

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

06
Т78

Т Р У Д Ы

ВЫПУСК 302

ФИЗИКА ОБЛАКОВ
И АКТИВНЫХ
ВОЗДЕЙСТВИЙ

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

27112

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Л-д 193196, Малосафариный пр., 98



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

ЛЕНИНГРАД • 1973

В сборник включены статьи, посвященные теоретическим и экспериментальным исследованиям конвективных облаков и их прогнозу, электризации облачных частиц и разработке методов активных воздействий на облака.

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

А. В. БРОМБЕРГ, Н. В. БЫЧКОВ,
Т. Н. ГРОМОВА, В. Я. НИКАНДРОВ

К ВОПРОСУ О ЛЬДООБРАЗУЮЩЕЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ АЭРОЗОЛЯ ФЛОРОГЛЮЦИНА, ПОЛУЧЕННОГО ВЗРЫВОМ

Из всех известных в настоящее время льдообразующих веществ наиболее активными реагентами для воздействия на переохлажденные облака и туманы являются иодистое серебро и иодистый свинец. Многие исследователи в течение ряда лет ведут работы по изучению других неорганических веществ в качестве кристаллизующих реагентов [7]. Сравнительно недавно появилось новое направление в развитии этих исследований: поиск активных льдообразующих веществ среди органических соединений. Определенные успехи достигнуты в изучении льдообразующих свойств флороглюцина и металдегида [1, 2, 6].

Впервые качественные испытания активности флороглюцина в лабораторных и полевых условиях провел В. В. Пиотрович [5] в 1949—1950 гг. В последующие годы флороглюцин как реагент кристаллизации переохлажденных облаков (туманов) исследовался многими авторами [1, 2, 3, 5, 6, 9, 10]. Применение этого вещества для воздействия на облака с использованием метода возгонки на первом этапе не дало положительного результата. Это объясняется тем, что при нагревании флороглюцина выше 200°C часть его разлагается, обугливается и горит, при этом выход активных льдообразующих ядер оказывается незначительным. Кроме непроизводительных потерь реагента, такой способ введения его в облако с самолета является опасным в пожарном отношении. Следует иметь в виду также, что ультрафиолетовое облучение оказывает дезактивирующее действие на аэрозоль флороглюцина, уменьшая его льдообразующую активность в 2,2 раза после часового облучения (при температуре —15°C) [3]. Неэффективным оказался и порошок флороглюцина, поскольку частицы его были слишком грубодисперсны и распыление порошка не могло обеспечить высокого выхода активных частиц на 1 г вещества.

В лабораторных опытах флороглюцин испытывался преимущест-

венно в виде растворов [2, 9], поскольку он хорошо растворяется в воде, ацетоне, спирте и этиловом эфире.

Распыление в переохлажденный туман 1%-ных растворов флороглюцина в воде, ацетоне и спирте вызывает появление единичных кристаллов при -5 , -6°C и полную кристаллизацию при -7 , -8 и -9°C соответственно. При распылении раствора флороглюцина в эфире верхние температурные пределы появления единичных кристаллов и полной кристаллизации в тумане соответственно равны -1 и -4°C . Результаты опытов (рис. 1) показывают также, что

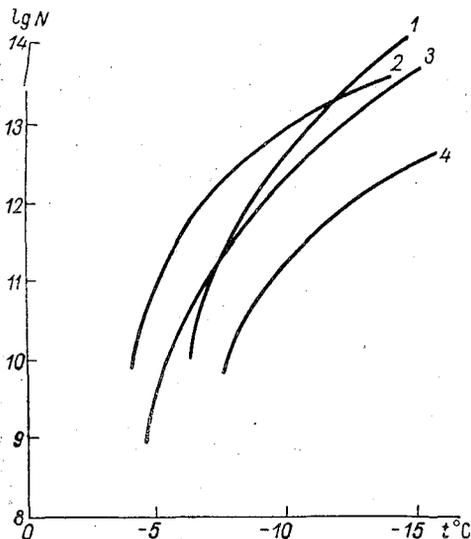


Рис. 1. Зависимость выхода ледяных кристаллов от температуры в расчете на 1 г флороглюцина при введении в переохлажденный туман дыма флороглюцина, образовавшегося с помощью тепловых генераторов разных конструкций [6, 1] (1, 2), 1%-ного раствора флороглюцина в эфире (3) и 1%-ного раствора флороглюцина в воде (или ацетоне) (4).

эфирные растворы флороглюцина (кривая 3) дают более высокий выход ледяных кристаллов по сравнению с водным (или ацетоновым) раствором (кривая 4). Так, например, при распылении эфирного раствора флороглюцина в переохлажденный туман число образующихся ледяных кристаллов составляет $4 \cdot 10^9$ при -5°C , $2 \cdot 10^{12}$ при -10°C , а при распылении водного (или ацетонового) раствора $1,5 \cdot 10^{11}$ при -10°C . Хорошо известно, что этиловый эфир является весьма летучим веществом. При распылении эфирных растворов капельки их быстро испаряются и вследствие этого происходит дополнительное охлаждение частиц флороглюцина. Это и является причиной более высокой льдообразующей активности эфирного раствора.

Полевыми опытами показано, что эфирные [2, 9]

и спиртовые растворы флороглюцина могут быть использованы при воздействии с целью кристаллизации облаков или вызывания осадков при температуре -5°C и ниже.

Недостатком этого метода, ограничивающим его применение в естественных условиях, является необходимость транспортировки и диспергирования в облаке растворителя в количестве, превышающем во много раз расход активного вещества.

Как отмечалось выше, возможность эффективной возгонки флороглюцина до недавнего времени представлялась многим исследователям сомнительной из-за его термической неустойчивости. В ла-

ораторных условиях Н. В. Бычкову и др. [1] удалось получить высокоэффективный аэрозоль флороглюцина тепловым методом. Используя минимальную температуру испарения ($160-190^{\circ}\text{C}$) и устраняя контакт вещества с нагретыми поверхностями (возгонка вещества производилась в потоке горячего воздуха), авторы статьи снизили до минимума перегрев флороглюцина и получили высокий выход частиц в расчете на 1 г реагента, равный $8 \cdot 10^{12}$ при -10°C кривая 2 на рис. 1) при этом пороговая температура кристаллизации составляла $-3, -4^{\circ}\text{C}$.

Результаты лабораторных опытов Н. О. Плауде [6] также демонстрируют достаточно высокую льдообразующую активность эрозией флороглюцина, полученных термическим способом (кривая 1).

Первые положительные опыты по воздействию на переохлажденные облака с самолета с применением теплового метода возгонки флороглюцина были проведены зимой 1967 г. Н. П. Тверским [8]. Опытами доказана принципиальная возможность кристаллизации слоистообразных облаков при температуре на уровне воздействия ниже -10°C .

Авторы статьи [10] считают, что если удастся разработать достаточно совершенную систему распыления вещества, то флороглюцин по эффективности воздействия не уступит иодистому серебру.

Таким образом, возможность практического использования органических соединений в качестве льдообразующих ядер ставит а повестку дня необходимость разработки новых средств и методов их введения в переохлажденные облака и туманы.

Наиболее эффективными и удобными средствами доставки реагента в облака являются патроны, снаряды и ракеты; при этом диспергирование реагента производится либо в результате сгорания пиромесели, либо в результате разрыва снаряда (патрона), содержащего льдообразующее вещество.

Принимая во внимание большую зависимость льдообразующей активности реагента от температуры возгонки и от наличия различных примесей в пиромеселях, мы решили исследовать возможность диспергирования флороглюцина взрывом.

Работы были начаты в 1967 г. и проводились эпизодически течение трех лет в Ленинграде в специально оборудованной бронеканере в условиях, близких к естественным. В проведении опытов и анализе результатов, кроме авторов статьи, принимали участие в разные периоды работы) Н. Н. Ярцева, Н. Э. Алдобаева, В. С. Павлова и Г. Р. Генералова.

Методика эксперимента. Опыты по диспергированию флороглюцина взрывом проводились путем подрыва патронов с реагентом в бронеканере объемом $13,52 \text{ м}^3$. Патроны для реагента изготавливались из пластмассовой трубки с внутренним диаметром 24 и 18 мм и толщиной стенки 3—4 мм, длина патрона 60—90 мм. Оба отверстия трубки-патрона закрывались завинчивающимися крышками из пластмассы такой же толщины, что и корпус. Снаряжение патрона производилось путем прессования безводного порошкообраз-

ного флороглюцина¹ (давление прессования 7—10 атм). Плотность реагента в патроне менялась в диапазоне от 0,8 до 1,6 г/см³. Наибольшее число опытов проведено с прессованным реагентом, имеющим плотность 1 г/см³. Вес вещества в патроне изменялся от до 30 г.

Брикет реагента имел по оси канал диаметром 12,8 мм. В этот канал вводился взрывной заряд — спрессованные шашечки черного пороха или взрывчатки (тетрил), после чего патрон закрывался крышками. В одной крышке имелось по центру отверстие диаметром 7 мм для электрозапала. В тех случаях, когда подрыв производился черным порохом, обе крышки после снаряжения патрона скреплялись с его цилиндрической частью эпоксидной смолой.

Перед началом эксперимента бронекамера очищалась от пыли и остатков реагента от предыдущего опыта. Для этого подрывалась толовая шашка весом 100 г и производилось вентилирование воздуха до полного исчезновения дыма из камеры. Затем с потолка стен и пола камеры сметался осадок, образовавшийся после подрыва шашки. Контрольные опыты показали, что подобная подготовка бронекамеры вполне достаточна для надежного проведения опытов. Перед опытом снаряженный контейнер подвешивался в центре бронекамеры, плотно закрывались дверь и вентиляционные отверстия камеры и производился дистанционно подрыв патрона; в некоторых опытах после подрыва патрона с реагентом производилось вентилирование воздуха в бронекамере.

Для оценки результатов диспергирования реагента после подрыва патрона выполнялись следующие операции:

1. Отбор пробы аэрозоля путем просасывания известного объема его через ватный фильтр с последующим анализом задержанного на фильтре реагента. Расчетным путем определялась весовая концентрация реагента в аэрозоле.

2. Определение льдообразующей активности диспергированного реагента (числа ледяных кристаллов при распылении 1 г флороглюцина) общепринятым методом с использованием холодильной камеры, расположенной вблизи бронекамеры или непосредственно в бронекамере.

3. Сбор и исследование пыли, образующейся после полного оседания аэрозоля в бронекамере. Сбор пыли осуществлялся на двух листах бумаги размером 50×70 см и двух чистых стеклянных пластинок, размещавшихся на полу бронекамеры — у стенки и в центре камеры. Собранный с бумаги осадок помещался в пробирку и в дальнейшем использовался для определения содержания активного реагента в осадке и выхода ледяных кристаллов при введении в туман порошка флороглюцина. Выпавшие на пластинки частицы флороглюцина исследовались с помощью оптического микроскопа с целью определения их размеров.

Содержание флороглюцина в дисперсной фазе. С целью выявления

¹ Порошок, из которого с помощью 4—6-часовой выдержки при температуре 100—105°C была полностью удалена кристаллизационная вода.

ния наиболее благоприятных условий подрыва, при которых наибольшая часть флороглюцина переходила бы в дисперсную фазу, была проведена серия специальных опытов. В этих опытах величина взрывного заряда изменялась так, что отношение массы флороглюцина m_b к массе взрывного заряда m_3 находилось в интервале от 2,0 до 20. В результате подрыва такого патрона образовывался аэрозоль флороглюцина, определенный объем которого после подрыва просасывался через фильтр (в течение 5—10 мин) и подвергался затем химическому анализу (с целью определения количества осевшего на фильтр реагента). Химический анализ осадка, собранного с пола бронеканеры после полного оседания всех продуктов взрыва (в течение 3—4 ч), показал, что содержание флороглюцина в осадке составляет в среднем $2/3$ от массы реагента, находившегося в патроне. При взрыве патрона черным порохом содержание флороглюцина в осадке составляет 63%, при взрыве патрона с помощью взрывчатого вещества — 65%. Оказалось, что максимальное

содержание флороглюцина в дисперсной фазе и в осадке достигается при некотором оптимальном отношении массы диспергируемого вещества (m_b) к массе взрывчатого вещества (m_3). Для флороглюцина это оптимальное отношение находится в диапазоне значений от 4 до 10. Содержание аэрозоля в дисперсной фазе является наибольшим при значении отношения $\frac{m_b}{m_3}$, равном 6—8.

Наблюдающийся от опыта к опыту разброс данных определяется конструкцией патрона (использование пластмассы различного сорта, отсутствие надежной герметичности, неодинаковая прочность корпуса патрона в разных участках и др.), условиями проведения исследований (различие в температуре и влажности окружающего воздуха в дни проведения опытов) и главное неоднородностью дыма в момент отбора пробы из бронеканеры, что обусловлено ее негерметичностью.

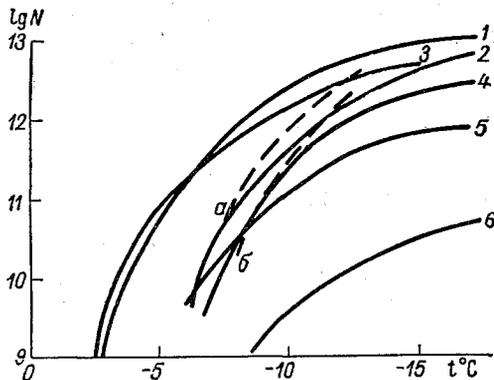


Рис. 2. Зависимость выхода ледяных кристаллов от температуры в расчете на 1 г флороглюцина при введении в переохлажденный туман дыма, полученного при взрыве патрона с помощью ВВ (1 и 2), черного пороха (3 и 5), безводного порошка флороглюцина (4), исходного порошка флороглюцина (6) и порошкообразного осадка, выпавшего на дно бронеканеры после подрыва патрона взрывчатым веществом (а) и черным порохом (б).

Кривые 1, 3, а и б построены по максимальным значениям выхода, кривые 2 и 5 — по средним значениям.

Льдообразующая активность флороглюцина. Нами было проведено более 100 опытов по диспергированию флороглюцина взрывом. В анализ включены 63 опыта, в которых проводились химический анализ образующегося в результате взрыва аэрозоля и определение его льдообразующей активности.

По измерениям числа ледяных кристаллов, образующихся при введении реагента в переохлажденный туман, образуемый в бронекамере с помощью пуска пара, установлен температурный порог действия флороглюцина, который оказался равным -2°C ; при температуре $-2,5^{\circ}\text{C}$ выход ледяных кристаллов составил $4 \cdot 10^6 \text{ г}^{-1}$.

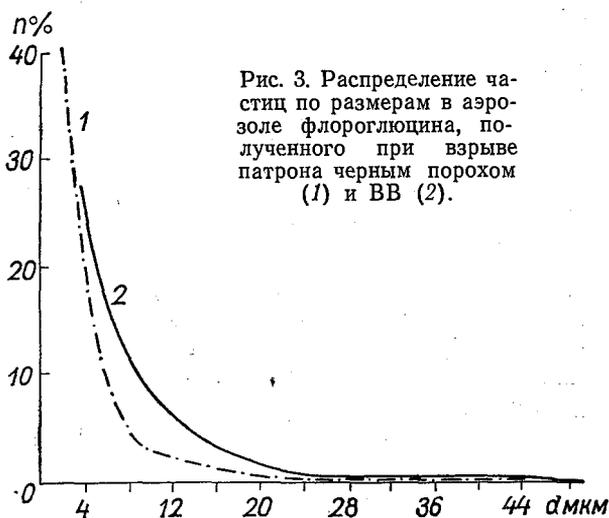
В опытах по диспергированию флороглюцина с помощью порохового заряда было установлено, что высокий выход ледяных кристаллов наблюдается в тех случаях, когда в патрон помещается 17—18 г флороглюцина и 12 г черного пороха. При подрыве патрона зарядом черного пороха такой величины получается хорошее диспергирование реагента. При указанном соотношении количества заряда и реагента нами проводились последующие опыты, результаты которых приведены в табл. 1 и на рис. 2.

Таблица 1

Заряд	$N(t)$	Температура, $^{\circ}\text{C}$		
		-7	-10	-15
ВВ	Макс.	$4 \cdot 10^{11}$	$1,3 \cdot 10^{12}$	10^{13}
	Средн.	$2,6 \cdot 10^{11}$	$4 \cdot 10^{11}$	$4,3 \cdot 10^{12}$
Черный порох	Макс.	$3,7 \cdot 10^{11}$	$1,9 \cdot 10^{12}$	$5 \cdot 10^{12}$
	Средн.	$1,5 \cdot 10^{10}$	$1,4 \cdot 10^{11}$	$8 \cdot 10^{11}$

Как видно из табл. 1 и рис. 2, льдообразующая активность флороглюцина при распылении его взрывом оказалась довольно высокой, особенно при использовании взрывчатого вещества. Анализ имеющегося материала показывает также, что имеет место большой разброс данных по льдообразующей эффективности флороглюцина, полученного диспергированием его как с помощью черного пороха, так и с помощью взрывчатого вещества. Кривая 1 для взрывчатого вещества, построенная по максимальным значениям выхода $N_{\text{макс}}$ идет выше кривой, построенной по средним значениям $N_{\text{ср}}$; причем $N_{\text{макс}}$ больше $N_{\text{ср}}$ в 2 раза при $t = -15^{\circ}\text{C}$ и в 15 раз при $t = -7^{\circ}\text{C}$. Значения $N_{\text{макс}}$ для черного пороха больше $N_{\text{ср}}$ почти в 5 раз при -15°C и в 20 раз при -7°C . Такой разброс данных обусловлен, как уже отмечалось выше, плохой герметичностью камеры, неоднородностью образующегося при взрыве аэрозоля и различием в температуре воздуха в бронекамере в разные периоды (сезоны) проведения опытов. Как показали специальные исследования, если исключить указанные выше методические ошибки, то данные о льдообразующей активности будут близки к значениям, характеризваемым кривыми $N(t)_{\text{макс}}$.

Для всестороннего исследования эффективности аэрозоля, диспергированного взрывом, был проанализирован также порошкообразный осадок флороглюцина, собранный со дна бронекамеры после полного оседания дыма. Химическим путем определялось содержание флороглюцина в осадке, а затем подсчитывалось число ледяных кристаллов, образующихся при введении в туман высушенного и хорошо растертого в ступке порошка. Как видно из рис. 2 льдообразующая активность порошка в осадке (кривые *a*, *б*) получилась также довольно высокой; при температуре -12°C и ниже она близка к активности дыма, образовавшегося в камере после подрыва патрона (кривые *1* и *3*).



Частицы порошкообразного осадка собирались также и для определения их размеров. Оседание аэрозоля осуществлялось на чистые стеклянные пластинки, которые вносились в бронекамеру непосредственно перед началом опыта и после подрыва патрона выдерживались в ней в течение 2 ч. Затем производилось фотографирование пластинок с частицами флороглюцина. Наблюдение за частицами велось с помощью оптического микроскопа при увеличении $300\times$.

Результаты измерений спектра частиц флороглюцина по размерам, полученных при диспергировании его с помощью черного пороха (кривая 1) и взрывчатого вещества (кривая 2) даны на рис. 3. Каждая кривая построена на основании данных, осредненных по пяти опытам. Следует заметить, что полученные данные о размерах частиц относятся к сравнительно грубодисперсному аэрозолю флороглюцина. Можно предположить, что присутствовали и более мелкие частицы дыма.

Как отмечалось выше, во всех проводившихся ранее опытах льдообразующая активность порошка флороглюцина при его распылении с помощью воздушной струи получалась довольно низкой. Результаты выполненного нами анализа льдообразующей активности порошкообразного осадка свидетельствуют о возможности приготовления высокоактивного порошка сравнительно простым способом. Оказалось, что с помощью энергичного растирания в ступке порошка безводного флороглюцина можно получить тонкодисперсный порошок, который при распылении в переохлажденный туман приводит к образованию большого числа ледяных кристаллов. Результаты этих опытов приведены на рис. 2 (кривая 4). Как

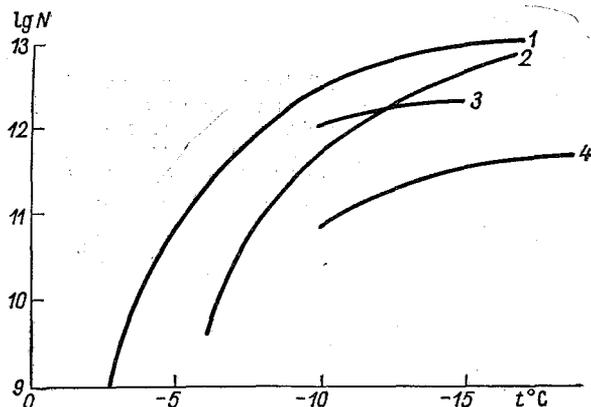


Рис. 4. Зависимость выхода ледяных кристаллов от температуры в расчете на 1 г вещества при введении в переохлажденный туман дыма флороглюцина, полученного при взрыве патрона взрывчатым веществом по максимальным (1) и средним (2) значениям выхода; дыма AgI (3) и дыма PbI (4), полученных при взрыве изделия «Эльбрус-2» [7]

видно из рисунка, выход ледяных кристаллов при температуре -10°C оказался равным $3,6 \cdot 10^{11} \text{ г}^{-1}$; это почти на 2 порядка выше активности исходного продукта (кривая 10).

Сравнение льдообразующей активности аэрозолей флороглюцина, диспергированного взрывом (см. рис. 2) с активностью аэрозоля, полученного тепловым методом (см. кривые 1 и 2 на рис. 1), показывает, что в интервале температур $-4, -7^{\circ}\text{C}$ наблюдается достаточно близкий ход кривых $N(t)$, с понижением температуры до $-10, -15^{\circ}\text{C}$ кривые $N(t)$ расходятся и разность значений $N(t)$ составляет 1—1,5 порядка.

На рис. 4 нанесены данные льдообразующей активности флороглюцина, диспергированного ВВ и данные льдообразующей активности аэрозолей иодистого серебра и иодистого свинца, получен-

ые при взрыве (с помощью ВВ) противорадиационного снаряда «Эльбрус-2» в свободной атмосфере [4]. Как видно из рис. 4, эффективность фтороглюцина сравнима с эффективностью иодистого серебра и на порядок выше эффективности иодистого свинца во всем рассматриваемом диапазоне температур. Сравнительно низкая активность аэрозолей AgI и PbI_2 , полученных в [4], объясняется, по-видимому, большим количеством взрывчатого вещества, используемого в снарядах «Эльбрус-2».

Высокий температурный порог действия и высокая эффективность льдообразования, в частности при малых переохлаждениях позволяют сделать вывод о возможности диспергирования фтороглюцина взрывом.

Поскольку наиболее удобным средством доставки реагента в облака являются патроны, выстреливаемые с самолета, снаряды и ракеты, запускаемые с земли, способ диспергирования фтороглюцина, а также других активных органических и неорганических веществ взрывом при соответствующей его доработке может оказаться весьма перспективным в практике активных воздействий на облака.

ВЫВОДЫ

1. Показана возможность эффективного диспергирования фтороглюцина взрывом. Содержание фтороглюцина в дисперсной фазе составляет в среднем при взрыве патрона с черным порохом 63%, с ВВ — 65%.

2. Льдообразующая способность фтороглюцина зависит от отношения массы активного вещества к массе заряда. Для используемой нами конструкции патрона оптимальное значение этого отношения оказалось равным 6—8.

3. Пороговая температура льдообразования при диспергировании фтороглюцина взрывом оказалась равной -2°C . Средний выход ледяных кристаллов, образующихся при диспергировании фтороглюцина с помощью черного пороха и взрывчатого вещества, составляет соответственно $1,5 \cdot 10^{10}$ и $2,6 \cdot 10^{10}$ при -7°C , $1,5 \cdot 10^{11}$ и $5 \cdot 10^{11}$ при -10°C .

4. Достаточно высокий выход ледяных кристаллов получен при распылении растертого порошка безводного фтороглюцина: $3 \cdot 10^{11}$ при -10°C и $2 \cdot 10^{12}$ при -15°C . Последнее свидетельствует о возможности получения высокодисперсного и активного реагента сравнительно простым способом.

5. Сравнительный анализ льдообразующего действия фтороглюцина, иодистого серебра и иодистого свинца, диспергируемых с помощью ВВ, показывает, что активность аэрозоля фтороглюцина на порядок выше активности иодистого свинца и близка к активности иодистого серебра (в интервале температур -10 , -15°C).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бычков Н. В., Ярцева Н. Н., Бромберг А. В. Исследование льдообразующей активности аэрозолей метальдегида и флороглюцина.—Труды ГГО, 1966, вып. 186.
2. Громова Т. Н., Преображенская Е. В. Исследование льдообразующих свойств растворов органических веществ.—Труды ГГО, 1967, вып. 20.
3. Ершова Н. Г. Влияние ультрафиолета на льдообразующую активность аэрозоля флороглюцина.—Труды ЦАО, 1969, вып. 89.
4. Жихарев А. С. и др. Исследование льдообразующей активности и дисперсности реагентов, полученных взрывом, в естественных условиях.—Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л., Гидрометеиздат, 1970.
5. Пиотровиц В. В. Флороглюцин — кристаллизатор капель воды переохлажденного тумана и облачности.—Труды ГГО, 1966, вып. 186.
6. Плауде Н. О. Метод и результаты определения предельной льдообразующей активности веществ.—Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л., Гидрометеиздат, 1970.
7. Плауде Н. О., Соловьев А. Д. Анализ некоторых закономерностей льдообразования на частицах аэрозолей неорганических веществ.—В кн.: Исследования по физике облаков и активным воздействиям на погоду. М., Гидрометиздат, 1967.
8. Тверской Н. П. Применение теплового метода возгонки органических соединений на самолете.—Труды ГГО, 1963, вып. 224.
9. Graham Y. R. Phloroglucinol seeding of undercooled clouds. J. Adm. Sci. V. 20, N 6, 1963.
10. Hanger C., Rosinske I., Bernsen S. Organic crystals as icing nuclei. Jourual Atmosph. Sci. Vol. 20, N 6, 557—562.

Г. М. БАШКИРОВА, Н. В. БЫЧКОВ,
Т. Н. ГРОМОВА, И. А. МОЛОТКОВА

К ВОПРОСУ О ЛЬДООБРАЗУЮЩЕЙ АКТИВНОСТИ СЕРНИСТОЙ МЕДИ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СПОСОБА ЕЕ ДИСПЕРГИРОВАНИЯ

Наряду с нашедшими широкое применение в практике активных воздействий твердой углекислотой, иодистым серебром и иодистым свинцом весьма перспективным реагентом является сернистая медь [5]. Она отличается сравнительно высокой льдообразующей активностью, нетоксична, для ее изготовления требуется доступное и недефицитное сырье, стоимость приготовления 1 кг CuS меньше стоимости 1 кг AgI в 20 раз и 1 кг PbI₂ в 4 раза. Испытания в полевых условиях показали, что введение CuS в конвективные облака при определенных условиях приводит к выпадению осадков, а введение в слоистообразные облака вызывает кристаллизацию и образование просветов [2, 4, 5].

В основе применения рассматриваемого нами реагента CuS лежит способ механического диспергирования порошка. Это объясняется тем, что к сернистой меди не применим способ термической возгонки вследствие разложения CuS при температуре выше 220°C и метод растворов вследствие ничтожно малой растворимости CuS в воде (10^{-21} г на 100 г H₂O при $T=20^\circ\text{C}$). Льдообразующая активность сернистой меди существенно зависит от свойств исходного продукта и от способа его диспергирования, так как определяется спектром аэрозольных частиц и их общим количеством в расчете на единицу массы реагента.

Из средств доставки CuS в облака наиболее удобными являются дистанционные средства, а именно патроны, выстреливаемые с самолета, и ракеты, запускаемые с земли. Какова льдообразующая активность аэрозоля сернистой меди, образующегося при взрыве указанных изделий, оставалось неизвестным. Как следует из работы [6], число активных частиц аэрозолей AgI и PbI₂, полученных при взрыве снарядов в естественных условиях, на порядок ниже их числа при моделировании взрыва в лаборатории и на несколько порядков ниже этой величины для аэрозолей чистых

реагентов, исследованных в лаборатории. Для CuS подобных работ не выполнялось.

В настоящей работе произведено сравнение эффективности различных способов диспергирования этого реагента в лабораторных условиях.

Методика диспергирования сернистой меди. Нами исследовались два способа распыления порошкообразной сернистой меди.

1. Распыление с помощью воздушной струи. При этом порошок CuS выдувался из стеклянной трубки с узким выходным отверстием под избыточным давлением 0,5—1,5 атм., создаваемым с помощью медицинского компрессора.

2. Диспергирование взрывом: а) выталкивание из патрона пороховыми газами порошка, отделенного от заряда диафрагмой; б) собственно распыление взрывом — давление пороховых газов разрывает на части корпус патрона и распыляет содержащийся в нем реагент. Вещество и заряд в патроне находятся в непосредственном контакте.

Рассмотрим каждый из этих способов.

1. Изучение льдообразующей активности сернистой меди, распыляемой с помощью воздушной струи, производилось в холодильных камерах ГГО и ИРЕА по общепринятой методике. При этом порошок CuS вводился непосредственно в переохлажденный туман, а масса навески определялась взвешиванием на аналитических весах с точностью $\pm 0,05$ мг.

2. Опыты по взрывному диспергированию сернистой меди проводились путем подрыва патронов с реагентом в специально оборудованной бронекамере объемом 13,52 м³ в условиях, близких к естественным [3].¹

Для оценки результатов диспергирования реагента после подрыва патрона выполнялись следующие операции:

1) отбор пробы аэрозоля путем просасывания известного объема воздуха через ватный фильтр с последующим химическим анализом задержанного на фильтре реагента (по этим данным расчетным путем определялась весовая концентрация реагента в аэрозоле);

2) определение льдообразующей активности диспергированного реагента в расчете на 1 г сернистой меди общепринятым методом с использованием холодильной камеры, расположенной вблизи бронекамеры, или непосредственно в бронекамере;

3) сбор и исследование пыли, образовавшейся после полного оседания аэрозоля в бронекамере.

Выталкивание порошка пороховыми газами. В способе выталкивания применялись пластмассовые контейнеры длиной 60 мм, с толщиной стенок 3 мм и внутренним диаметром 24 и 18 мм. В днище контейнера имелось узкое отверстие для под-

¹ Работы по диспергированию сернистой меди взрывом были начаты в 1967 г. и проводились эпизодически в течение трех лет. В опытах принимали участие Н. Н. Ярцева (ИРЕА), Н. Э. Алдабаева (ГГО).

жигания пороха. На дно контейнера помещался пороховой заряд, который сверху засыпался порошкообразным реагентом. Между зарядом и реагентом находилась подвижная диафрагма. Снаряженный контейнер закрывался крышкой, прочность которой была значительно ослаблена по сравнению с прочностью днища и стенок контейнера.

Удовлетворительное диспергирование порошкообразной сернистой меди по методу выталкивания наблюдается в патронах с пороховым зарядом около 2,5 г, при этом количество CuS в контейнере было 8 г. По данным химического анализа, содержание CuS в пылеобразном осадке (после осаждения аэрозоля на дно камеры) во всех опытах превышало 50% и в среднем составляло около 60%. Ледообразующая активность осадка оценивалась по интенсивности кристаллизации переохлажденного тумана в холодильной камере. В среднем для этих порошков полная кристаллизация тумана отмечалась при $-7,5^\circ\text{C}$.

Для доставки такого контейнера с реагентом в облако использовались 26-мм сигнальные патроны и 40-мм реактивные патроны [2—5]. Существенный недостаток испытанных устройств состоит в том, что при воздействии в полевых условиях корпус патрона не уничтожается, а падает на землю.

Диспергирование взрывом. Указанный выше недостаток отсутствует при взрывном способе диспергирования, когда оболочка дробится на мелкие безопасные куски. Кроме того, взрывной способ представляет большой интерес и с точки зрения технологии снаряжения. Применение прессованного реагента позволяет поместить в патрон значительно больше реагента. Реагент в прессованном состоянии хранится более длительный срок, не меняя своей активности.

При использовании этого способа применялись контейнеры длиной 75 мм; они снаряжались брикетами сернистой меди диаметром 24,5 мм и высотой 60 мм. По оси брикетов имелся канал диаметром 12,8 мм, куда при снаряжении контейнеров реагентом помещались тубики прессованного пороха или взрывчатого вещества (тетрила). Такие контейнеры могут быть доставлены в облако с помощью 26-мм сигнальных патронов.

Как показали лабораторные исследования, загрузка патрона прессованным реагентом увеличилась примерно в 1,5 раза по сравнению с порошкообразным веществом. Содержание сернистой меди в собранном пылеобразном осадке после взрыва в среднем составляло 64%. Пороговая температура ледообразования, измеренная общепринятым методом, для осадка оказалась равной -5°C . Хорошее дробление патрона и эффективное распыление реагента наблюдалось также при взрыве пластмассовой головки противорадового изделия (ПГИ), снаряженной 280 г прессованной сернистой меди и 100 г ВВ.

С целью выявления наиболее благоприятных условий подрыва, при которых основная часть сернистой меди переходила бы в дисперсную фазу, была проведена серия специальных опытов. В этих

опытах величина взрывного заряда изменялась так, что отношение массы сернистой меди m_B к весу взрывного заряда m_3 находилось в интервале от 2 до 5. Лучший результат получен при снаряжении патрона 24—25 г CuS и 6 г ВВ; при этом отношение $\frac{m_B}{m_3} \approx 4$.

В опытах по диспергированию сернистой меди с помощью черного пороха было установлено, что достаточно высокий выход ледяных кристаллов наблюдается в тех случаях, когда в патрон помещается 24—25 г CuS и 12 г черного пороха, при этом отношение $\frac{m_B}{m_3} \approx 2$.

При подрыве патрона зарядом черного пороха или ВВ указанной величины получается хорошее диспергирование реагента.

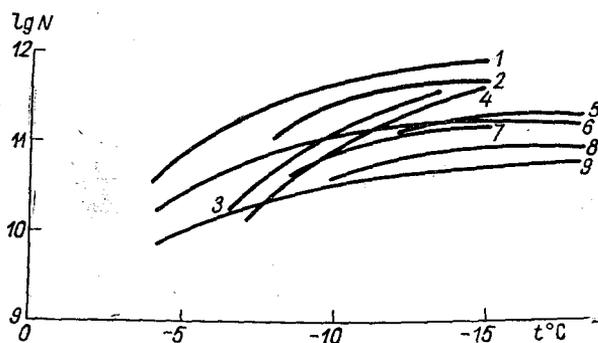


Рис. 1. Зависимость выхода ледяных кристаллов от температуры в расчете на 1 г сернистой меди при введении реагента в переохлажденный туман. 1 — свежеприготовленный порошок CuS [5]; 2, 5 — взрыв патрона с прессованным CuS с помощью черного пороха и ВВ (максимальные значения); 7, 8 — то же (средние значения); 3, 4 — осадок, выпавший на дно бронекмеры после подрыва патрона с помощью черного пороха и ВВ соответственно; 6, 9 — порошок CuS , хранившийся в течение 1—2 лет (соответственно максимальные и средние значения).

Льдообразующая активность сернистой меди при различных способах диспергирования. Распыление воздушной струей. При распылении воздушной струей порошкообразной сернистой меди, изготовленной по методике ИРЕА, образовывался аэрозоль, состоящий из частиц, размеры которых лежали в интервале 10^{-5} — 10^{-3} см, а максимум на кривой повторяемости размеров частиц приходился на $2 \cdot 10^{-5}$ см [5]. Число образующих ядер кристаллизации для этого случая представлено кривой 1 на рис. 1.

Однако при хранении порошка CuS наблюдалось понижение его льдообразующей активности, особенно заметное в течение первого года хранения. Это объясняется слипанием частиц порошка с образованием более грубодисперсного аэрозоля, чем в случае распыления свежеприготовленного порошка [1]. Среднее количество ледяных кристаллов, образующихся в камере при температуре -10°C и ниже, для порошка, хранившегося свыше года, составляло

около 10^{10} г^{-1} . При предварительном растирании порошка в агатовой ступке величину выхода удавалось повысить в 2—3 раза. При этом величина выхода ледяных кристаллов для растертого порошка практически не зависела от срока его хранения начиная с пяти месяцев хранения, но была меньше величины N для свежеприготовленного порошка.

Кривые 6 и 9 (рис. 1) характеризуют выход ледяных кристаллов для порошка, хранившегося свыше одного года и растертого перед распылением. Максимальные значения выхода ледяных кристаллов в 3—4 раза больше его средних значений. Это может быть связано с методикой исследования, а именно с тем, что обычно в холодильную камеру вводятся очень малые навески (0,1—0,4 мг), при этом число относительно крупных частиц CuS от опыта к опыту могло заметно изменяться. Различие могло быть также вызвано разной интенсивностью и продолжительностью растирания порошка перед распылением.

Диспергирование взрывом. Нами было проведено более 60 опытов по диспергированию сернистой меди взрывом. В анализ включена только та часть опытов, в которых выполнялись химический анализ образующегося в результате взрыва аэрозоля и определение его льдообразующей активности.

Как видно из рис. 1, максимальные значения льдообразующей активности сернистой меди при распылении ее взрывом оказались близки к активности исходного продукта, особенно при использовании черного пороха. Анализ имеющегося материала показывает также, что имеет место большой разброс данных о льдообразующей активности сернистой меди, полученной ее диспергированием как с помощью черного пороха, так и с помощью взрывчатого вещества. Максимальные значения выхода N_{max} для черного пороха больше $N_{\text{ср}}$ в 5 раз, а для ВВ почти в 3 раза во всем рассматриваемом диапазоне температур. Разброс данных обусловлен плохой герметичностью камеры, неоднородностью образующегося при взрыве аэрозоля и различиями температуры воздуха в бронекамере в разные периоды проведения опытов [3]. Как показали специальные исследования, если исключить указанные выше методические ошибки, то данные о льдообразующей активности будут близки к значению, характеризваемым кривыми $N(t)_{\text{max}}$.

Был проанализирован также порошкообразный осадок CuS , собранный со дна бронекамеры после полного оседания дыма. Химическим путем определялось содержание сернистой меди в осадке, а затем подсчитывалось число ледяных кристаллов, образующихся при введении в камеру высушенного и хорошо растертого в ступке порошка. Как видно из рис. 1, льдообразующая активность порошка в осадке (кривые 3, 4) получилась довольно высокой; при температуре -12°C и ниже она близка к активности аэрозоля, образовавшегося в камере после подрыва патрона с помощью черного пороха (кривая 2).

В случае взрыва пластмассовой головки противорадиационного изделия (ПГИ), снаряженного прессованной сернистой медью (при

отношении $\frac{m_B}{m_3} \approx 3$), максимальная льдообразующая активность оказалась довольно высокой, $N = 4 \cdot 10^{11}$ при -14°C .

Частицы порошкообразного осадка собирались также для определения их размеров. Оседание аэрозоля осуществлялось на чистые стеклянные пластинки, которые вносились в бронеканеру непосредственно перед началом опыта и после подрыва патрона выдерживались в ней в течение двух часов. Затем производилось фотографирование пластинок с частицами сернистой меди. Определение размера велось с помощью оптического микроскопа при увеличении $300\times$.

Результаты измерений спектра частиц осадка по размерам, полученные при диспергировании его с помощью черного пороха и взрывчатого вещества, даны на рис. 2 (кривые 2 и 3 соответственно).

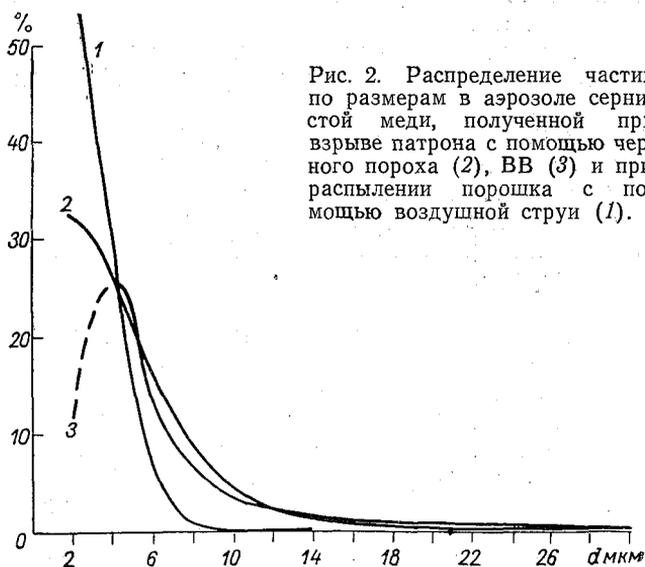


Рис. 2. Распределение частиц по размерам в аэрозоле сернистой меди, полученной при взрыве патрона с помощью черного пороха (2), ВВ (3) и при распылении порошка с помощью воздушной струи (1).

но). Каждая кривая построена на основании данных, осредненных по пяти опытам. Здесь же для сравнения приведена кривая распределения по размерам частиц аэрозоля CuS , полученного при распылении порошка воздушной струей непосредственно в холодильной камере (кривая 1). Частицы улавливались оседанием на стеклянные пластинки и фотографировались при том же увеличении микроскопа.

Из рис. 2 видно, что все три кривые близки друг к другу, особенно в крупнодисперсной части ($d > 4$ мкм). Этот факт свидетельствует о возможности хорошего диспергирования сернистой меди, предварительно запрессованной в шашки, при сравнительно небольшом количестве взрывчатого вещества (≤ 8 г) и черного по-

роха (12 г). Следует отметить, что полученные данные о размерах частиц аэрозоля относятся к сравнительно грубодисперсной части аэрозоля сернистой меди. Можно предполагать, что в камере присутствовали и более мелкие частицы CuS , как это следует из данных по выходу $N(t)$.

Эффективность сернистой меди, диспергированной взрывом ВВ, при температуре -12°C и выше сравнима с эффективностью иодистого свинца при взрыве в свободной атмосфере (с помощью ВВ) противорадиационного снаряда «Эльбрус-2» [6] и на порядок ниже эффективности иодистого серебра в интервале температур $-10, -15^\circ\text{C}$.

Сравнительно низкая активность аэрозолей AgI и PbI_2 , полученная в работе [6], объясняется, по-видимому, большим количеством взрывчатого вещества, используемого в снарядах «Эльбрус-2».

При разработке и снаряжении средств воздействия необходимо учитывать обнаруженное нами влияние количества взрывчатого вещества, а также отношения $\frac{m_{\text{в}}}{m_{\text{з}}}$ на льдообразующую активность образующегося при взрыве активного аэрозоля.

Хороший температурный порог действия и достаточно высокая льдообразующая активность при малых переохлаждениях позволяют сделать вывод о возможности эффективного диспергирования сернистой меди взрывом. Для этой цели наиболее удобными и перспективными являются такие дистанционные средства доставки реагента в облако, как патроны, снаряды и ракеты.

ВЫВОДЫ

1. Показана возможность эффективного диспергирования сернистой меди взрывом. Содержание сернистой меди в дисперсной фазе составляет в среднем 60%.

2. Льдообразующая активность сернистой меди зависит от отношения массы активного вещества к массе заряда. Для используемой нами конструкции патрона оптимальное значение этого отношения оказалось равным двум при использовании черного пороха и четырем при использовании ВВ.

3. Максимальные значения выхода ледяных кристаллов, полученные при диспергировании сернистой меди с помощью воздушной струи, при -10°C составляют $5,3 \cdot 10^{11} \text{ г}^{-1}$ для свежеприготовленного реагента и $1,2 \cdot 10^{11} \text{ г}^{-1}$ для реагента, хранившегося в течение 1—2 лет; при диспергировании прессованной сернистой меди с помощью черного пороха и взрывчатого вещества выход соответственно равен $3 \cdot 10^{11} \text{ г}^{-1}$ и 10^{11} г^{-1} .

4. Сопоставление льдообразующего действия сернистой меди, иодистого серебра и иодистого свинца, диспергируемых с помощью ВВ, показывает, что активность аэрозоля сернистой меди сравнима с активностью иодистого свинца и на порядок ниже активности иодистого серебра.

ЛИТЕРАТУРА

1. Башкирова Г. М., Молоткова И. А., Першина Т. А. Об изменении льдообразующей активности порошка CuS при длительном хранении.— Труды ГГО, 1972, вып. 278.
2. Бромберг А. В. и др. Применение CuS как средства воздействия на облака с целью регулирования осадков.— Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л., Гидрометеиздат, 1970.
3. Бромберг А. В. и др. К вопросу о льдообразующей эффективности аэрозоля флороглюцина, полученного взрывом.— См. настоящий сборник.
4. Бычков В. Н. и др. Исследования кристаллизующих свойств сернистой меди при воздействиях на переохлажденные конвективные облака.— Доклады на VII межведомственной конференции. М., Гидрометеиздат, 1967.
5. Бычков В. В., Громова Т. Н., Сумин Ю. П. Льдообразующие свойства сернистой меди как реагента для воздействия на переохлажденные облака.— Труды ГГО, 1971, вып. 262.
6. Жихарев А. С. и др. Исследование льдообразующей активности и дисперсности реагентов, полученных взрывом, в естественных условиях.— Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л. Гидрометеиздат, 1970.

Г. М. БАШКИРОВА, Т. Н. ГРОМОВА, И. А. МОЛОТКОВА

О ЛЬДООБРАЗУЮЩЕЙ АКТИВНОСТИ ИОДИСТОГО СВИНЦА В ПИРОСОСТАВАХ

За последние годы в практике активных воздействий на переохлажденные облака кристаллизующими реагентами (AgI , PbI_2 и др.) все более широкое применение находит способ их возгонки в различных пиротехнических составах [1—4]. Преимущества этого способа генерации заключаются в возможности получения достаточно большого числа льдообразующих частиц от 1 г реагента, в простоте возгонки и доставки реагента в облака и туманы и в его высокой производительности и оперативности, а также в отсутствии необходимости сложного оборудования.

В работе Ю. П. Сумина [2, 3] показано, что пиротехнические составы с иодистым серебром и иодистым свинцом, условно названные С-36, С-55 и С-64, являются эффективным средством кристаллизации переохлажденных облаков при температуре на верхней границе облака $-7,5^\circ\text{C}$ и ниже.

В данной работе изложены результаты лабораторных испытаний льдообразующей активности иодистого свинца в пиротехнических составах С-55 и С-64, а также результаты исследования влияния длительности хранения пиросоставов на льдообразующую активность PbI_2 .

Исследование льдообразующей активности реагента проводилось в холодильной камере объемом 300 л при минимальной температуре -27°C . Путем введения пара из кипятивника в камере создавался туман с водностью $1,5 \text{ г/м}^3$ и узким спектром капель ($r_{\text{мод}} = 3 \text{ мкм}$, $\bar{r}_3 = 3,3 \div 3,6 \text{ мкм}$). Льдообразующая активность реагента оценивалась по пороговой температуре $T_{\text{п}}$, выше которой не наблюдалось кристаллизации тумана, и выходу ледяных кристаллов $N \text{ г}^{-1}$, т. е. количеству кристаллов, образующихся в тумане от 1 г введенного реагента.

Введение реагента в туман производилось двумя способами:

1) навески пиротехнических составов, содержащих PbI_2 , возгонялись в тумане с помощью электроспираль при красном ее кале-

нии. Масса навески определялась взвешиванием на аналитических весах с точностью $\pm 0,05$ мг;

2) шашка пиротехнического состава в виде брикета весом 20 г сжигалась в дымовой камере объемом 1 м³. Аэрозоль перемешивался вентилятором не более 1 мин. Через различные промежутки времени производился отбор пробы аэрозоля путем просасывания известного объема воздуха через ватный фильтр с последующим химическим анализом задержанного на фильтре реагента;¹ расчетным путем определялась весовая концентрация реагента (PbI₂) в аэрозоле.

В результате лабораторных испытаний найдено, что лучшими образцами являются пиросоставы С-55 и С-64, пороговая температура которых $-2,5^{\circ}\text{C}$ близка к пороговой температуре AgI в пиросоставе 5-36 (-3°C).

Процентное содержание компонентов в исследуемых нами составах дано в табл. 1.

Таблица 1

Индекс образца	Pb ₂	KNO ₃	Сера	Тальк	Графит	Бакелит
С-55	35	40	10	—	10	5
С-64	35	30	10	20	—	5

В табл. 2 представлены средние значения выхода ледяных кристаллов в расчете на 1 г PbI₂ для пиросоставов С-55 и С-64.

Таблица 2

Индекс образца	Температура, $^{\circ}\text{C}$	Длительность хранения, число лет		
		0	1	2
С-55	-3	$8 \cdot 10^9$	$8 \cdot 10^9$	—
	-5	$6 \cdot 10^{10}$	$1,3 \cdot 10^{11}$	—
	-7	$1,7 \cdot 10^{11}$	$2,5 \cdot 10^{11}$	$3,4 \cdot 10^{11}$
	-10	10^{12}	$1,1 \cdot 10^{12}$	$8 \cdot 10^{11}$
С-64	-15	$3,8 \cdot 10^{12}$	$2 \cdot 10^{12}$	$5 \cdot 10^{12}$
	-3	$4 \cdot 10^{10}$	$6 \cdot 10^{10}$	
	-5	$2 \cdot 10^{11}$	$1,2 \cdot 10^{11}$	
	-10	$2 \cdot 10^{12}$	$8,0 \cdot 10^{11}$	

Исследования пиросоставов С-55 и С-64 на длительность хранения показали, что льдообразующая активность иодистого свинца практически не изменяется после хранения образцов в лаборатор-

¹ Методика определения иодистого свинца в аэрозолях отработана в ИРЕА.

ных условиях в течение 1—2 лет. Применение в последних образцах серого графита вместо дефицитного черного не повлияло на льдообразующую активность PbI_2 . Изготовление пиросоставов при дневном, а не при красном свете также не сказалось на выходе ледяных кристаллов, что позволило значительно упростить технологию их изготовления.

В результате проведенной работы пиросоставы С-55 и С-64 в пиропатронах были рекомендованы для испытаний в полевых условиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аксенов М. Я. и др. Получение льдообразующего аэрозоля иодистого свинца с помощью пиротехнических составов.— Труды ЦАО, 1962, вып. 44.
2. Сумин Ю. П. Экспериментальные исследования кристаллизации переохлажденной слоистообразной облачности пиротехническими составами AgI и PbI_2 — Труды ГГО, 1966, вып. 186.
3. Сумин Ю. П. Методика рассеяния переохлажденных туманов пиротехническими составами с иодидами серебра и свинца.— Труды ГГО, 1968, вып. 224.
4. Сумин Ю. П. Об опытах по тушению (локализации) лесных пожаров путем искусственного воздействия на облака.— Труды ГГО, 1971, вып. 262.

К ВОПРОСУ О ВЗАИМОДЕЙСТВИИ РАЗВИВАЮЩЕГОСЯ КУЧЕВОГО ОБЛАКА С ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДОЙ

Данные натурных исследований микроструктуры кучевых облаков, а также наблюдения за эволюцией их границ показали, что на развитие облака существенное влияние оказывает его взаимодействие (обмен) с ненасыщенной окружающей средой [3, 4, 5]. Механизм взаимодействия между ними и его интенсивность обсуждались в ряде статей, краткий обзор которых может быть найден в работах И. А. Славина, А. И. Вайнштейна [10]. В настоящей статье рассмотрен вопрос о возможности учета влияния процессов обмена на микроструктуру облака.

1. Интенсивность взаимодействия облака с окружающей средой. По своей физической природе изолированное кучевое облако представляет собой область с повышенной влажностью, имеющую свою систему циркуляции и содержащую капельно-жидкую фракцию. Поэтому его взаимодействие с окружением должно проявляться как в определенном изменении характеристик поля скоростей внутри облака, так и в изменении полей температуры и влажности по сравнению с адиабатическим приближением. Именно эти обстоятельства использовались обычно для оценки интенсивности процесса [10].

Взаимодействие движущегося объема облачного воздуха с ненасыщенным окружением (предполагается, что в начальный момент времени окружающая среда находится в состоянии покоя) по современным представлениям складывается из двух процессов: упорядоченного вовлечения ненасыщенного окружающего воздуха в облако и турбулентного обмена облачного воздуха с окружающей его средой. Характер этого взаимодействия существенно зависит от взаимодействия облака с полем внешнего ветра. Так, величина и направление тангенциальной составляющей внешнего ветра w_1 влияют на интенсивность бокового турбулентного перемешивания, тогда как его нормальная составляющая u_1 отвечает за интенсивность процесса вовлечения благодаря конвергенции ветра в окрестности облака.

На рис. 1 схематически показано влияние направления внешнего ветра на процесс турбулентного обмена:

а) вертикальные скорости внутри и вне облака имеют одинаковое направление, при этом $\Delta w_a = w_2 - w_1$;

б) вертикальные скорости внутри и вне облака имеют противоположные направления — $\Delta w_b = w_2 + w_1$.

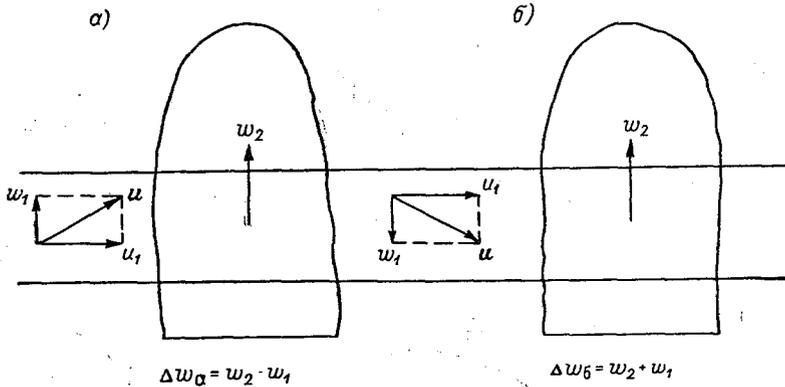


Рис. 1. Схема взаимодействия облака с полем внешнего ветра.

Из рис. 1 видно, что турбулентное перемешивание в случае „б” должно быть более интенсивным, чем в случае „а” ($\Delta w_b > \Delta w_a$), в результате чего создаются менее благоприятные условия для развития облака.

Интенсивность процесса обмена облака с окружением характеризуют обычно так называемым линейным показателем вовлечения [6], определяемым как

$$\mu = \frac{1}{M} \frac{dM}{dz}. \quad (1)$$

В табл. 1 представлены имеющиеся на данный момент сведения о величине коэффициента вовлечения. Из данных табл. 1 видно, что скорости динамического вовлечения и вовлечения за счет бокового турбулентного обмена имеют одинаковый порядок, что подтверждает необходимость совместного учета в теоретических схемах обоих указанных механизмов вовлечения. Согласно приведенным данным, величины μ имеют один и тот же порядок и в случае струйной модели облака и в модели облака в виде всплывающего термика. Данные же лабораторных исследований показывают, что вовлечение в пузырь существенно больше, чем в струю за счет перемешивания в головной части термика [6]. Следует отметить также, что в работе Халтинера во всех трех уравнениях переноса тепла

Скорость вовлечения по данным разных авторов

Автор	Год	Механизм вовлечения	Модель облака	Скорость вовлечения $\mu \cdot 10^{-5} \text{ см}^{-1}$	Методика оценки μ	Примечания
Стоммель	1947 1951	Боковое турбулентное перемещение	Стационарная цилиндрическая струя, среда неподвижна	0,8—0,3	Обработка данных зондирования внутри и вне пассатных облаков	Мощность облаков 1,0—1,5 км, радиусе ~0,25 км
Остин	1948	Динамическое вовлечение	То же	0,6—0,4		
Остин Флейшер	1948	То же	То же	0,4—10,0	Теоретический расчет при предположении $T = T', \gamma = \gamma_a$	T и T' — температура внутри и вне облака, γ — градиент температуры внутри облака, γ_a — суховлагодатический градиент температуры; расчетная мощность облаков 4,0—6,0 км. Мощность облаков 1,0—1,2 км
Малкус	1949	Горизонтальный втек под влиянием вертикального сдвига горизонтальной составляющей внешнего ветра.	Стационарная струя	1,0—0,5	Исследования турбулентности в зоне пассатных облаков.	
Малкус	1954	Суммарное вовлечение	То же	10—0,3	Теоретические расчеты	Мощность облаков до 1,5 км, радиус 0,10—0,75 км
Байерс, Бейрам	1948	Динамическое вовлечение	Стационарная цилиндрическая струя	~0,2	Обработка данных по дивергенции ветра в окрестности облака	Изучались грозовые облака мощностью ~10 км, радиус ~5 км.

Хаутон, Крамер	1951	То же	То же	0,2—1,0	Данные расчета	Мощность облаков 1,5 км
Морлон	1957	Турбулентное не- ремешивание	Установившаяся турбулентная струя	0,2/R	Перенос на кон- векцию теории расширения су- хих нагретых струй	При $R = 5,0 \div 0,5$ км $\mu = (0,04 \div 0,40) \cdot 10^{-5} \text{ см}^{-1}$
Васильчен- ко	1958	То же	Турбулентная струя	0,35/R		При $R = 5,0 \div 0,5$ км $\mu = (0,07 \div 0,70) \cdot 10^{-5} \text{ см}^{-1}$
Халгинер	1959	Динамическое во- влечение и тур- булентное пере- мешивание	Стационарная цилиндрическая струя.	$\mu + k$ ($k \approx 1,0 \div 0,1$)	Обработка данных зондирования	Турбулентное перемешива- ние не изменяет массы облачного воздуха
Левин	1959	Вток ненасыщен- ного воздуха и отток облачного воздуха	Термик, циркуля- ция внутри ко- торого описыва- ется уравнения- ми вихря Хилла	$\sim 0,3c/R$		$c = 0 \div 1$, при $\epsilon = 0,4$ $\mu = (1,0 \div 0,1) \cdot 10^{-5} \text{ см}^{-1}$
Славин	1969	Турбулентное перемешивание	Турбулентная струя	$\frac{F}{e} \cdot \frac{\bar{r}}{r} = \sim 1,0$	Обработка данных зондирования	F — коэффициент пропор- циональности, зависящий от интенсивности турбу- лентного обмена, r и \bar{r} — плотность облачного воз- духа и среды, e — ли- нейный размер частицы

и количества движения используется один и тот же коэффициент вовлечения, что не вполне оправдано [10].

2. Оценка интенсивности взаимодействия по данным о микроструктуре облаков. При описании эволюции облачного спектра обычно учитываются конденсационный рост капель, их перенос в восходящем потоке, коагуляция в поле силы тяжести и дробление крупных капель [7]. В общем случае в кинетическое уравнение должен быть внесен дополнительный член, учитывающий обмен облака с окружением. Проще всего оценить вклад этого члена для начальной (конденсационной) стадии развития облака, когда удельный вклад поверхностных эффектов в процесс облакообразования еще весьма существен.

На конденсационной стадии развития облака в адиабатическом приближении принимается, что весь избыток водяного пара, возникающий вследствие охлаждения поднимающегося воздуха, полностью конденсируется на каплях, а концентрация капель вне области формирования спектра по мере подъема облачного воздуха остается постоянной [2]:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dW}{dt} &= - \frac{dq}{dt}, \\ \frac{dW}{dt} &= \int_0^{\infty} n(r) \frac{dm}{dt} dr, \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

где W — масса капель, содержащихся в 1 г облачного воздуха, q — удельная влажность, $n(r)$ — функция распределения капель по размерам, $\frac{dm}{dt}$ — скорость конденсационного роста капель.

Данные измерений распределения концентраций капель по высоте в кучевых облаках, приведенные, например, в работах [3] и [4] показывают, однако, что в реальных условиях она, начиная с некоторого уровня, убывает с ростом высоты над основанием облака. Это дает основание допустить, что убывание концентрации капель с высотой на ранней стадии развития облака в основном обусловлено процессом перемешивания, так как влияние гравитационной коагуляции еще незначительно.

Допуская, что при подъеме облачного объема не происходит возрастания числа капель вследствие конденсации на новых ядрах и что вовлечение ненасыщенного воздуха не приводит к полному испарению части капель в рассматриваемом объеме, будем иметь [1, 10]:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dW}{dt} &= - \frac{dq}{dt} - \mu \omega (q - q_e) - \mu \omega W - k W, \\ \frac{dW}{dt} &= \int_0^{\infty} n(r) \frac{dm}{dt} dr + \int_0^{\infty} m(r) \frac{dn}{dt} dr. \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

Здесь q_e — удельная влажность внеоблачного воздуха, k — коэффициент турбулентного обмена.

Из (3) для изменения концентрации капель получим:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dn}{dt} &= -k'n, \\ k' &= k + \frac{1}{M} \frac{dM}{dt}. \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

При $\frac{dn}{dt} = 0$

$$\frac{dn}{dz} = -\frac{k'}{w} n. \quad (5)$$

Уравнения (4) и (5) могут быть использованы для расчетов коэффициентов перемешивания k' , если нам известны распределение по высоте концентрации капель и вертикальной скорости в облаке [1]. Примеры расчетов величины k' по формуле (5) приведены в табл. 2.

Т а б л и ц а 2
Пример расчета коэффициента вовлечения
для кучевых облаков по данным разных
авторов

Автор	Слой над ос- нованием обла- ка, м	Разность кон- центраций по высотам Δn см ⁻³	Коэффициент перемешивания $k' \cdot 10^3$ с ⁻¹
В. А. Зай- цев	100—225	260	10,6
	225—400	60	5,5
	400—600	50	7,9
	600—800	20	5,8
	100—800	390	4,7
Вейк- ман-Кампе	100—500	80	2,3
	500—1000	70	3,9
	1000—1500	70	4,8
	1500—2000	40	3,9
	100—1000	150	2,6
Г. Т. Ни- кандрова	1000—2000	110	3,3
	100—250	130	7,5
	250—500	35	2,4
	500—750	35	3,8
	750—1000	25	3,9
	1000—1250	30	6,0
	1250—1500	30	7,2
1500—1750	20	5,0	
100—1750	305	4,8	

При расчетах k' использовались экспериментальные данные о распределении усредненных значений скорости восходящего потока в кучевых облаках хорошей погоды [8]. Согласно этим данным, скорость восходящего потока сначала растет с высотой, достигая максимума на уровне 1 км, а затем убывает.

Как видно из табл. 2, величина коэффициента перемешивания, полученная по слоям на основании данных В. А. Зайцева, колеблется в пределах от $5 \cdot 10^{-3}$ до $10 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$. Среднее значение k' , рассчитанное для всего слоя, оказалось равным $4,7 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$.

Величины k' , полученные по данным Вейкмана и Кампе, имеют тот же порядок и изменяются в пределах от $2 \cdot 10^{-3}$ до $5 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$. Среднее значение коэффициента перемешивания в слоях возрастания и убывания вертикальной скорости составляет $3,3 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$.

Изменение величины k' от слоя к слою позволяет предположить, что наибольшее перемешивание наблюдается в средней части облака. Об этом говорят данные о конвергенции ветра в окрестности мощных кучевых облаков [5]. Кроме того, при использовании данных В. А. Зайцева большие значения k' получились также в основании облака. Полученные результаты позволяют заключить, что при принятых выше допущениях за среднее значение коэффициента перемешивания для кучевых облаков в начальной стадии их развития можно принимать $3 \cdot 10^{-3}$ — $5 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$, что совпадает с диапазоном величин, использованных, например, в [9]. Для более точного определения величины k' необходимы более детальные данные о изменении концентрации капель и вертикальной скорости с высотой и со временем, а также учет коагуляции и испарения капель в процессе развития облака.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бериташвили Б. Ш., Довгалюк Ю. А. К оценке величины коэффициента перемешивания в кучевых облаках.— Метеорология и гидрология, 1967, № 5.
2. Довгалюк Ю. А., Бериташвили Б. Ш. К расчету конденсационного роста и испарения капель в кучевых облаках.— Труды ГГО, 1967, вып. 202.
3. Зайцев В. А. Водность и распределение капель в кучевых облаках.— Труды ГГО, 1950, вып. 19.
4. Никандрова Г. Т. Чуваев А. П. О роли задерживающих слоев в разрешении осадков.— Метеорология и гидрология, 1956, № 4.
5. Риль Г. Тропическая метеорология. М., Изд. иностр. лит-ры, 1963.
6. Скуайрс П. Процессы перемешивания в конвективных облаках. Динамика кучевых облаков. М., «Мир», 1964.
7. Смирнов В. И. Обобщенное кинетическое уравнение Больцмана и некоторые уравнения кинетики полидисперсных систем.— Труды ЦАО, 1963, вып. 47.
8. Сулаквелидзе Г. К., Бибилашвили Н. Ш., Лапчева В. Ф. Образование осадков и воздействие на грозовые процессы. Л., Гидрометеиздат, 1965.
9. Mason B. J., Emig R. Calculation of the ascent of a saturated buoyant parcel with mixing. Quart. J. Roy. Met. Soc. 87, N 372, 1961.
10. Weinstein A. I. A numerical model of cumulus. Dynamics and microphysics. J. Atm. Sci., vol. 27, N 2, 1970.
11. Weickman H. K. and aufm Kampe H. J. Physical properties of cumulus clouds. J. Met., 10, N 3, 1953.

К ВОПРОСУ ОБ ЭФФЕКТИВНОСТИ ИСКУССТВЕННОГО СТИМУЛИРОВАНИЯ ОСАДКОВ В ГОРАХ

Эффективность искусственного вызывания осадков из облаков зависит не только от метода вызывания, но и от интенсивности поступления влаги в область образования и развития облаков. Причем в количественном отношении последнее для результата воздействия является весьма существенным. В процессе экспериментальных исследований обнаружено, что в равнинных условиях количество искусственно вызываемых осадков не превышает 10—15%, в то время как в горах удается искусственно увеличивать осадки на 30—40%. Можно предположить, что одной из существенных причин этого является влияние горно-долинной циркуляции в горах и предгорьях на суточный ход влажности.

О. А. Дроздов в своих работах [2] и [3] показывает, что в процессе развития циркуляции из долин и предгорий уносится вверх довольно много водяного пара и таким образом местная циркуляция как бы иссушает воздух долин. Н. Ф. Гельмгольц в статьях [4] и [5] также указывает на то, что днем перенос влаги вверх по склону может приводить к обеднению влагой предгорий, скоплению влаги в горах и расходу ее на образование и развитие облаков. Эти естественные причины создают более благоприятные условия и для эффективности активного воздействия на облака с целью стимулирования из них осадков. В настоящей работе рассмотрены некоторые вопросы, относящиеся к этой проблеме, на основе материалов наблюдений в Казахстане (Зайлиийский Алатау). При этом для изучения распределения относительной и удельной влажности использованы данные наблюдений за 1966—1970 гг. (периоды май—август) семи метеорологических станций на разных высотах над уровнем моря: Балхаш (347 м), Баканас (394 м), Алма-Ата, ГМО (847 м), Алма-Ата, агро (1317 м), Верхний Горельник (2250 м), Большое Алма-Атинское озеро (2507 м), Мын-Джилки (3036 м). Следует отметить, что ст. Балхаш расположена вблизи оз. Балхаш, Баканас — пустынная станция, Алма-Ата (ГМО) находится в предгорном районе, остальные — в горах (все эти станции располагают-

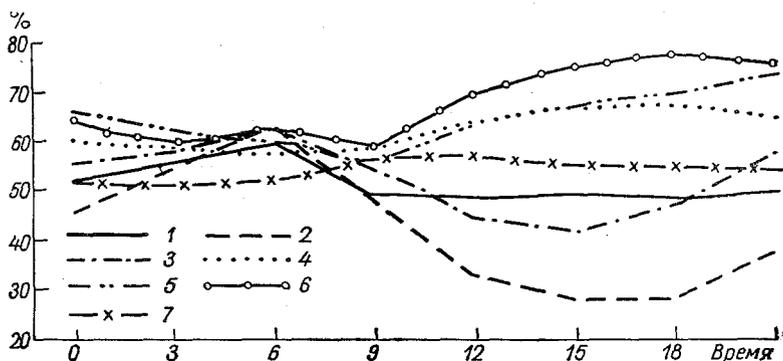


Рис. 1. Суточный ход относительной влажности.

1 — Балхаш, 2 — Баканас, 3 — Алма-Ата (ГМО), 4 — Верхний Горельник, 5 — Большое Алма-Атинское озеро, 6 — Мын-Джилки, 7 — Алма-Ата (агро).

ся практически на одном меридиане по нормали к Заилийскому Алатау).

Разработки выполнены по восьми срокам наблюдений (00—21 ч местного декретного времени), в ходе которых был рассмотрен суточный ход относительной и удельной влажности, определена повторяемость различных градаций относительной влажности, для чего вычислялось процентное отношение числа случаев данной градации к сумме всех случаев за определенный срок.

Для ст. Балхаш характерны почти постоянные значения относительной влажности в течение дня (рис. 1), в чем можно усмотреть стабилизирующее влияние рядом расположенного большого водоема. Лишь в ночные и ранние утренние часы значения влажности повышались до максимума 60%. Это хорошо иллюстрируется табл. 1, наибольшей повторяемостью 26% (в этот срок) характери-

Таблица 1

Повторяемость относительной влажности (по градациям) в суточном ходе (ст. Балхаш)

Время, часы	Относительная влажность, %								
	20	21—30	31—40	41—50	51—60	61—70	71—80	81—90	91—100
00	0,8	8,7	19,3	20,0	18,0	16,3	11,3	4,5	0,3
03		4,9	16,2	20,7	21,7	20,0	11,1	4,6	0,8
06		1,7	10,3	18,4	25,7	17,9	17,6	7,3	1,1
09	0,8	11,2	18,9	28,2	18,0	10,1	9,1	3,4	0,3
12	6,5	17,2	10,6	18,5	21,2	17,8	6,9	1,0	0,3
15	5,1	6,6	12,9	23,3	31,7	15,5	3,8	1,1	
18	5,1	10,3	13,0	23,1	26,1	18,4	3,5	0,5	
21	3,3	15,1	15,6	16,5	18,5	20,8	8,8	1,4	

Таблица 2

**Повторяемость относительной влажности (по градациям)
в суточном ходе (ст. Баканас)**

Время, часы	Относительная влажность, %								
	20	21-30	31-40	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90	91-100
00	1,1	20,5	32,3	18,0	12,6	6,0	5,4	2,7	1,4
03		5,7	23,6	26,4	14,7	14,4	6,8	6,0	2,4
06		0,3	9,4	19,9	26,3	18,7	12,2	10,3	2,9
09	0,3	11,9	28,8	28,0	17,5	8,2	3,2	2,1	
12	12,0	45,9	22,3	13,7	3,9	0,8	0,8	0,6	
15	36,8	40,7	14,0	3,2	3,0	0,6	1,1	0,3	0,3
18	42,7	35,2	13,4	3,6	0,8	1,0	1,9	1,1	0,3
21	19,5	36,9	20,7	10,6	4,8	3,0	3,2	0,8	0,5

зуются значения влажности в пределах 51—60%. Для всех сроков, как видно из таблицы, наибольшая повторяемость (65—88%) приходится на градации 20—70%.

На ст. Баканас, отличающейся значительной континентальностью, в среднем относительная влажность значительно изменяется на протяжении дня, амплитуда составляет 35% (рис. 1). Наибольшие значения влажности (62%) отмечаются в 6 ч, что подтверждается табл. 2: большая повторяемость (26%) приходится на градации 50—60%. Большой повторяемостью на протяжении суток, за исключением шестичасового срока, порядка 59—98% здесь характеризуются значения влажности 20—60%.

Для пункта Алма-Ата (ГМО) типичным (в среднем) является значительное изменение относительной влажности (см. рис. 1). Мак-

Таблица 3

**Повторяемость относительной влажности (по градациям)
в суточном ходе (Алма-Ата, ГМО)**

Время, часы	Относительная влажность, %								
	20	21-30	31-40	41-50	51-60	61-70	71-80	81-90	91-100
00	0,3	2,7	16,9	26,9	24,5	15,8	6,9	4,1	1,9
03	0,3	4,2	12,0	26,0	22,2	18,2	9,9	4,6	2,6
06		2,5	9,6	21,7	28,9	18,6	9,8	6,4	2,5
09	0,8	3,5	25,4	31,4	20,0	9,7	5,4	2,7	1,1
12	1,1	15,5	31,0	27,8	12,4	7,0	1,9	2,8	0,5
15	4,6	28,7	30,4	17,3	8,2	5,7	2,7	1,9	0,5
18	3,5	25,4	29,6	20,0	10,8	6,8	1,9	1,4	0,8
21	0,3	2,9	13,6	30,5	23,1	16,0	7,6	4,3	1,7

Таблица 4

**Повторяемость относительной влажности (по градациям)
(Алма-Ата, агро)**

Время, часы	Относительная влажность, %								
	20	21—30	31—40	41—50	51—60	61—70	71—80	81—90	91—100
00	1,6	8,9	24,2	26,6	16,5	9,8	6,5	2,4	3,5
03	1,1	9,8	24,6	25,0	18,8	9,0	6,8	3,3	1,6
06	2,4	6,7	22,5	29,8	16,3	8,7	7,8	2,6	3,2
09		4,3	16,8	31,1	21,4	12,2	6,0	4,6	3,6
12	0,5	2,9	18,5	29,5	21,4	14,0	6,7	3,0	3,5
15	0,8	6,2	26,8	22,8	20,4	8,6	6,8	4,3	3,3
18	0,5	5,9	22,7	26,4	20,8	11,9	5,9	2,4	3,5
21	0,5	6,8	23,4	25,5	18,0	11,4	7,3	2,7	4,4

симальные значения влажности (62%) отмечаются в утренние часы (6 ч). Как видно из табл. 3, в это время большая повторяемость 29% приходится на градацию 50—60%. В течение дня наиболее часто (81—94%) повторяются градации в пределах 20—70%.

Амплитуда относительной влажности на ст. Алма-Ата (агро) мало изменяется на протяжении суток (51—56%). Здесь начинает проявляться влияние гор, смягчающих колебания метеоэлементов. В дневные часы максимальные значения влажности (рис. 1) достигали 56% (9—12 ч), что подтверждается большой повторяемостью 30% (табл. 4) градаций 40—50. Все сроки характеризуются наибольшей повторяемостью (61—70%) влажности в пределах 30—60%.

Таблица 5

**Повторяемость относительной влажности (по градациям)
в суточном ходе (ст. Верхний Горельник)**

Время, часы	Относительная влажность, %								
	20	21—30	31—40	41—50	51—60	61—70	71—80	81—90	91—100
00	0,3	4,1	7,9	19,9	20,4	17,5	10,8	10,5	8,6
03	0,8	4,9	11,5	19,6	23,1	14,8	10,6	7,9	6,8
06	1,4	4,4	11,7	19,3	24,2	17,1	8,4	5,9	7,6
09	1,6	5,4	13,9	25,3	18,3	11,7	9,0	6,9	7,9
12	0,8	3,0	6,6	13,3	18,1	16,2	18,4	10,0	13,6
15		2,2	7,2	12,6	17,4	16,9	17,2	10,7	15,8
18	0,3	0,8	5,1	14,8	22,9	15,6	14,3	10,3	15,1
21	0,3	1,2	6,6	13,5	20,2	21,2	13,4	12,6	11,0

Таблица 6

**Повторяемость относительной влажности (по градациям)
в суточном ходе (ст. Большое Алма-Атинское озеро)**

Время, часы	Относительная влажность, %								
	20	21—30	31—40	41—50	51—60	61—70	71—80	81—90	91—100
00	0,3	2,2	5,7	9,7	19,7	19,5	18,7	12,8	11,4
03	1,1	2,5	9,8	13,5	18,7	20,0	13,0	11,1	10,3
06	1,1	5,2	9,8	17,8	18,9	15,9	10,4	11,4	9,5
09	1,9	8,7	15,9	20,3	16,5	13,3	8,4	8,2	6,8
12	1,4	3,3	10,3	13,6	17,6	18,4	14,6	8,9	10,9
15	0,8	2,4	7,6	12,7	19,5	13,8	14,9	13,0	15,4
18	0,3	0,5	4,6	14,8	17,0	19,4	15,6	9,3	18,2
21		0,8	2,5	5,9	16,0	20,8	21,6	14,6	17,8

На ст. Верхний Горельник наблюдаются сравнительно высокие значения (в среднем) относительной влажности в течение суток (57—67%) (см. рис. 1). Максимум влажности (66—67%) приходится на 15—18 часов, что также выражено и в повторяемости (табл. 5),—51—53% приходится на интервал 50—80%. Наиболее часто (82—88%) в течение суток наблюдается влажность в пределах 30—90%.

Станция Большое Алма-Атинское озеро также характеризуется довольно высокими значениями относительной влажности. Для этой станции характерным является максимум влажности 72%, наблюдающийся в 21 ч (см. рис. 1), что соответствует большой повторяемости (22%) (табл. 6) значений влажности 70—80%. Влаж-

Таблица 7

**Повторяемость относительной влажности (по градациям)
в суточном ходе (ст. Мын-Джилки)**

Время, часы	Относительная влажность, %								
	20	21—30	31—40	41—50	51—60	61—70	71—80	81—90	91—100
00	1,4	1,9	8,7	14,4	14,9	18,9	16,0	10,8	13,0
03	1,6	7,1	9,8	13,2	16,2	20,1	11,4	9,2	11,4
06	2,4	8,0	9,4	14,0	17,7	17,5	11,4	8,7	10,9
09	1,4	10,3	12,5	13,3	21,2	12,7	9,4	10,0	9,2
12	0,3	4,6	7,9	9,7	10,6	16,4	14,9	14,8	20,8
15	0,3	2,5	3,5	5,7	10,9	15,4	19,4	15,8	26,5
18		1,3	2,2	7,0	13,0	17,2	17,9	16,5	24,9
21	0,3	1,6	3,0	7,9	12,3	18,0	20,9	20,3	15,7

ность в пределах 30—100% довольно часто (53—95%) наблюдается в течение дня.

Для пункта Мын-Джилки является типичным изменение влажности (в среднем) в пределах 58—76% (см. рис. 1). Максимальные значения влажности 74—76% наблюдаются во второй половине дня (15—21 ч). Наиболее часто 36—42% в эти часы отмечаются градации 80—100% (табл. 7). На протяжении суток чаще всего (88—99%) влажность отмечается в пределах 40—100%.

Как видно из рис. 1, в среднем значения относительной влажности для станций Балхаш, Баканас, Алма-Ата (ГМО) возрастают

Таблица 8

Суточный ход относительной влажности

Станция	Время, часы								Среднее суточное
	00	03	06	09	12	15	18	21	
Балхаш	52	56	60	49	48	49	48	49	51
Баканас	46	55	62	47	32	27	27	36	42
Алма-Ата, ГМО	56	58	62	54	44	41	46	56	52
Алма-Ата, агро	52	51	52	56	56	54	54	54	54
Верхний Горельник	60	58	57	58	63	66	67	64	62
Большое Алма-Атинское озеро	66	62	60	55	63	66	68	72	64
Мын-Джилки . .	65	60	62	58	69	74	76	74	67

к 6 ч, а затем убывают. В летнее время для этих станций относительная влажность обычно невелика в течение суток. Наиболее низкие ее значения относятся к дневным часам у земной поверхности. Резкое уменьшение влажности происходит к 9 ч утра, минимальных значений она достигает к 16 ч. Для ст. Алма-Ата (агро) значения относительной влажности в течение дня остаются почти постоянными. Для горных станций Верхний Горельник, Большое Алма-Атинское озеро, Мын-Джилки значения относительной влажности постепенно возрастают и достигают максимальных значений во второй половине дня.

Амплитуда суточных изменений относительной влажности у земли 5—35%.

Колебания относительной влажности, как обычно, отражают колебания температуры и влагосодержания. Вечером температура резко падает, влагосодержание растёт, следовательно, резко растёт и относительная влажность. Утром происходит падение относительной влажности.

Если рассматривать распределение относительной влажности у земли от Балхаша к Мын-Джилки (табл. 8), следует отметить, что для всех сроков характерно понижение относительной влажно-

ости (в основном во втором половине дня) от Балхаша к Бака-
су (до 27%), а затем повышение к Мын-Джилки (до 77%),
е. влажность возрастает по направлению к хребту.

Для равнинных станций типичным является то, что у земли
значения относительной влажности в утренние часы больше, чем
дневные. Такое распределение влажности связано с условиями
вертикального обмена. При интенсивном переносе вверх водяного
пара в дневное время содержание его у земли уменьшается и тем
более уменьшается относительная влажность, на ход которой
этом же смысле влияет рост температуры.

Для горных станций характерны более высокие значения отно-
сительной влажности на протяжении дня, что обусловлено пони-
жением температуры с высотой. Увеличение содержания водяного
пара в атмосфере над горами можно объяснить интенсивным испа-
рением с ледников, обильного растительного покрова и т. д.

Рассмотрим теперь режим распределения удельной влажности
поверхности земли (рис. 2).

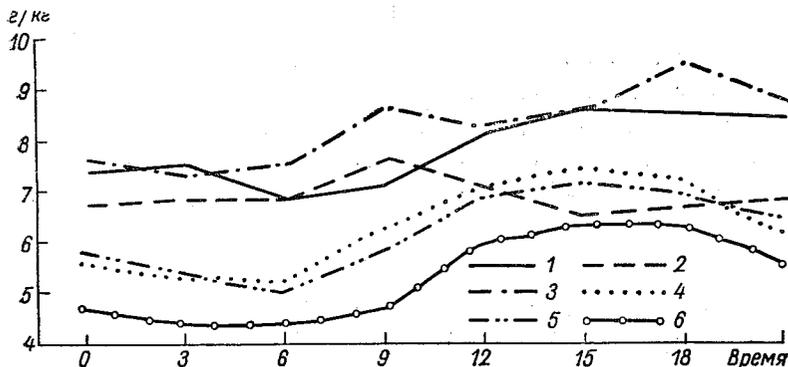


Рис. 2. Суточный ход удельной влажности.
Усл. обозначения см. рис. 1.

На ст. Балхаш в среднем на протяжении дня удельная влаж-
ность изменяется от 6,8 до 8,5 г/кг. Максимум ее (8,5 г/кг) отме-
чается в 15 ч, минимум (6,8 г/кг) в 6 ч. Удельная влажность вы-
ислялась по давлению, относительной влажности и температуре
о линейке Гельмгольца.

Для ст. Баканас характерно незначительное изменение удельной
влажности в течение дня. Наибольшие в среднем значения удель-
ной влажности (7,6 г/кг) отмечаются в 9 ч, после чего ее значения
онижаются до 6,4 г/кг (15 ч), а на протяжении ночи и в утрён-
ие часы остаются почти постоянными.

Алма-Ата (ГМО) характеризуется большими в среднем значе-
ниями удельной влажности на протяжении дня (рис. 2). Влаж-
ность постепенно увеличивается до максимума 9,4 г/кг в 18 ч, а за-

тем постепенно убывает. Как видно из рис. 2, для Алма-Аты (агро) в среднем характерно постепенное повышение удельной влажности к 12—18 ч (8,7 г/кг), а затем незначительное понижение в ночные часы (до 6,3—6,6 г/кг).

Для ст. Верхний Горельник является типичным повышением удельной влажности в дневное время до 7,4 г/кг (15 ч), а затем понижение в ночные часы до минимума 6,2 г/кг (6 ч).

Значения удельной влажности на ст. Большое Алма-Атинское озеро также в дневные часы возрастают до максимума в 15 (7,2 г/кг), а потом постепенно убывают до 5,0 г/кг (6 ч). Для ст. Мын-Джилки в среднем характерно постепенное повышение удельной влажности к 15—18 ч (6,4 г/кг), а затем понижение до 4,4 г/кг (3—6 ч).

Таблица 9

Суточный ход удельной влажности

Станция	Время, часы								Среднее суточное
	00	03	06	09	12	15	18	21	
Балхаш	7,4	7,5	6,8	7,1	8,1	8,5	8,4	8,3	7,8
Баканас	6,7	6,8	6,8	7,6	7,0	6,4	6,6	6,7	6,8
Алма-Ата, ГМО	7,6	7,3	7,5	8,6	8,2	8,5	9,4	8,7	8,2
Алма-Ата, агро	6,6	6,4	6,3	7,9	8,6	8,7	8,6	7,4	7,6
Верхний Горельник	5,6	5,3	5,2	6,2	7,1	7,4	7,2	6,2	6,3
Большое Алма-Атинское озеро	5,8	5,4	5,0	5,8	6,9	7,2	7,0	6,5	6,2
Мын-Джилки . .	4,7	4,4	4,4	4,7	6,0	6,4	6,4	5,6	5,3

Для распределения удельной влажности (рис. 2) является типичной тенденция повышения значений удельной влажности во второй половине дня и некоторое понижение к 21 ч, что объясняется, вероятно, уменьшением испарения у земли, приводящим к уменьшению удельной влажности. У земли максимум удельной влажности для ст. Баканас приходится на 9 ч, когда испарение с подстилающей поверхности усиленно растет, а турбулентное перемешивание еще невелико.

Максимум удельной влажности на всех остальных станциях приходится на 15—18 ч. К 18 ч скорость ветра уменьшается и при ослаблении турбулентного перемешивания и еще значительном испарении количество водяных паров увеличивается. Кроме того, днем наблюдается долинный ветер, который приносит на все высоты тепло, резко повышая влагосодержание воздуха в горах и снижая его в предгорьях [7]. Дневная циркуляция, как указывалось выше, переносит вверх по склону большое количество водяных па-

ов. Этим объясняется резкий рост влагосодержания днем в горах и падение его в предгорьях.

Минимум на всех станциях наблюдается перед восходом солнца (3—6 ч), когда отмечаются наименьшие значения температур.

В нижнем слое атмосферы на периодические изменения удельной влажности, связанные с процессами испарения, непосредственное влияние оказывает перенос водяного пара вверх вследствие турбулентного обмена.

При интенсивном перемешивании происходит выравнивание удельной влажности по высоте. Слабый обмен способствует повышенному содержанию водяных паров вблизи поверхности земли. Конвективная передача в верхние слои в послеполуденные часы

Таблица 10

Средние суточные значения влажности
(по данным 1966—1970 гг. и по аэроклиматическому справочнику)

Станция	Высота над ур. моря, м	Относительная влажность		Удельная влажность	
		данные за 1966—1970 г.	данные справочника	данные за 1966—1970 г.	данные справочника
Алма-Ата, агро	1317	54	46	7,6	7,0
Верхний Горельник . .	2250	62	44	6,3	5,5
Большое Алма-Атинское озеро . . .	2507	64	45	6,2	4,8
Мын-Джилки	3036	67	47	5,3	4,0

продолжает уменьшать влажность в нижних слоях, хотя и значительно медленнее, чем утром.

При рассмотрении распределения удельной влажности в направлении от Балхаша до Мын-Джилки (табл. 9) установлена закономерность — удельная влажность уменьшается от Балхаша до Баканасу до 6,4 г/кг (характерно для всех сроков), затем резко повышается к Алма-Ате (ГМО) (9,4 г/кг), а затем снова постепенно понижается к Мын-Джилки (до 4,4 г/кг). Такое понижение значений удельной влажности в горных районах у земли, вероятно, объясняется сравнительно низкими температурами в горных районах.

Кроме того, были рассмотрены (табл. 10) средние суточные значения относительной и удельной влажности по метеонаблюдениям для Алма-Аты (агро), Верхнего Горельника, Большого Алма-Атинского озера и Мын-Джилки, расположенных в горных районах и на различных высотах, и произведено сравнение этих значений со средними многолетними значениями относительной

и удельной влажности на сходных высотах на вертикали Алма-Аты по аэрологическим наблюдениям [11]. Оказалось, что для всех горных станций относительная и удельная влажность значительно выше по сравнению со значениями для указанных высот вертикали Алма-Аты.

Как указывают многие исследователи, над горными районами наблюдается иной режим влажности. По наблюдениям [4] в горных районах Кахетии воздух более влажный, чем на той же высоте над долинами. Такие же данные приводит Л. В. Будашкина [4] для района Заилийского Алатау. Н. И. Вульфсон [4, 5] указывает, что склоны гор, покрытые растительностью, представляют собой большую испаряющую поверхность, испарение с которой вследствие изрезанности гор происходит в достаточно мощном слое. Влажность воздуха над хребтом внутри слоя конвекции всех высотах больше, чем над долинами. Вследствие более низкой температуры и большой влажности над покрытым растительностью хребтом уровень конденсации здесь часто находится ниже, чем над долиной.

Повышение упругости водяного пара над горами в свою очередь оказывает существенное влияние на положение уровня конденсации, развитие облаков, усиление осадков [2].

Поскольку в горных условиях реализация энергии неустойчивости воздушных масс связана не только с неоднородностью нагревания подстилающей поверхности и различной степенью увлажненности восходящих объемов воздуха, но и с влиянием условий обтекания горных хребтов, с различной степенью расчленения горных склонов и других форм рельефа [4], здесь процессы образования облаков мощной конвекции определяются взаимодействием комплекса термического, динамического и других факторов, неодинаково способствующих возникновению и развитию конвективных облаков и связанных с ними процессов в условиях даже близлежащих районов.

Интересно отметить, что над предгорной равниной кучевые облака образуются очень редко, в основном они наблюдаются над горами. Е. С. Селезнева указывает, что Бержерон, наблюдая надое развитие конвективной облачности в Пятигорске, обращает внимание на отсутствие облаков в северо-восточной части неба несмотря на сильную инсоляцию. По мнению Бержерона и других исследователей, это связано с нисходящими течениями, компенсирующими восходящие токи у гор.

В районе Заилийского Алатау [8] над предгорной равниной кучевые облака редко переходят в *Cu cong.*, даже в часы максимального развития конвекции, что можно объяснить пониженным влажностным содержанием здесь по сравнению с горами, а также тем, что вертикальные конвективные токи над предгорной равниной менее сильные и затухают часто на высотах ниже уровня конденсации [4].

Следует отметить, что переход кучевых облаков в кучево-дождевые над прилегающей к горам равниной почти не наблюдается.

основном Сб связаны с прохождением фронтальных разделов над данными районами [8].

Над горами наблюдается более активное образование кучевых облаков и преобразование их в другие формы.

По данным радиолокационных наблюдений установлено [9], что в среднем высота верхней границы радиоэхо от Сб над горами больше (7,1 км), чем над равниной (6,1 км). Средняя мощность радиоэхо от ливневых очагов над горами составила 5,8 км, а над предгорной равниной 4,1 км.

В заключение следует сказать, что специфические условия местной циркуляции в горах и предгорьях, видимо, могут положительно влиять на эффективность вызывания осадков в горных районах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Прихотько Г. Ф. Искусственные осадки из конвективных облаков. Л., Гидрометеониздат, 1968.
2. Дроздов О. А. Различия в значениях температуры и влажности в свободной атмосфере в дни с осадками и в дни без осадков.— Труды ГГО, 1955, вып. 50 (112).
3. Дроздов О. А. О некоторых особенностях местных циркуляций горных районов.— Вестник ЛГУ, сер. геол. и геогр., 1960, № 24, вып. 4.
4. Гельмгольц Н. Ф. Горно-долинная циркуляция в предгорной зоне.— Труды КазНИГМИ, 1961, вып. 14.
5. Гельмгольц Н. Ф. Горно-долинная циркуляция северных склонов Тянь-Шаня. Л., Гидрометеониздат, 1963.
6. Дейчева В. Г. Распределение повторяемости конвективных облаков над горными районами Заилийского Алатау и над прилегающей равниной.— Вопросы гидрометеорологии в Казахстане. 1971, вып. 3.
7. Дейчева В. Г. Радиолокационные исследования кучево-дождевых облаков в горах Заилийского Алатау и над Предгорной равниной.— Труды КазНИГМИ, 1972, вып. 43.
8. Будашкина Л. В. О распределении температуры и влажности в горных районах хребта Заилийского Алатау в летнее время. Труды КазНИГМИ, 1969, вып. 37.
9. Вульфсон Н. И. Условия образования кучевых облаков в горной местности.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1956, № 6.
10. Чуваев А. П., Шварц В. Т. К характеристике развития градовых явлений над Армянской ССР.— Труды ГГО, 1964, вып. 156.
11. Агроклиматический справочник СССР. вып. 5. М., Гидрометеониздат, 1957.

В. И. БЕКРЯЕВ, А. В. ЗИНЧЕНКО

ОСЕСИММЕТРИЧНАЯ СТАЦИОНАРНАЯ МОДЕЛЬ МОЩНОГО КУЧЕВОГО ОБЛАКА

Мощное кучевое облако представляет собой сложное атмосферное явление, сущность которого определяется взаимосвязью и взаимодействием между микрофизическими и термодинамическими (мезомасштабными) процессами. Однако характерным для теоретических схем расчета термодинамических характеристик облака является пренебрежение многими микрофизическими факторами. В свою очередь расчеты скорости роста облачных частиц или частиц осадков выполняются обычно без учета распределения параметров облака по его поперечному сечению. Во всяком случае, практически используемые в настоящее время результаты получены, как правило, в рамках одномерных моделей [1—4].

Ниже предпринята попытка построить стационарную пространственную модель облака и рассчитать для нее траектории капель и градин. По-видимому, впервые возможность построения такой модели была рассмотрена в работе [5].

1. Поле скоростей в осесимметричном кучевом облаке

В качестве основы для построения пространственной модели кучевого облака принято решение [6], являющееся в свою очередь модификацией теории [7]. Приложение теории турбулентных струй [6, 7] к расчету облачной конвекции позволило получить результаты, согласующиеся с фактическими наблюдениями за облаками [8, 9].

Струйная модель облачной конвекции позволяет рассчитать осредненные по сечению облака вертикальную скорость w , температуру \bar{T}' , водность \bar{s}' , а также радиус облака R как функции высоты. (Ограничимся рассмотрением вертикальной струи.) В реальных облаках w , T' и s' распределены по сечению неравномерно. Для перехода от осредненных по сечению параметров к их распределению по радиусу можно воспользоваться эмпирическими

отношениями. Так, например, в работе [10] профили вертикальной скорости и температуры аппроксимированы выражениями

$$\frac{\omega}{\omega_m} = \left[1 - \left(\frac{r}{R} \right)^2 \right]^{1/2}, \quad (1)$$

$$\frac{\Delta T}{\Delta T_m} = \left[1 - \left(\frac{r}{R} \right)^2 \right]^{1/2}, \quad (2)$$

где ω и ΔT — соответственно вертикальная скорость и перегрев струи относительно окружающей среды ($\Delta T = T' - T$) на произвольном расстоянии от оси струи r , ω_m и ΔT_m — те же величины на оси струи.

Принимая гипотезу автомодельности профилей ω и T , можно для любого сечения струи получить связь между средними и максимальными значениями. Если

$$\bar{\omega} = \frac{1}{\pi R^2} \int_0^R \omega_m \left[1 - \left(\frac{r}{R} \right)^2 \right]^{1/2} 2\pi r dr, \quad (3)$$

то

$$\omega_m = \frac{3}{2} \bar{\omega}. \quad (4)$$

Аналогично

$$\Delta T_m = \frac{3}{2} \bar{\Delta T}. \quad (5)$$

Подставляя (4) и (5) соответственно в (1) и (2), легко найти распределение ω и ΔT по радиусу при заданных средних значениях.

Воздух из окружающей среды вовлекается в облако через его боковую поверхность. Изменение вертикальной скорости и радиуса облака с высотой приводит к появлению горизонтальной составляющей внутри облака. Из уравнения неразрывности для элементарного цилиндра высотой dz и радиусом r найдем v_r — горизонтальную составляющую скорости:

$$-v_r = \frac{r}{2} \left(\frac{\bar{\omega}_r}{\rho_r} \frac{d\rho_r}{dz} + \frac{d\bar{\omega}_r}{dz} \frac{\bar{\rho}_r}{\rho_r} \right), \quad (6)$$

где $\bar{\omega}_r$ и $\bar{\rho}_r$ — вертикальная скорость и плотность воздуха в струе, осредненные по площади, ограниченной радиусом r , ρ_r — плотность воздуха на расстоянии r от центра струи.

Вертикальная скорость $\bar{\omega}_r$ может быть легко найдена при интегрировании уравнения, аналогичного (3):

$$\bar{\omega}_r = \frac{1}{\pi r^2} \int_0^r \omega_m \left[1 - \left(\frac{r}{R} \right)^2 \right]^{1/2} 2\pi r dr. \quad (7)$$

Решая (7) с учетом (4), получим

$$\bar{w}_r = \bar{w} \frac{R}{r} A, \quad (8)$$

где

$$A = \frac{R}{r} \left[1 - \left(1 - \frac{r^2}{R^2} \right)^{3/2} \right]. \quad (9)$$

Тогда

$$\frac{d\bar{w}_r}{dz} = \frac{d\bar{w}}{dz} \frac{R}{r} A + \frac{2\bar{w}}{r} \frac{dR}{dz} B, \quad (10)$$

$$B = A - \frac{3}{2} \frac{r}{R} \left(1 - \frac{r^2}{R^2} \right)^{1/2}. \quad (11)$$

Переходя по уравнению состояния от плотности ρ' к температуре T' , произведя для \bar{T}' и $\frac{d\bar{T}'}{dz}$ преобразования, аналогичные (7) и (10), и подставляя все величины в (6), получим

$$-v_r = \frac{AC}{2} R \frac{d\bar{w}}{dz} + BC\bar{w} \frac{dR}{dz} - \frac{A}{2} \frac{R\bar{w}}{T} \left(C\gamma_A + \frac{\frac{dT}{dz} + \frac{d\bar{\Delta T}}{dz} \frac{R}{r} A + \frac{2\bar{\Delta T}}{r} B \frac{dR}{dz}}{1 + \frac{\bar{\Delta T}}{T} \frac{R}{r} A} \right), \quad (12)$$

где γ_A — градиент автоконвекции,

$$C = \frac{1 + \frac{\bar{\Delta T}}{T} \frac{R}{r} (A - B)}{1 + \frac{\bar{\Delta T}}{T} \frac{R}{r} A}. \quad (13)$$

Если пренебречь разностью плотностей воздуха в облаке и окружающей среде, то формула (12) существенно упрощается:

$$-v_r = A \frac{R}{2} \frac{d\bar{w}}{dz} + B\bar{w} \frac{dR}{dz} + A \frac{R}{2} \frac{\bar{w}}{T} (\gamma - \gamma_A), \quad (14)$$

где γ — температурный градиент вне струи.

Величины A и B меняются от нуля в центре облака до единицы при $r=R$. Анализ формулы (14) показывает, что в зависимости от \bar{w} и R и расстояния от центра облака горизонтальная составляющая скорости меняется не только по величине, но и по знаку. Что касается значения v_r на границе облака (при $r=R$), то в соответствии с предполагаемым механизмом вовлечения [6] она всегда отрицательна — направлена внутрь струи:

$$v_R = -\frac{\alpha}{2} \bar{w}, \quad (15)$$

где α — некоторая экспериментальная константа ($\alpha=0,22$).

Радиальная скорость вне струи может быть рассчитана по формуле

$$v_r|_{r>R} = v_R \frac{R}{r}. \quad (16)$$

При этом предполагается, что вне струи вертикальная скорость $w=0$.

По рассчитанным значениям w и v_r строится векторное поле скоростей в облаке. Пример такого построения представлен на рис. 1 б. Исходным материалом для построения послужили резуль-

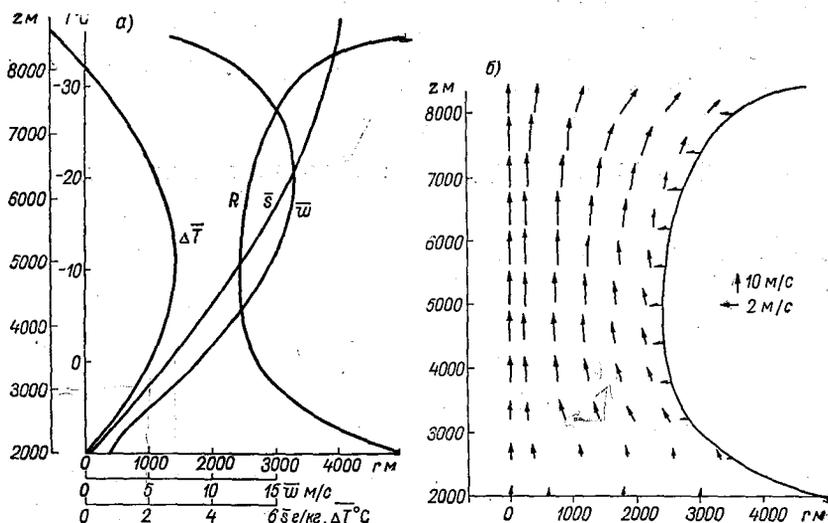


Рис. 1. Распределение с высотой осредненных по сечению вертикальной скорости \bar{w} , удельной влажности \bar{s} , перегрева относительно окружающей среды $\Delta\bar{T}$ и радиуса облака (расчет по струйной модели [6]) $R(a)$ и векторное поле скоростей в облаке (б).

таты расчетов термодинамических параметров облака, выполненных на основе струйной модели (рис. 1 а). Уровень конденсации задан на высоте $z_0=2000$ м при давлении $p_0=800$ мб. Температура воздуха на этом уровне $t=10^\circ\text{C}$, градиент температуры в атмосфере $\gamma=0,7^\circ\text{C}/100$ м, влажность воздуха $f(z)=50\%=\text{const}$. Расчеты выполнены при следующих исходных параметрах облачной струи на уровне конденсации:

$$R_0 = 5000 \text{ м}, \quad \bar{w}_0 = 2 \text{ м/с}, \quad \Delta\bar{T}_0 = T' - T = 0.$$

Выбранные условия характеризуют сравнительно «вялое» у основания облако в атмосфере, влажнонеустойчивой в значительной своей толще. Влияние сдвига невозмущенного ветра с высотой в данной работе не рассматривается; этот вопрос будет рассмотрен в последующих работах.

2. Рост и траектории частиц в облаке

Схема расчета роста и перемещения частиц. Выпадение осадков из мощных кучевых облаков связано с ростом капель за счет конденсации и преимущественно коагуляции, их дроблением, замерзанием и превращением в зародышевые градины или частички крупы и т. д.

Отправным пунктом при расчете коагуляционного роста облачных частиц является предположение о наличии в нижней части облака небольшого количества сравнительно крупных капель, размеры которых значительно больше модалного радиуса. Одной из возможных причин образования крупных капель может быть наличие гигантских ядер конденсации. Скоростью движения мелкокапельной части спектра относительно воздуха обычно можно пренебречь и принять, что траектории мелких капель соответствуют линиям тока.

Для скорости падения крупных капель $u_{a,k}$ использовались значения, полученные экспериментально Ганном и Кинцером [11]. В эти данные вводилась поправка на изменение плотности воздуха с высотой. Скорость падения (м/с) ледяных частиц (градин) рассчитывалась по формуле

$$u_{a,r} = 22,3 \sqrt{\frac{a}{\rho^T}}, \quad (17)$$

где a — радиус частицы (см), ρ^T — плотность воздуха (кг/м^3).

Скорость коагуляционного роста капель и градин задается обычной формулой

$$\frac{da}{d\tau} = \frac{\mathcal{E} \bar{\rho}^T s^T u_a}{4 \rho a}, \quad (18)$$

где τ — время, \mathcal{E} — коэффициент захвата, \bar{s}^T — удельная водность в струе.

Для водности не задавалось распределение по сечению облака, так как для предположения о подобии профилей водности на различных высотах нет достаточных оснований.

В уравнении (18) можно перейти от производной по времени к производным по высоте z , используя для этого очевидное соотношение

$$d\tau = \frac{dz}{w - u_a}. \quad (19)$$

Соответственно уравнением траекторий капель и градин является

$$\frac{dz}{dr} = \frac{w - u_a}{v_r}. \quad (20)$$

Капли, достигшие определенного размера, разбрызгиваются. Согласно многочисленным экспериментам критический радиус дробления лежит в пределах 2,5—3 мм. Ниже за критический ра-

диус принято $a_{кр} = 2,5$ мм. Разбрызгивание капель в потоке происходит не всегда одинаково. Однако обычно образуется несколько крупных осколков радиусом около 1 мм и большое число мелких брызг. Для удобства расчетов ниже задавалось разбрызгивание капель на восемь равных частей так, чтобы радиус капли-осколка оказался равным половине критического.

Вероятность кристаллизации переохлажденной капли определяется вероятностью появления в ней гетерофазного зародыша. Для случайно выбранной капли [12]

$$\Omega = 1 - \exp \left[- \int_0^{\tau} \omega \frac{4}{3} \pi a^3 d\tau \right], \quad (21)$$

где Ω — интегральная функция вероятности замерзания, ω — удельная вероятность образования зародыша.

Аналитическое выражение для $\omega(T)$ оказывается достаточно сложным, а использование его затрудняется в связи с недостаточной надежной экстраполяцией ряда параметров в область отрицательных температур. Поэтому для практических расчетов ω может быть использована полученная Б. М. Воробьевым формула, аппроксимирующая экспериментальные результаты различных авторов:

$$\omega = 2 \cdot 10^{-8} (273 - T') \exp [0,62(273 - T') - 1]. \quad (22)$$

Далее предполагалось, что капля становится градовым зародышем при достижении некоторого наперед заданного значения Ω . При этом не учитывалось вследствие его малости время, необходимое для собственного затвердевания капли.

Скорость испарения крупных частиц весьма невелика, поэтому в тех случаях, когда капля или градина проходят некоторый путь вне облака, их размеры предполагались неизменными. При расчете не рассматривалось также таяние градин. Расчет перемещения градин прекращался при достижении нулевой изотермы.

Система уравнений (18), (20) и (21) интегрировалась численно методом Эйлера-Коши.

Результаты расчетов. В качестве исходного материала для построения траекторий капель и градин использованы результаты, представленные на рис. 1. Пример расчета перемещения капль в облаке приведен на рис. 2.

Капли вначале увлекаются восходящим потоком вверх и одновременно за счет горизонтальной конвергенции к центру облака. При этом траектории смещены к центру облака несколько больше, чем линии тока. Легко понять, что это связано с «отставанием» капли от воздуха.

По мере подъема капли растут, скорость их падения относительно воздуха u_a увеличивается, а вертикальная составляющая скорости w в верхней части облака уменьшается. На некоторой высоте достигается равенство $u_a = w$, что соответствует вершине траектории капли. В результате дивергенции капля смещается в периферийную часть облака в зону малых скоростей и довольно бы-

стро опускается вниз. Там, в зоне конвергенции капля опять увлечается к центру облака и, попадая в область, где $w > u_a$, снова поднимается вверх — цикл повторяется.

При достижении критического размера капля дробится. Первый акт дробления капли соответствует точке траектории, обозначен-

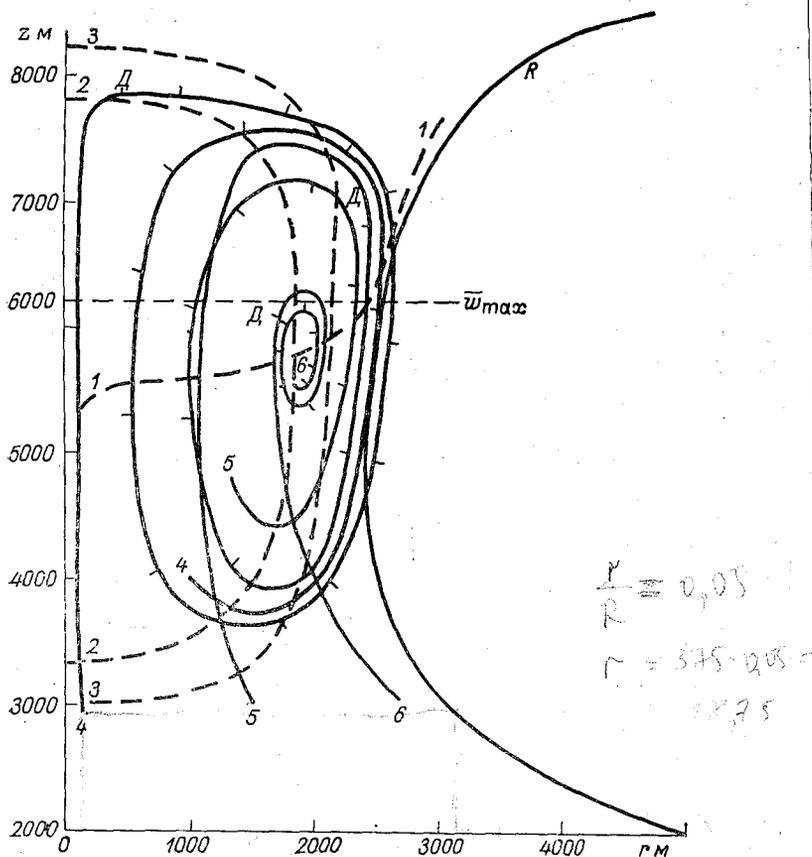


Рис. 2. Расчет перемещения капель в облаке.

1 — нулевая горизонтальная скорость ($v_r = 0$); 2 — кривая, соответствующая равенству скоростей падения капли критического радиуса и вертикальной составляющей скорости в облаке; 3 — то же для капли-осколка; 4, 5 и 6 — траектории растущих капель с исходным удалением от оси соответственно $(r/R)_0 = 0,05$, $(r/R)_0 = 0,5$ и $(r/R)_0 = 0,9$ (исходный радиус капель $a_0 = 0,01$ см).

ной D , все последующие — поперечными штрихами. Отметим, что в связи с небольшими отличиями в скоростях падения капель критического размера $u_{кр}$ и капель-осколков $u_{к-о}$ и в связи с большой скоростью коагуляционного роста существенных изменений в характере траектории в момент дробления не наблюдается. Во вся-

ком случае эти изменения практически не могут быть отражены в выбранном масштабе рисунка. Отвлекаясь от скачков относительной скорости, связанных с дроблением, можно заключить, что капли циркулируют в облаке по закручивающимся спиральям. При этом количество капель возрастает в геометрической прогрессии (цепной процесс Лэнгмюра).

На рис. 2, кроме траектории капль, проведена линия нулевой горизонтальной вергенции, соответствующая условию $v_r=0$. Кри-

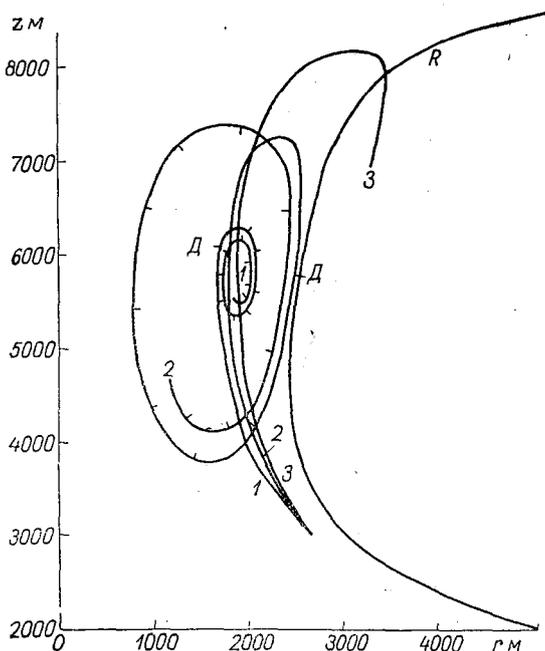


Рис. 3. Изменение траекторий растущей капли в зависимости от начального радиуса a_0 при фиксированном $(r/R)_н=0,9$.

1) $a_0=0,01$ см, 2) $a_0=0,005$ см, 3) $a_0=0,0025$ см.

вые 2 и 3 не являются изотаксами, так как при неизменных значениях $a_{кр}$ и $a_{к-0}$ величины $u_{кр}$ и $u_{к-0}$ оказываются функциями высоты. Закручивание спирали происходит вокруг места пересечения кривой 1 с кривыми 2 и 3.

Любопытно, что с уменьшением исходного параметра $(r/R)_н$ размеры спирали сильно увеличиваются. Капли, поднимающиеся вблизи оси облака, выбрасываются в верхней его части на периферию больше, чем те, которые поднимаются в собственно периферийной части. Капли, выпадая из предвершинной части, проделывают значительную часть пути вне облака, но затем в нижней ча-

сти облака снова вовлекаются в спиральную циркуляцию (кривая 4).

Капли, поднимающиеся строго по центру облака, не испытывают действия горизонтальных потоков ($u_{r/r=0} = 0$). Они должны

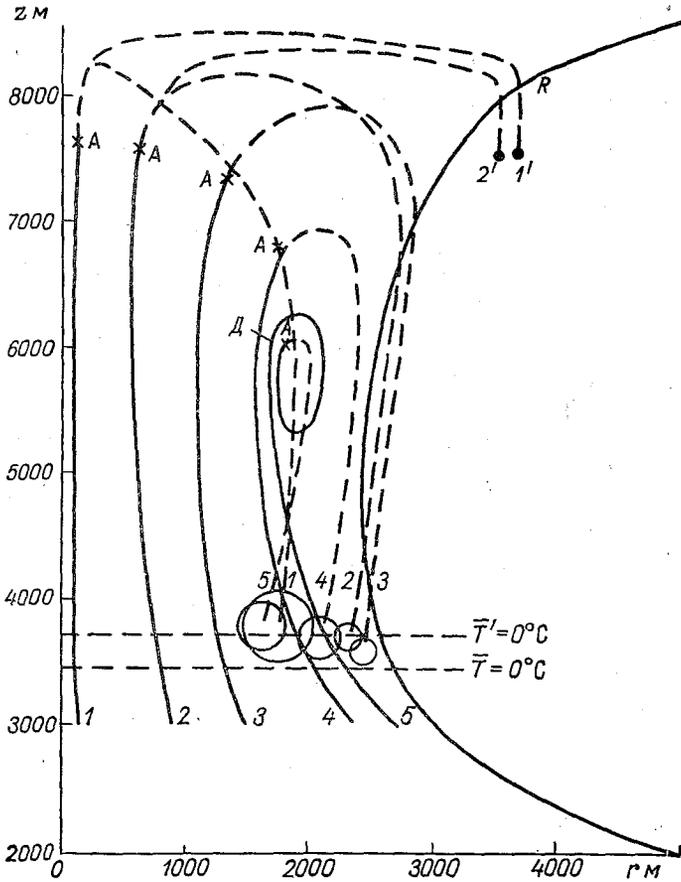


Рис. 4. Образование, рост и перемещение градин в облаке.

A — моменты замерзания ($\Omega=0,5$), $a=0,01$ см, a — радиусы градин на уровне нулевой изотермы.

1) $(r/R)_H = 0,05$, $a = 1,4$ см; 2) $(r/R)_H = 0,3$, $a = 0,62$ см; 3) $(r/R)_H = 0,5$, $a = 0,44$ см; 4) $(r/R)_H = 0,8$, $a = 0,78$ см; 5) $(r/R)_H = 0,9$, $a = 0,95$.

Кривые 1—1' и 2—2' рассчитаны в предположении, что выше 800 м облако полностью закристаллизовано, $a'=0,125$ см и $a'=0,12$ см.

«зависать» на некоторой высоте. Однако устойчивое перемещение капли по математической оси облака в реальных условиях невозможно. Поэтому такой случай не представляет интереса.

Расчеты, представленные на рис. 2, выполнены при фиксированном исходном радиусе капли $a_0 = 100$ мкм. Разумеется, задавая раз-

ные значения a_0 , как и разные исходные координаты, можно получить существенно различные параметры траекторий. Представление об изменчивости траекторий при изменении a_0 дает рис. 3. Если капля с исходным радиусом $a_0=100$ мкм быстро растет и, достигнув критического размера, практически зависает в облаке (кривая 1), то мелкая капля $a_0=25$ мкм, не успевая значительно вырасти, выпадает из предвершинной части облака и, очевидно, испаряется на пути к земле (кривая 3).

Предыдущие расчеты выполнены без учета замерзания капель и превращения их в градины. Если капли замерзают, то исключается возможность их дробления и, следовательно, по мере роста ледяной частицы скорость ее падения относительно воздуха увеличивается. Расчеты движения капель, замерзающих на некоторой высоте и перемещающихся далее, как градины, представлены на рис. 4. Замерзание капель задано в точках траектории, отвечающих медианному значению $\Omega=0,5$.

Отличия траекторий капель и градин оказались весьма существенными. Прежде всего монотонный рост скорости падения градин относительно воздуха исключает для них возможность повторных подъемов. На рис. 4 вблизи уровня нулевой изотермы даны в одном масштабе размеры градин, выросших при движении по разным траекториям. Легко видеть, что размер градин существенно зависит от исходной координаты траектории. Максимальный размер имеют те градины, начало траекторий которых расположено вблизи центра облака, и те, которые начинают свой путь с периферии (кривые 1 и 5). Градины с исходными координатами $(r/R)_k=0,3$ и $0,5$ проходят при падении большую часть пути вне облака и не вырастают.

Следует подчеркнуть, что некоторые из изображенных траекторий, в частности те, которые проходят вблизи центра облака, могут существенно измениться, если верхняя часть облака окажется закристаллизованной полностью или частично. Наличие переохлажденных капель является основным условием укрупнения градин. Если большая часть переохлажденных капель будет закристаллизована, то любая зародышевая градина, поднятая восходящими потоками выше уровня интенсивной кристаллизации, будет выноситься горизонтальными потоками на периферию облака, не успевая при этом сколько-нибудь значительно укрупниться. На пути к земле эти градины растут (кривые 1—1' и 2—2' на рис. 4). Кривые 1—1' и 2—2' рассчитаны при условии, что переход от переохлажденной части облака к закристаллизованной происходит скачкообразно на высоте 8000 м при температуре -32° .

Анализируя рис. 4, можно отметить еще одну любопытную деталь. Если в центральной части облака капли превращаются в градины на восходящей ветви траектории до того, как они достигнут критического размера, то траектория 5 отличается от всех других тем, что здесь капля успевает вырасти до больших размеров, не-

сколько раз дробится, прежде чем вероятность замерзания ее достигает существенной величины.

Средний размер градин, «образующихся» в одномерных облаках, т. е. рассчитанный для осредненных по сечению профилей (рис. 1 а), равен 1,1 см.

Представленные расчеты показывают ход процесса в облаке сравнительно «вялом» у основания, с резко выраженной сходимостью и большим градиентом вертикальной скорости. Для того, чтобы выявить общие закономерности перемещения частиц осадков, нами была проведена серия аналогичных расчетов для облака с большой вертикальной скоростью уже на уровне конденсации, практически цилиндрического до предвершинной части. Несмотря на изменение поля ветра, характер траекторий частиц осадков оказался для него аналогичным приведенным выше.

3. Заключительные замечания

Выбранные примеры не исчерпывают всего многообразия соотношений между различными факторами, управляющими укрупнением и перемещением капель и градин в облаке. Однако они позволяют сделать некоторые общие выводы о развитии процесса осадкообразования. Основной из них сводится к тому, что в мощных кучевых облаках с ясно выраженной конвергенцией в нижней части и дивергенцией в верхней создаются условия для циркуляции капель внутри облака с тенденцией накопления их вокруг ядра высоких скоростей. Таким образом, в рамках струйной модели находит свое подтверждение концепция зоны аккумуляции, сформулированная в получившей известность модели градового облака ВГИ [1]. Однако приведенные результаты вносят существенные коррективы в представления о накоплении влаги в облаках. Расчеты показывают, что такое накопление происходит не над уровнем максимальной вертикальной скорости, как это принимается в одномерной модели, а в достаточно большом объеме облака, охватывающем концентрически его центральную часть. Более того, в выбранных примерах центр тяжести зоны аккумуляции (место пересечения кривых 1 и 2, 3 на рис. 2) расположен даже ниже уровня максимальных скоростей.

Серьезным недостатком одномерной аккумуляционной модели является тот факт, что зона аккумуляции должна существовать в верхней части облака, где температура воздуха значительно ниже температуры кристаллизации крупных капель. То обстоятельство, что крупные капли, перемещаясь по вертикали, значительное время находятся в нижней сравнительно теплой части облака, позволяет объяснить указанное противоречие.

Наличие зоны, содержащей большое число крупных капель и расположенной вокруг ядра высоких скоростей восходящего потока, подтверждается результатами радиолокационных исследова-

ний облаков [13—14]. Характерной особенностью радиоэха кучево-дождевых облаков является ослабление отраженного сигнала в их центральной части, что свидетельствует, по-видимому, об отсутствии там крупных частиц. На это обстоятельство обращается внимание также в уже упоминавшейся работе [5]. Качественные соображения о перемещении капель в облаках, приведенные в работе [5], в целом согласуются с результатами настоящих расчетов.

В отличие от представлений [1] и предположительных выводов [5] настоящий анализ не дает оснований для заключения о возможности циркуляции в облаке, по крайней мере в осесимметричном, крупных ледяных частиц (градин). Зародышевые градины (замерзшие крупные капли воды), опускаясь в периферийной части облака, быстро растут, достигая в области конвергенции таких размеров, что не удерживаются более восходящим потоком. Напомним, кстати, что расчеты роста градин (рис. 4) выполнены без учета дополнительного увеличения водности вследствие циркуляции крупных капель в облаке.

Возвращаясь к вопросу о взаимосвязи термодинамики и микрофизики в облаках, следует подчеркнуть, что обусловленная накоплением добавочной водности отрицательная плавучесть появляется сначала в периферийной части облака. Отсюда, очевидно, начинается и выпадение осадков. Связанные с осадками нисходящие движения воздуха разрушают облако. Однако при значительных горизонтальных размерах облака процесс его разрушения может быть достаточно длительным.

Авторы благодарят проф. Л. Г. Качурина за помощь в работе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сулаквелидзе Г. К. Ливневые осадки и град. Л., Гидрометеоздат, 1967.
2. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л., Гидрометеоздат, 1964.
3. Карцивадзе А. И., Окуджава А. М., Орджоникидзе А. А. Об основах воздействия на градовые процессы.—Труды ВГИ, 1969, вып. 14.
4. Качурин Л. Г., Вогобуов В. М., Kartsivadze A. J. Kinetics of growth hailstones, radar reflectivities of growing hailstones and cristalization processes.—Proc. Int. Conf. Cloud Phys. Toronto, Canada, 1968.
5. Haman K. On the accumulation of liquid water in a buoyant jet and its relation to hail phenomena. Acta geophysica Polonia, Vol. XV. N1, 1967.
6. Бекряев В. И. Турбулентная неизотермическая струя в стратифицированной атмосфере.—Труды ЛГМИ, 1971, вып. 45.
7. Качурин Л. Г., Бекряев В. И., Дыдина Г. П. Траектории турбулентных нагретых затопленных струй в атмосфере.—Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1964, № 12.
8. Качурин Л. Г., Векгугаев В. И., Вогобуов В. М. Application of the stream theory for the calculation of the artificial convective cloud. Proc. Int. Conf. Cloud Phys., Toronto, Canada, 1968.
9. Качурин Л. Г. и др. Некоторые вопросы фазовых переходов воды в атмосфере применительно к проблеме управления градовыми процессами.—Труды ВГИ, 1969, вып. 14.

10. Вульфсон Н. И. Исследование конвективных движений в атмосфере.— Изд. АН СССР, М., 1961.

11. Мейсон Б. Дж. Физика облаков (пер. с англ.) Л., Гидрометеиздат, 1961.

12. Качурин Л. Г. Вероятность образования ледяных зародышей в переохлажденной воде.— Докл. АН СССР, 1953, т. 93, № 2.

13. Vonnegut B. et al. Hollow initial radar precipitation echoes in New Mexico thunderstorms. Proc. Seventh Weather radar conference, 1958.

14. Browning K. A. Some inferences about the updraft within a severe local storm. J. Atmos. Sci., v. 22, N 6, 1965.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАРЯЖЕНИЯ КАПЕЛЬ ТУМАНА ПРИ НАЛИЧИИ КОРОННЫХ РАЗРЯДОВ МЕЖДУ ЗАРЯЖЕННЫМИ КРУПНЫМИ КАПЛЯМИ

1. Введение

В работах [3, 4] было высказано предположение, что причиной перехода облака в грозовую стадию может быть аномальное заряджение облачных частиц при развитии в большой толще облака коронных разрядов между сталкивающимися частицами осадков. В этих же работах были приведены результаты расчетов зарядов облачных капель и частиц осадков (дождя, града). Показано, что суммарный заряд облачных капель в единице объема может за время менее 1 мин возрастать при увеличенной интенсивности ионсообразования (10^4 — 10^5 пар ионов в 1 см^3 за 1 с вместо обычного значения $10 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$, обусловленного действием радиоактивности и космических лучей) до $2 \cdot 10^4 \text{ с/см}^3$ или на два порядка величины по сравнению с обычно наблюдаемыми в облаках значениями. Коагуляция с аномально заряженными облачными каплями обусловит образование зарядов от десятых долей до нескольких электростатических единиц на крупную частицу осадков. Напряженность электростатического поля может при их падении достигать 10^3 — 10^4 В/с [4].

В настоящей работе изложены результаты лабораторного исследования заряджения капель тумана при наличии коронных разрядов между крупными заряженными каплями, которые возникают при их сближении.

2. Аппаратура и методика проведения опытов

Для проведения исследований была сконструирована небольшая холодильная камера объемом $18 \times 18 \times 18 \text{ см}^3$. Температура воздуха в холодильной камере могла регулироваться. Часть опытов проводилась при положительной температуре воздуха.

В середине камеры был помещен макроманипулятор с медицинскими иглами, в которые вставлялись платиновые проводочки диаметром 10 мкм. На проводочки насаживались водяные капли диаметром 150—2000 мкм. Одна из игл заземлялась, а на другую подавался положительный потенциал 700—1000 В. При сближении капель возникали коронные разряды. В случае жидких капель разряды обычно были кратковременными, так как капли при сближении начинали пульсировать и сливались или соскакивали с про-

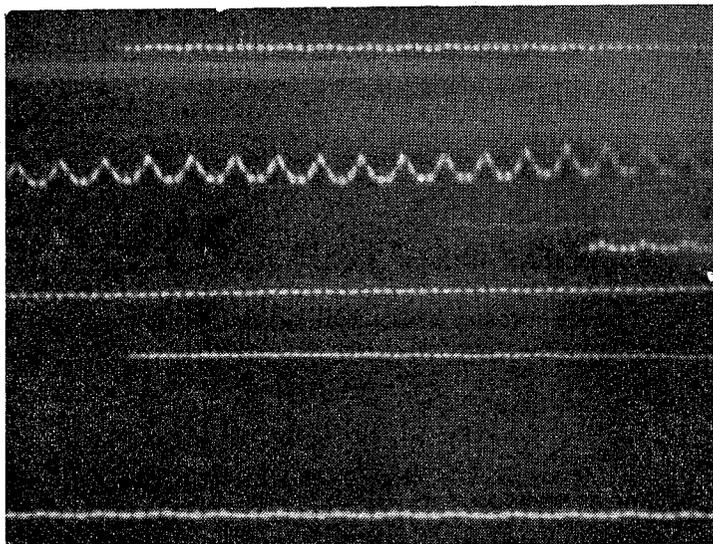


Рис. 1. Фотографии траекторий заряженных и незаряженных капель, падающих в переменном электрическом поле.

волочек. Но при частичном замораживании капель удавалось получать длительно существующие коронные разряды или многократные вспышки через 1—2 с в зависимости от потенциала и расстояния между частицами.

В камере создавался туман путем пуска пара из кипятильника. Водность образующего тумана измерялась прибором В. А. Зайцева [1].

Зарядение капель тумана исследовалось как при отсутствии, так и при наличии коронных разрядов между частицами. Измерение зарядов производилось методом Уэльса и Герке при падении капель в переменном электрическом поле.

Использованный нами прибор¹ описан в статье [2]. Там же приведены сведения о погрешностях измерений. В конструкцию были внесены небольшие изменения, позволявшие производить стро-

¹ Прибор предоставлен нам отделом атмосферного электричества ГГО.

скопическое фотографирование траекторий движения капель в кювете при частоте 50 Гц. Капли засасывались в кювету прибора для измерения заряда капель из холодильной камеры с помощью насоса через специальное отверстие в нижней ее части.

Фотографирование траекторий капель производилось с выдержкой 8 с, а интервалы между сеансами фотографирования составляли 6 с, причем просос тумана длился 4 с, и в течение 2 с достигалось установившееся движение капель со стоксовой скоростью.

Пример фотографии падающих заряженных и незаряженных капель дан на рис. 1. Зигзагообразные пунктирные кривые соответствуют заряженным каплям, а прямые пунктирные линии — незаряженным каплям.

Расчет размера r и заряда q капель выполнялся по формулам

$$l = \frac{2}{9} \frac{\rho g}{\eta} \frac{r^2}{f} n, \quad (1)$$

$$gE = 6 \pi \eta r \frac{A}{n} \frac{f}{3}, \quad (2)$$

где l — расстояние между двумя смежными пиками зигзага, ρ — плотность воды, g — ускорение силы тяжести, η — вязкость воздуха, $f = \frac{v}{k}$ ($v = 50 \text{ с}^{-1}$ — частота, k — число штрихов на участке между двумя пиками зигзага), n — увеличение оптической системы, E — напряженность электрического поля в конденсаторе; при расстоянии между пластинами 0,4 см напряженность поля составляла 2700 В/см.

Для расчета размера незаряженных капель применялась формула (1), причем измерения пути падения выполнялись для участка, содержащего 10 штрихов.

3. Результаты исследований

Характеристики тумана в камере. Пуск пара из кипяильника обычно осуществлялся в течение 7 с. При этом создавался туман со средней начальной водностью $3,5 \text{ г/м}^3$. Со временем водность тумана в камере уменьшалась. Измерения заряда капель производились обычно при водностях примерно 1 г/м^3 . Температура воздуха в холодильной камере изменялась в пределах от -3 до -12°C . Спектр капель тумана, построенный по данным всех опытов, приведен на рис. 2. Наибольший радиус капель равнялся 6 мкм, а максимум распределения приходился

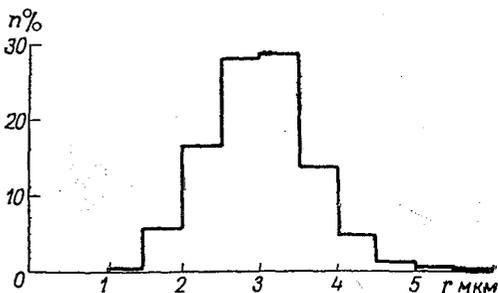


Рис. 2. Размеры капель тумана в холодильной камере.

на 3 мкм. Средний размер радиуса капель составлял 3,1 мкм. Изменения спектра капель за время опыта были незначительными. При положительной температуре воздуха в камере спектр был несколько более крупнокапельным, средний радиус капель составлял 3,7 мкм, а максимальный радиус достигал 7,0 мкм.

Характеристики заряжения капель тумана приведены в табл. 1. Основное

Таблица 1
Сводные данные о заряжении капель тумана

Измеряемые величины	Без короны	Кратковременные коронные разряды	Продолжительные коронные разряды
Общее число капель	430	810	5150
в том числе положительно заряженных	2	55	30
отрицательно заряженных	2	99	1320
% заряженных капель	0,9	19	28
\bar{r} мкм	3,6	3,7	3,1
\bar{q}_+ / e	24	16	14
\bar{q}_- / e	23	8	11
$\bar{q}_+ / r_+ e / \text{мкм}$	6,7	5,0	4,7
$\bar{q}_- / r_- e / \text{мкм}$	6,6	2,9	4,1
Суммарный заряд капель ($10^3 e / \text{см}^3$)	0,07	0,9	30

внимание в экспериментах было уделено исследованию заряжения капель тумана в условиях продолжительного коронного разряда между двумя замерзающими каплями.

В этом случае, несмотря на то что положительное заряжение одной из капель должно было приводить к созданию в ее окрестности некоторого преобладания положительных ионов, заряжение капель тумана было преимущественно отрицательным (положительный заряд имели лишь 2% заряженных капель). По отношению к общему количеству капель число заряженных составляло в среднем 28%.

Суммарный заряд капель тумана, содержащихся в 1 см^3 , при продолжительном коронировании в среднем равнялся $-3 \cdot 10^4 e$, а значения суммарного заряда в отдельных опытах составляли от $-1,1 \cdot 10^4$ до $-15 \cdot 10^4$ элементарных зарядов.

При отсутствии коронных разрядов наблюдалось зарядение лишь около 1% всех капель, причем встречались капли с тем и другим знаком заряда, а суммарный заряд всех капель в 1 см^3 составлял в среднем $+70$ элементарных зарядов.

При кратковременном действии коронных разрядов (коронный разряд между двумя жидкими заряженными каплями) доля заряженных капель тумана составляла в среднем 19%. Из них были положительно заряжены 36% капель и отрицательно заряжены 64% капель. Таким образом, преимущественное отрицательное зарядение капель имело место и в этом случае, но доля положительно заряженных капель была много больше, чем в условиях продолжительного коронного разряда. Причина состоит в том, что длительное время, когда короны нет, а преимущественная утечка отрицательных зарядов через иглу, являющуюся положительным электродом, продолжается, в окружающем пространстве создается значительное преобладание концентрации положительных ионов.

Зависимость между средним зарядом и размером капель тумана представлена на рис. 3. Заряд капель увеличивается практически линейно с ростом размера.

Изменение заряжения капели тумана со временем. Как указано в п. 2, фотографирование траекторий капель могло производиться с интервалами 14 с. В момент начала коронных разрядов (вскоре после образования тумана в холодильной камере) в кювете наблюдался лишь поток очень большого количества незаряженных капель. Этот кадр не поддавался обработке. При объединении данных соответственно последующих первых кадров из разных опытов (в условиях длительного коронирования между замерзающими каплями), вторых кадров, третьих кадров и затем всех последующих кадров при опытах большой продолжительности нам удалось получить временной ход зарядения капели тумана.

В табл. 2 дано изменение со временем доли заряженных капель тумана. Максимальное значение этой величины (35—36%) достигается через 40—50 с после начала коронного разряда.

Изменение со временем суммарного заряда всех капель, содержащихся в 1 см^3 , показано на рис. 4. Имеет место постепенный рост суммарного заряда за первые 40—50 с до значения порядка $5 \cdot 10^4 \text{ е/см}^3$, а затем начинается некоторое его уменьшение. Вычисления суммарного заряда по экспериментальным данным произведены с учетом характеристик спектра капель при предположении, что водность тумана равна в период основных измерений 1 г/м^3 .

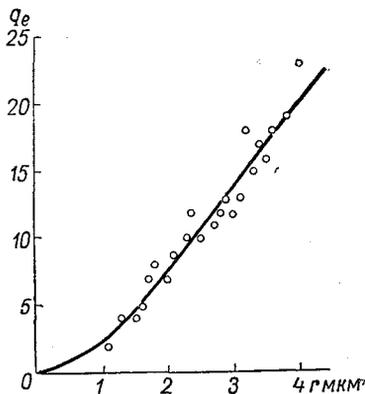


Рис. 3. Зависимость между средним зарядом и размером капели тумана.

Мы произвели также теоретический расчет заряжения капель тумана соответствующей водности при той же средней концентрации частиц (см. рис. 2). Способ расчета изложен в статье [4]. Данные расчета представлены на рис. 5. Как видно, при $\frac{\Delta n}{\Delta t}$, изменяющемся в пределах от 10^4 до 10^5 см⁻³·с⁻¹, предельное при заданных условиях значение суммарного заряда Q достигается уже за время

Таблица 2

Изменение со временем доли заряженных капель тумана

Время, с	14	28	42	56
Доля заряженных капель, %	23	29	36	34

примерно 10 с. Это значение в несколько раз меньше экспериментально найденного времени достижения максимума Q . Однако полного совпадения теоретических данных с экспериментальными и не следовало ожидать, поскольку: а) в расчетах предполагалось, что интенсивность ионообразования является постоянной, в то время

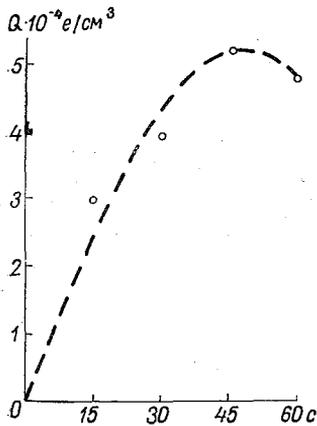


Рис. 4. Изменение со временем суммарного заряда капель тумана, содержащихся в 1 см³.

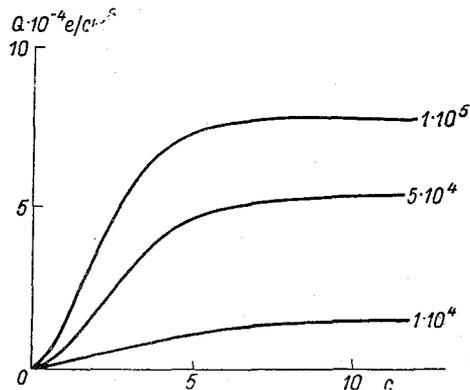


Рис. 5. Результаты теоретического расчета роста суммарного заряда капель Q при различных значениях интенсивности ионизации $\frac{\Delta n}{\Delta t}$.

как в реальных условиях область усиленной ионизации расширяется со временем; требуется некоторое время после начала коронного разряда, чтобы заряженные капли попали в зону, из которой они могут быть засосаны в кювету; б) водность тумана в расчетах предполагалась постоянной, в то время как в действительности она убывает со временем.

Полученную разницу во времени достижения максимума заряжения в 30—40 м можно считать вполне разумной.

Суммарный заряд, достигаемый при $\frac{\Delta n}{\Delta t} = 5 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$, хорошо согласуется с экспериментальным значением. Возможность достижения значений $\frac{\Delta n}{\Delta t}$ в реальных условиях показана в работе [4].

ВЫВОД

Лабораторные исследования, описанные в настоящей статье, подтвердили, что при наличии коронных разрядов между заряженными частицами осадков может происходить сильное преимущественно отрицательное заряжение мелких водных капель. За время менее 1 мин суммарный заряд всех капель, содержащихся в 1 см^3 , достигает значений, превышающих 10^4 е/см^3 . При этом удельный заряд облачной воды достаточен для того, чтобы обусловить коагуляционный рост зарядов падающих частиц осадков (при толщине слоя, охваченного коронными разрядами между соударяющимися частицами осадков, в несколько километров) до размеров, обеспечивающих развитие грозовых явлений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зайцев В. А., Ледохович А. А. Приборы для исследования туманов и облаков и измерения влажности. Л., Гидрометеоиздат, 1970.
2. Соловьев В. А. Об одном методе измерений зарядов и размеров капель тумана.— Труды ГГО, 1956, вып. 58.
3. Шишкин Н. С. О роли коронного разряда в развитии гроз.— ДАН, 1970, т. 192, № 2.
4. Шишкин Н. С. Об условиях перехода облака в грозовую стадию.— Труды ГГО, 1971, вып. 262.

О КРАТКОСРОЧНОМ ПРОГНОЗЕ АРЕАЛОВ «ЛИВНЕВОГО ПОЛОЖЕНИЯ» ПО ДАННЫМ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

1. Введение

Использование данных вертикального зондирования атмосферы в разработке схем диагноза и прогноза метеорологических элементов и явлений оказывается до настоящего времени далеко не полным. За небольшим исключением обычно ограничиваются построением карт барической топографии (БТ) и грубой оценкой энергии неустойчивости воздушных масс над отдельными пунктами. Применимость карт БТ в службе погоды оказалась весьма ограниченной, поскольку в основе метода лежала стилизация распределения температуры, ветра и влажности по высотам, учитывающая их фактическое распределение только на основных изобарических поверхностях. Именно этот недостаток, заметный даже в анализе атмосферных фронтов и воздушных масс, оказался практически непреодолимым в разработке более или менее стройной системы диагноза (прогноза) облачности и осадков по данным аэрологического зондирования. В такой обширной и достаточно сложной проблеме оказалось необходимым существенное дополнение метода БТ разного рода расчетами по исходным данным радиозондирования с использованием адиабатического приближения (метод частицы или метод слоя), хотя принципиально решения таких задач могли быть реализованы, как это показал А. И. Славин, также и при использовании неадиабатического приближения, теоретические основы которого достаточно полно разработаны.

Применяемые ранее попытки разработки альтернативных прогнозов ливней, базирующиеся на учете возможной вертикальной мощности конвективных облаков, рассчитываемой по методу слоя, и суммарного дефицита точки росы на уровнях 850, 700 и 500 мб [11] представлялись весьма интересными. Однако оправдываемость таких прогнозов оказалась недостаточно высокой [4]. Это

требовало усовершенствования методики прогнозирования, предполагающего установление критериев конвекции, которые могли бы рассматриваться в качестве признаков, однозначно определяющих разрешение энергии неустойчивости и интенсивность конвекции.

В 1960 г. в отделе физики облаков и активных воздействий ГГО выполнялся специальный анализ условий осадкообразования, базирующийся на значительном количестве расчетов возможной мощности конвективных облаков и средней скорости их вертикального развития по данным радиозондирования. На основе выяснения достаточно прочной связи между вертикальной мощностью внутримассовых конвективных облаков и средней скоростью их развития (вычисленных по методу слоя) при использовании некоторых данных теории осадков был предложен способ предвычисления максимально возможного и среднего дневного количества осадков для площади радиусом 100—200 км вокруг пункта аэрологического зондирования [7]. Этот способ количественного прогноза ливневых осадков распространялся только на внутримассовые погодные условия. Авторская проверка прогноза, проведенная (для июня — августа 1960 г.) по территории радиусом 100 км вокруг Кривого Рога, показала, что оправдываемость альтернативных прогнозов ливней составляет по формуле Кёппена 90% [7], а по формуле Обухова 87%. Оправдываемость составленных по новому варианту прогнозов внутримассовых ливневых осадков по Московской области и Москве была проверена также в ЦИПе на материалах 52 дней лета 1961 г. [10]. Результаты проверки указывали на высокую оправдываемость прогнозов для дней, в которые осадки выпадали. По факту дождя она, например, оказалась на 12—20% выше оправдываемости прогнозов, составленных способом Лебедевой на тех же материалах. В рассматриваемый период все внутримассовые ливни в Московской области способом, основанным на методе слоя, были предсказаны. Значительно худшие результаты получались для дней, когда осадков не было. Оправдываемость этих прогнозов (даже с использованием фактических значений максимальной температуры приземного воздуха и влажности) для дней без осадков составляла по Московской области и Москве 80 и 78% соответственно.

Очевидно, прежде чем составить прогноз ливневых осадков, необходимо каждый раз предварительно выяснять выполнение (для района прогнозирования) критерия естественного перехода мощных кучевых облаков в кучево-дождевые. Общим недостатком рассматриваемой выше схемы прогноза ливней и других предложенных позже региональных схем [3, 6, 9] являлась также невозможность картирования результатов расчета для больших территорий, когда, наряду с внутримассовыми погодными условиями, значительные площади были заняты атмосферными фронтами.

На основе последующих разработок [1, 2] авторами настоящей статьи предложено усовершенствование способа прогноза конвективной облачности по методу слоя, базирующееся на дополнительном учете вертикальной структуры ветра в слое 850—

500 мб и учете влияния синоптического положения, ожидаемого в пункте прогноза к периоду максимального развития конвекции. Это оказалось весьма существенным в анализе общих условий по годам и в организации воздействий на облака свободной конвекции с целью вызывания осадков.

Ниже приводятся результаты исследования термодинамических характеристик, определяющих образование конвективных облаков, последующее развитие которых завершается стадией *St* *cong.* или *Sb.* Устанавливаемое при этом критическое значение показателя интенсивности атмосферной конвекции позволяет выделять ареалы «ливневого положения» над равнинными районами и создает дополнительные предпосылки для углубленного анализа процесса естественного осадкообразования, в особенности при формировании обильных ливней, когда средняя относительная погрешность расчета уменьшается.

2. Показатель интенсивности атмосферной конвекции. Расчет ареалов «ливневого положения»

Расчеты восходящих движений в облаках по методу слоя позволили установить, что конвективное облако развивается первоначально в слое, где вертикальный градиент температур превышает влажноадиабатическое значение (слой активной конвекции). Скорость восходящих движений в этом слое увеличивается с высотой от нуля (на уровне основания облака) до максимального значения. Избыток энергии влажностеустойчивости активного слоя расходуется в более высоких слоях с вертикальным градиентом температуры, который меньше влажноадиабатического (облачный слой пассивной конвекции); восходящие движения здесь испытывают торможение, уменьшаются с высотой и на некотором уровне, принимаемом за верхнюю кромку облака, становятся равными нулю. При антициклонических типах погоды слои пассивной конвекции являются относительно более тонкими по сравнению со слоями пассивной конвекции в размытых барических полях и в зонах фронтальной облачности, где расходование энергии по высоте обычно невелико. В результате этого одному и тому же исходному запасу энергии влажностеустойчивости в нижней тропосфере будут соответствовать весьма различные вертикальные мощности конвективных облаков в зависимости от того, в какой группе синоптических положений происходит развитие облаков; при фронтально-циклонических положениях конвективные облака оказываются, как правило, более развитыми по вертикали, чем при внутримассовых погодных условиях. Последнее означает также, что одно и то же приращение энергии неустойчивости в слое активной конвекции при внутримассовых и фронтальных положениях по-разному отразится на профиле вертикальных скоростей (рассчитываемых по данным аэрологического зондирования за 03 ч) к периоду максимального развития конвекции.

Корректировка расчетных значений максимальных вертикальных скоростей в слое активной конвекции от периода утреннего ондиования атмосферы до периода максимального развития онвекции существенно улучшает сходимость прогностических начений $v_{\text{макс}}$ с диагностическими, принимаемыми за фактиче-кие.

Типы синоптических положений для их количественного учета ри расчете интенсивности атмосферной конвекции разделены на ри группы (см. рис. 1 в [1], аппроксимируемые эмпирическими формулами:

$$v_{\text{макс. испр}} = 0,0356v_{\text{макс}}^2 + 0,12v_{\text{макс}} + 2,5, \quad (1)$$

$$v_{\text{макс. испр}} = 0,0265v_{\text{макс}}^2 + 0,17v_{\text{макс}} + 4,9, \quad (2)$$

$$v_{\text{макс. испр}} = 0,0245v_{\text{макс}}^2 + 0,06v_{\text{макс}} + 8,2. \quad (3)$$

При этом к первой группе синоптических положений относятся знутримассовые условия погоды (за исключением областей выра-женного падения давления в малоградиентных барических полях), глубокие тылы холодных фронтов и теплые фронты, обычно более или менее размытые к середине дня; к третьей группе — основные колодные, сомкнутые фронты и фронты с волнами; ко второй, (промежуточной) группе синоптических положений, отнесены все остальные ситуации.

Таким образом, прежде чем составить прогноз возможных максимальных скоростей в конвективных облаках для слоя актив-ной конвекции над конкретным районом необходимо, используя данные радиозондирования за 03 ч и прогноз максимальной тем-пературы на день, рассчитать по методу слоя $v_{\text{макс}}$ на уровне, где максимальное отклонение фактической температуры от темпера-туры влажной адиабаты достигает наибольшего значения, а затем решить вопрос о том, какое синоптическое положение ожидается в районе к периоду максимального развития конвекции. После этого по расчетному значению $v_{\text{макс}}$ снять соответствующее $v_{\text{макс}}$ исправленное с графика 1 из работы [1].

Для более полного определения условий развития конвекции необходим дополнительный учет исходного влагосодержания, а также вертикальной структуры ветра в слое 850—500 мб., так как метод слоя не учитывает скорости перемещения облаков и на-клона их пространственной оси.

Выполненные нами исследования показывают [2], что учет вертикальной структуры ветра в основном облачном слое следует производить при помощи выражения $\frac{\sqrt{\bar{v}^3}}{u_{\text{ср}} + u_{\text{т}}}$, где \bar{v} — рассчитан-ная по методу слоя средняя скорость восходящих движений в кон-вективных облаках максимальной вертикальной мощности; $u_{\text{ср}}$ и $u_{\text{т}}$ — средние (вычислены векторно) взвешенные скорости пере-носа воздушных масс и термического ветра в слое 850—500 мб.

На основе комплекса данных о температурной стратификации, распределении ветра по высоте и синоптическом положении можно количественно оценить эффективную скорость вертикальных движений $v_{эф}$ в конвективных облаках по формуле

$$v_{эф} = \sqrt{v_{\text{макс. испр}}^2 + \frac{\overline{v^3}}{u_{\text{ср}} + \overline{u}}}. \quad (4)$$

Коррелируя $v_{эф}$ с суммарным дефицитом точки росы на трех уровнях (850, 700 и 500 мб) устанавливают критерий перехода Си song. в Сb (т. е. $v_{эф.кр}$), который зависит от скоростей восходящих движений в конвективных облаках и от увлажнения слоя 850–500 мб (рис. 1). До значений $\Sigma \Delta T_{d850, 700, 500}$, не превосходящих 40°C , критическое значение $v_{эф}$ может вычисляться по формуле

$$v_{эф.кр} = 6,0 + 0,025 \Sigma (T - T_d)_{850, 700, 500}, \quad (5)$$

где T — температура, T_d — точка росы на указанных уровнях. Переход мощных кучевых облаков в кучево-дождевые [2, 5, 8] четко проявляется, когда эффективная скорость подъема $v_{эф}$ становится равной критической $v_{эф.кр}$. Следовательно, отношение $v_{эф}/v_{эф.кр} = \varepsilon$ можно рассматривать в качестве показателя интенсивности мезомасштабной свободной конвекции для периода ее максимального развития. Картирование указанного отношения позволяет оценить область, где можно ожидать переход Си song в Сb, т. е. образования ливневых осадков (грозы). При этом границей ареала «ливневого положения» является значение $\varepsilon = 1$.

Из уравнения (5) видно, что количественный критерий начала перехода мощной кучевой облачности по району в кучево-дождевую соответствует значению $v_{эф.кр} = 6,0$ м/с, если облако формируется в насыщенном водяным паром слое. С повышением суммарного дефицита точки росы на основных изобарических поверхностях (в слое 850–500 мб) $v_{эф.кр}$ возрастает. Это означает, что при повышенной сухости воздуха в слое 850–500 мб условия естественного перехода мощных кучевых облаков в кучево-дождевые ухудшаются.

Расчетная схема позволяет количественно оценивать интенсивность внутриоблачной конвекции и ее критическое значение, при котором осуществляется переход мощных кучевых облаков по району в кучево-дождевые и, следовательно, выделять ареалы «ливневого положения».

Методом картирования результатов расчета можно выделить области с различными значениями ε . При этом в ареале значений $0,65 < \varepsilon < 1,0$ следует ожидать развития мощных кучевых облаков. В областях, где $0,8 \leq \varepsilon < 1,0$, вертикальная мощность наиболее развитых мощных кучевых облаков превосходит 2,0 км. Такие облака оказываются обычно пригодными для искусственного стимулирования осадков, поэтому заблаговременное выделение областей со значениями ε от 0,8 до 1,0, где Си song. не переходят естественным путем в Сb, представляется весьма важным при органи-

Пример расчета скорости \bar{v} по методу слоя. Смоленск 27 мая 1964 г. Радиозонд 03 ч. $T_{\text{макс}} = 17,2^{\circ}\text{C}$;
 $T_d = 7,5^{\circ}\text{C}$; $T_0 = 279 \text{ К}$. Условия внутримассовые (формула (1))

$$v^2 = \frac{g \sum \Delta H_k}{3 T_0} \sum_{k=1}^n (T_B - T)_k = \frac{3,27 \sum \Delta H_k}{T_0} \sum_{k=1}^n (T_B - T)_k$$

Н м	Р мб	$T^{\circ}\text{C}$	$\Delta H_k^{\text{М}}$	$\sum \Delta H_k^{\text{М}}$	$(T_B - T)_k^{\circ}\text{C}$	$\sum (T_B - T)_k^{\circ}\text{C}$	$\frac{3,27 \sum \Delta H_k}{T_0}$ м ² /с ² · °C	v^2 м ² /с ²	v м/с	\bar{v} м/с	Δt_k с
Земля	990	10,5	—	—	—	—	—	—	0	—	—
570	952	14,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1510 (НГ)	850	6,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3060	700	-5,2	1550	1550	2,7	2,7	18,2	49,1	7,0	3,5	443
3750	641	-11,5	690	2240	3,1	5,8	26,3	152,7	12,4	9,7	71
4300	598	-12,2	550	2790	-3,3	2,5	32,7	81,7	9,0	10,7	51
4940	646	-15,5	640	3430	-2,0	0,5	40,2	20,1	4,5	6,75	95
5630 (ВГ)	500	-19,8	690	4120	-0,5	0,0	48,3	—	0	2,25	307

$$\bar{v} = \frac{v_{k-1} + v_k}{2}; \quad \Delta t_k = \frac{\Delta H_k}{v_k}; \quad \sum \Delta t_k = 967 \text{ с}; \quad \bar{v} = \frac{\sum \Delta H_k}{\sum \Delta t_k} = \frac{4120 \text{ м}}{967 \text{ с}} = 4,3 \text{ м/с}.$$

зации воздействий на облака с целью вызывания искусственных осадков, например, в зонах крупных лесных пожаров.

Расчеты по приведенным выше формулам (4) и (5) оказываются достаточно трудоемкими, что затрудняет оперативное картирование результатов расчета для значительных территорий главным образом из-за необходимости вычисления \bar{v} (табл. 1). Последующий физико-статистический анализ полученного материала показал, что расчеты с целью заблаговременного выделения областей мощной конвекции (равно как и с целью установления прогностических признаков обильных ливневых осадков) могут быть существенно упрощены.

Действительно, воспользовавшись уравнением высоты конвективного слоя

$$H_{\text{конв}} = \frac{100 \Delta t}{\gamma_c - \gamma^*} \quad (6)$$

и уравнением высоты конвективного уровня конденсации

$$H_{\text{нг}} = \frac{100}{\gamma} (T_0 - T_d), \quad (7)$$

можно записать для момента появления первых кучевых облаков (когда их вертикальная мощность мала) $H_{\text{конв}} = H_{\text{нг}}$; в этом случае $\gamma^* = \gamma$, где Δt — перегрев, γ_c — сухоадиабатический градиент температуры, γ^* — средний вертикальный градиент температуры в конвективном слое, γ — средний подоблачный вертикальный градиент температуры, $(T_0 - T_d)$ — дефицит точки росы у поверхности земли. В общем же случае $H_{\text{конв}} = H_{\text{нг}} + \Delta H$ (здесь ΔH — вертикальная мощность конвективных облаков).

В период максимального развития конвекции значение ΔH представляет собой вертикальную мощность наиболее развитых конвективных облаков, которая может быть вычислена в адиабатическом приближении графически с помощью аэрологической диаграммы (в предположении, что $H_{\text{конв}} = H_{\text{нг}}$), $\Delta H = H_{\text{конв}} - H_{\text{нг}}$.

Решая уравнения (6) и (7) относительно ΔH , имеем

$$\Delta H = \frac{100 \Delta t}{\gamma_c - \gamma^*} - \frac{100(T_0 - T_d)}{\gamma}. \quad (8)$$

Для максимума конвекции можно принять, что в подоблачном слое $\gamma = \gamma_c$, тогда

$$\Delta H = \frac{100 \Delta t}{\gamma_c - \gamma^*} - \frac{100(T_0 - T_d)}{\gamma_c}, \quad (8')$$

где под $(T_0 - T_d)$ следует понимать дефицит точки росы в период максимального развития конвекции. Обозначая $\gamma_c - \gamma^*$ через $\Delta \gamma^*$, имеем

$$\frac{\Delta H}{100} = \frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*} - \frac{(T_0 - T_d)}{\gamma_c}, \quad (9)$$

В (9) неизвестным является лишь отношение $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$, которое может быть вычислено по исходным значениям ΔH и $(T_0 - T_d)$ помощью номограммы (см. рис. 2).

Откладывая по оси ординат этой номограммы вычисленные значения ΔH , а по оси абсцисс — дефицит точки росы $(T_0 - T_d)$ на период максимального развития конвекции, снимают значение $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$ представленные на номограмме наклонными прямыми линиями. Отношение $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$ является важным параметром, увязывающим внутриоблачную и подоблачную конвекцию.

Для того чтобы существенно упростить нахождение \bar{v} следует использовать корреляцию параметров \bar{v} и $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$.

На рис. 4 представлен вид связи \bar{v} с $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$ по данным вертикального зондирования атмосферы для ЕТС и Приамурья. При том для вычисления $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$ вместо $(T_0 - T_d)$ были использованы значения дефицита точки росы (за 03 ч) на уровне 900 мб, увеличенные в 1,2 раза.

Полное выражение для показателя интенсивности атмосферной конвекции на период максимального ее развития имеет вид

$$\varepsilon = \frac{\sqrt{\frac{\bar{v}^3}{u_{\text{ср}} - u_{\text{т}}} + v_{\text{макс. испр}}^2}}{6,0 + 0,025 \sum (T - T_d)_{850, 700, 500}} \quad (10)$$

Знаменатель выражения (10) легко находится с помощью рис. 1 и не требует дополнительных пояснений, значения \bar{v} нахо-

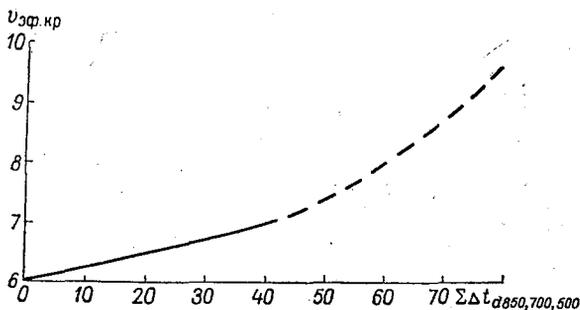


Рис. 1. Вид связи $v_{\text{эф.кр}}$ с $\Sigma \Delta T_d 850, 700, 500$

дятся по рис. 2 и 3. Заметим, что корреляция показателя интенсивности атмосферной конвекции, когда значения \bar{v} вычислялись путем составления табл. 1 (ε) и предложенным нами выше упро-

щенным способом с помощью номограмм 2 и 3 (ϵ'), оказывается практически функциональной (рис. 4). Средняя скорость переноса в слое 850—500 мб (u_{cp}) и среднее значение термического ветра (\bar{u}_T) в этом слое вычисляются соответственно по формулам (11) и (12):

$$u_{cp} = 0,36u_{850} + 0,25u_{700} + 0,39u_{500}, \quad (11)$$

$$\bar{u}_T = 0,50u_{T\ 850-500} + 0,19u_{T\ 850-700} + 0,31u_{T\ 700-500}, \quad (12)$$

где u_{850} , u_{700} , u_{500} — значения скоростей ветра на уровнях 850, 700 и 500 мб; $u_{T\ 850-500}$, $u_{T\ 700-500}$ и $u_{T\ 850-700}$ — модули термического ветра в слоях 850—500, 850—700 и 700—500 мб.

Для нахождения модулей термического ветра (вычисляемых векторно) по данным радиозондирования целесообразно пользо-

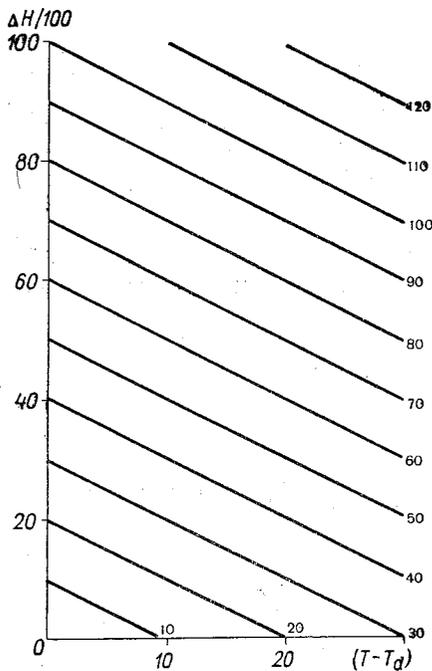


Рис. 2. Номограмма для определения параметра $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$.

ваться номограммой (рис. 5). Для вычисления v_{max} необходимо сначала установить уровень, где $\Sigma(T_B - T)_k$ достигает наибольшего значения, вычислить для этого уровня v_{max} (12,4 м/с в табл. 1) затем это значение исправить на синоптическое положение в соответствии с формулами (1) — (3).

На рис. 6 представлен пример картирования результатов расчета по Европейской территории Советского Союза за 27 мая 1964 г. На рисунке даны значения интенсивности атмосферной конвекции ϵ' для каждого пункта радиозондирования. Заштрихованная область соответствует ареалам «ливневого положения» $\epsilon \geq (1,0)$, пунктирная линия — значению $\epsilon = 0,8$.

3. Порядок составления прогноза по упрощенному способу.

Прогноз развития конвективной облачности и ареалов «ливневого положения» для некоторой территории на день составляется по данным утреннего аэрологического зондирования ближайшего к сроку 03 ч местного времени. Данные одного пункта зондирования позволяют составлять прогноз для территории радиусом 150 км вокруг пункта. Для картирования результатов расчета необходимо произвести расчеты не менее чем по семи соседним

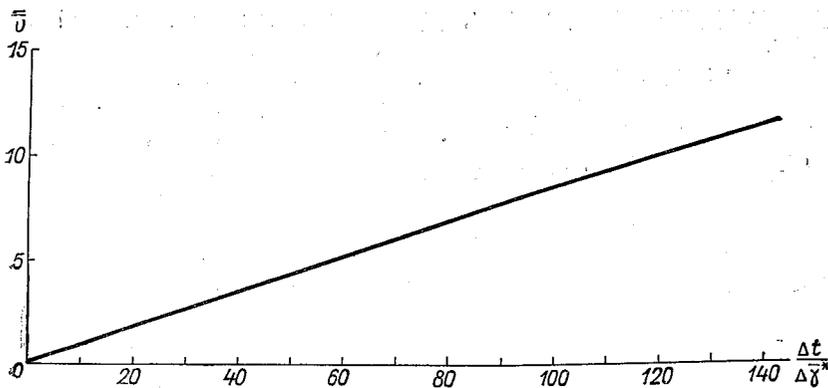


Рис. 3. График для нахождения средней скорости восходящих движений в конвективных облаках \bar{v} по параметру $\frac{\Delta t}{\Delta \gamma^*}$.

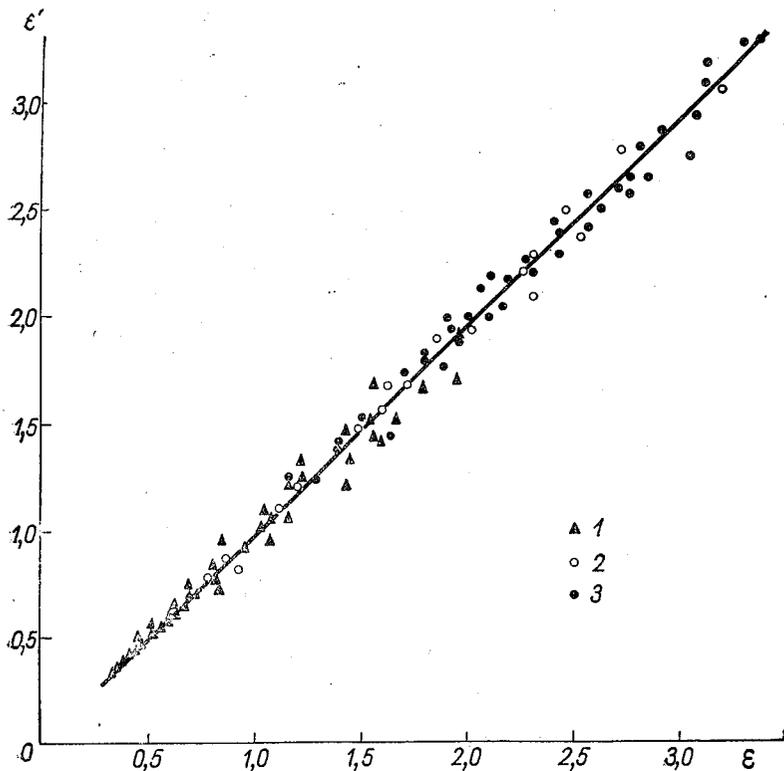


Рис. 4. Корреляция ϵ и ϵ' .

1 — внутримассовый тип погоды и теплые фронты, 2 — размытые основные и приземные фронты и области выраженного падения давления в малоградиентных барических полях, 3 — основные холодные сомкнутые фронты и фронты с волнами.

пунктам радиозондирования, расположенным на заданной территории.

После получения данных радиозондирования, они раскодируются и записываются в правой части эмаграммы. На бланке фиксируются: наименование пункта, вид и срок подъема, число, месяц и год зондирования, прогностическая температура воздуха ($T_{\text{макс}}$

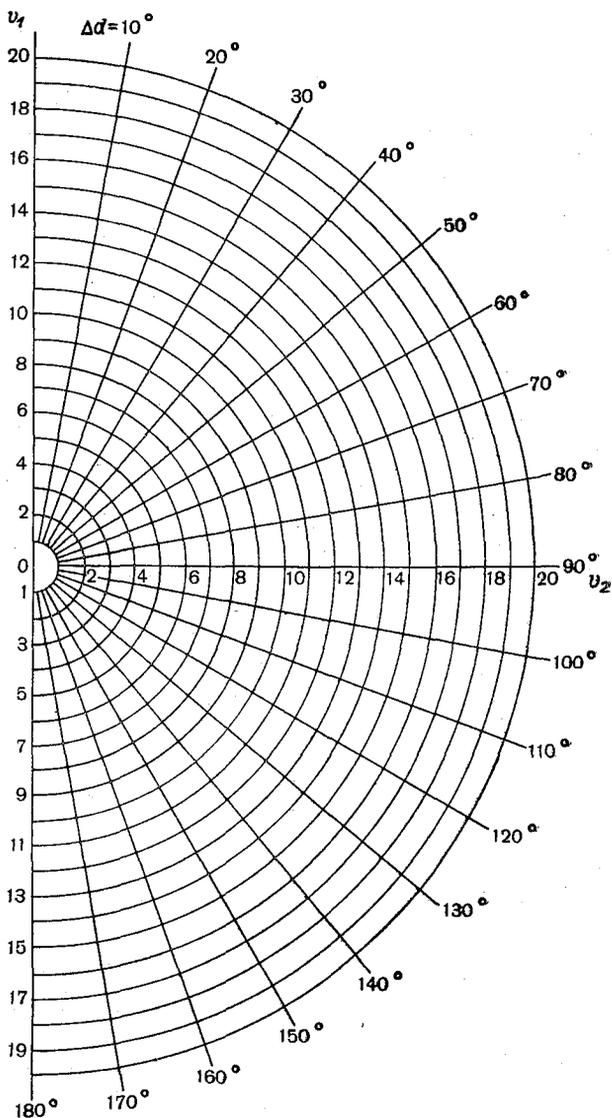


Рис. 5. Номограмма для определения модуля термического ветра u_T по данным радиозондирования атмосферы.

также ожидаемое на день (в радиусе до 150 км от пункта радиондирования) синоптическое положение. Данные зондирования наносятся на бланк аэрологической диаграммы, после чего осуществляются следующие операции.

1. Определяется уровень конденсации, для чего от точки ожидаемой максимальной температуры в пункте зондирования прово-

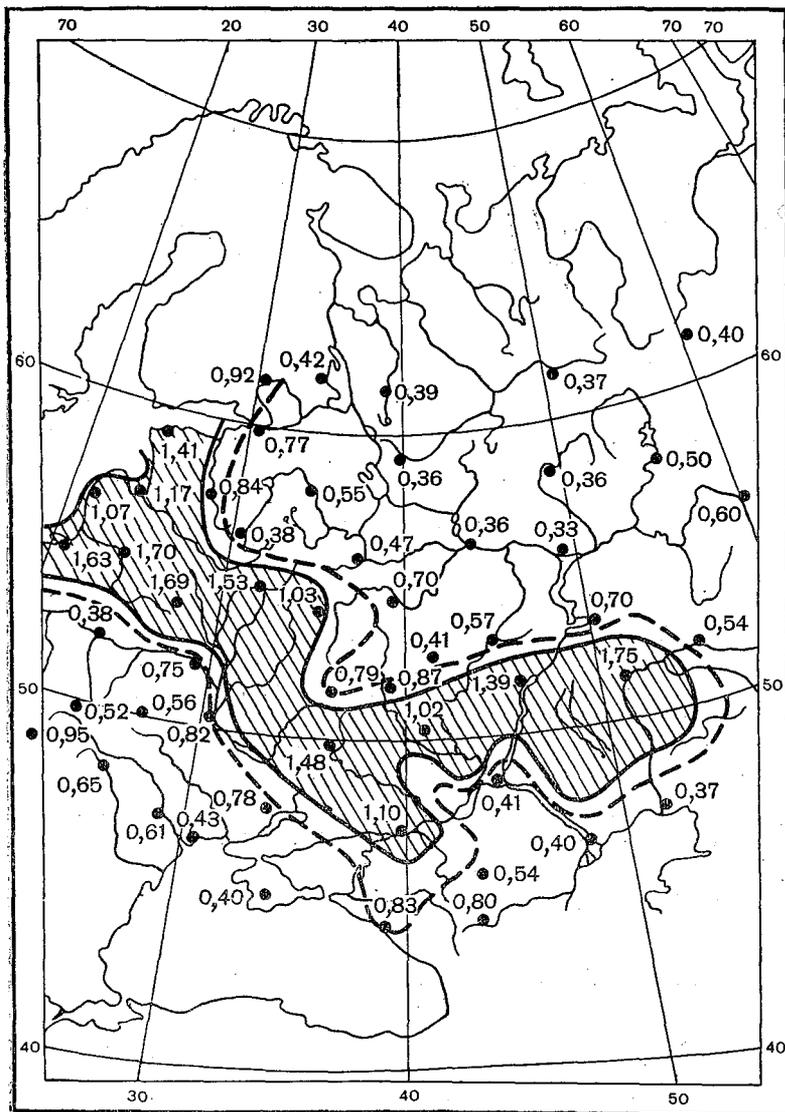


Рис. 6. Мощная кучевая облачность ($\Delta H \geq 2,5$ км) и ареалы «ливневого положения» в средней полосе ЕТС 27 мая 1964 г.

дится сухая адиабата, а от приземной точки росы в период зондирования — изограмма удельной влажности. Точка их пересечения дает расчетный уровень конденсации при неизменной по высоте влажности воздуха. К этому значению высоты уровня конденсации (в миллибарах) вводится поправка с помощью рис. 7. Прогнозируемый на день конвективный уровень конденсации определяется вычитанием этой поправки из расчетного значения уровня конденсации. Определяется высота конвективных облаков (в метрах) и температура T_0 (в абсолютной шкале) на уровне основания облаков.

2. Производится разбивка кривой стратификации температуры на слои, вверх от конвективного уровня конденсации (высоты конвективных облаков).

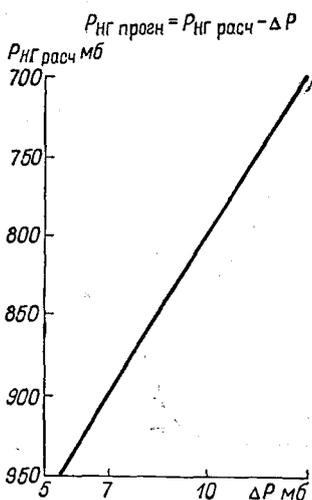


Рис. 7. Поправочный график к расчетным высотам конвективных облаков.

За границы слоев принимаются особые точки и стандартные изобарические поверхности. Толщина слоев не должна превышать 100 мб. Все задерживающие слои (особенно слои изотермии и инверсии) выделяются отдельно независимо от их толщины.

3. Для каждого слоя от нижней его границы (начиная от точки на кривой стратификации температуры) до верхней проводится влажная адиабата, точка пересечения которой с верхней границей слоя дает значение T_v . Разность температур $(T_v - T)_k$ для верхних границ каждого выделенного слоя записывается на эмаграмме. Затем производится суммирование разностей $(T_v - T)_k$ от нижнего слоя до уровня, на котором $\sum_{k=1}^n (T_v - T)_k$

обращается в нуль. Уровень, на котором $\sum_{k=1}^n (T_v - T)_k = 0$, принимается за верхнюю границу наиболее развитых облаков на период максимума конвекции. Значение высоты верхней границы (в метрах), равно как и расчетную вертикальную мощность конвективных облаков, следует записать на свободном месте бланка эмаграммы.

4. На уровне 900-миллибаровой поверхности определяется значение дефицита точки росы $(T - T_d)_{900}$, которое умножается на коэффициент 1, 2; по этому вычисленному дефициту и расчетной вертикальной мощности облаков (ΔH) снимается с номограммы (рис. 2) значение параметра $\frac{\Delta t}{\Delta \bar{\gamma}^*}$, по которому, используя график 3, вычисляют среднюю скорость восходящих движений (\bar{v}) в конвективных облаках.

Нетрудно видеть, что для определения параметра $\frac{\Delta t}{\Delta \bar{\gamma}^*}$ вместо

омограммы (рис. 2) можно пользоваться суммой $\frac{\Delta H}{100} + 1,2 \Delta t_{a900}$, при определении средней скорости восходящих движений в конвективных облаках максимального развития (\bar{v}) вместо графика рис. 3) использовать отношение $\bar{v} = \frac{\Delta t}{\Delta \tau^*} / 12$.

5. Для уровня верхней границы облачного слоя активной конвекции (где $\sum_{k=1}^n (T_B - T)_k$ имеет максимум) вычисляется значение $v_{\text{макс}}$ (в м/с) по формуле (1), имеющей вид

$$v_{\text{макс}}^2 = \frac{3,27 \Delta H^*}{T_0} \sum_{k=1}^n (T_B - T)_k, \quad (13)$$

где ΔH^* — вертикальная мощность (в метрах) слоя активной конвекции. Это вычисленное значение $v_{\text{макс}}$ исправляется на ожидаемое по району прогнозирования синоптическое положение в соответствии с кривыми графика 1 из работы [1].

Примечание. а) для внутримассовых погодных условий, теплых и вторичных холодных фронтов верхняя граница облачного слоя активной конвекции всегда находится на уровне максимального значения $\sum (T_B - T)_k$ при условии отсутствия в нем задерживающих слоев более 15 мб; б) для случаев основных холодных фронтов, фронтов окклюзии и малоподвижных фронтов с волнами допускается наличие в слое активной конвекции одного задерживающего слоя толщиной не более 50 мб, если непосредственно над ним имеется влажнонеустойчивый слой не меньшей вертикальной мощности.

6. По формулам (11) и (12) вычисляются значения средних скоростей воздуха ($u_{\text{ср}}$) и термического ветра ($u_{\text{т}}$) в слое 850—500 мб.

7. В соответствии с формулой (4) по значениям \bar{v} , $u_{\text{ср}}$, $u_{\text{т}}$ и $v_{\text{макс-испр}}$ вычисляется эффективная скорость восходящих движений в конвективных облаках максимального возможного развития $v_{\text{эф}}$.

8. Находится суммарный дефицит точки росы на уровнях 850, 700 и 500 мб. По этому суммарному дефициту вычисляется критическое значение эффективных скоростей восходящих потоков в облаках при данной стратификации атмосферы ($v_{\text{эф.кр}}$) по формуле (5) или по графику (рис. 1).

9. Для каждого пункта аэрологического зондирования вычисляются значения $e' = \frac{v_{\text{эф}}}{v_{\text{эф.кр}}}$, которые наносятся на бланк карты погоды с целью последующего анализа и выделения ареалов «ливневого положения» ($e' \geq 1,0$), а также районов (вне ареалов «ливневого положения»), где ожидается развитие мощной кучевой облачности, пригодной по своим геометрическим параметрам для вызывания из них искусственных осадков ($0,8 < e' < 1,0$).

Оправдываемость прогнозов «ливневого положения» за лето 1971 г.

Пункт радиозондирования	n_1			n_2			m_1			m_2			$N + M$			Оправдываемость, %		
	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII
	Якутск	13	18	13	8	4	3	2	0	0	6	9	10	29	31	26	72 (48)	71 (67)
Мирный	14	18	11	8	5	11	0	0	0	6	8	3	28	31	25	77 (70)	74 (69)	88 (79)
Олекминск	14	19	11	4	4	9	2	0	0	7	7	6	27	30	26	67 (33)	77 (73)	77 (65)
Алдан	21	24	22	2	3	2	0	0	0	2	3	1	25	30	25	92 (91)	90 (89)	96 (96)
Оймякон	24	18	12	1	1	1	0	1	0	1	9	9	26	29	22	96 (96)	66 (17)	59 (57)
Иркутск	20	16	12	9	6	3	0	1	2	0	1	0	29	22	15	100 (100)	92 (89)	88 (60)
Киренск	12	18	16	11	8	4	4	3	3	3	1	0	23	26	20	77 (53)	87 (68)	87 (57)
Ербогачен	4	8	4	18	15	15	4	2	0	2	4	2	22	23	19	79 (48)	80 (55)	91 (67)
Витим	9	13	10	15	10	9	3	1	2	2	6	3	24	23	19	83 (65)	77 (58)	79 (59)

Примечание. В таблице обозначено: n_1 — число дней, когда явление предсказывалось и оно действительно наблюдалось; n_2 — число дней, когда явление не предсказывалось и его действительно не отмечалось; m_1 — число дней, когда явление предсказывалось, но его не было; m_2 — число дней, когда явление не предсказывалось, но оно отмечалось; $N = n_1 + m_1$ — общее число случаев, когда прогнозировалось явление; $M = n_2 + m_2$ — общее число случаев, когда явление не прогнозировалось.

4. Результаты применения схемы прогноза ареалов «ливневого положения» и некоторые рекомендации

Предлагаемая схема прогноза ареалов «ливневого положения» является уточненным вариантом прогноза интенсивности атмосферной конвекции по методу слоя, изложенным в (2). Отличительной ее особенностью можно считать большую детализацию прогноза развития атмосферной конвекции и существенное упрощение расчетной схемы.

Предназначена она прежде всего для синоптиков, но может быть использована также специалистами баз авиационной охраны лесов, проводящих работы по тушению лесных пожаров искусственными осадками. Следует отметить, что прогноз ареалов «ливневого положения» не подменяет и тем более не заменяет существующие в Гидрометслужбе прогностические схемы, а лишь дополняет их в плане специализированных разработок.

Метод выделения ареалов, в которых развитие некоторой части конвективных облаков завершается кучево-дождевой стадией, и районов, где конвективные облака не превосходят стадии мощных кучевых, представляется крайне важным для уточнения прогноза естественного ливнеобразования, а также для повышения эффективности воздействий на облака с целью вызывания искусственных осадков в зонах неустойчивого и недостаточного увлажнения, над водосборными бассейнами ГЭС, при тушении крупных лесных пожаров и т. д. Учет термодинамических особенностей развития конвективных облаков, условий формирования естественных и искусственных ливней оказывается необходимым также при оценке результатов воздействий, в частности для повышения однородности статистических рядов.

Прогнозы ареалов «ливневого положения» могут быть распространены на равнинные районы ЕТС, Сибири и Дальнего Востока, ограниченные с севера параллелью 65°, исключая Магаданскую, Камчатскую и Сахалинскую области, а также прибрежные районы Хабаровского и Приморского краев.

Летом 1971 г. производилось опытное использование метода прогноза «ливневого положения» в УГМС Красноярского и Хабаровского краев, Иркутской области и Якутской АССР, на территории которых были организованы работы по тушению лесных пожаров искусственно вызванными осадками. Необходимые расчеты с целью составления прогнозов пригодной для воздействий конвективной облачности выполнялись в оперативном порядке; полученные результаты фиксировались в бюро погоды и передавались затем в базы лесной авиации.

Сжатые сроки составления прогнозов не всегда позволяли тщательно оценивать ожидаемое на день синоптическое положение и максимальную температуру воздуха. Поэтому, при последующем анализе данных об оправдываемости прогнозов, синоптическая ситуация и максимальная температура воздуха уточнялись. Если ожидаемое синоптическое положение не соответствовало фактиче-

скому (в соответствии с кривыми 1, 2 и 3 рис. 1 в работе [1]), производился перерасчет значений v' ; пересчет v' производился также если прогностическая и фактическая максимальная температура воздуха отличались более чем на 5° (по Иркутскому УГМС) и более чем на $\pm 3^\circ$ (по УГМС Якутской АССР).

В табл. 2 приведены сводные данные об оправдываемости прогнозов за июнь — август 1971 г. Данные об оправдываемости оценивались по формуле Кёппена и по формуле Обухова (в скобках).

Авторская проверка оправдываемости прогнозов «ливневого положения», выполненная летом 1970 г., по отдельным районам ЕТС и Хабаровского края показала, что общий уровень оправдываемости составлял около 90%, а значения m_1 и m_2 систематически оказывались близкими. Данные проверки по Иркутскому УГМС за 1971 г. также подтверждают это положение.

По данным проверки оправдываемости прогнозов по Якутскому УГМС, такое подтверждение обнаруживается только для Алдана, где оправдываемость за весь летний сезон 1971 г. постоянно оказывалась высокой и составляла соответственно 92, 90 и 96% (по формуле Кёппена) и 91, 89 и 96% (по формуле Обухова). Существенное занижение оправдываемости прогнозов «ливневого положения» по Якутии в условиях, когда явление не предсказывалось, но оно имело место ($m_2 > m_1$), свидетельствует прежде всего о том, что (по крайней мере летом 1971 г.) на картах погоды Якутского УГМС довольно часто не проводились вторичные фронты там, где они в действительности были, а основные атмосферные фронты нередко давались как размытые или переводились в разряд приземных.

Высокая оправдываемость прогнозов, составлявших бюро погоды Иркутского и Якутского УГМС, способствовала получению хороших результатов в работах по тушению лесных пожаров искусственно вызванными осадками. Там, где специализированным прогнозам, составляющимся по предложенной нами схеме, уделялось должное внимание, полёты с целью тушения лесных пожаров могли проводиться более рационально. Не случайно, что из четырех крупнейших лесных районов РСФСР, в которых такие работы были организованы в 1971 г., на долю Иркутской области и Якутии пришлось свыше 88% общей площади потушенных и локализованных пожаров.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будилова Е. П., Леншин В. Т. Картирование максимальных вертикальных скоростей в облаках в применении к прогнозу условий конвекции.— Труды ГГО, 1965, вып. 176.
2. Будилова Е. П., Леншин В. Т. О прогнозе интенсивности атмосферной конвекции по методу слоя.— Труды ГГО, 1967, вып. 202.
3. Глушкова Н. И. Метод прогноза града и ливня.— Труды ВГИ, 1966, вып. 3(5).

4. Гуськова В. Г. Проверка прогнозов гроз и ливней, составленных по методу Н. С. Шишкина.— Труды ЦИП, 1959, вып. 83.

5. Жупахин К. С., Леншин В. Т. О корреляционной связи статистических параметров эхо-сигналов от кучевых облаков со скоростями восходящих потоков в них.— Труды ГГО, 1968, вып. 224.

6. Лаптева Л. М. Метод прогнозирования количества ливневых осадков.— Труды ВГИ, 1966, вып. 5.

7. Леншин В. Т., Осипова Г. И., Шишкин Н. С. О прогнозе количества внутримассовых осадков.— Труды ГГО, 1962, вып. 126.

8. Сулаквелидзе Г. К. Ливневые осадки и град. Л., Гидрометеоздат, 1967.

9. Сулаквелидзе Г. К., Глушкова Н. И., Федченко Л. М. Прогноз града, гроз и ливневых осадков. Л., Гидрометеоздат, 1970.

10. Челюканова С. В. Оправдываемость различных способов прогноза внутримассовых ливневых осадков летом 1961 г. по Москве и Московской области.— Труды ЦИП, 1963, вып. 125.

11. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л., Гидрометеоздат, 1964.

П. А. ВОРОНЦОВ, Н. С. ШИШКИН

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ РАБОТ ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ ПО ПЛАНЕРНОЙ МЕТЕОРОЛОГИИ

На Втором всесоюзном совещании по планерной технике в ноябре 1964 г. по докладу М. А. Воронцова было принято решение: просить ГГО принять участие в исследовании восходящих токов термического происхождения с помощью планеров и самолетов легкомоторной авиации.

В 1965—1968 гг. сотрудники ГГО активно участвовали в изучении поставленной задачи. Работы по данной проблеме проводились по трем направлениям: 1) разработке новых и усовершенствование уже существующих методов и аппаратуры для исследования вертикальных движений воздуха с помощью планера и легкомоторных самолетов; 2) изучение мезомасштабных восходящих токов; 3) разработка методики прогноза условий парения планеров.

Большое внимание в рассматриваемый период отводилось экспериментальным исследованиям термиков. Для решения поставленной задачи необходимо было в первую очередь разработать методику исследования термиков и подобрать соответствующую аппаратуру, учитывая как отечественный, так и зарубежный опыт. Двухместный планер «Бланик» был оборудован электрическим и механическим метеорографами для измерения и записи скорости вертикальных движений воздуха как упорядоченных (термиков), так и неупорядоченных (турбулентных); относительная погрешность измерения упорядоченных движений составляла $\pm 16\%$, неупорядоченных $\pm 10\%$.

Планер, оборудованный, помимо электрического и механического метеорографов, стандартной аэронавигационной аппаратурой, позволяет непосредственно измерять целый комплекс метеозлементов: высоту, изменение высоты, воздушную скорость, температуру и влажность воздуха, пульсации температуры, перегрузки, и может успешно применяться для детальных аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы. При исследованиях термиков применялся самолет Як-12, также оборудованный специальной аппаратурой для измерения следующих параметров: высоты, изменения

высоты, перегрузки, температуры и ее пульсаций, влажности воздуха и альбедо подстилающей поверхности. В период соревнований, как правило, перед началом полетов планеров производилось зондирование атмосферы на самолете до высоты 3—4 км, данные сразу же обрабатывались и использовались при составлении прогноза условий парения планеров. В период соревнований термики хорошо маркировались планерами, набирающими высоту. В от-

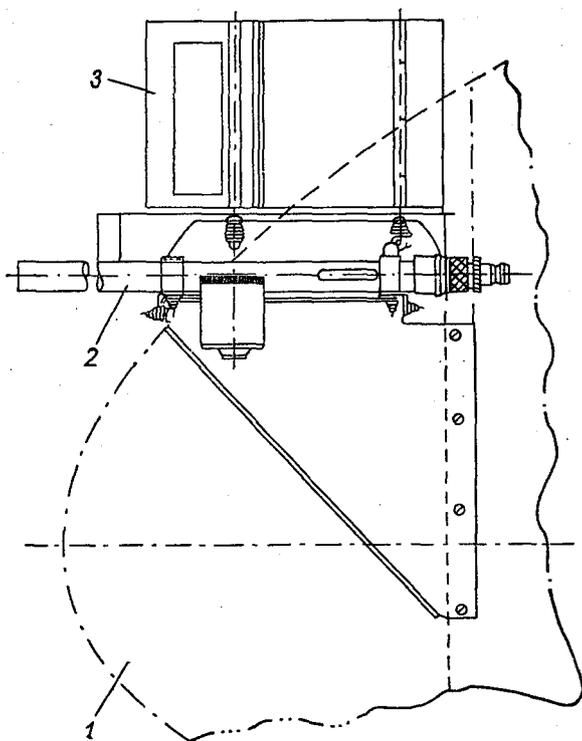


Рис. 1. Схема крепления приборов на планере.

1 — носовой кок планера, 2 — датчик электрического метеорографа, 3 — механический метеорограф.

дельных случаях в районе старта в термике одновременно находилось до 18 планеров, так что его пространственные контуры были хорошо различимы. В эти дни на самолете осуществлялось пере- сечение маркированных термиков на различных высотах через их ось, перпендикулярно или параллельно направлению ветра. Момент вхождения в термик определялся по началу устойчивого подъема стрелки вариометра, а конец пребывания в термике — по возвращению стрелки в нулевое положение. Точность замера диаметра термиков составляла в среднем ± 40 м. Во время полета в термике пилот не вмешивался в управление самолетом. Расчет скорости вос-

ходящих потоков в термиках производился с учетом показаний вариометра и скорости полета по поляре самолета Як-12 или планера «Бланик».

Все полеты проводились в дневные часы, обычно с 11 до 17 ч. Схема размещения метеорологической аппаратуры на планере «Бланик» приведена на рис. 1. В передней части фюзеляжа планера крепились датчики электрометеорографа и механический метеорограф. Регистратор электрометеорографа помещался в кабине второго пилота. Размещение метеорологической аппаратуры на самолете Як-12 проводилось на съемной раме по типовой схеме.

В табл. 1 приведено число полетов в разных районах Союза.

Таблица 1
Количество экспериментальных полетов
планеров и самолетов Як-12
по исследованию термиков
за период 1965—1967 гг.

	Орел, VI и VII	Ессен- туки, IV и V	Рапла, VIII	Ка- зань	Все- го
Планер	12	23	11	11	57
Самолет	41	14	23	11	89

Кроме данных по строению термиков, полученных на специально оборудованных самолете и планере, было обработано свыше 200 лент барографов, установленных на планерах. По этим материалам также был получен ряд характеристик термиков.

На рис. 2 приведена повторяемость средних скоростей восходящих и нисходящих потоков воздуха в дни с термиками по материалам обработок барограмм. Восходящие токи даны при трех состояниях: при кучевой облачности, при отсутствии кучевых облаков и в мощных термиках, в которых подъем планера был не ме-

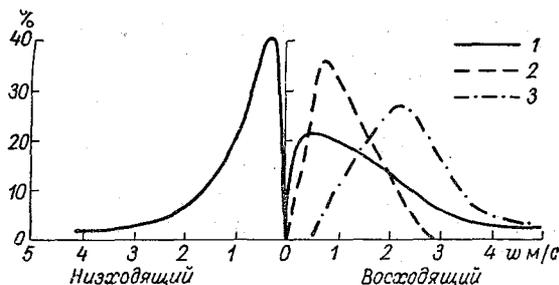


Рис. 2. Повторяемость (%) ω м/с по данным планерных полетов.

1 — при кучевой облачности, 2 — при отсутствии облачности, 3 — в мощных термиках.

нее чем 0,5 км. Как видно, средние значения восходящих токов имеют наибольшие значения в мощных термиках, при отсутствии кучевой облачности они минимальны. Нисходящие потоки значительно слабее восходящих. Наиболее детальные характеристики термиков, используемых планеристами, были получены в периоды планерных соревнований 1965 и 1966 гг. в районе Орла.

Заходы самолета Як-12 в этот период производились более чем в 200 маркированных планерами термиков. В некоторые термики заходы осуществлялись многократно (до семи раз на различных высотах). Данные для 190 термиков были подвергнуты подробному анализу.

Из данных табл. 2 можно сделать вывод, что горизонтальное сечение термиков имеет форму эллипса, вытянутого по направле-

Таблица 2

Повторяемость горизонтальных размеров термиков

Пов- то- ря- е- м- о- с- ть	L км								Всего
	0-0,5	0,51-1,0	1,01-1,5	1,51-2,0	2,01-2,5	2,51-3,0	3,01-3,5	3,51-4,0	

Без учета направления ветра

n	7	49	72	37	16	4	3	1	189
%	3,6	25,9	38,2	19,6	8,5	2,2	1,5	0,5	100

Перпендикулярно направлению ветра

n	6	54	43	14	3	2	0	0	122
%	4,9	44,3	35,2	11,5	2,5	1,6	0,0	0,0	100

нию ветра. Поперечник эллипса перпендикулярный направлению ветра, достигает 3 км, а наибольшая повторяемость диаметра в этом направлении приходится на 0,5—1,0 км. Диаметр термиков в направлении, параллельном ветру, достигает 4,4 км, а в среднем размер термика в этом направлении превышал размер в направлении, перпендикулярном ветру, примерно на 0,5 км. С высотой размер горизонтального сечения термика обычно несколько увеличивается, это расширение было особенно заметно в слое 0,5—0,6 км и вблизи основания облаков.

В табл. 3 значения ω приведены для случаев пересечений термика через его центральную часть. При этом наибольшая повторяемость приходится на значения $\omega = 2 \div 3$ м/с, а в нескольких случаях средняя скорость восходящих токов достигала 4—4,5 м/с.

В табл. 4 приведена повторяемость максимальных скоростей восходящих токов.

Как видно из табл. 4, наибольшая повторяемость приходится на интервал $w_{\text{макс}} = 3,0-3,5$ м/с, а в отдельных случаях максимальные скорости в термиках достигали 5,5—6,0 м/с.

Представляет интерес рассмотреть распределение средних скоростей восходящих потоков в термиках по высоте. В нижнем 200-

Таблица 3

Повторяемость средней скорости восходящих токов в термиках

Повторяемость	w м/с								всего
	1,0—1,5	1,51—2,0	2,01—2,5	2,51—3,0	3,01—3,5	3,51—4,0	4,01—4,5		
n . .	9	23	54	50	23	12	6	177	
% . .	5,1	13,0	30,4	28,2	13,0	6,9	3,4	100	

метровом слое над земной поверхностью весьма велика вероятность скоростей 2—2,5 м/с и даже встречаются случаи с $w = 3 \div 3,5$ м/с. Отсюда следует, что набор высоты в термиках можно проводить даже непосредственно в приземном слое. Если планеристу удалось найти термик на небольшой высоте, им можно уверенно пользоваться. В слое 0,8—1,2 км вероятность больших значений скорости несколько убывает. Это говорит о том, что здесь весьма частым является растекание восходящих струй, сопровождающееся уменьшением вертикальной составляющей скорости. В более высоких слоях снова возникают значительные вероятности для скоростей порядка 1,5—2,0 м/с. Эти данные указывают на ярусность конвекции.

Максимальные скорости восходящих движений в крупных термиках наблюдаются чаще всего в слое 0,7—1,0 км над поверх-

Таблица 4

Повторяемость максимальных восходящих токов в термиках

Повторяемость	$w_{\text{макс}}$ м/с										всего
	1,0—1,5	1,51—2,0	2,01—2,5	2,51—3,0	3,01—3,5	3,51—4,0	4,01—4,5	4,51—5,0	5,01—5,5	5,51—6,0	
n	2	4	21	32	59	33	28	4	5	2	190
%	1,1	2,1	11,0	16,8	31,1	17,4	14,7	2,1	2,6	1,1	100

ностью земли. Наибольшие значения $w_{\text{макс}}$ наблюдаются в период с 12 до 15 ч. Утром, начиная с 11 ч, отмечается быстрый рост $w_{\text{макс}}$ в термиках, начиная с 15 ч — их замедленный спад. В дневном ходе максимальные значения $w_{\text{макс}}$ хорошо согласуются с наибольшими значениями w , осредненными по горизонтальному сечению термика, и не превышают их более чем на 1 м/с.

Разработка методики прогноза условий парения планеров велась В. Т. Леншиным и Е. П. Будиловой. Отметим, что в ГГО подготовлены «Временные методические указания по прогнозу условий парения планеров», содержащие общесиноптические и физические условия развития термической конвекции. Эти указания разосланы весной 1968 г. синоптикам АМСГ, обслуживающим полеты планеров.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будилова Е. П. и др. Исследование термиков с помощью планера и легкого самолета.— Труды ГГО, 1968, вып. 224.
2. Будилова Е. П., Леншин В. Т., Толкачев В. К. К прогнозу условий парения планеров по методу слоя.— Труды ГГО, 1968, вып. 224.
3. Воронцов П. А. Турбулентность и вертикальные токи пограничного слоя. Л., Гидрометеиздат, 1966.
4. Воронцов П. А., Герман М. А. К исследованию атмосферной турбулентности с помощью планеров.— Труды ГГО, 1966, вып. 189.
5. Воронцов П. А. Исследование термиков с помощью планеров.— Труды ГГО, 1966, вып. 189.
6. Воронцов П. А., Коновалов Д. А., Леншин В. Т. Анализ аэрологических условий развития термиков.— Труды ГГО, 1967, вып. 205.

Н. П. ТВЕРСКАЯ

ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗАДЕРЖИВАЮЩИХ СЛОЕВ В ДНИ С ОБЛАКАМИ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАЗВИТИЯ

При рассмотрении эволюции облаков вертикального развития серьезное внимание должно быть уделено учету влияния термогигрометрических характеристик атмосферы. Как показывает анализ обширного материала зондирований атмосферы, в последней почти постоянно встречаются задерживающие слои, характеризующиеся градиентами температуры меньшими, чем влажноадиабатические. Наибольшее влияние на развитие облаков оказывают слои инверсий и изотермий.

Изучению характеристик инверсий в последнее время уделяется значительное внимание в связи с их влиянием как на естественно возникающие облака, так и на создаваемые искусственно, а также в связи с проблемой воздействия [1, 2, 3]. Как показывают эти исследования, инверсии наблюдаются в свободной атмосфере весьма часто и независимо от условий облачности. При этом высота их расположения может быть весьма различной, а происхождение связано со сложными процессами динамического, адвективного, радиационного и другого характера.

Из характеристик инверсий, оказывающих влияние на эволюцию облаков, прежде всего следует указать высоту ее расположения (или нижнюю границу), вертикальную мощность и термогигрометрические характеристики—градиенты температуры и влажности. Проведенный нами анализ, а также результаты исследований других авторов показали, что из всех характеристик инверсий наименьшей региональной изменчивостью обладает их вертикальная мощность. Она мало меняется при изменении условий облачности и мало различается для отдельных пунктов [7].

Как известно, для эволюции облаков вертикального развития весьма существенна высота расположения слоя инверсии, его интенсивность и стратификация влажности. Очевидно, что различное

сочетание распределения температуры и влажности в инверсионном слое будет оказывать различное тормозящее влияние на развивающееся облако. Роль стратификации температуры и влажности на развитие облаков отмечалась еще в работе [4]. Наибольшим тормозящим эффектом будут обладать слои с большим инверсионным градиентом и большой сухостью воздуха. Однако сочетание градиентов температуры и влажности воздуха в инверсиях оказывается различным, и в ряде случаев тормозящее влияние термического фактора может быть ослаблено значительной влажностью инверсионного слоя.

Таблица 1

Высота, м	Пункт					
	Казань	Куйбышев	Свердловск	Волгоград	Ростов-на-Дону	Новосибирск
<500	4,9	2,3	—	—	3,4	—
501—1000	6,6	7,0	3,9	—	8,5	—
1001—1500	9,8	9,3	7,9	—	17,1	13,0
1501—2000	19,7	13,9	21,6	3,3	20,6	23,0
2001—2500	26,3	34,9	33,4	10,0	31,7	44,0
2501—3000	44,3	53,6	53,0	35,0	44,0	65,3
3001—3500	57,3	65,2	66,7	53,4	58,6	69,6
3501—4000	68,9	72,2	76,4	70,0	69,6	82,5
4001—4500	83,4	81,6	90,1	80,0	75,5	87,0
4501—5000	93,5	90,6	94,2	90,0	85,4	91,4
5001—5500	100	100	96,2	98,3	93,6	95,7
5501—6000			98,0	100	100	100
6001—6500			100			

Наиболее полно исследованы инверсии, наблюдающиеся при слоистых и слоисто-кучевых облаках, поскольку последние почти всегда связаны с задерживающим слоем. Однако при облаках вертикального развития повторяемость инверсий также велика и по данным работы [7] на юге ЕТС превосходит 50%.

В последнее время в связи с проблемой искусственного воздействия и создания конвективных облаков возникла необходимость обоснованного учета характеристик задерживающих слоев на развитие этих облаков. С этой целью для района Москвы были проведены специальные исследования задерживающих слоев в дни с конвективными облаками [1]. Другие районы в этом плане освещены совсем недостаточно.

В настоящей работе приводятся результаты анализа данных самолетного зондирования атмосферы по ряду пунктов нашей страны: Казани, Куйбышева, Новосибирска, Свердловска, Волгограда,

Ростова-на-Дону. На основании зондирования атмосферы в дни с облаками вертикального развития получены характеристики задерживающих слоев. Для анализа использовался материал за 5—6 лет, исключением явились Волгоград и Куйбышев, для которых имелись данные за два года. Следует отметить, что нами обработаны данные зондирования по Ленинграду. Результаты этой обработки в данной работе не приводятся.

† 1. Остановимся на характеристике высоты нижней границы инверсий, представленной в виде накопленной повторяемости (%) в табл. 1.

Анализ данных табл. 1 показывает, что во всех пунктах инверсии встречаются до высоты примерно 6000 м. В Новосибирске в 50% случаев инверсии встречаются до высоты 2700 м, а в Волгограде до 3450 м.

В табл. 2 приведены значения высоты, на которую приходится максимум повторяемости и значение повторяемости (%).

Таблица 2

Пункт	$h_{нг}$ м	Повторяемость, %	Повторяемость	$h_{нг}$ м	Повторяемость, %
Куйбышев . .	2500	21	Свердловск	3000	20
Волгоград . .	3200	23	Новосибирск	2700	20
Казань	3200	18	Ростов-на-Дону	размыт	—

Анализ имеющихся данных показывает, что в Ростове-на-Дону отсутствует выраженный максимум повторяемости высоты нижней границы инверсий. Последние достаточно равномерно распределяются в диапазоне высот 1500—6000 м, с минимумом около 2000 м.

Таким образом, высоты расположения задерживающих слоев таковы, что они могут оказывать влияние на эволюцию конвективных облаков.

В случае сравнения полученных высот нижней границы инверсий при конвективных облаках и облаках St, Sc [7] обращает на себя внимание то обстоятельство, что при конвективных облаках инверсии наблюдаются на больших высотах, а St и Sc связаны с низко расположенными задерживающими слоями. Высота расположения инверсий, так же как и форма образующихся облаков, связана с синоптической обстановкой и особенностями процессов, протекающих в атмосфере.

† 2. Вертикальная мощность инверсий по всем пунктам меняется в пределах от 20 до 780 м, однако большие значения мощности встречаются весьма редко. Во всех пунктах в 50% случаев инверсии имеют мощность до 100—150 м. Почти везде имеется резко выраженный максимум повторяемости инверсий толщиной 110—150 м.

Более тонкие задерживающие слои наблюдаются в Волгограде, где максимум (30—40%) приходится на инверсии толщиной 60—100 м.

Следует отметить, что сравнение этих данных с результатами, полученными в работе [1] для Москвы, показывает их хорошее согласие. К сожалению, в работе [2], посвященной исследованию инверсий над Украиной, не приводятся данные об их мощности, что лишает нас возможности сопоставить полученные результаты с данными по этому району. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что вертикальная мощность инверсий при облаках St и Sc в среднем несколько больше, однако, согласно работе [7], не превышает 200 м по наблюдениям для Одессы. Сопоставление этих дан-

Таблица 3

t°С/100 м	Пункт					
	Волгоград	Ростов-на-Дону	Казань	Свердловск	Куйбышев	Новосибирск
0—0,25	15,0	29,2	29,6	23,8	23,3	8,7
0,26—0,50	26,1	56,0	41,0	33,4	37,2	39,1
0,51—0,75	33,3	71,9	65,7	49,1	51,1	44,0
0,76—1,0	46,7	85,4	78,6	60,8	65,2	52,2
1,01—1,25	51,6	90,2	90,62	64,9	72,2	61,0
1,26—1,50	58,4	95,1	91,8	72,6	79,2	69,6
1,51—1,75	71,6	95,1	93,5	78,5	63,7	69,6
1,76—2,0	83,4	97,6	97,7	86,4	88,3	78,2
2,01—2,25	83,4	97,6	98,4	90,1	88,3	91,4
2,26—2,50	84,9	98,7	98,4	90,1	90,9	91,4
2,51—2,75	88,5	98,7	98,4	90,1	95,4	100
2,76—3,0	90,0	98,7	98,4	96,1	100	
3,01—3,25	91,7	98,7	98,4	98,0		
3,26—3,50	93,4	98,7	98,4	100		
3,51—3,75	93,4	98,7	100			
3,76—4,0	95,0	100				
4,0—4,25	100					

ных с нашими дает основание полагать, что мощности инверсий при конвективных облаках и облаках St и Sc в среднем существенно не различаются.

3. Переходя к рассмотрению градиентов температуры в инверсиях — γ , характеризующих интенсивность задерживающего слоя, следует указать на их большую изменчивость. В отдельных случаях градиенты достигали значений —3, —4°С/100 м. В табл. 3 пред-

ставлены накопленные повторяемости (в %) градиентов по градациям.

Анализ данных табл. 3 показывает, что в наиболее сухом районе (Волгоград) наблюдается широкий диапазон значений градиентов с отсутствием резко выраженного максимума. В более влажных районах, в частности в Ростове-на-Дону, отмечается увеличение повторяемости малых градиентов с четко выраженным максимумом. В этом пункте в 50% случаев $\gamma < -0,5^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, а 90%-ная квантиль составляет $-1,2^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, в то время как в Волгограде в 50% случаев $\gamma < -1,2^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, а 90%-ная квантиль равна $-3,0^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. Таким образом, для всех пунктов диапазоны изменений градиентов температуры достаточно широкие, при этом повторяемость больших значений градиентов возрастает для сухих районов, а для Ростова-на-Дону и Казани с обеспеченностью 90% характерны градиенты меньше $-1,2^\circ\text{C}/100 \text{ м}$.

✓ 4. На эволюцию конвективных облаков существенное влияние оказывает стратификация влажности. Согласно работе [4], наличие сухих задерживающих слоев способствует быстрому затуханию конвекции. Анализ обширного материала показал, что значения относительной влажности на границах слоя инверсии меняются в широких пределах. Обычно на нижней границе относительная влажность превосходит влажность на верхней границе. Таким образом, в инверсионном слое имеет место уменьшение влажности с высотой. Что касается численных значений относительной влажности и ее изменений, то они существенно различны для разных пунктов. Так, в Волгограде максимум повторяемости относительной влажности на нижней границе слоя приходится на 70—72%, в то время как в Куйбышеве резко выраженный максимум приходится на 95% и более слабый и размытый — на 65—80%. Весьма размытый максимум со значениями влажности более 70% и более резкий при влажности 95% наблюдается в Ростове-на-Дону. В Новосибирске наиболее часто встречаются слои с относительной влажностью 74—75%.

Таким образом, в более сухих районах относительная влажность на нижней границе задерживающего слоя несколько меньше, чем для более влажных.

На верхней границе слоя относительная влажность во всех пунктах уменьшается. При этом наиболее низкие значения наблюдаются в Волгограде, где максимум приходится на 55—57% и вторичный слабый максимум — на 35%. В Казани максимум составляет 40%, хотя достаточно часто отмечаются значения 50 и 60%. В Свердловске и Куйбышеве максимумы соответственно равны 60 и 70%. В Новосибирске максимум размыт и составляет 60—70%. Нечетко выражен максимум и в Ростове-на-Дону, где достаточно часто встречаются слои инверсий с относительной влажностью от 100 до 45%.

Таким образом, в каждом из рассмотренных пунктов имело место уменьшение относительной влажности в задерживающем слое.

Это уменьшение может быть охарактеризовано значением градиента $\gamma_{\text{вл}}$, величины максимума которых составляют:

Т а б л и ц а 4

Пункт	$\gamma_{\text{вл}}^{\circ}\text{C}/100\text{м}$	Пункт	$\gamma_{\text{вл}}^{\circ}\text{C}/100\text{м}$
Новосибирск	12	Куйбышев . .	0
Казань	4		8
Свердловск . .	6		16
Волгоград . .	4	Ростов	4

Во всех пунктах, кроме Куйбышева, максимумы выражены достаточно резко (повторяемость около 30%). В Куйбышеве отмечается три достаточно четких максимума значений градиентов (повторяемость несколько меньше 20%). Таким образом, наиболее резкое уменьшение относительной влажности в инверсиях отмечается в Новосибирске и иногда в Куйбышеве. В Волгограде при наличии больших градиентов температуры градиенты влажности не велики. Следовательно, при эволюции облаков тормозящее влияние термического фактора в этом районе должно проявляться сильнее, в то время как в Новосибирске (а иногда и в Куйбышеве) уменьшение подъемной силы в термиках в большей степени должно быть связано с увеличением сухости воздуха. Представляется, что в этих пунктах влияние «сухих» задерживающих слоев на эволюцию облаков должно сказываться сильнее, чем для пунктов с малыми градиентами температуры и большей влажностью, как, например, в Ростове-на-Дону.

Остальные пункты по сочетанию термогигрометрических характеристик должны занимать промежуточное положение. Таким образом, в ряде случаев тормозящее влияние термического фактора может быть ослаблено значительной влажностью инверсионного слоя, что приводит к развитию облаков достаточной мощности, несмотря на интенсивную инверсию температуры.

5. Для оценки влияния задерживающих слоев на конвективные облака существенное значение имеет анализ положения верхней границы облаков относительно слоя инверсии. Следует иметь в виду, что термин «верхняя граница» является условным, поскольку развитие этих облаков идет пульсационно и лишь отдельные вершины растут до значительных высот. Поэтому имеет смысл говорить о некоторой средней верхней границе, особо отмечая положения отдельных вершин.

Анализ положения высот верхних границ конвективных облаков показывает, что в Ростове-на-Дону вершины конвективных облаков могут достигать достаточно большой высоты. В этом пункте в 50% случаев верхняя граница облаков располагается выше 3900 м. В то же время в более сухом районе Волгограда тоже в 50% случаев

верхняя граница не превосходит 2600 м. Максимум повторяемости выражен весьма четко и приходится на высоте 2500—3000 м, составляя 40% общего числа случаев. В остальных пунктах положение верхней границы облаков также зависит от сочетания термических и гигрометрических факторов.

Рассмотрение положения вершин облаков относительно нижней границы задерживающего слоя показало, что во всех пунктах около 50%, а в Волгограде примерно 75% облаков, имеющих малые вертикальные мощности, прекращают свое развитие ниже инверсионного слоя. Лишь при благоприятных условиях, особенно когда развиваются $Cu\ cong.$ и Cb , последние достигают инверсии и пробивают ее частично или полностью.

Таблица 5

Пункт	$\Delta z > 500\text{ м}$	$\Delta z < 500\text{ м}$	Инверсия $\Delta z < 0$ достигнута	Пункт	$\Delta z > 500\text{ м}$	$\Delta z < 500\text{ м}$	Инверсия $\Delta z < 0$ достигнута
Казань . .	30	19	51 (7)	Волгоград	57	19	24 (8)
Свердловск	23	29	48 (17)	Новосибирск . .	14	32	54 (14)
Куйбышев	34	38	28 (28)	Ростов-на-Дону . .	36	6	56 (13)

В табл. 5 представлены значения повторяемости (в %) положения вершин облаков относительно нижней границы слоя инверсии. Величина Δz представляет собой расстояние облака от нижней границы инверсии в тех случаях, когда облака не достигли слоя инверсии.

В скобках приведен процент случаев, когда облака прекратили свое развитие внутри задерживающего слоя.

При анализе условий развития конвективных облаков наибольший интерес представляют те случаи, когда облака либо пробивают инверсию, либо прекращают свое развитие внутри инверсии. При значительном запасе энергии неустойчивости в нижнем слое атмосферы и ее большой влажности, когда развиваются конвективные облака и осуществляется переход от $Cu\ cong.$ к Cb , последние, обладая значительными вертикальными токами, пробивают достаточно интенсивные высокорасположенные инверсии. Чем ниже положение задерживающего слоя, тем менее вероятно образование мощных облаков.

Сопоставление результатов, приведенных в табл. 5, с формами облаков показало, что для $Cu\ hum.$ и $Cu\ med.$ задерживающими слоями являются низкие инверсии. Маломощные облака прекращают свое развитие либо непосредственно под инверсией, либо внутри ее. Лишь в отдельных случаях при малой интенсивности задерживающего слоя последний может быть пробит.

На основании анализа характеристик задерживающих слоев и сопоставления их с формами облаков вертикального развития были получены характеристики задерживающих слоев, при которых последние либо пробиваются облаками, либо тормозят их развитие. Отметим, что все задерживающие слои толщиной не более 200 м

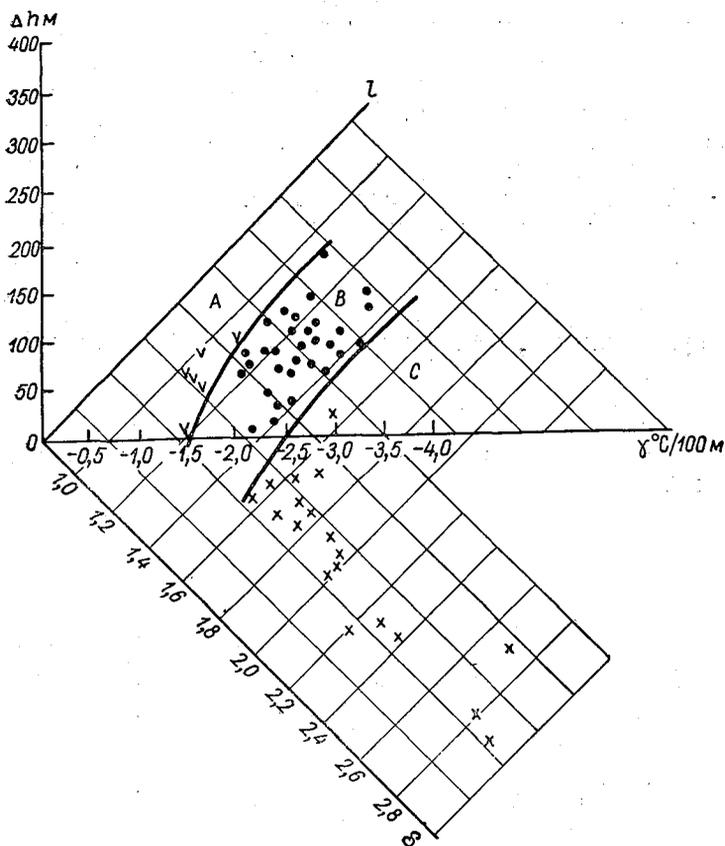


Рис. 1. Номограмма для определения влияния задерживающего слоя на облака вертикального развития.

и градиентами меньшими $-1,0^{\circ}\text{C}/100$ м пробиваются облаками Сб. При этом заметим, что в дни с развивающимися Сб наблюдаются инверсии с малыми градиентами температуры, близкими к нулевым (почти изотермическая стратификация). Кроме толщины и интенсивности инверсии, на развитие облака оказывает влияние высота ее расположения. Учитывая указанные характеристики, можно построить номограмму, представленную на рис. 1, которая дает возможность оценить эффект влияния задерживающих слоев на эволюцию облаков вертикального развития.

Высота инверсии вводится через параметр δ , равный отношению высоты нижней границы инверсии к высоте уровня конденсации. Для оценки эффекта влияния инверсии на облака по номограмме следует найти точку пересечения значений Δh (мощности) и γ (градиента), а затем переместить ее перпендикулярно вспомогательной оси l до пересечения с нормалью соответствующего значения δ .

Локализация точки в области A соответствует условиям, при которых инверсии могут быть пробиты облаками $Cu\ hup.$ и $Cu\ med.$

Область B характеризуется таким сочетанием условий, при которых облака прекращают развитие под инверсией или внутри ее — инверсия не пробивается. Область C соответствует условиям, способствующим развитию мощных Cb . Это — расположенные высоко инверсии с малыми градиентами; они пробиваются Cb , образуя $Cb\ inc.$ и оставляя после распада $Ci\ sp.$

Для учета влажности задерживающих слоев градиент температуры был заменен градиентом дефицита точки росы. (Введение этой комплексной характеристики требует проведения дополнительных расчетов). При учете влажности инверсий области, соответствующие указанным эффектам их влияния, также выделяются достаточно четко, однако с другой конфигурацией.

Оценивая влияние всех характеристик инверсий на развитие конвективных облаков, представляется, что наибольший тормозящий эффект оказывают низкие задерживающие слои с малыми значениями δ .

ЛИТЕРАТУРА

1. Вульфсон Н. И., Левин Л. М. О возможности стимулирования роста внутримассовых кучевых облаков.— Изв. АН СССР. «Физика атмосферы и океана». 1968, т. 4, № 5.
2. Корниенко А. С. К вопросу о задерживающих слоях и их влиянии на развитие конвективной облачности.— Труды УкрНИГМИ, 1968, вып. 70.
3. Вульфсон Н. И., Кондатова А. В. Воздействие на кучевые облака искусственными вертикальными восходящими струями.— Метеорология и гидрология, 1968, № 9.
4. Селезнева Е. С. О границах и вертикальной мощности конвективных облаков.— Труды ГГО, 1959, вып. 93.
5. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1965.
6. Зайцев В. А., Ледохович А. А., Сокольский Б. П. Некоторые результаты исследований кучевых облаков.— Труды ГГО, 1967, вып. 202.
7. Заварина М. В., Курбатова А. В. Аэроклиматические характеристики верхней границы облаков.— Труды НИИАК, 1961, вып. 14.

Г. И. ОСИПОВА

РАЗВИТИЕ ОБЛАЧНОСТИ И ВЫПАДЕНИЕ ОСАДКОВ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ЗНАЧЕНИЯХ ВЛАЖНОСТИ АТМОСФЕРЫ НА ЮГЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР В ТЕПЛЫЙ ПЕРИОД

1. Введение

В статье рассмотрена вероятность дней с различной облачностью при разных значениях суммарных дефицитов точки росы и средней относительной влажности в атмосфере и вероятность выпадения из них осадков в пунктах, расположенных в различных условиях увлажнения в месяцы теплого периода.

Характеристики влажности атмосферы в значительной степени определяют развитие облачности при одних и тех же циркуляционных условиях. Из характеристик влажности атмосферы, влияющих на развитие облачности, наиболее важен суммарный дефицит точки росы.

2. Методика отбора и анализа данных

Использованы пятилетние (1954—1958 гг.) данные ежедневных учтенных наблюдений за облачностью и радиозондовые материалы за дневной срок наблюдения по станциям Киев (зона достаточного увлажнения), Саратов и Ростов-на-Дону (зона недостаточного увлажнения), но станции сильно различаются по местоположению).

Суммарные дефициты точки росы и средняя относительная влажность в атмосфере вычислялись для уровней 850, 700 и 500 мб.

Следует отметить, что в рассматриваемом пятилетии количество осадков в Киеве за июль было ниже нормы, за август и сентябрь было выше нормы. По влагосодержанию май — июль были ниже нормы, остальные месяцы близки к норме.

Саратов по количеству осадков с мая по июль, а также в сентябре и октябре был ниже нормы, по влагосодержанию — с июля по сентябрь — ниже нормы, а остальные месяцы — около нормы.

В Ростове-на-Дону по количеству осадков только в апреле норма была значительно превышена, а влагосодержание во все месяцы теплого периода, кроме октября, было ниже нормы. Это следует иметь в виду при рассмотрении полученных в работе результатов.

К облачным дням в статье отнесены такие, когда в течение суток более чем за один срок наблюдений отмечалась облачность 6/6—10/10 баллов (и, следовательно, были возможны осадки), к малооблачным — дни с облачностью 3/3—5/5 баллов, к безоблачным —

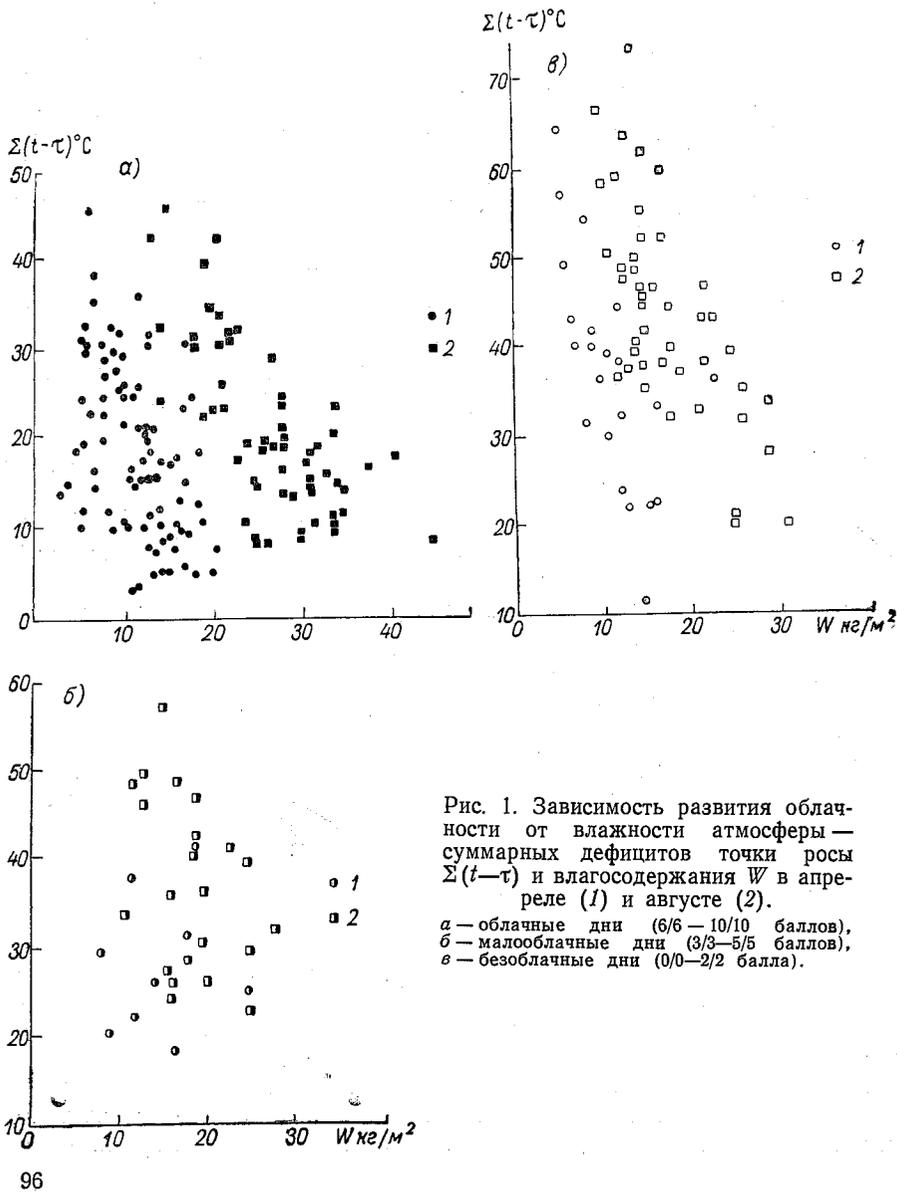


Рис. 1. Зависимость развития облачности от влажности атмосферы — суммарных дефицитов точки росы $\Sigma(t-\tau)$ и влагосодержания W в апреле (1) и августе (2).

а — облачные дни (6/6—10/10 баллов),
б — малооблачные дни (3/3—5/5 баллов),
в — безоблачные дни (0/0—2/2 балла).

дни с облачностью 0/0—2/2 балла. Поскольку при облачности 3/3—5/5 баллов осадки не выпадают, то дни с этой градацией рассматривались вместе с безоблачными днями.

Вероятность малооблачных дней невелика в месяцы теплого полугодия. Такая облачность развивается при промежуточных значениях (между значениями при облачном и безоблачном небе) характеристик влажности атмосферы. Это видно из рис. 1, где показаны значения влагосодержания и суммарных дефицитов точки росы, при которых развивалась различная по количеству облачность весной (апрель) и летом (август).

Полученная по данным учащенных наблюдений за облачностью вероятность облачных дней больше, чем вероятность пасмурных дней, полученная по данным четырехсрочных наблюдений, поскольку четыре срока наблюдений не достаточны для характеристики облачности. Кроме того, различия в методике отбора дней по облачности также приводят к различиям в вероятности облачности 3/3—5/5 и 3/3—7/7 баллов. Подчеркнем еще раз, что мы относим к облачным дни с облачностью 6/6—10/10 баллов (а не только 8/8—10/10), в которые выпадают осадки и тем самым происходит более четкое отделение их от дней без осадков.

В отличие от вероятности пасмурного, полуясного и ясного неба, получаемого по данным четырехсрочных наблюдений, будем называть дни с выделенными градациями облачности безоблачными, малооблачными и облачными.

Облачность каждой из рассматриваемых в статье градаций развивается с различной вероятностью при определенных значениях влажности. Для развития облачности различного количества и происхождения существуют свои оптимальные условия влажности в атмосфере, которые меняются в годовом ходе под влиянием циркуляционных условий, а также под влиянием местных особенностей. Так, например, из рис. 1, где представлены дни с различной облачностью, видно, что в апреле все градации облачности наблюдались при значительно более низком влагосодержании, чем в августе, но суммарные дефициты точки росы различались мало.

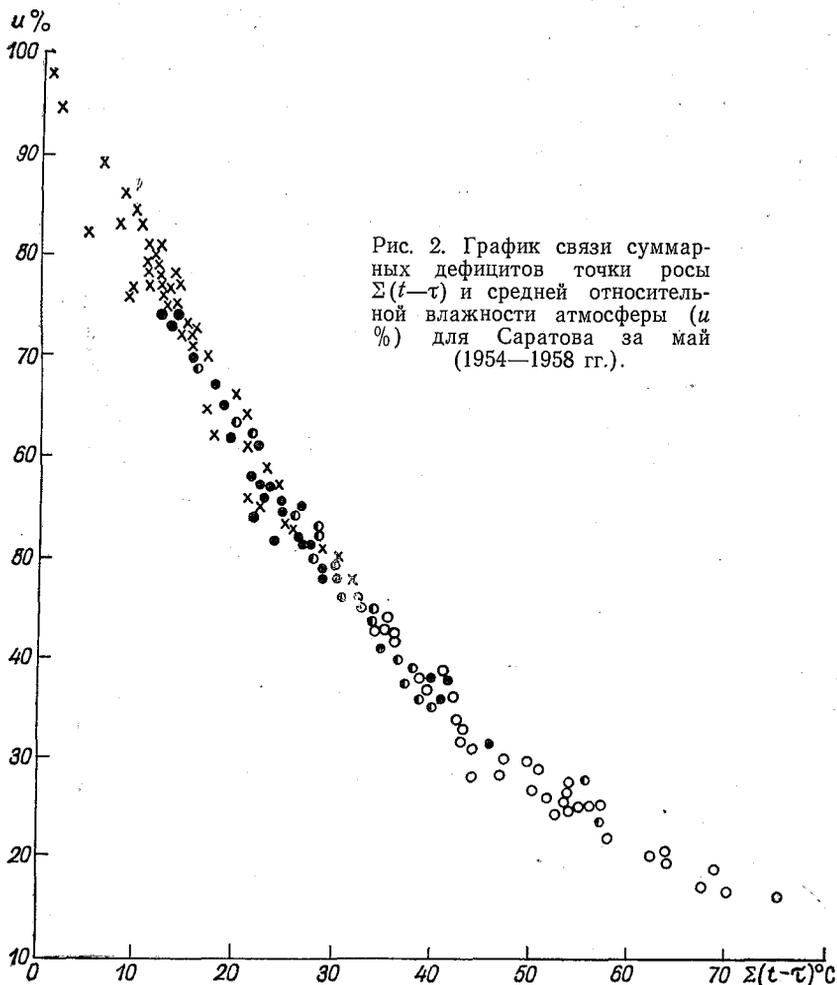
В апреле (рис. 1 а) облачные дни наблюдались в основном при влагосодержании до 20 кг/м² и суммарных дефицитах точки росы до 45°С, в августе облачные дни встречались при влагосодержании в основном от 20 до 40—45 кг/м² и суммарных дефицитах точки росы также до 45°С.

Малооблачные дни (рис. 1 б) наблюдались при более высоких значениях суммарных дефицитах точки росы, чем облачные и в апреле, и в августе (от 20 до 58°С), они не встречались при значениях ниже 20°С.

Безоблачные дни наблюдались в оба рассматриваемых месяца при еще более высоких значениях суммарных дефицитов точки росы (в основном выше 30°С) и при несколько меньшем, чем в облачные дни, влагосодержании. Резкой границы в значениях суммарных дефицитов точки росы между различными градациями облачности нет, но существуют диапазоны значений влажности, наи-

более благоприятные для развития разного количества облаков:

Для рассмотрения характеристик влажности можно использовать, кроме суммарных дефицитов точки росы, также и среднюю относительную влажность атмосферы (определяемую с меньшей точностью). На рис. 2 приведен для примера график связи между ними для Саратова за май. Как видно, связь между этими вели-



чинами достаточно тесная. Такая же картина отмечается во всех пунктах в различные месяцы. Несколько больший разброс точек только в апреле.

Облачные дни в большинстве месяцев в рассматриваемых пунктах являются преобладающими (как и в большинстве пунктов рассматриваемого района). Они составляют 67—81% на западе, в зоне

достаточного увлажнения (Киев); 64—76% на востоке, в зоне недостаточного увлажнения (Саратов) и 37—69% на юге района, в зоне недостаточного увлажнения (Ростов-на-Дону). В Ростове-на-Дону, кроме циркуляционных процессов крупного масштаба, на развитие облачности влияют местные особенности.

Облачные дни наблюдаются в широком диапазоне значений суммарных дефицитов точки росы от 0 до 40—45°C, но в основном от 2 до 30°C. Если суммарные дефициты точки росы ниже 30°C, то облачность развивается и осадки выпадают.

Однако в этом широком интервале значений суммарных дефицитов точки росы есть еще несколько интервалов с различной степенью развития облачности и с различной вероятностью выпадения осадков.

3. Характеристики облачности при различных влажностях атмосферы

В интервале суммарных дефицитов точки росы от 0 до 15°C или при средней относительной влажности атмосферы от 68 до 100% во все месяцы теплого периода облачность развивается практически всегда. Но вероятность самих дней с такой влажностью различна в разные месяцы для разных пунктов. Наибольшая вероятность таких дней наблюдалась в зоне достаточного увлажнения (Киев) и особенно весной (апрель, 38%) и осенью (октябрь, 27%). В остальные месяцы теплого периода вероятность дней с суммарными дефицитами точки росы от 0 до 15°C составляла 23—27% (табл. 1). Облачность развивалась в дни с такой влажностью атмосферы весной (апрель, 38%) и осенью (октябрь, 25%) также с большей вероятностью, чем в другие месяцы (23—27%) теплого периода. Из сопоставления данных о вероятности дней с суммарными дефицитами точки росы от 0 до 15°C и вероятности развития облачности в такие дни видно, что облачность наблюдалась в 90—100% этих дней.

Такие же соотношения в вероятности дней с суммарными дефицитами точки росы от 0 до 15°C и вероятности развития в эти дни облачности 6/6—10/10 баллов характерны и для других пунктов, но расположенных в условиях недостаточного увлажнения (Саратов, Ростов-на-Дону), где самих дней с такой влажностью атмосферы меньше, чем в зоне достаточного увлажнения. Так, в Саратове (на востоке рассматриваемого района) и Ростове-на-Дону (на юге района) вероятность дней с суммарными дефицитами точки росы от 0 до 15°C также весной (в апреле (29%), мае (26%) в Саратове и в апреле (31%) в Ростове-на-Дону) и осенью (в октябре (29%) в Саратове и 32% в Ростове-на-Дону) была выше, чем в другие месяцы теплого периода, когда она составляла в обоих пунктах 10—22%. Но почти во все дни при такой влажности атмосферы развивалась облачность 6/6—10/10 баллов, т. е. облачность разви-

Таблица

Вероятность (%) безоблачных и малооблачных (а), облачных (б) дней и дней с осадками (в) при различных значениях суммарного дефицита точки росы

Суммарный дефицит точки росы	Месяц							
		IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Киев								
0—15	а	0	0	0	0	0	0,7	2,1
	б	38,0	26,6	25,8	22,7	26,5	25,1	25,2
	а + б	38,0	26,6	25,8	22,7	26,5	25,8	27,3
	в	35,0	26,7	20,1	21,8	23,7	19,1	20,8
15—25	а	3,5	0,8	2,1	4,0	1,8	2,2	2,1
	б	32,4	28,9	30,2	34,2	26,4	30,4	24,9
	а + б	35,9	29,7	32,3	38,2	28,2	32,6	27,0
	в	24,6	18,9	15,0	25,1	22,4	16,6	17,8
25—35	а	11,0	11,2	14,6	8,9	11,5	6,3	9,2
	б	8,9	18,0	16,4	15,4	14,2	14,1	15,2
	а + б	19,9	29,2	31,0	24,3	25,7	20,4	24,4
	в	6,0	6,6	5,0	5,1	5,6	7,3	7,6
>35	а	4,2	10,4	9,5	10,7	11,6	18,3	20,0
	б	2,0	4,1	1,4	4,1	8,0	2,9	1,4
	а + б	6,2	14,5	10,9	14,8	19,6	21,2	21,4
	в	0	0,8	0,7	0,8	0	0	0
Сумма по всем градациям	а	18,7	22,4	26,2	23,6	24,9	27,5	33,4
	б	81,3	77,6	73,8	76,4	75,1	72,5	66,6
	в	65,6	53,0	40,8	51,8	51,7	43,0	46,2
Саратов								
0—15	а	0	0	0,7	0,7	0,8	0	0
	б	28,1	25,7	12,8	13,8	11,1	17,9	28,8
	а + б	28,1	25,7	13,5	14,5	11,9	17,9	28,8
	в	22,2	23,8	12,1	11,4	10,1	14,2	18,2
15—25	а	7,3	3,8	3,6	4,5	1,6	0,7	0,9
	б	21,3	18,6	24,8	20,7	28,2	21,6	35,0
	а + б	28,6	22,4	28,4	25,2	29,8	22,3	35,9
	в	9,5	10,3	12,5	11,8	18,4	8,9	18,3
25—35	а	10,7	5,5	10,5	12,7	15,2	10,8	13,5
	б	22,2	15,6	17,3	20,5	14,4	20,9	9,6
	а + б	32,9	21,1	27,8	33,2	29,6	31,7	23,1
	в	3,0	7,2	8,3	5,4	5,9	5,9	3,1

уммарный дефицит точки росы °С	Месяц							
		IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
>35	a	8,8	20,7	17,9	20,8	17,9	24,5	9,6
	б	0,7	10,1	12,4	6,3	10,8	3,6	2,6
	a + б	9,5	30,8	30,3	27,1	28,7	28,1	12,2
	в	0	0,7	2,2	0,8	0,8	1,2	1,2
умма по всем градациям	a	26,8	30,0	32,7	38,7	35,5	36,0	24,0
	б	73,2	70,0	67,3	61,3	64,5	64,0	76,0
	в	34,7	42,0	35,1	29,4	35,2	30,2	40,8

Ростов-на-Дону

0—15	a	3,3	3,2	0	0,7	0	0	0,8
	б	28,2	19,7	20,4	13,6	14,9	10,0	21,0
	a + б	31,5	22,9	20,4	14,3	14,9	10,0	21,8
	в	27,8	20,7	17,7	12,8	9,3	11,0	23,8
15—25	a	5,6	8,7	3,3	4,3	4,5	7,9	3,9
	б	23,3	15,0	20,7	22,9	16,2	10,7	23,4
	a + б	28,9	23,7	24,0	27,2	20,7	18,6	27,3
	в	18,8	11,9	13,1	16,8	7,1	8,5	16,0
25—35	a	8,8	13,4	10,5	12,9	12,4	16,6	16,4
	б	14,2	15,7	9,7	10,4	9,7	10,0	9,4
	a + б	23,0	29,1	20,2	23,3	22,1	26,6	25,8
	в	5,0	8,3	6,3	6,4	4,9	5,6	6,8
>35	a	13,7	16,6	27,4	24,7	38,1	38,4	21,8
	б	2,9	7,7	8,0	10,5	4,2	6,4	3,2
	a + б	16,6	24,3	35,4	35,2	42,3	44,8	25,0
	в	0,7	2,1	0	0,7	0,9	1,9	0
Сумма по всем градациям	a	31,4	41,9	41,2	42,6	55,0	62,9	43,0
	б	68,6	58,1	58,8	57,4	45,0	37,1	57,0
	в	52,3	43,0	37,1	36,7	22,2	27,0	46,6

валась также в 90—100% самих дней с этой влажностью. Это была облачность, в основном связанная с фронтами в областях пониженного давления.

Осадки при такой облачности выпадали в летние месяцы в 18—23% в зоне достаточного увлажнения и в 7—22% — в зоне недостаточного увлажнения, что составляет 70—100% всех облачных дней в отдельном пункте. Но где-либо в радиусе 150 км вокруг пункта зондирования осадки выпадали всегда [1, 2].

В интервале суммарных дефицитов точки росы от 15 до 25° или при средней относительной влажности атмосферы от 50 до 68% облачность развивалась — во всех пунктах уже не во все дни, но в преобладающем большинстве их (70—90%). Вероятность самих дней с такой влажностью в атмосфере была больше, чем вероятность дней с более высокими значениями влажности. При этом больше дней с такой влажностью в месяцы теплого периода было также в зоне достаточного увлажнения (Киев, 28—38%), чем в зоне недостаточного увлажнения (в Саратове 22—30% и 36% в октябре, в Ростове-на-Дону 19—32%). Соответственно больше было в зоне достаточного увлажнения и дней с облачностью 6/6—10/10 баллов (в Киеве 26—34%, в Саратове 19—28% и только в октябре 35%, в Ростове-на-Дону 11—28%). В части дней при этих значениях влажности уже наблюдались малооблачные и безоблачные дни (в Киеве, 2—4%, в Саратове 1—7%, в Ростове-на-Дону 4—9%). В этом интервале влажностей наблюдалась как облачность фронтальной областей пониженного давления и фронтальная на периферии областей повышенного давления, так и внутримассовая на периферии областей высокого давления и в размытых областях низкого и высокого давления.

Осадки при суммарных дефицитах точки росы от 15 до 25° выпадали с вероятностью 12—23% в Киеве, 10—20% в Саратове 7—23% в Ростове-на-Дону. Это означает, что при данной влажности атмосферы осадки выпадали в 50—70% всех дней с облачностью 6/6—10/10 баллов в отдельном пункте и в отдельные месяцы. Но где-либо в радиусе 150 км вокруг пункта зондирования осадки выпадали в большем числе дней (в 80% всех облачных дней и более).

В интервале суммарных дефицитов точки росы от 25 до 35° или при средней относительной влажности атмосферы от 40 до 58% облачность развивалась более чем в половине дней уже только в Киеве и Саратове, а в Ростове-на-Дону с августа по октябрь она составляла менее половины таких дней.

Вероятность дней с суммарными дефицитами точки росы от 25 до 35° была почти одинакова во всех рассматриваемых пунктах и составляла 20—39%, т. е. она была близка к вероятности дней с более высокой влажностью атмосферы, когда суммарные дефициты точки росы были от 15 до 25°С. Но облачность 6/6—10/10 баллов развивалась в этом интервале влажности с вероятностью значительно меньшей — только от 10 до 21% (т. е. в Киеве от 60 до 70%, в Саратове от 50 до 70% и в Ростове-на-Дону менее 50% всех дней с этим интервалом влажности). Это была облачность внутримассовая в размытых областях высокого давления и на периферии областей высокого давления, а также при прохождении фронтов по периферии областей высокого давления.

Вероятность дней с осадками во всех пунктах составляла от 3 до 11%, что составляет только 30—50% всех облачных дней при этом интервале влажности атмосферы. Осадки в радиусе 150 км вокруг пункта зондирования выпадали редко.

Вероятность малооблачных дней при суммарных дефицитах точки росы от 25 до 35°C значительно возросла по сравнению с более высокими значениями влажности и достигала 15—20% всех рассматриваемых дней.

При суммарных дефицитах точки росы выше 35°C или при средней относительной влажности в атмосфере ниже 40% облачность развивалась всего в 1—11% всех дней. Число дней с такой влажностью атмосферы составляло на западе района от 14 до 21% (весенней 6%). К востоку и югу вероятность дней с такой малой влажностью возрастала — в Саратове она составляла 9—12% весной (апрель) и осенью (октябрь), а летом — 28—31%. В Ростово-Дону вероятность таких дней была еще больше — 17 и 26% в апреле и октябре соответственно и 24—45% летом.

Облачность развивалась на периферии областей высокого давления при прохождении фронтов.

Осадки выпадали редко — в 1—2% всех рассматриваемых дней (в 8% дней при данной влажности атмосферы) и только при суммарных дефицитах точки росы не выше 37°C.

Использованный в работе пятилетний период наблюдений малая точность выводов, но учитывая количество наблюдений (ежедневные и учтенные), можно полагать, что данные за этот период могут дать представление о вероятности развития облачности и выпадения осадков при различных значениях влажности в атмосфере на юге ЕТС в теплый период.

Анализ полученных в работе материалов позволяет сделать следующие выводы.

1. Наиболее благоприятные условия влажности в атмосфере для развития осадкообразующих облаков и выпадения из них осадков существуют при суммарных дефицитах точки росы ниже 15°C или при средней относительной влажности атмосферы выше 68%. Вероятность облачных дней (6/6—10/10 баллов) составляет 90%, а вероятность дней с осадками 70—90% всех дней при такой влажности в отдельном пункте наблюдения. Вероятность дней с осадками в радиусе 150 км вокруг пункта зондирования выше 90%.

2. При суммарных дефицитах точки росы от 15 до 25°C или при средней относительной влажности атмосферы выше 68% вероятность облачных дней составляет выше 90% в зоне достаточного увлажнения и 70—80% в зоне недостаточного увлажнения. Вероятность дней с осадками в отдельном пункте равна 50—70%, а в радиусе 150 км вокруг пункта зондирования — не менее 80% всех дней при данной влажности атмосферы.

3. При суммарных дефицитах точки росы от 25 до 35°C или при средней относительной влажности в атмосфере ниже 58% облачность развивается в 50—70% дней в зоне достаточного увлажнения и в зоне недостаточного увлажнения на востоке района, на юге облачность развивается под влиянием местных особенностей в летне-осенний период менее чем в 50% дней с данной влажностью. Осадки выпадают менее чем в 50% дней при значениях суммарных дефицитов точки росы не выше 37°C.

4. При суммарных дефицитах точки росы выше 35°C облачно наблюдается в 10—40% дней, осадки выпадают в 3—8% дней с данной влажностью атмосферы.

Полученные в работе выводы могут быть использованы в прогнозе облачности и осадков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. 2. Л., Гидрометиздат, 1965.
2. О с и п о в а Г. И. Возможность использования данных наземных наблюдений над облаками при определении числа дней, благоприятных для искусственных воздействий.— Труды ГГО, 1969, вып. 239.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВНЕШНЕГО ВЕТРА НА НАКЛОН ОСИ РАДИОЭХО Сб

Несмотря на резко возросший интерес к процессам, происходящим в кучево-дождевых облаках, последние можно отнести к сравнительно мало изученным метеорологическим объектам, особенно области пространственной структуры. Сложность проведения экспериментальных полетов вблизи и особенно внутри Сб существенно ормозит решение многих задач физики конвективных облаков, неизвестны точные зависимости между наклоном оси радиоэхо и величиной сдвига внешнего ветра; нет полной ясности и в вопросе влияния внешнего ветра на особенности развития Сб.

Проведенные исследования показали, что по материалам радиолокационных наблюдений можно оценить влияние структуры внешнего ветра на наклон оси радиоэхо Сб.

Для определения угла наклона оси радиоэхо вертикальный радиолокационный разрез разбивается на горизонтальные слои. Положение центра тяжести на границе каждого слоя определяется соотношением

$$X_k = \frac{\sum_{i=1}^n x_i z_j + \sum_{j=1}^m x_j z_j}{\sum_{i=1}^n z_i + \sum_{j=1}^m z_j} = \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m (x_i z_i + x_j z_j)}{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m (x_i + z_j)}, \quad (1)$$

где X_k — горизонтальное удаление от вертикали, проходящей через точку расположения радиолокатора, индекс $k=1, 2, 3, \dots$ — номер слоя; x_i, x_j — горизонтальное удаление от локатора точек i, j соответственно; $i=2, 2, 3, \dots, j=1, 2, 3, \dots$ — номера точек пересечения границы слоя с линиями изоэхо вправо и влево от $z_{k \max}$; z_i, z_j — радиолокационная отражаемость в $\text{мм}^6/\text{м}^3$ для точек i, j . Если $z_i = z_j$, то

$$X_k = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m (x_i + x_j). \quad (2)$$

Схема вычислений X_k (к рис. 1)

Слой	l	j	R км	$x_{l,j}$	$z_{l,j}$	$x_{l,j}z_{l,j}$	$\Sigma x_{l,j}z_{l,j}$	$\Sigma z_{l,j}$	$X_k = \frac{\Sigma x_{l,j}z_{l,j} + \Sigma x_{j,z}z_j}{\Sigma z_l + \Sigma z_l}$
I	1	1	5,30	5,30	0,07	0,4	8,8	1,47	6,46
		2	6,00	6,00	1,40	8,4			
	2	1	7,56	7,56	0,14	1,1			
		2	8,80	6,8	1,70	11,5			
III	1	1	4,90	2,90	0,06	0,2	110,9	21,46	6,02
		2	5,90	4,38	1,40	6,1			
		3	6,52	5,23	20,00	104,6			
	2	1	9,25	8,40	0,20	1,7			
		2	8,16	7,17	2,40	17,2			
		3	7,62	6,54	28,00	183,2			

Схема вычислений величины x_k на нижней границе I и III слое радиолокационного вертикального разреза за 23/VII 1968 г. представлена табл. 1, поясняющей рис. 1. Абсолютное значение величины z определяется из основного уравнения радиолокации

$$\bar{P}_R = P_{\text{ш}} \Pi \frac{z}{R^2}, \quad (3)$$

где Π — аппаратная константа (для АРС-3 $\Pi = 17,2$ дБ/м), $P_{\text{ш}}$ — уровень шумов станции (10^{-12} Вт), R_k — расстояние до цели, \bar{P}_R — мощность отраженных сигналов принятых станцией.

Полученные точки X соединяются последовательно ломаной линией, относительно которой в виде прямой проводится ось радиоэхо. Наклон оси радиоэхо отсчитывается от зенитного направления в градусах. Как видно из рис. 1, угол наклона оси радиоэхо определяется выражением:

$$\text{tg } \beta_0 = \frac{\Delta v_0}{\bar{w}}. \quad (4)$$

Здесь \bar{w} — средняя вертикальная скорость внутри облака; Δv_0 — разность между скоростями ветра внутри облака на его верхней и нижней границах.

Непосредственно из радиолокационных наблюдений величина \bar{w} не может быть найдена и для ее определения используются данные радиозондирования атмосферы за сроки, совпадающие или предшествующие (заблаговременность не более 3 ч) периодам интенсивного развития конвекции. Расчеты ведутся методом слоя [1].

Исследование зависимости между наклоном оси радиоэхо и сдвигом внешнего ветра осложняется тем, что положение плоскости вертикального радиолокационного разреза может не совпа-

ать с направлением результирующего ветра. Поэтому необходимо вычислить проекцию ветра на плоскость вертикального разреза. Для уменьшения объема вычисленных операций вертикальные разрезы группировались таким образом, что азимуты разрезов внутри группы были ограничены сектором 30° . Для середины каждого сектора строился профиль ветра.

В слое атмосферы, границы которого совпадают с основанием облака и его вершиной, вычисляется средний взвешенный сдвиг ветра. Последний характеризуется разностью скоростей ветра на границах слоя (Δv_0). Тогда можно записать

$$\Delta v_0 = k \cdot \Delta v_B. \quad (5)$$

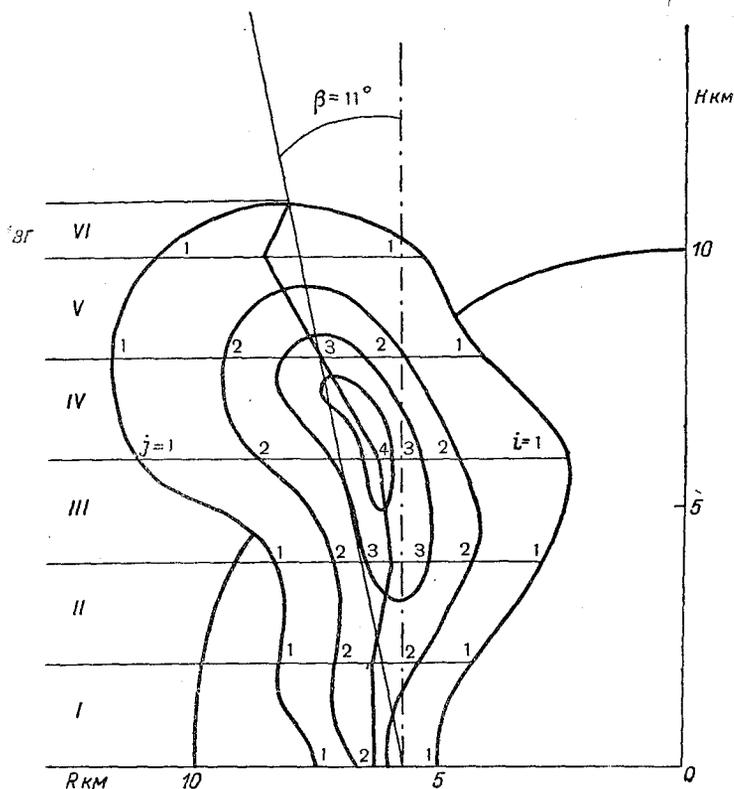


Рис. 1. Пример определения наклона оси радиозоха.
15 ч. 47 мин. 23 июля 1968 г.

1) $i, j \approx 0$, 2) $i, j \approx 12$ дБ, 3) $i, j \approx 24$ дБ, 4) $i, j \approx 48$ дБ.

Здесь Δv_B — разность скоростей внешнего ветра между фиксированными уровнями, k — поправочный множитель, учитывающий отличие наклона оси Сб от угла, который наблюдался бы при одинаковых сдвигах ветра внутри и вне облака.

Расчеты, выполненные с использованием экспериментальных наблюдений в Молдавии за 1966—68 гг., показали наличие одной значимой зависимости между сдвигом внешнего ветра и наклоном оси радиоэхо. С увеличением сдвига внешнего ветра наклон оси радиоэхо возрастает [2]. Оси радиоэхо Сб отклонялись от вертикали на 5—20° и только в отдельных случаях на 30°. Сопоставление со сдвигом внешнего ветра показало, что отклонение оси радиоэхо Сб от вертикали меньше углов, которые наблюдались бы при одинаковых сдвигах ветра и вне облака. Отношения $\frac{\Delta v_0}{\Delta v_B}$ составляют в основном 15—40%, но при малых сдвигах ветра ($\Delta v_B = 1 \div 2$ м/с) могут достигать 80% и даже превышать 100% (табл. 2). В 16,3% случаев $k > 1$; такие случаи характерны для разрушающихся Сб в которых преобладают нисходящие потоки.

Таблица 2

Повторяемость отношений сдвигов ветра внутри Сб (Δv_0) к сдвигам внешнего ветра (Δv_B)

$\Delta v_0 / \Delta v_B$	Число случаев
0,01—0,20	51
0,21—0,40	44
0,41—0,60	15
0,61—0,80	7
0,81—1,00	25
Всего	153

Таблица 3

Средние значения наклонов осей β_0 радиоэхо различных диаметров D для Сб

D км	β_0°	D км	β_0°
0—2	5,8	8—10	14,7
2—4	8,8	10—12	14,1
4—6	9,9	12—14	13,4
6—8	12,4	>14	10,0

Таким образом, величина сдвига радиоэхо составляет по нашим расчетам 30—35% от сдвига ветра, а не 50—70%, как считают Байерс и Брейам [5].

В настоящее время не представляется возможным проверить полученные результаты экспериментально из-за отсутствия метода измерений величины Δv_0 внутри Сб. В известной степени оценкой надежности полученных результатов является вычисление сдвигов ветра внутри Сб иным путем. В основу расчетов была положена работа Байерса и Брейама [6], которые, пользуясь законом сохранения количества движения, нашли, что

$$\Delta v_0 = \Delta v_B (1 - e^{-\varepsilon z}), \quad (6)$$

здесь $\varepsilon = \frac{1}{M} \frac{dM}{dz}$ (M — масса вовлекаемого воздуха).

Аналогичная формула получена Малкус [7]. Согласно лабораторным экспериментам [3], установлено, что

$$\varepsilon_0 \approx \frac{0,4}{D}, \quad (7)$$

где D — диаметр струи. Поэтому можно написать

$$\Delta v_0 = \Delta v_B \left(1 - e^{-0,4 \frac{z}{D}} \right). \quad (8)$$

Выражение (8) использовалось нами для вычислений сдвигов ветра внутри Сб. Величины D и z , входящие в выражение (8), определялись по радиолокационным данным. Сдвиг внешнего ветра (Δv_B) находился по данным температурно-ветрового радиозондирования атмосферы.

Отношение вертикальной мощности радиоэхо к его ширине меняется в небольших пределах (от 0,2 до 2,0) [2]. Максимум повторяемости приходится на 0,8, а средняя величина отношения составляет — 0,9. Тогда выражение в скобках правой части (8) будет порядка 0,30.

Из (5) получено, что $k=0,34$. Таким образом, в среднем сдвиг ветра внутри Сб составляет около 30—34% от сдвига внешнего ветра. Аналогичные вычисления проведены для всех случаев наших наблюдений. Результаты подтверждают сделанные выводы.

С увеличением сдвигов внешнего ветра в среднем увеличивается угол наклона радиоэхо (табл. 3).

Для радиоэхо Сб с $D < 10$ км наблюдалось увеличение углов наклона радиоэхо с ростом D . Радиоэхо с размерами поперечника более 10 км характеризуются обратной зависимостью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будилова Е. П., Леншин В. Т. О прогнозе интенсивности атмосферной конвекции по методу слоя.— Труды ГГО, 1967, вып. 202.
2. Медведев Г. А. Результаты радиолокационных исследований вертикальной структуры, траекторий движения кучево-дождевых облаков и вопросы взаимодействия между облаками и окружающей средой.— Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л., Гидрометеоздат, 1970.
3. Орлова Е. М. Определение вертикальных скоростей конвекции и некоторых ее параметров по пьювиографическим данным.— Метеорология и гидрология, 1967, № 12.
4. Симпсон Д. Эксперименты по воздействию на тропические кучевые облака.— Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л., Гидрометеоздат, 1970.
5. Yuers H. R., Battan L. J. Some effect of vertical wind shear on thunderstorm structure. Bull. Amer. Meteorol. Soc, XXX, 1949, pp. 168—175.
6. Yuers H. R., Braham R. R. The thunderstorm. Washington, 1949.
7. Malcus J. S. Effect of wind shear on some aspect of convection. Trans. Amer. Geophys. Union., 1949, vol. 30, No 1, pp. 19—25.

К. С. ЖУПАХИН, Т. В. ИВАНОВА, В. И. СОЗИН

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРЕДВАРИТЕЛЬНОГО СРАВНЕНИЯ ПЕЛЕНГАЦИОННЫХ И РАДИОЛОКАЦИОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ГРОЗОВЫМИ ОЧАГАМИ

1. Постановка задачи

В летние месяцы 1971 г. на полевой базе Главной геофизической обсерватории в поселке Воейково проводились совместные синхронные пеленгационные и радиолокационные наблюдения за грозowymi очагами. Целью указанных комплексных исследований являлось испытание аппаратуры для пеленгации ближних очагов атмосфериков, разработанной одним из авторов статьи, сопоставление результатов пеленгационного и радиолокационного методов наблюдения, а также выявление возможностей дальнейшего развития комплексного метода исследования грозowych очагов.

2. Аппаратура и методика наблюдений

Для наблюдений за ближними (до 200 км) грозowymi очагами использовалась пеленгационная установка с линейной разверткой азимута [3], а также мощный ($P_t=100$ кВт) метеорологический радиолокатор сантиметрового диапазона ($\lambda=3,2$ см), снабженный быстродействующим устройством многоконтурного изоэхо. Информация на экране пеленгатора получалась в виде светящихся точек в прямоугольной системе координат. Абсциссы точек определяли азимуты прихода атмосфериков, а ординаты — их амплитуды. Система блокировки в канале формирования подсвечивающего импульса обеспечивала подсветку луча только в том случае, когда амплитуда атмосферика превышала некоторое пороговое значение. Регистрация атмосфериков в часы совместных с радиолокатором наблюдений проводилась, как правило, фотографическим методом. Информация на экране индикатора кругового обзора метеорологического радиолокатора получалась в виде светящихся линий рав-

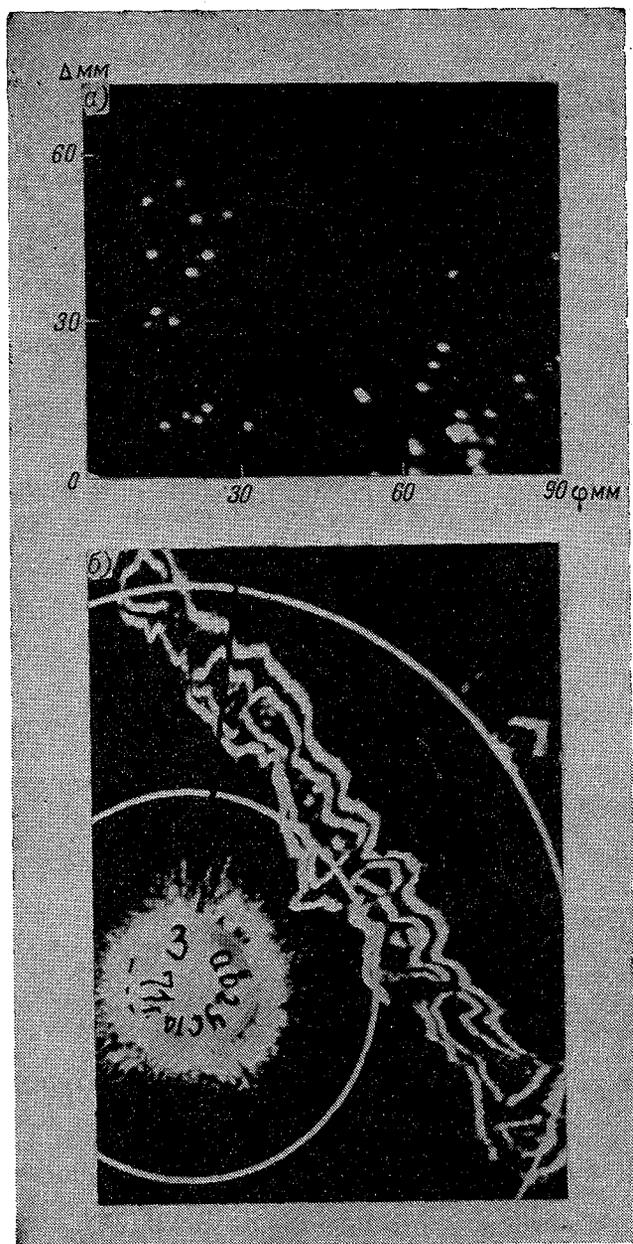


Рис. 1. Образцы фоторегистрации с экранов пеленгатора (а) и радиолокатора (б).

ной интенсивности сигналов, отраженных от облаков и зон осадков (контур а изоэхо).

При радиолокационном наблюдении использовался режим круговых обзоров при разных углах возвышения антенны [2], а также режим обзоров при оптимальном угле ее возвышения, обеспечивающем наибольшую площадь радиоэхо. Использование методики и аппаратуры эффективного осреднения эхо-сигналов [1] обеспечивало получение достаточно четких контуров изоэхо при обычной скорости вращения антенны (~6 об/мин).

Регистрация информации осуществлялась с помощью автоматического фотографического устройства (ФАРМ-2). Указанная аппаратура и методика наблюдений позволяли получить достаточно большой объем информации, включающей в себя как радиолокационные данные о геометрических характеристиках грозовых очагов и пространственном распределении их отражательной способности, так и данные об электрическом состоянии этих облаков, характеризующихся количеством зарегистрированных от них электрических разрядов.

Указанная аппаратура и методика наблюдений позволяла также осуществить комплексное исследование динамики развития грозовых очагов.

3. Первичные материалы наблюдений и методика их обработки

Пример фоторегистрации с экрана пеленгатора приводится на рис. 1 а.

При обработке первичного материала азимут прихода атмосферика определялся по формуле

$$\varphi = \alpha (x - x_0), \quad (1)$$

где φ — азимут прихода атмосферика (в градусах); α — цена миллиметрового деления азимутальной шкалы ($\alpha = 4^\circ/\text{мм}$); x — расстояние по горизонтали от начального положения луча до подсвеченной точки (в мм); x_0 — расстояние по горизонтали от начального положения луча до «нуля» азимутальной шкалы — точки севера ($x_0 = 10 \text{ мм}$).

Расстояние до грозового очага оценивалось по амплитудам атмосфериков (ординатам точек) следующим образом. Система блокировки канала формирования подсвечивающего импульса обеспечивает подсветку точек на экране только в том случае, когда амплитуда атмосферика превосходит некоторое пороговое значение. Все зарегистрированные атмосферика при обработке делятся на компактные как по азимуту, так и по амплитудам группы. Для каждой группы определяется общее число атмосфериков N и квазимедианное значение амплитуды $A_{0,5}$ (т. е. величина амплитуды на уровне 50% числа атмосфериков в группе). По величине квази-

медианного значения и оценивается расстояние до грозового очага в трех интервалах:

При $A_{0,5} > 35$ мм	$R \leq 25$ км (1-я зона)
При $35 \text{ мм} \geq A_{0,5} \geq 25$ мм	$R = 25 \div 50$ км (2-я зона)
При $25 \text{ мм} \geq A_{0,5} \geq 16$ мм	$R = 50 \div 100$ км (3-я зона)

При калибровке предварительно были определены границы соответствующих интервалов квазимедианных значений амплитуд по сопоставлению полученных с помощью пеленгационной установки данных с данными о грозах сети метеостанции Северо-Западного УГМС. Пример фоторегистрации с экрана индикатора кругового обзора метеорологического радиолокатора приводится на рис. 1 б.

При обработке первичного материала определялись: 1) максимальная высота (H_{\max} в км); 2) максимальная отражаемость ($\lg Z$ мм⁶/м³); 3) количество конвективных ячеек очагов радиоэхо в пределах зон, где регистрируются разряды ($n_{\text{яч}}$).

Максимальная высота очага радиоэхо определялась по формуле

$$H_{\max} = R \sin \varepsilon, \quad (2)$$

где R — дальность очага; ε — угол возвышения, при котором радиоэхо от очага исчезает.

Максимальная отражаемость определялась по формуле

$$\lg Z = \beta_{i \max} + 2 \lg R_m - 10, \quad (3)$$

где величина β_i зависит от номера i контура изоэхо и определяется соответственно $\beta_1 = 1$; $\beta_2 = 2$; $\beta_3 = 3,6$.

Количество конвективных ячеек ($n_{\text{яч}}$) бралось равным количеству неконцентрических контуров (неоднородностей) изоэхо в пределах зон, где регистрируются электрические разряды.

4. Результаты предварительного сравнения

Результаты предварительного сравнения пеленгационных и радиолокационных наблюдений за грозовыми очагами сведены в табл. 1. Ввиду того что точность пеленгатора по азимуту достаточно велика ($\sim 7^\circ$), для сравнения приводится лишь вторая координата — дальность, которая для удобства сравнения указывается в номерах интервалов дальности — 1, 2, 3 (см. выше). Указанное в таблице число атмосфериков (N) приводилось к 10-минутному отрезку времени и рассчитывалось в пределах интервала отмеченного фигурной скобкой. Авторы нашли целесообразным также привести данные метеостанций, которыми регистрировались грозы.

Таблица 1

Дата	Время, ч мин	Дальность			Количественные характеристики				
		пелен- гатор	радиоло- катор	метеостан- ция	пеленгатор	Радиолокатор			
						$n/\Delta t$	H_{\max}	$\lg Z_{\max}$	$n_{\text{яч}}$
2/VIII 1971	9 20	2,3	1, 2, 3	2,3	5,3	7,5	1,86	22	
	9 35	2	1, 2, 3	2,3		7,0	1,86	20	
	9 50	2	1, 2, 3	2,3		9,5	1,88	19	
	10 00	—	1, 2, 3	2,3	5,0	—	1,86	18	
	10 20	2,3	1, 2, 3	2,3		—	1,70	11	
	10 35	2	1, 2, 3	2	6,0	9,5	1,70	18	
10 50	2	1, 2, 3	2	—		1,86	18		
3/VIII 1971	10 25	3	1—3	—		—	2,40	—	
	14 20	2	2, 3	>3	3,5	11,0	1,92	16	
	14 50	2	2, 3	>3	4,0	13,0	3,16	11	
	15 00	2	2, 3	>3	3,0	11,0	1,86	11	
	15 05	2	2, 3	>3		—	—	—	
	15 10	2	2,3	3		11,5	2,10	11	
	15 20	3	3	3		11,5	2,00	12	
	15 30	3	3	3	9,0	—	2,50	—	
	15 40	3	3	3		—	—	—	
	6/VIII 1971	2 20	1,3	1, 2	1,2>3	12	—	2,68	11
2 30			1, 3	1,2>3	19		—	1,70	19
2 45		1,3	1, 2	1,2>3	12		—	1,50	23
2 50		1,3	1, 2	1,2>3	—		—	1,70	15
3 00		1	1, 2	1,2>3	—		—	1,50	15
6/VIII 1971	3 10	1	1, 2, 3	1,2>3	12	6,0	1,50	28	
	3 20	1	1, 2, 3	1>3	6	—	1,10	6	
	3 30	1	1, 2, 3	3		—	1,10	—	
	3 40	1	1, 2, 3	3		4	6,5	1,10	—
	3 50	1	1, 2, 3	3	3,5	6,5	1,80	—	
	4 00	1	1, 2, 3	3		3	6,5	1,70	—
	4 10	2	1, 2, 3	3	4,5	5,5	1,70	10	
	14 15	1	1, 2, 3	1, 3		10,0	2,40	5	
	14 30	1	1, 2, 3	1, 2, 3		9,5	2,40	—	
	14 45	1	1, 2, 3	1, 2, 3	11	7,5	1,10	4	
	15 00	2,3	1, 2, 3	3		—	—	—	
15 15	2	1, 2, 3	3	19	—	2,68	11		
15 30	3	2, 3	3		13,5	2,60	22		
12/VIII 1971	18 22	1	1, 2, 3		1	—	—	—	

Дата	Время, ч мин	Дальность			Количественные характеристики				
		пеленгатор	радиолокатор	метеостанция	пеленгатор	Радиолокатор			
						$n/\Delta t$	H_{\max}	$\lg Z_{\max}$	$n_{\text{яч}}$
13/VIII 1971	18 47	2	1, 2, 3	1	7,5	7,5	1,26	7	
	19 00	2	1, 2, 3	1 > 3		7,5	1,70	5	
	19 15	2	2, 3	1 > 3		9	1,86	8	
	19 30	3	2, 3	1 > 3	6	10,5	2,00	11	
	19 45		2, 3	1 > 3		8,5	2,00	8	
	22 40	2	1, 2, 3	3	42	9,5	3,00	17	
	22 50		1, 2, 3	3 > 3		41	10,5	3,00	16
	23 00	2	1, 2, 3	3 > 3	43	11,5	—	—	
	23 50	3	1, 2, 3	3		5,0	—	—	
	0 20	1,3	1, 2, 3	1 > 3	23	5,0	1,50	7	
	0 30			1, 2		1 > 3	—	2,56	—
	0 40			1, 2		1 > 3	—	—	—

5. Предварительные выводы

Произведенное сравнение результатов пеленгационных и радиолокационных наблюдений за грозowymi очагами позволяет сделать следующие предварительные выводы:

а) в области электрических разрядов, определяемых с помощью применявшегося пеленгатора, в нашем случае всегда обнаруживались очаги радиоэхо, хотя их радиолокационная отражаемость и не всегда была высока;

б) наблюдается вполне удовлетворительное совпадение зон с электрическими разрядами с данными о грозах сети метеостанций;

в) существенное повышение интенсивности грозовой деятельности, определяемой количеством регистрируемых атмосфериков в единицу времени, обычно сопровождается ростом высот радиоэхо, отражательной способности облаков и количества ячеек конвекции в зонах электрических разрядов.

Невысокая разрешающая способность пеленгатора по дальности не позволяет произвести более детального сопоставления результатов наблюдений атмосфериков с более подробными и точными радиолокационными данными.

Заключение

Полученные результаты говорят о целесообразности проведения комплексных наблюдений за грозowymi очагами. Дальнейшее усовершенствование методики комплексных исследований грозowych

очагов может состоять, например, в стыковке пеленгатора с метеорологическим радиолокатором с выводом информации на один общий экран, что должно несколько снизить погрешности в определении координат очагов атмосфериков. Указанное устройство может повысить достоверность диагностики грозоопасных очагов радиоэхо, содействовать более глубокому исследованию физических процессов в грозящих Сб, а также разработке и усовершенствованию самого пеленгационного метода наблюдений, основной задачей которого является существенное повышение точности определения координат очагов атмосфериков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жулахин К. С. Об эффективности сглаживания временных и пространственных реализаций эхо сигналов.—Труды ГГО, 1971, вып. 278.
2. Котов Н. Ф. Радиолокационный метод получения горизонтального разреза очагов радиоэхо на заданной высоте при активных воздействиях на облака.—Труды ГГО, 1967, вып. 202.
3. Созин В. И. Об одном методе пеленгации близких грозовых очагов.—См. настоящий сборник.

ОБ ОДНОМ МЕТОДЕ ПЕЛЕНГАЦИИ БЛИЗКИХ ГРОЗОВЫХ ОЧАГОВ

В последнее время в связи с практическими потребностями ряда отраслей народного хозяйства предпринимаются попытки разработки методов и аппаратуры для оперативного обнаружения и определения местоположения (локализации) грозовых очагов в радиусе до 100—300 км от места наблюдения. Разработка инструментальных методов слежения за близкими грозами ведется в основном в двух направлениях.

В первом направлении для локализации гроз используется радиолокационная аппаратура, нашедшая уже многочисленные применения в метеорологии. При этом грозовой очаг (точнее, часть облачной системы, содержащая один или несколько очагов) является пассивным объектом наблюдения, электрическое состояние которого, как правило, определяется по некоторым косвенным критериям. Это обстоятельство затрудняет четкое опознание «грозящего» очага и уменьшает надежность информации о грозах, полученной радиолокационным методом.

Во втором направлении для обнаружения гроз используются радиопеленгаторы. При этом грозовой очаг является активным объектом — источником электромагнитных колебаний, которые и дают информацию о местоположении очага. Таким образом, указанное выше основное затруднение радиолокационного метода здесь полностью исключается.

Однако в пеленгационном методе существуют свои трудности, связанные с точностью определения координат грозового очага. Собственно пеленгатор дает лишь направление (пеленг) на источник электромагнитных колебаний. Определение местоположения очага производится при этом обычно с помощью синхронных наблюдений из нескольких пунктов [6]. Этот метод, имеющий довольно широкое распространение для обнаружения гроз на больших площадях, мало пригоден для слежения за близкими грозами вследствие сложности и недостаточной оперативности. Поэтому все разрабатываемые в последнее время установки для локализации

близких гроз являются однопунктными. Они состоят обычно из собственно пеленгатора, дающего азимут грозового очага, и дальномерного устройства, позволяющего определить расстояние до очага.

Схемы пеленгаторов, применяемых в указанных установках, отличаются от схем обычных («дальнодействующих») пеленгаторов только большей простотой и более низкой чувствительностью, так как сигнал на входе здесь достаточно велик. Кроме того, применяется особая система подсветки луча, обеспечивающая однонаправленность выброса на экране [17], [6]. Точность определения азимута очага легко может быть доведена до вполне достаточной для практических целей величины.

Значительно сложнее обстоит дело с хотя бы приблизительной оценкой расстояния до очага. Поэтому практически разработка метода локализации близких гроз сводится к созданию надежного дальномерного устройства.

Рассмотрим кратко основные направления разработки методов определения удаленности очага и их применимость на близких расстояниях.

1. Метод определения расстояния по форме атмосфериков. Рассмотрение форм ближних атмосфериков [2] показывает, что несмотря на наблюдающуюся в общем тенденцию к сглаживанию форм (например, увеличение длительности и уменьшение крутизны переднего фронта первого квазиполупериода) с увеличением расстояния, разброс значений параметров в каждом конкретном случае весьма велик. Это обстоятельство, а также сравнительно неудобная форма получения информации не дают оснований надеяться на успешную разработку метода.

2. Метод сопоставления интенсивностей отдельных спектральных компонент атмосфериков [6, 11]. В литературе нет каких-либо сведений о результатах экспериментальной проверки указанного метода, однако отмечается возможность серьезных затруднений в его практическом использовании [6], [5].

3. Фазовый метод, одна из последних разработок которого [3] дала хорошие результаты на расстояниях в несколько тысяч километров, непригоден для локализации близких гроз, поскольку вероятная ошибка при определении расстояния этим методом (± 230 км) [16], [18] значительно превышает саму измеряемую величину.

4. Импульсный электромагнитный метод определения удаленности грозовых очагов. В работе [7] рассматривается вопрос о возможности создания устройства для определения удаленности близких грозовых очагов путем регистрации и соответствующего преобразования электрической и магнитной компонент поля излучения молниевых разрядов. По оценке автора предлагаемого метода, предельная точность определения расстояния не превышает 20% диапазона дальности 150 км. Каких-либо сведений об экспериментальном исследовании метода в литературе пока нет.

5. Амплитудный метод определения удаленности очагов. Амплитуда атмосферика, принимаемого на некотором удалении от источника, зависит от величины этого удаления, что может быть использовано для оценки расстояния. Но она зависит также и от начальной величины амплитуды (вблизи источника). Большой разброс начальных значений амплитуд усложняет решение вопроса. Однако исследование метода и проведенные расчеты [10] показывают, что на расстоянии до нескольких сотен километров ориентировочная оценка расстояния по амплитудам вполне возможна. Достаточно обоснованная шкала расстояний соответствует геометрической прогрессии со знаменателем 2 (25, 50, 100, 200 км). Большая детализация шкалы ведет к резкому возрастанию ошибок.

В соответствии с указанными расчетами в ГГО была разработана установка [9] для локализации близких гроз, экспериментальная проверка которой дала удовлетворительные результаты [8]. Установка состоит из однонаправленного пеленгатора для определения азимута и комплекта счетчиков грозových разрядов (грозо-регистраторов) с разными порогами срабатывания — для оценки удаленности очага.

К недостаткам установки [9] следует отнести схемную и конструктивную разобщенность пеленгатора и дальномера, что не дает полной уверенности в строгой идентификации их срабатываний и осложняет работу оператора, вынужденного одновременно внимательно следить за индикаторами обоих блоков.

Устранить указанные недостатки можно путем использования при пеленгации метода так называемой линейной развертки азимута, впервые примененного Хейдтом [13, 14] при исследовании спектральных амплитуд атмосфериков. Сущность метода состоит в следующем [4]. Сигналы, наведенные атмосфериком в рамочных антеннах «север — юг» и «восток — запад», сдвигаются по отношению друг к другу по фазе на 90° и складываются. Несложный расчет показывает, что разность фаз между полученным при этом суммарным сигналом e_z и сигналом e_v , наведенным тем же атмосфериком в вертикальной (ненаправленной) антенне, пропорциональна углу прихода атмосферика, т. е. азимуту грозового очага.

Для измерения разности фаз оба сигнала e_z и e_v проходят через формирующие устройства, вырабатывающие короткий импульс в момент начала положительного полупериода сигнала. Импульс, сформированный из сигнала e_z , запускает ждущую развертку осциллографа, частота которой равна частоте сигнала. Импульс, сформированный из сигнала e_v , подсвечивает на короткое мгновение луч осциллографа. Разность фаз сигналов e_z и e_v (а следовательно, и азимут грозового очага) определяется на экране осциллографа длиной горизонтального отрезка от начального положения луча до подсвеченной точки.

Таким образом, азимут очага в рассматриваемом методе пеленгации полностью определяется величиной горизонтального отклонения луча. Остающиеся свободными вертикально отклоняющие пла-

стины могут быть использованы для ввода дополнительной информации об атмосфериках. В описываемой ниже установке на вертикальный вход осциллографа подается сигнал, пропорциональный амплитуде атмосферика на некоторой фиксированной частоте f_A . По величине же амплитуд, как показано [10], можно оценить расстояние до очага. Легко видеть, что с помощью описываемой установки можно на одном индикаторе (экране электронно-лучевой трубки) получить информацию как об азимуте грозового очага, так и о его удаленности.

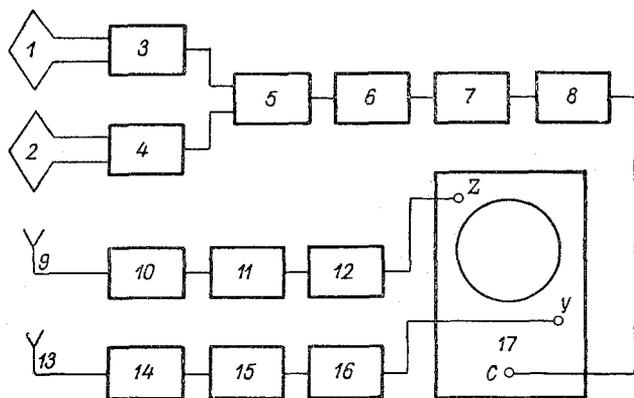


Рис. 1. Функциональная схема пеленгационной установки с линейной разверткой азимута.

Функциональная схема установки представлена на рис. 1. Сигналы с рамочных антенн «север — юг» 1 и «восток — запад» 2 поступают на фазовращатели 3 и 4, а затем складываются в сумматоре 5. Суммированный сигнал после усиления усилителем 6 подается на фиксатор нулевых переходов (ФНП) 7, вырабатывающий короткий импульс, соответствующий началу положительного полупериода. После усиления и окончательного формирования в формирователе 8 этот импульс подается на вход «Синхронизация» осциллографа 17 для запуска ждущей развертки.

Сигнал с вертикальной антенны 9, пройдя усилитель 10, ФНП 11 и формирователь 12 (аналогичные цепочке 6—7—8), подается на модулятор z электронно-лучевой трубки для управления яркостью луча.

Сигнал с вертикальной антенны 13 поступает на вход резонансного усилителя 14 с фиксированными частотами (5, 10, 20, 50, 100, 200, 500, 1000 кГц), а затем, после детектора 15 и интегрирующей цепочки 16, подается на вертикальный вход Y осциллографа.

Описанная установка использовалась в июле — августе 1971 г. на полевой экспериментальной базе ГГО в пос. Воейково для наблюдения за близкими грозовыми очагами. Рабочая частота ка-

нала азимута $f_{\varphi} = 10$ кГц. Точность определения азимута не менее 10° (при необходимости может быть увеличена). Рабочая частота канала амплитуды (расстояния) была выбрана равной $f_A = 50$ кГц, поскольку для близкой к ней частоты 60 кГц зависимость величины амплитуд атмосфериков от удаленности очага уже экспериментально подтверждена [8], [9] (в дальнейшем предполагается оценить характер этой зависимости и на других частотах). Оценка расстояния после определения медианных значений амплитуд атмосфериков, пришедших из рассматриваемого сектора азимутов, проводилась согласно ранее установленной градации: 25, 50, 100, 200, >200 км. Сопоставление полученных с помощью описанной установки данных о местоположении близких грозовых очагов с данными визуальных наблюдений сети метеостанций Северо-Западного УГМС, а также с данными радиолокационных наблюдений дает вполне удовлетворительные результаты.

В заключение следует сказать еще об одном направлении в разработке методов локализации близких гроз. Сопоставление достоинств и недостатков радиолокационного и пеленгационного методов, естественно, приводит к мысли о необходимости взаимного дополнения и объединения этих методов. Такие попытки уже предпринимаются [1], [15]. Даже объединение радиолокатора с простым пеленгатором, дающим только азимут очага, существенно увеличивает надежность информации о грозах, получаемой с помощью локатора. Однако вопрос остается открытым при наличии нескольких радиолокационных эхо на одном азимуте, отмечаемом пеленгатором. Кроме того, как показывает опыт эксплуатации подобных установок [12], более чем в 30% случаев пеленгатор регистрировал сигналы при отсутствии эхо на экране локатора, что предположительно объясняется наличием грозовых очагов за пределами радиуса действия локатора. Появление в указанных секторах случайных отражений от негрозовых образований может привести к ложной «локализации» гроз.

Отмеченные недостатки могут быть в значительной степени устранены, если в паре с локатором использовать не просто пеленгатор, а описанную выше установку с линейной разверткой азимута, позволяющую ориентировочно оценить и расстояние до грозового очага.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гальперин С. М. и др. Результаты радиолокационно-пеленгационных наблюдений за ливнями и грозами с помощью МРЛ-1 и сопряженного с ним пеленгатора гроз.— Труды III Всесоюзного совещания по радиолокационной метеорологии. М., Гидрометеиздат, 1968.
2. Иньков Б. К. Результаты регистрации форм ближних атмосфериков.— Труды ГГО, 1965, вып. 177.
3. Иньков Б. К. О возможности определения местоположения далеких грозовых очагов из одного пункта.— Метеорология и гидрология, 1967, № 4.
4. Иньков Б. К. О применении линейной развертки при исследовании азимутного распределения атмосфериков.— Труды ГГО, 1968, вып. 225.

5. Иньков Б. К., Махоткин Л. Г. Границы применимости амплитудного метода оценки расстояния до грозových очагов.— Труды ГГО, 1968, вып. 225.
6. Кашпровский В. Е. Определение местоположения гроз радиотехническими методами. М., «Наука», 1966.
7. Кононов И. И. Импульсный электромагнитный метод определения удаленности грозových очагов.— Труды ГГО, 1970, вып. 253.
8. Лободин Т. В. и др. Экспериментальная проверка работы пеленгатора близких гроз.— Труды ГГО, 1967, вып. 204.
9. Лыдзар П. С. Установка для определения местоположения близких грозových очагов с одного пункта.— Труды ГГО, 1966, вып. 188.
10. Махоткин Л. Г., Лыдзар П. С. Ориентировочная оценка удаленности гроз по амплитудам атмосфериков.— Труды ГГО, 1963, вып. 146.
11. Weickman H. K. and aufm Kampe H. J. Physical properties of cumulus clouds.— J. Met., 10, No 3, 1953.
11. Croom D. L. The location of distant lightning discharges using the frequency spectrum of their v. l. f. radiation.— J. Atm. and Terr. Phys., 1965, 27, No 1.
12. Galperin S. M., Stepanenko W. D. Effectiveness of the thunderstorm detection by the meteorological radar station MRL-I and associated thunderstorm bearing indicator.— 13 Radar Meteorol. Conf. Proc., Montreal, 1968.
13. Heydt G. Messung der Verteilung der spektralen Amplituden von Atmosphärischen unter Berücksichtigung des Einfallswinkels. Int. Electron. Rdsch., 1964, 18, No. 12.
14. Heydt G., Volland H. A new method for locating thunderstorms and counting their lightning discharges from a single observing station.— J. Atm. and Terr. Phys., 1964, 26, No 7.
15. Hiser Homer W. 500-kHz spherics and radar studies of Florida thunderstorms.— 13 Radar Meteorol. Conf. Proc., Montreal, 1968.
16. Sao K. A note on the phase-frequency spectra analysed from waveforms of spherics.— J. Atm. and Terr. Phys., 1962, 24, No. 11.
17. Stoffregen W. Distant localization of individual spherics with a cathode-ray direction-finder of unidirectional type.— Arkiv for Matematik, Astronom. och Fysik, 1947, Bd. 34, No 26, 1.
18. Wadhwa N. S., Tantry B. A. P. Phase spectra of distant spherics.— J. Atm. and Terr. Phys., 1967, 29, No 11.

СОДЕРЖАНИЕ

А. В. Бромберг, Н. В. Бычков, Т. Н. Громова, В. Я. Никандров. К вопросу о льдообразующей эффективности аэрозоля флороглюцина, полученного взрывом	3
Г. М. Башкирова, Н. В. Бычков, Т. Н. Громова, И. А. Молоткова. К вопросу о льдообразующей активности сернистой меди в зависимости от способа ее диспергирования	13
Г. М. Башкирова, Т. Н. Громова, И. А. Молоткова. О льдообразующей активности иодистого свинца в пиросоставах	21
Б. Ш. Бериташвили, Ю. А. Довгалюк. К вопросу о взаимодействии развивающегося кучевого облака с окружающей средой	24
В. Г. Дейчева, В. Я. Никандров. К вопросу об эффективности искусственного стимулирования осадков в горах	31
В. И. Бекряев, А. В. Зинченко. Осесимметричная стационарная модель мощного кучевого облака	42
Н. С. Шишкин, Т. А. Першина. Исследование заряжения капель тумана при наличии коронных разрядов между заряженными крупными каплями	55
Е. П. Будилова, В. Т. Леншин. О краткосрочном прогнозе ареалов «ливневого положения» по данным вертикального зондирования атмосферы	62
П. А. Воронцов, Н. С. Шишкин. Некоторые итоги работ Главной геофизической обсерватории по планерной метеорологии	80
Н. П. Тверская. Характеристики задерживающих слоев в дни с облаками вертикального развития	86
Г. И. Осипова. Развитие облачности и выпадение осадков при различных значениях влажности атмосферы на юге Европейской территории СССР в теплый период	95
Г. А. Медведев, И. А. Медведева. Оценка влияния внешнего ветра на наклон оси радиоэхо Св	105
К. С. Жупахин, Т. В. Иванова, В. И. Созин. Результаты предварительного сравнения пеленгационных и радиолокационных наблюдений за грозовыми очагами	110
В. И. Созин. Об одном методе пеленгации близких грозовых очагов	117

ТРУДЫ ГГО, ВЫП. 302

Физика облаков и активных воздействий

Редактор Л. И. Штанникова

Техн. редактор И. К. Пелипенко

Корректоры: Е. П. Баскакова и Е. И. Бородина

Сдано в набор 16/II 1973 г. Подписано к печати 24/VII 1973 г. М-11292. Формат 60×90^{1/16}, бум. тип. № 1. Печ. л. 8. Уч.-изд. л. 8,09. Тираж 730 экз. Индекс МЛ-173. Заказ № 300. Цена 57 коп. Гидрометеоздат. 199053, Ленинград, 2-я линия д. № 23.

Сортавальская книжная типография Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли Совета Министров КАССР. Сортавала, Карельская, 42.

К вопросу о льдообразующей эффективности аэрозоля флороглюцина, полученного взрывом. Бромберг А. В., Бычков Н. В., Громова Т. Н., Никандров В. Я. Труды ГГО, 1973, вып. 302, с. 3—12.

Приводятся описание и результаты лабораторных опытов по исследованию эффективности диспергирования флороглюцина взрывом.

Аэрозоль активного вещества получался в результате подрыва специальных патронов, содержащих от 5 до 30 г флороглюцина и от 0,7 до 8 г заряда (черный порох, тетрил). Изучались химический состав образующегося аэрозоля и его льдообразующая способность. Показано, что льдообразующая способность флороглюцина зависит от отношения массы активного вещества к массе заряда. Для используемой нами конструкции патрона оптимальное значение этого отношения оказалось равным 6—8; при этом содержание флороглюцина в дисперсной фазе составляет в среднем 65%.

Пороговая температура льдообразования, измеренная общепринятым методом, оказалась равной -2°C . Льдообразующая активность флороглюцина после подрыва оказалась больше льдообразующей активности исходного «сухого» порошка по аэрозолю в 2 раза, по осадку в 5 раз (при $t = -10^{\circ}\text{C}$). Высокий выход ледяных кристаллов был получен при распылении хорошо растертого безводного порошка флороглюцина; его активность почти на два порядка выше активности исходного порошка.

Проведено сравнение льдообразующей активности флороглюцина с активностью иодистого серебра и иодистого свинца, диспергированных взрывом.

Табл. 1. Илл. 4. Библ. 10.

К вопросу о льдообразующей активности сернистой меди в зависимости от способа ее диспергирования. Башкирова Г. М., Бычков Н. В., Громова Т. Н., Молоткова И. А. Труды ГГО, 1973, вып. 302, с. 13—20.

Выполнены лабораторные опыты по исследованию льдообразующей активности сернистой меди в зависимости от способа ее диспергирования.

Аэрозоль активного вещества получался в результате распыления порошка воздушной струей, его выталкиванием пороховыми газами и при взрыве патрона, содержащего CuS в виде прессованных брикетов.

Показано, что льдообразующая активность сернистой меди, диспергированной взрывом, при использовании ВВ в 2—3 раза ниже, чем при использовании черного пороха, и сравнима с активностью CuS , распыляемой с помощью воздушной струи.

Проведено сопоставление льдообразующей активности сернистой меди, иодистого серебра и иодистого свинца, диспергированных взрывом (ВВ).

Делается вывод, что способ диспергирования сернистой меди взрывом является перспективным для использования при воздействиях на облака.

Илл. 2. Библ. 6.