в засушливом году от 10 до 36% дней месяца, во влажном — от 7 до 10% в рассматриваемых пунктах (табл. 4).

Суммарные дефициты точки росы в преобладающем числе дней были выше 25° . В засушливом году они в 95% таких дней (или $10—35\%$ дней месяца) наблюдались в пределах $30—60^\circ$, и в один из дней суммарный дефицит точки росы достигал 78° (рис. 1). Во влажном году в $2/3$ дней суммарные дефициты точки росы были также выше 25° и в $1/3$ дней они отмечались в пределах $20—25^\circ$.

Влагосодержание как в засушливом, так и во влажном году в 80% дней (в $7—30\%$ дней месяца) с облачностью $0/0—2/2$ балла было менее 20 кг/м^2 , причем в половине этих дней оно не превышало 15 кг/м^2 .

Переносы влаги в $2/3$ дней с облачностью $0/0—2/2$ балла были менее $100 \text{ кг/м} \cdot \text{сек}$. и в остальные дни они в основном не превосходили $150 \text{ кг/м} \cdot \text{сек}$. как в засушливом, так и во влажном году.

Несмотря на различную повторяемость дней с облачностью $0/0—2/2$ балла в различных пунктах и в различные по увлажнению годы (от 10 до 36% в 1957 г. от 0 до 11% в 1958 г.) характер циркуляционных процессов в такие дни был сходным; величины влагосодержания, суммарных дефицитов точки росы и переносов влаги в различных пунктах и в различные годы были близкими и притом неблагоприятными для развития облачности.

Такие условия развития облачности наблюдались в центральных частях, ядрах и гребнях областей высокого давления. Здесь развитию облаков, как известно, препятствуют антициклонические инверсии, а не только небольшое влагосодержание.

Облачность 3/3—5/5 баллов развивалась в среднем в 17% всех рассмотренных дней, причем в 10% это была внутримассовая облачность и в 7% — облачность, связанная с фронтами.

Дни с внутримассовой облачностью 3/3—5/5 баллов в засушливом году составляли от 10 до 20% в месяц в различных пунктах. Дни с фронтальной облачностью — не более 7% (см. табл. 4).

Суммарные дефициты точки росы в дни с внутримассовой облачностью как в засушливом, так и во влажном году были выше 25° (в 60—80% дней с внутримассовой облачностью 3/3—5/5 баллов или в 7—20% дней месяца), причем преимущественно (в 60—70% таких дней) они достигали 30—50° (рис. 1).

Влагосодержание в дни с внутримассовой облачностью и в засушливом и во влажном году было преимущественно меньше 20 кг/м² (в 80% таких дней или в 7—20% дней месяца).

Переносы влаги при внутримассовой облачности и в засушливом и во влажном году были менее 150 кг/м·сек., причем в 2/3 этих дней они были менее 100 кг/м·сек.

Из этих данных видно, что внутримассовая облачность 3/3—5/5 баллов развивалась в основном при малом влагосодержании воздуха, больших суммарных дефицитах точки росы, малых переносах влаги, т. е. в условиях, близких к тем, в которых облачность развивалась лишь до 2/2 баллов. Это только подчеркивает условность деления облачности по градациям. Но в градации 3/3—5/3 баллов было уже несколько больше дней с более высоким влагосодержанием и с меньшими дефицитами точки росы, чем в градации 0/0—2/2 балла. Такие характеристики влажности атмосферы свидетельствуют об отсутствии благоприятных условий для развития мощных облаков, достигающих стадии осадкообразования.

В дни с фронтальной облачностью 3/3—5/5 баллов суммарные дефициты точки росы в противоположность дням с внутримассовой облачностью в большинстве случаев (в 2/3 дней) не превосходили 25°.

Влагосодержание при облачности, связанной с фронтами, во влажном и засушливом году превосходило 20 кг/м² (в 60—80% таких дней).

Переносы влаги при фронтальной облачности в 2/3 таких дней были менее 150 кг/м·сек. и в 1/3 дней они составляли от 150 до 230 кг/м·сек.

Облачность 3/3—5/5 баллов, связанная с фронтами, развивалась в иных условиях, чем внутримассовая — при малых суммарных дефицитах точки росы, при влагосодержании преимущественно от 20 до 30 кг/м², но при малых переносах влаги. В таких условиях облака еще не достигали большой вертикальной мощности и не развивались до стадии осадкообразования. Облачность была

Вероятность (%) величин влагосодержания и переносов влаги при различных градациях облачности (баллы)

Пункт	Суммар- ные дефи- циты точ- ки росы		Влагосодержание, кг/м³										Переносы влаги, кг/м.сек.													
	<25°	>25°	5-10	10-15	15-20	20-25	25-30	30-35	35-40	40-45	45-50	50-55	0-50	50-100	100-150	150-200	200-250	250-300	300-350	350-400	400-450	450-500	500-550	550-600		
	1957 г. 0/0—2/2 балла																									
Киев Ростов- на-Дону Саратов		9,9			6,6	3,3								6,6	3,3											
	3,3	33,0	6,6	6,6	16,5	3,3	3,3							6,6	13,2	16,5										
		13,2													6,6	6,6										
3/3—5/5 баллов при внутримассовой облачности																										
Киев Ростов- на-Дону Саратов	3,3	6,6			6,6	3,3								3,3		6,6										
		19,8			9,9	9,9								6,6	9,9	3,3										
	3,3	13,2			9,9	6,6								3,3	13,2											
3/3—5/5 при фронтальной облачности																										
Киев Ростов- на-Дону Саратов	6,6		3,3			3,3									3,3											
		3,3		3,3											3,3											
		3,3					3,3									3,3										
6/6—10/10 баллов при внутримассовой облачности																										
Киев Ростов- на-Дону Саратов	9,9	13,2			3,3	16,5	3,3							3,3	13,2	3,3		3,3								
		13,2			6,6	6,6								3,3	9,9											
	3,3	19,8			3,3	13,2	3,3	3,3							13,2	6,6	3,3									
6/6—10/10 баллов при фронтальной облачности на периферии антициклонов																										
Киев Ростов- на-Дону Саратов	9,9	3,3				3,3	6,6	3,3									9,9	3,3								
		3,3							3,3										3,3							
		9,9				3,3														3,3	3,3					

переходной — от ясного неба к пасмурному и наоборот от пасмурного к малооблачному и ясному.

Внутримассовая облачность 3/3—5/5 баллов наблюдалась на периферии областей высокого давления, а облачность, связанная

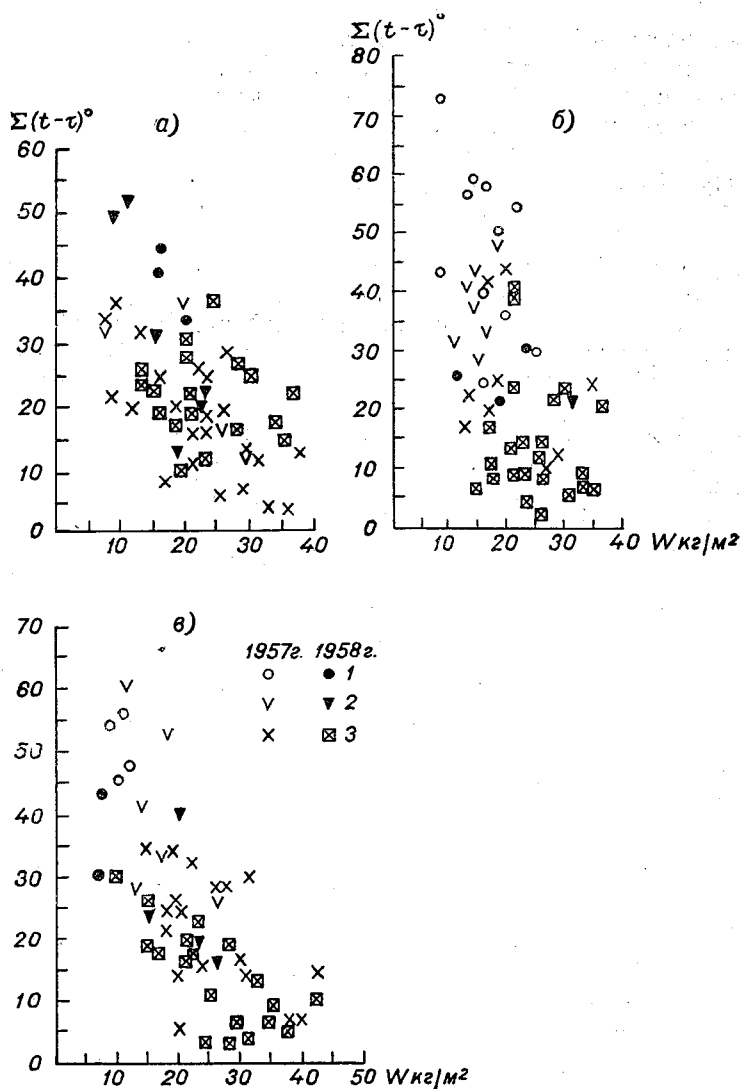


Рис. 1. Развитие облачности по градиентам в зависимости от суммарного дефицита точки росы $\Sigma(t-\tau)^\circ$ и влагосодержания W для Киева (а), Ростова-на-Дону (б) и Саратова (в).

1) 0/0—2/2 балла, 2) 3/3—5/5 баллов, 3) 6/6—10/10 баллов.

с фронтами,— во фронтальных зонах на периферии антициклонов и в областях пониженного давления. При облачности 3/3—5/5 баллов при близких синоптических условиях величины влагосодержания, суммарных дефицитов точки росы и переносов влаги были близкими между собой в различные по увлажнению годы и в разных пунктах.

Облачность 6/6—10/10 баллов, т. е. облачность, из которой возможно выпадение осадков, имела наибольшую повторяемость по сравнению с другими градациями облачности и составляла в среднем для всех рассматриваемых дней 70%. В отдельных пунктах и в разные по увлажнению годы она сильно различалась. Во влажном году различия были сравнительно невелики, в отдельных пунктах — от 73 до 86% дней месяца, в засушливом они были больше — от 43 до 74% (см. табл. 4).

Облачность 6/6—10/10 баллов развивалась при различных синоптических условиях — внутримассовая на периферии областей высокого давления, фронтальная на периферии областей высокого давления; фронтальная в передних частях областей пониженного давления и облачность, связанная с фронтами — в тыловых частях областей пониженного давления.

Внутримассовая облачность 6/6—10/10 баллов в среднем составляла лишь $\frac{1}{3}$ всех дней с этой облачностью. Повторяемость дней с внутримассовой облачностью как в засушливом, так и во влажном году в разных пунктах колебалась в пределах от 13 до 23% дней в месяц (табл. 4).

Суммарные дефициты точки росы в такие дни в засушливом году были в большинстве дней (80% таких дней или в 13—20% дней месяца) выше 25° . Во влажном году наоборот — суммарные дефициты точки росы были в большинстве дней (в 80% таких дней или в 7—23% дней месяца) ниже 25° (см. рис. 1).

Влагосодержание в засушливом году в большинстве дней (86% таких дней или в 10—14% дней месяца) было меньше 20 кг/м^2 , во влажном году оно примерно в половине дней (в 53%) было выше 20 кг/м^2 (от 20 до 26 кг/м^2 и в другой половине дней — ниже 20 кг/м^2).

Переносы влаги в большинстве дней и в засушливом и во влажном году были менее $200 \text{ кг/м} \cdot \text{сек.}$ (из них в $\frac{2}{3}$ дней они были менее $150 \text{ кг/м} \cdot \text{сек.}$).

Большие суммарные дефициты точки росы и малое влагосодержание в засушливом году и в половине дней во влажном указывают на отсутствие благоприятных условий для развития мощных осадкообразующих облаков. Но в $\frac{1}{3}$ всех дней с внутримассовой облачностью во влажном году при сравнительно высоких значениях влагосодержания и малых дефицитах точки росы существуют благоприятные условия для развития облаков большой мощности.

Осадки при развитии внутримассовой облачности 6/6—10/10 баллов выпадали в $\frac{1}{3}$ всех дней.

Облачность 6/6—10/10 баллов, связанная с фронтами на пери-

ферии антициклонов, составляла всего 9% всех рассмотренных дней или от 3 до 13% дней месяца в засушливом году и от 7 до 10% дней во влажном.

Суммарные дефициты точки росы в большинстве таких дней (в 3—10% дней) во влажном году и в половине дней в засушливом были ниже 25°.

Влагосодержание в $\frac{3}{4}$ таких дней было выше 20 кг/м² и во влажном и в засушливом году.

Переносы влаги также в $\frac{3}{4}$ таких дней были выше 150 кг/м·сек. как во влажном, так и в засушливом году, и в отдельные дни они достигали 300—400 кг/м·сек.

Здесь условия примерно в $\frac{3}{4}$ дней благоприятствовали развитию облаков большой мощности.

Осадки в таких случаях были отмечены в половине дней. Облачность 6/6—10/10 баллов в передних частях областей низкого давления развивалась в среднем в 28% всех учитываемых дней.

В засушливом году повторяемость таких дней составляла от 10 до 20% дней в месяц (или 93% дней с этой группой облачности), во влажном году их было от 26 до 46% дней в месяц (или 89% дней с этой группой облачности).

Суммарные дефициты точки росы почти во все эти дни были ниже 25° как во влажном году, так и в засушливом.

Влагосодержание воздуха в большинстве дней как в засушливом (от 6 до 20% дней), так и во влажном году (от 27 до 46% дней) было выше 20 кг/м², причем в половине этих дней и в засушливом и во влажном году оно было более 30 кг/м².

Переносы влаги в основном были значительными особенно во влажном году. В засушливом году переносы влаги на западе (Киев) и юге района (Ростов-на-Дону) были в основном в $\frac{1}{2}$ — $\frac{2}{3}$ дней от 150 до 250 кг/м·сек., на востоке района они были в основном более 400 кг/м·сек.

Во влажном году переносы влаги на западе района (Киев) были, как и в засушливом году, не более 250 кг/м·сек., но на юге они достигали в основном 200—400 кг/м·сек.

Малые суммарные дефициты точки росы, высокое влагосодержание, значительные переносы влаги и наличие восходящих токов — все это создает благоприятные условия для развития обширных облачных образований в передних частях областей низкого давления. Осадки в таких условиях выпадали в засушливом году в рассматриваемых пунктах в половине таких дней, во влажном — в $\frac{2}{3}$ дней.

Облачность 6/6—10/10 баллов в тыловых частях циклонов развивалась в 13% всех рассмотренных дней. При этом в большинстве дней (в $\frac{2}{3}$ таких дней) суммарные дефициты точки росы были менее 25° как в засушливом, так и во влажном году (табл. 3).

Влагосодержание в засушливом году почти во все дни было ниже 20 кг/м², во влажном, наоборот, почти во все дни оно было выше 20 кг/м².

Переносы влаги в засушливом году были невелики — менее 150 кг/м·сек., во влажном они были больше, особенно на юге района (в Ростове-на-Дону), где они достигали в большей части дней (в 10 из 16 %) 280—330 кг/м·сек. Из этих данных видно, что условия для развития мощных облаков в такие дни были благоприятными, особенно во влажном году и даже при сравнительно небольшом влагосодержании в засушливом году, но при значительной влажности воздуха до больших высот. Осадки при такой облачности выпадали в половине дней.

Из полученных в работе данных видно, что развитие облачности разного количества (разных градаций) находится в большой зависимости от влагосодержания и суммарного дефицита точки росы. При этом, как видно из рис. 1, характер связи обратный — при малых суммарных дефицитах точки росы (а значит при высокой относительной влажности) существуют благоприятные условия для развития облачности, особенно при высоких значениях влагосодержания.

ВЫВОДЫ

Из рассмотрения полученных в работе данных можно сделать следующее заключение.

1. Использование материалов синоптических карт и учащенных наблюдений за облаками позволило выделить дни с облачностью различного происхождения и различной степени развития.

Группы дней с одинаковыми градациями облачности, близкой по происхождению, оказались близкими и по характеристикам влажности атмосферы — влагосодержанию, суммарным дефицитам точки росы, переносам влаги.

Развитие облачности определяется этими характеристиками и условиями, благоприятствующими развитию вертикальных токов.

2. Облачность не развивается или развивается лишь до 2 баллов (0/0—2/2 балла) при малом влагосодержании, преимущественно до 15 кг/м² при высоком суммарном дефиците точки росы на уровнях 850, 700 и 500 мб (выше 25°, преимущественно от 30 до 60°) и при малом переносе влаги менее 150 кг/м·сек. Такие условия наблюдаются в центральных частях, ядрах и гребнях высокого давления, где не только малое влагосодержание и малые переносы влаги, но и развитие нисходящих движений препятствуют развитию облачности.

3. Облачность 3/3—5/5 баллов развивалась как во внутримассовых условиях, так и в связи с фронтами.

Во внутримассовых условиях облачность развивалась в основном (в 80% таких дней) при суммарном дефиците точки росы выше 25° (преимущественно от 30 до 50°), при влагосодержании в большинстве дней (80%) менее 20 кг/м², при переносах влаги преимущественно менее 150 кг/м·сек. Такие условия препятствовали развитию облаков большой вертикальной мощности, они бы-

ли близки к условиям развития облачности 0/0—2/2 балла, но отличались несколько большим числом дней с высоким влагосодержанием и меньшими дефицитами точки росы.

Фронтальная облачность 3/3—5/5 баллов развивалась в большинстве дней (в 70% таких дней) при суммарных дефицитах точки росы ниже 25°, при влагосодержании преимущественно (в 80% дней) выше 20 кг/м², при переносах влаги в 70% дней менее 150 кг/м·сек. и в 30% дней от 150 до 250 кг/м·сек. В таких условиях облачность была переходной от ясного неба к пасмурному и наоборот от пасмурного к малооблачному и ясному.

Внутримассовая облачность 3/3—5/5 баллов наблюдалась на периферии областей высокого давления, облачность, связанная с фронтами, — в областях низкого давления и во фронтальных зонах на периферии областей высокого давления. Осадки при облачности 3/3—5/5 баллов не выпадали.

4. Облачность 6/6—10/10 баллов развивалась и как внутримассовая (в 1/3 дней с такой облачностью) и как фронтальная. Внутримассовая облачность 6/6—10/10 баллов наблюдалась в 85—90% дней при суммарных дефицитах точки росы выше 25° — в засушливом году и в таком же числе дней при суммарных дефицитах точки росы ниже 25° — во влажном году. Влагосодержание было в 70% дней за оба года ниже 20 кг/м², переносы влаги были менее 150 кг/м·сек., в части дней — до 200 кг/м·сек. Примерно в половине дней условия не благоприятствовали развитию мощных облаков, но в другой половине (при малом дефиците точки росы, т. е. при значительной относительной влажности в атмосфере) условия были благоприятными для развития мощных облаков, особенно в дни с высоким влагосодержанием. Такая облачность развивалась на периферии областей высокого давления, где были уже условия благоприятные для развития вертикальных токов.

Осадки при внутримассовой облачности выпадали лишь в 1/3 дней.

Облачность 6/6—10/10 баллов, связанная с фронтами, наблюдалась при небольших суммарных дефицитах точки росы (менее 20°), т. е. при высокой относительной влажности в атмосфере, при высоком влагосодержании — выше 20 кг/м², а в передних частях циклонов (в 1/2 дней с ними) при влагосодержании выше 30 кг/м², при больших значениях влагопереносов — от 150 до 300 кг/м·сек., в передних частях циклонов — 400 кг/м·сек. и более. В этих случаях значительные величины характеристик влажности атмосферы и наличие вертикальных токов благоприятствовали развитию обширных облачных образований большой вертикальной мощности.

Осадки при такой облачности выпадали в 2/3 дней во влажном году и в 1/2 дней в засушливом.

В тыловых частях областей низкого давления облачность, связанная с фронтами, развивалась также при малых суммарных дефицитах точки росы, при влагосодержании от 15 до 20—25 кг/м²,

при переносах влаги от 60 до 280 кг/м·сек. Здесь условия для развития облаков большой мощности были благоприятными.

5. Данные, полученные в работе, показывают, что в отдельных районах при близких по характеру синоптических условиях величины влагосодержания, суммарных дефицитов точки росы и переносов влаги также близки.

Метод исследования, примененный в настоящей работе, позволил установить условия развития облачности разных градаций в связи с влагосодержанием, суммарным дефицитом точки росы и переносами влаги в атмосфере и определить в общих чертах зависимость этих характеристик от синоптических условий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дроздов О. А. и Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере. Гидрометеиздат, Л., 1963.

2. Дроздов О. А. О связи относительной влажности с количеством и вероятностью осадков. Тр. ГГО, вып. 50(112), 1955.

3. Дроздов О. А. О различиях в значениях температуры и влажности в свободной атмосфере в дни с осадками и в дни без осадков. Тр. ГГО, вып. 50, 1955.

4. Архангельский В. А. Региональная синоптика Нижнего Поволжья. Изд. СГУ, 1968.

5. Григорьева А. С. Влагооборот в различные годы на юге Европейской территории СССР. Тр. ГГО, вып. 50, 1955.

ВЛИЯНИЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРЫ НА НАЧАЛЬНУЮ СТАДИЮ ЗАРЯЖЕНИЯ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

В настоящее время уже не вызывает сомнения тот факт, что ионизация атмосферы, в которой развиваются облачные системы, является причиной первоначального заряжения облачных частиц. Учет физико-химических свойств воды, в частности двойного электрического слоя на границе капля — воздух, позволяет свести два наиболее вероятных механизма электризации возникающих капель (диффузионный и адсорбционный) к единому адсорбционно-диффузионному механизму заряжения облачных частиц. Исследования двойного электрического слоя на границе вода — воздух показывают, что в нормальных природных условиях чаще осуществляется такая ориентация двойного электрического слоя, которой соответствует положительный скачок потенциала из воздуха в каплю [1]. При такой ориентации двойного электрического слоя на основе термодинамических соотношений можно говорить о вероятности преимущественного захвата каплями отрицательных ионов. Учет преимущественного захвата отрицательных ионов позволил Н. С. Шишкину [2] ввести поправку в уравнение потока положительных атмосферных ионов к капле, полученное Я. И. Френкелем [3].

С учетом этой поправки нами решалась система ионизационно-рекомбинационных уравнений, описывающая изменение концентраций положительных и отрицательных ионов в единичном объеме для определенной модели конвективного облака [4].

Начальные значения параметров, характеризующих как микроструктуру облака и условия его развития, так и электрическое состояние атмосферы в момент возникновения облака, варьировались в широком диапазоне разумных значений. На основе таких расчетов были получены основные закономерности заряжения мелкокапельных конвективных облаков. В данной статье приводятся результаты расчетов плотности объемного заряда, сосредоточенного на облачных частицах в мелкокапельном конвективном облаке,

в зависимости от электрического состояния атмосферы в момент образования облака.

Рассмотрим влияние начальной проводимости атмосферы и плотности объемного заряда воздуха на первоначальное зарядение мелкокапельных конвективных облаков. Проводимость атмосферы λ является одной из наиболее важных электрических характеристик атмосферы. Она определяется в основном свойствами легких ионов, их концентрацией и подвижностью:

$$\lambda = e(\bar{u}_+ n_+ + \bar{u}_- n_-) = \lambda_+ + \lambda_-,$$

где λ_+ и λ_- — полярные проводимости атмосферы, e — абсолютное значение заряда электрона (ионы принимаются однозарядными), n_+ , n_- — концентрации положительных и отрицательных ионов в атмосфере $\bar{u}_+$, $\bar{u}_-$ — их средние подвижности.

Как величина концентрации, так и величина подвижности ионов меняются в атмосфере в широких пределах. Концентрации легких ионов лежат в диапазоне $100\text{--}2000\text{ см}^{-3}$ [5].

Как показали измерения Брикара [6], подвижности ионов меняются очень быстро, если в начальный момент времени наблюдались подвижности четырех групп ионов: $2,1, 1,9, 1,5, 1,35 \frac{\text{см}}{\text{сек.}} / \frac{\text{В}}{\text{см}}$, то уже через $\tau = 10^{-2}$ сек. остались только две группы ионов подвижностью $1,9$ и $0,4 \frac{\text{см}}{\text{сек.}} / \frac{\text{В}}{\text{см}}$. Поэтому и концентрацию атмосферных ионов и их подвижность невозможно определить однозначно.

В своих расчетах мы задавали два значения начальной проводимости $\lambda_0 = 6 \cdot 10^{-4} \text{ сек.}^{-1}$ и $3 \cdot 10^{-4} \text{ сек.}^{-1}$. Задавались они варьированием как концентраций, так и подвижностей ионов. Поэтому в результате получилось три характерных случая, так как при варьировании концентраций атмосферных ионов соответственно изменялась плотность объемного заряда воздуха $Q_v = 450 \text{ е}$ (для случая $\lambda_0 = 6 \cdot 10^{-4} \text{ сек.}^{-1}$) и $Q_v = 140 \text{ е}$ (для случаев $\lambda_0 = 3 \cdot 10^{-4} \text{ сек.}^{-1}$ и $6 \cdot 10^{-4} \text{ сек.}^{-1}$). Следует заметить, что все эти соотношения были получены при одном и том же коэффициенте униполярности $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0 = 1,1$.

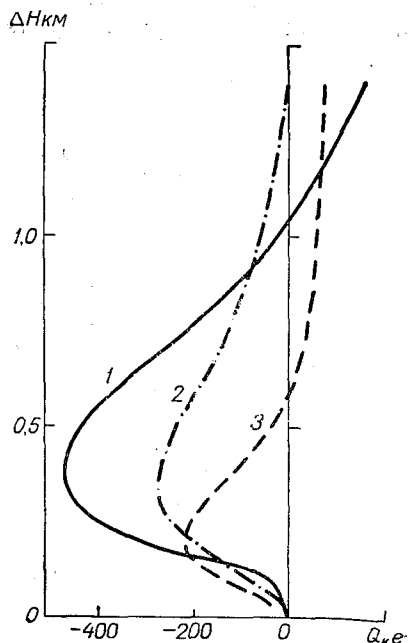
На рис. 1 представлены изменения с высотой плотностей объемных зарядов, сосредоточенных на каплях облака, в зависимости от значений λ_0 и Q_v в момент образования облака¹. Остальные параметры для представленных зависимостей одни и те же: коэффициент униполярности $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0 = 1,1$, концентрация облачных частиц $N = 100 \text{ см}^{-3}$ и скорость восходящего потока воздуха, формирующего облако, $u = 5 \text{ м/сек.}$

¹ Отсчет по ординате на графиках ведется от уровня окончательного формирования облачного спектра. По принятой нами модели он равен 100 м над уровнем основания облака [4].

Как видно из рис. 1, различные начальные значения λ_0 и Q_B резко меняют характер заряжения облака. Кривые 2 и 3 характеризуют изменения объемного заряда капель облака при различных λ_0 и при одинаковых Q_B . Как видно из рисунка, заряжение облака в этих двух случаях весьма различно. При $\lambda_0 = 3 \cdot 10^{-4}$ сек. $^{-1}$ облако остается заряженным отрицательно по всей своей высоте, в то вре-

Рис. 1. Изменение с высотой объемного заряда, сосредоточенного на каплях, в зависимости от начального значения проводимости и объемного заряда воздуха.

1) $\lambda_0 = 6 \cdot 10^{-4}$ сек. $^{-1}$, $Q_B = 450$ е; 2) $\lambda_0 = 6 \cdot 10^{-4}$ сек. $^{-1}$, $Q_B = 140$ е; 3) $\lambda_0 = 3 \cdot 10^{-4}$ сек. $^{-1}$, $Q_B = 140$ е.



мя как при $\lambda_0 = 6 \cdot 10^{-4}$ сек. $^{-1}$ облако имеет ярко выраженную положительную дипольную структуру. Максимальное значение отрицательного объемного заряда на каплях составляет $Q_K = -270$ эл. зар. при $\lambda_0 = 3 \cdot 10^{-4}$ сек. $^{-1}$ и $Q_K = -200$ эл. зар. при $\lambda_0 = 6 \cdot 10^{-4}$, причем этот максимум в случае меньшей начальной проводимости достигается на высоте ~ 200 м, а при большей начальной проводимости — на высоте ~ 400 м.

Кривые 1 и 3 характеризуют изменение с высотой объемного заряда, сосредоточенного на каплях облака, при одной и той же начальной проводимости атмосферы $\lambda_0 = 6 \cdot 10^{-4}$ сек. $^{-1}$, но при разных объемных зарядах атмосферы: $Q_B = 450$ е и $Q_B = 140$ е. В обоих случаях облако имеет положительную дипольную структуру, однако при большем объемном заряде воздуха ($Q_B = 450$ е) максимальное значение отрицательного объемного заряда на каплях гораздо больше ($Q_K = -450$ е), чем при $Q_B = 140$ е ($Q_K = -220$ е), максимум Q_K наступает при $Q_B = 450$ е на большей высоте, чем при $Q_B = 140$ е, смена знака происходит также на большей высоте.

Рассмотрим зависимости электрических характеристик облака от начального значения коэффициента униполярности $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0$.

При расчетах электрических характеристик конвективных облаков униполярности коэффициент $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0$ в момент образования облака использовался нами как один из параметров, характеризующих начальное электрическое состояние атмосферы.

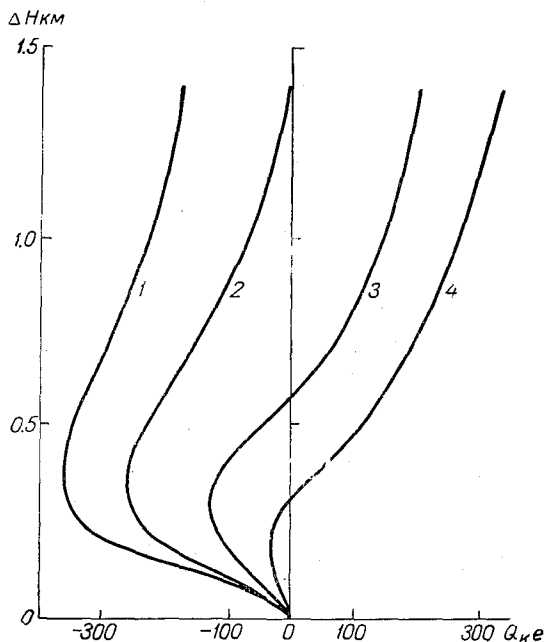


Рис. 2. Изменение с высотой объемного заряда, сосредоточенного на каплях, в зависимости от начального значения коэффициента униполярности.

1) $\frac{\lambda_+}{\lambda_-} = 0,9$, 2) $\frac{\lambda_+}{\lambda_-} = 1,1$, 3) $\frac{\lambda_+}{\lambda_-} = 1,5$, 4) $\frac{\lambda_+}{\lambda_-} = 2$.

На рис. 2 представлены изменения с высотой объемных зарядов, сосредоточенных на каплях, в зависимости от начального значения коэффициента униполярности $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0$. Начальные значения других параметров для данного случая равны $\lambda_0 = 3 \cdot 10^{-4} \text{ сек.}^{-1}$, $N = 100 \text{ см}^{-3}$ и $u = 5 \text{ м/сек.}$ Коэффициент униполярности варьировался нами от 0,9 до 2. Как видно из рисунка, объемный заряд, сосредоточенный на каплях, как по величине, так и по знаку и по характеру изменения с высотой резко зависит от вели-

чины $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0$. Для данных начальных условий при $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0$ равных 0,9 и 1,1, наблюдается отрицательное заряджение по всей высоте облака, причем при $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0 = 0,9$ отрицательный объемный заряд, сосредоточенный на каплях, имеет слабо выраженный ход по высоте, в то время как при $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0 = 1,1$ в верхней части мелкокапельного облака объемный заряд капель Q_k стремится к 0. Максимум отрицательного объемного заряда больше при $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0 = 0,9$, чем при 1,1. При $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0 = 1,5$ облако имеет ярко выраженную положительную дипольную структуру, а при $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0 = 2$, за исключением самой нижней своей части, где объемный заряд $Q_k = -40$ эл. зар., облако заряжено положительно. Следует заметить, что при $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0 = 2$ и измененных начальных условиях, например при увеличении концентрации облачных частиц, все облако заряжено положительно.

Максимум отрицательного объемного заряда уменьшается по величине при увеличении $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0$, снижается и высота наступления этого максимума.

ВЫВОДЫ

Как показали наши расчеты, электрическое состояние мелкокапельного конвективного облака находится в тесной зависимости от электрического состояния атмосферы в момент возникновения облака.

1. В зависимости от начальной электропроводности атмосферы λ_0 облако может быть заряжено либо униполярно, либо дипольно. Так, при $\lambda_0 = 3 \cdot 10^{-4}$ сек.⁻¹ облако заряжено отрицательно, а при $\lambda_0 = 6 \cdot 10^{-4}$ сек. и при прочих равных условиях — дипольно.

2. Значения начальных объемных зарядов при одинаковых начальных значениях проводимости воздуха также влияют на величину объемного заряда облачных капель. Чем больше начальный объемный заряд, тем больше отрицательный объемный заряд, сосредоточенный на каплях.

3. Величина коэффициента униполярности атмосферы в момент возникновения облака $\left(\frac{\lambda_+}{\lambda_-}\right)_0$ влияет на характер заряджения облака следующим образом: с изменением начального значения коэффициента униполярности от 0,9 до 2,0 облако от униполярного отрицательного заряджения переходит к положительной дипольной структуре, а затем к униполярному положительному заряджению.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лёб Л. Статическая электризация. М., 1963.
2. Шишкин Н. С. О диффузном зарядении капель облаков и туманов. ДАН СССР, т. 176, № 6.
3. Френкель Я. И. Теория явления атмосферного электричества. 1949.
4. Гирс С. П., Шишкин Н. С. Об электрических свойствах мелкопанельных конвективных облаков. Тр. ГГО, вып. 239, 1969.
5. Тверской П. Н. Атмосферное электричество. Гидрометеониздат, Л., 1949.
6. Bricard J., Cabone M., Mcdelaim G. A study of the mobility of small ions in air by the height time method. Planetary Electrodynamics. Vol. 1. Gordon and Breach Science Publ. New York — London — Paris, 1969.

СОДЕРЖАНИЕ

Н. В. Бычков, Т. Н. Громова, Ю. П. Сумин. Льдообразующие свойства сернистой меди как реагента для воздействия на переохлажденные облака	3
Т. Н. Громова, В. Т. Леншин. О расходе твердой углекислоты при воздействии на конвективные облака с целью вызывания осадков	17
Д. Д. Сталевич, Т. С. Учеваткина. О роли водности облака в образовании искусственных осадков	31
Д. Д. Сталевич, Т. С. Учеваткина. Нормы расходов льдообразующих реагентов при искусственном вызывании осадков из конвективных облаков	43
Ю. П. Сумин. Об опытах по тушению (локализации) лесных пожаров путем искусственного воздействия на облака	54
В. В. Симонов, Г. Т. Никандрова. Оценки энергетических затрат при рассеянии тумана над искусственно нагретой полосой	70
Л. В. Титов. К оценке возможности активных воздействий на кучевые облака	80
Ю. А. Довгало. К расчету роста частиц осадков в развивающемся конвективном облаке	87
Н. С. Шишкин. Об условиях перехода облака в грозовую стадию	94
Б. Е. Песков, Н. С. Шишкин. К прогнозу шквалов	103
К. С. Жупахин. Устройство электронной аналоговой записи на экранах индикаторов метеорологического радиолокатора	123
К. С. Жупахин, В. С. Жупахин. К вопросу оценки коэффициента диффузности квазистационарных эхо-сигналов	134
К. С. Жупахин, В. С. Жупахин. Об одной схеме диодно-регенеративного преобразователя импульсных напряжений	139
Ю. П. Сумин, Я. М. Шарц. Электрическое поле в окрестности кучевых облаков, подвергнутых воздействию	157
Г. И. Осипова. Развитие облачности в связи с влагосодержанием и переносами влаги в атмосфере	163
С. П. Гирс. Влияние электрических характеристик атмосферы на начальную стадию заряжения конвективных облаков	179

ТРУДЫ ГГО, ВЫП. 262

Физика облаков и активных воздействий

Под редакцией Н. С. Шишкина и В. Я. Никандрова

Редактор Л. И. Штанникова

Технический редактор И. К. Пелипенко

Корректор М. А. Гальперина

Сдано в набор 24/VIII 1970 г. Подписано к печати 21/1 1971 г. Бумага № 1. 60×90^{1/8}. Бум. л. 6,0. Печ. л. 12,0. Уч.-изд. л. 12,46. Тираж 670 экз. М-25035. Индекс МЛ-76. Гидрометеорологическое издательство. Ленинград. В-53, 2-я линия, д. 23. Заказ 867. Цена 87 коп. Сортавальская книжная типография Управления по печати при Совете Министров Карельской АССР. Сортавала. Карельская, 42.

Льдообразующие свойства сернистой меди как реагента для воздействия на переохлажденные облака. Бычков Н. В., Громова Т. Н., Сумин Ю. П. Труды ГГО, 1971, вып. 262, стр. 3—16.

В статье обобщены результаты исследований кристаллизующего действия порошкообразной сернистой меди в лабораторных и естественных условиях. Полученный в заводских условиях реагент характеризуется температурным порогом льдообразования -3° и выходом ледяных кристаллов $1,2 \cdot 10^{12} \text{ г}^{-1}$ при температуре тумана -10° .

Воздействия CuS на конвективные облака приводят к выпадению осадков при температурах на уровне верхней границы -6° и ниже и мощностях облака свыше 2,5 км. Наиболее удобным способом введения CuS в конвективные облака с самолета оказалось использование патронов дистанционного действия, содержащих до 50 г реагента.

Кристаллизация слоистообразных облаков наблюдается во всех случаях при температуре на верхней границе облака -7° и ниже и расходе реагента 400 г/км и более.

Табл. 3. Илл. 5. Библ. 11.

УДК 551.576:551.509

О расходе твердой углекислоты при воздействии на конвективные облака с целью вызывания осадков. Громова Т. Н., Леншин В. Т. Труды ГГО, 1971, вып. 262, стр. 17—30.

Изложены результаты анализа экспериментальных исследований процесса искусственного осадкообразования при воздействии твердой углекислотой на конвективные облака.

Рассматриваются параметры мощных кучевых облаков и условия, благоприятные для вызывания из них осадков в зависимости от значений расхода CO_2 на облако.

Установлен диапазон эффективности твердой углекислоты, определяемый совокупным действием параметров конвективных облаков, расходом реагента, а также его льдообразующей активностью. Показано, что на процесс искусственного осадкообразования существенное влияние (кроме температуры и вертикальной мощности облаков) оказывает степень переохлаждения, характеризующаяся мощностью переохлажденной части облака, а также общий расход реагента при заданном методе его введения в облако.

Для фиксированных значений некоторых геометрических и метеорологических параметров конвективных облаков наивыгоднейшие условия воздействия (с целью вызывания осадков) могут быть достигнуты при существенно различных расходах реагента. При этом, чем больше облако переохлаждено, тем меньшее количество твердой углекислоты требуется для получения одного и того же эффекта. Вертикальная мощность конвективных облаков, при которой достигается наибольший эффект искусственного осадкообразования, оказывается наименьшей для облаков, полностью находящихся в зоне отрицательных температур; в случае воздействия реагентом CO_2 она составляет не менее 2,7 км. При этом минимальная мощность конвективных облаков, из которых могут выпадать искусственные осадки составляет 1,5 км или более в зависимости от степени переохлаждения облака.

Проведено сравнение наивыгоднейших условий осадкообразования при воздействии различными реагентами (PbJ_2 , CuS , NaCl с цементом, CO_2).

Илл. 5. Библ. 22.