

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

469

ФИЗИКА ОБЛАКОВ
И АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук Т. Н. ГРОМОВОЙ,
канд. физ.-мат. наук Ю. А. ДОВГАЛЮК,
канд. физ.-мат. наук Г. Д. КУДАШКИНА



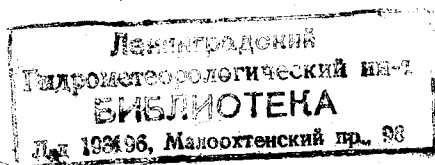
ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1983

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

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

The publication includes articles dealing with studies of natural and artificial cloud and precipitation formation, experimental and aeroclimatic studies of clouds and precipitation, development of techniques for seeding clouds.

The publication is meant for researchers working in the field of cloud physics and weather modification.



О ВОЗНИКНОВЕНИИ КОРОННЫХ ЯВЛЕНИЙ В КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКАХ

Введение. Автором настоящей статьи совместно с Т. А. Першиной выполнены лабораторные исследования заряжения капельно- или кристаллического тумана в области коронного разряда [2, 7].

Коронный разряд создавался либо между неподвижными каплями, посаженными на нити микроманипулятора, либо между падающими и неподвижной каплей. Одна из капель при этом заряжалась, а другая была заземлена. Потенциал V , подаваемый на пилу, варьировался от 0,7 до 3 кВ.

Заряд частиц капельного или кристаллического тумана измерялся методом Уэльса и Герке при их падении в переменном электрическом поле.

Объемный заряд тумана в камере достигал под влиянием коронных разрядов 7—15 Кл/км³. Как для капель, так и для кристаллов преобладало отрицательное заряджение частиц. Заряджение капельного тумана при разности потенциалов между коронирующими телами $V=1$ кВ было примерно таким же, как заряджение кристаллического тумана при $V=3$ кВ.

В работе [6] рассчитано заряджение капель в конвективных облаках при образовании коронных разрядов в слое значительной толщины. При этом, однако, вопрос об условиях, благоприятствующих развитию короны, не рассматривался.

Возможная роль коронных разрядов в конвективных облаках. Коронные разряды в облаках образуются, как известно, при сближении падающих заряженных частиц осадков. Возникновение короны при этом зависит от формы, размеров и зарядов частиц, также от расстояния между ними.

Вопрос о сочетаниях параметров, при которых возникают условия коронирования, для частиц осадков не исследован.

Некоторые сведения о них дают лабораторные эксперименты. Так, в опытах с короной между падающими заряженными и заземленной каплей [2] при радиусе падающих капель $r=1,3$ мм заряд при подаче на медицинскую иглу капельницы потенциала $V=2$ кВ равнялся $Q=3 \cdot 10^{-10}$ Кл, заземленная капля имела радиус 0,4—0,6 мм. Корона образовывалась в случаях, когда расстояние между каплями при сближении не превышало 1,5 мм. Те же параметры получены и в случае образования короны между подвижными каплями. Между неподвижными ледяными частицами с шероховатой поверхностью коронирование возникало при расстоянии между ними до 2,3 мм.

Измерения заряда капель дождя, выпадающего из ливневых облаков [5], показывают, что их средний заряд варьирует от 10^{-10} до $3 \cdot 10^{-9}$ Кл. Следовательно, уже в ливневых облаках

может быть обеспечено возникновение коронных разрядов между частицами падающих осадков при их сближении.

Как известно, при обычных условиях ионизации за счет радиоактивности воздуха и космических лучей средняя интенсивность ионизации равна $\nu = 10 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$. При развитии коронных разрядов ν может возрастать до $(10^4 - 10^5) \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$. Это увеличение способствует быстрому росту заряжения облачных капель

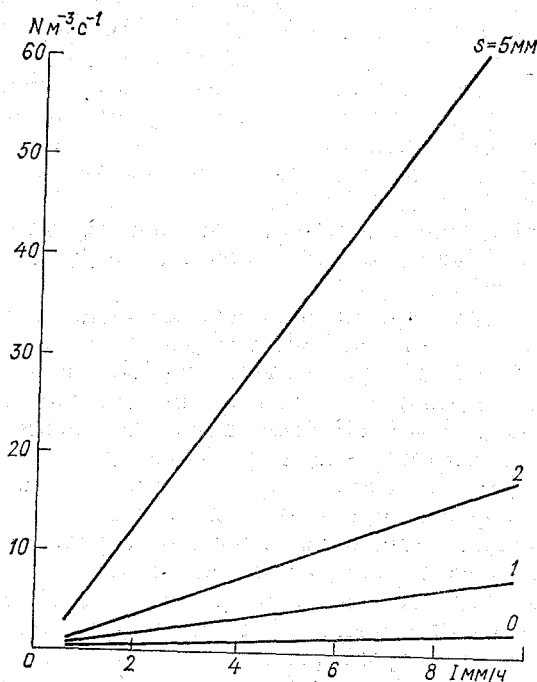


Рис. 1. Суммарное число сближений дождевых капель N в зависимости от интенсивности осадков I и минимального расстояния между каплями s .

счет селективной адсорбции атмосферных ионов, а следовательно, и росту заряда частиц осадков при их коагуляции с облачными каплями.

В свою очередь рост зарядов частиц осадков способствует увеличению числа актов коронирования при сближении падающих частиц друг с другом. Электризация облака возрастает после начала коронирования лавинообразно.

Оценка интенсивности коронных явлений в облаках. Рассмотрим вопрос о возможном числе актов коронирования при сближении падающих заряженных частиц осадков.

Воспользуемся результатами расчетов Д. Д. Сталевич Г. С. Учеваткиной [3, 4]. Они рассмотрели задачу о числе сближений на разные расстояния падающих частиц осадков. Для распределения частиц дождя по размерам они приняли формулу аршалла — Пальмера. Распределение частиц осадков в прострнстве предполагалось случайным.

Вычисления производились на ЭВМ М-220 и БЭСМ-6. На с. 1 представлены данные о суммарном числе сближений капель на различные расстояния s в зависимости от интенсивности дождя. Мы видим, что при $s=1,5$ мм суммарное число сближений N при интенсивности осадков $I=10$ мм/ч достигает значения $1 \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$. Числа сближений такого же порядка (при $s=2$ мм) получены Сталевич и Учеваткиной [4] для реального ливневого дождя при использовании данных непосредственных измерений размеров капель. Как показали расчеты, изменения числа сближений капель в ливневых дождях со временем имеют периодичность 20—30 мин, соответствующую естественным пульсациям интенсивности дождя. Однако указанное число сближений не может соответствовать количеству актов коронирования, так как при указанном расстоянии между частицами лишь крупные капли дождя будут иметь достаточно большой заряд, чтобы вызвать коронирование. Но число сближений крупных капель с мелкими велико. С уменьшением расстояния сближения вероятность образования коронного разряда в межкапельном пространстве возрастает. Предельным случаем является соударение капель, когда коронные разряды при сближении на малое расстояние могут возникать даже при сравнительно небольших зарядах сталкивающихся капель.

Как видно на рис. 1, суммарное число сближений возрастает с ростом интенсивности дождя и при $I=10$ мм/ч достигает значения $1 \text{ м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$. Таким же можно считать и число актов коронирования. Оно, как показано в [6], в соответствующей зоне облака может обусловить среднюю интенсивность ионизации, равную $10^4\text{—}10^5 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$.

Итак, можно принять, что число актов коронирования в облаке практически равно суммарному числу соударений заряженных частиц осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Першина Т. А., Шишкин Н. С. Исследование заряжения кристаллического тумана в поле коронного разряда между замерзшими каплями. — Труды ГГО, 1976, вып. 372, с. 23—27.
2. Першина Т. А., Шишкин Н. С. О заряжении капель тумана в области коронного разряда. — Труды ГГО, 1977, вып. 389, с. 47—50.
3. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. Число сближений капель дождя в осадках различной интенсивности. — Труды ГГО, 1979, вып. 405, с. 33—43.
4. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. Изменение числа сближений капель дождя в процессе выпадения осадков. — Труды ГГО, 1979, вып. 420, с. 3—14.

5. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. — Л.: Гидрометеиздат, 1964. — 402 с.

6. Шишкин Н. С. Об условиях перехода облака в грозовую стадию. Труды ГГО, 1971, вып. 262, с. 94—103.

7. Шишкин Н. С., Першина Т. А. Исследование заряжения капель тумана при наличии коронных разрядов между заряженными крупными каплями. — Труды ГГО, 1973, вып. 302, с. 55—61.

8. Шишкин Н. С. О максимально возможной электризации облаков при наличии коронных разрядов между падающими частицами осадков. — Труды ГГО, 1974, вып. 290, с. 16—20.

В. Г. Баран

К ВОПРОСУ О ДИФфуЗИОННОМ ЗАРЯЖЕНИИ МЕЛКИХ КАПЕЛЬ ВОДЫ, РАСТУЩИХ ЗА СЧЕТ КОНДЕНСАЦИИ

Основным процессом, приводящим к появлению и начальному накоплению зарядов на мелких облачных каплях, является адсорбция атмосферных ионов [1, 6, 7]. Этот процесс является определяющим на начальной стадии развития облака, когда рост размеров облачных частиц происходит в основном за счет конденсации на них водяного пара и практически отсутствуют процессы коагуляции капель. С учетом этого изучение начальной стадии развития облака и формирования его электрической структуры на данной стадии сводится к одновременному изучению процессов конденсационного роста и диффузионного заряжения облачных капель. В настоящей статье приводятся результаты модельных расчетов диффузионного заряжения мелких облачных капель, растущих за счет конденсации паров воды в облаке.

Основная система уравнений

Для исследования заряжения капель была использована следующая простая модель облака: уровень конденсации совпадает с нижней границей конвективного облака и расположен на высоте 1000 м; температура на нижней границе облака равна $+7^\circ$ [6]. Начальный спектр размеров облачных капель задан на уровне конденсации ($z=0$) и описывается формулой Хргиана — Мизина [6]:

$$f(r) = ar^2 e^{-br},$$

где

$$a = \frac{\left(\frac{5}{2}\right)^5 q_w}{\pi \rho r_m^6}, \quad b = \frac{5}{r_m};$$

— радиус капль, r_m — радиус капль, соответствующий максимуму кривой распределения по массам, q_w — водность облака, — плотность воды. Предполагается, что скорость восходящего потока в облаке постоянна.

Цель работы — исследовать эволюцию во времени спектра зарядов независимых капль радиусом от 1 до 20 мкм, рост размеров которых описывается полуэмпирическим уравнением регулярной конденсации [6]:

$$\frac{dr}{dz} = \frac{1}{w} \frac{\varepsilon D}{r}, \quad (1)$$

где z — высота над нижней границей облака, w — скорость восходящего потока в облаке, $\varepsilon = 5 \cdot 10^{-11} w$, если выражать w в см/с.

На уровне конденсации капли считались незаряженными. Кроме того, капли считались электрически невзаимодействующими, что позволяет переносить на систему частиц закономерности захвата ионов отдельной частицей [1].

Рост заряда на капле описывается уравнением [6]

$$\frac{dq}{dt} = I_+ + I_-, \quad (2)$$

где q — заряд капли, $I_{\pm}$ — потоки диффундирующих к ней ионов,

$$\begin{aligned} I_+ &= \left(e D_+ \frac{\partial n_+}{\partial r'} - e n_+ u_+ E \right) \cdot 4 \pi r'^2; \\ I_- &= \left(-e D_- \frac{\partial n_-}{\partial r'} - e n_- u_- E \right) \cdot 4 \pi r'^2. \end{aligned} \quad (3)$$

Здесь e — элементарный заряд, $D_{\pm} = u_{\pm} k T / e$ — коэффициент диффузии ионов соответствующего знака, $u_{\pm}$ — их подвижность, E — напряженность электрического поля заряженной капли, T — температура, k — постоянная Больцмана, r' — расстояние от центра капли, $n_{\pm}$ — концентрация ионов.

Если пренебречь зеркальными силами [1] и считать поле капли кулоновым ($E = q / r'^2$), то

$$\begin{aligned} I_+ &= 4 \pi u_+ k T \left(r'^2 \frac{\partial n_+}{\partial r'} - \frac{eq}{k T} n_+ \right); \\ I_- &= 4 \pi u_- k T \left(-r'^2 \frac{\partial n_-}{\partial r'} - \frac{eq}{k T} n_- \right). \end{aligned} \quad (4)$$

Далее, следуя Я. И. Френкелю [3], легко получить

$$\begin{aligned} I_+ &= \frac{4 \pi e u_+ \bar{n}_+ q}{\exp(eq / rk T) - 1}, \\ I_- &= - \frac{4 \pi e u_- \bar{n}_- q}{1 - \exp(-eq / rk T)} \end{aligned} \quad (5)$$

при граничных условиях:

$$\begin{aligned} n_+|_{r' \rightarrow \infty} = \bar{n}_+ = \text{const}, \quad n_-|_{r' \rightarrow \infty} = \bar{n}_- = \text{const}, \\ n_+|_{r'=r} = 0, \quad n_-|_{r'=r} = 0. \end{aligned} \quad (6)$$

Используем гипотезу о селективном поглощении поверхности капли диффундирующих к ней ионов, тогда в общем случае можно записать следующие выражения для потоков ионов, захватываемых каплей:

$$\begin{aligned} I_+ &= (1 - \theta_+) \frac{4 \pi e u_+ n_+ q}{\exp(eq/rkT) - 1}; \\ I_- &= -(1 - \theta_-) \frac{4 \pi e u_- n_- q}{1 - \exp(-eq/rkT)}, \end{aligned} \quad (7)$$

где $\theta_{\pm}$ — коэффициенты, моделирующие селективность поглощения каплей положительных и отрицательных ионов.

Из (7) легко, в частности, найти формулу для стационарного равновесного заряда капли q_s , когда $I_+ = -I_- = I$:

$$q_s = \frac{rkT}{e} \ln \frac{(1 - \theta_+) \lambda_+}{(1 - \theta_-) \lambda_-}, \quad (8)$$

где $\lambda_{\pm}$ — проводимость ионов.

Если $\theta_+ = \theta_- = 0$, то имеем формулу Френкеля [3]

$$q_s = \frac{rkT}{e} \ln \frac{\lambda_+}{\lambda_-}.$$

Если использовать данные А. П. Сергеевой [2] о том, что заряд капли $q > 0$ при $\lambda_+/\lambda_- > 2$ и $q < 0$ при $\lambda_+/\lambda_- < 2$ и положить $q = 0$ при $\lambda_+/\lambda_- = 2$, то из (8) получим

$$\theta_+ = \frac{1}{2}, \quad \theta_- = 0 \quad \text{и} \quad q_s = \frac{rkT}{e} \ln \frac{\lambda_+}{2\lambda_-}. \quad (9)$$

Когда $\frac{\lambda_+}{\lambda_-} \approx 1$, логарифм может быть разложен, и получается формула Н. С. Шишкина [5]

$$q_s = \frac{2rkT}{e} \frac{\lambda_+/\lambda_- - 2}{\lambda_+/\lambda_- + 2}. \quad (10)$$

Для исследования временной эволюции спектра капель необходимо решить задачу о зависимости заряда отдельной капли от времени. В общем случае эта проблема сводится к решению задачи нестационарной диффузии ионов в капле в ее электрическом поле. Аналитического решения задачи до сих пор не получено. Однако можно упростить задачу, рассмотрев случай квазистационарной диффузии.

Если считать процесс зарядки капли квазистационарным, т. е. время установления диффузионных потоков значительно меньше времени накопления зарядов на капле [4], то в (2) можно использовать выражение (7) для потоков ионов к капле. Тогда, интегрируя (2), получим уравнение типа

$$\int \frac{e^{aq} - 1}{(e^{aq} - \Lambda)q} dq = -bt + c$$

(a, b, c, Λ —const), которое в общем случае не позволяет найти точной формулы для q .

Если заранее положить $|eq/rkT| \ll 1$ и разложить в ряд знаменатели (7), то, ограничиваясь первыми тремя членами ряда, можно получить приближенное выражение для роста заряда q на капле радиуса r

$$q(t) \approx \frac{2rkT}{e} \frac{(1-\theta_+)\lambda_+ - (1-\theta_-)\lambda_-}{(1-\theta_+)\lambda_+ + (1-\theta_-)\lambda_-} \left\{ 1 - \exp^{-2\pi[(1-\theta_+)\lambda_+ + (1-\theta_-)\lambda_-]t} \right\} \quad \text{при } q|_{t=0} = 0. \quad (11)$$

При $\theta_+ = 1/2, \theta_- = 0$ получим [5]

$$q(t) = \frac{2rkT}{e} \frac{\lambda_+/\lambda_- - 2}{\lambda_+/\lambda_- + 2} \left[1 - \exp^{-2\pi(\lambda_+/2 + \lambda_-)t} \right], \quad (12)$$

т. е. с течением времени заряд капли растет и с характерным временем $\tau_0 \equiv [2\pi(\lambda_+/2 + \lambda_-)]^{-1}$ стремится к стационарному, точное выражение которого дается в этом случае формулой (9).

Использование формулы (12) при наложенном условии $|eq/rkT| \ll 1$ допустимо лишь в том случае, когда соотношение проводимостей обеспечивает это условие. В частности, если принять $|eq/rkT| \lesssim 0,1$, то соотношение проводимостей должно удовлетворять неравенству $1,8 \leq \lambda_+/\lambda_- < 2$ (при $q < 0$). Кроме того, формулу (12) можно использовать для расчета заряда капли, растущей за счет конденсации, только если характерное время роста размеров капли $\tau_K \equiv \bar{r}^2/2D \cdot \text{const} \cdot \omega$ больше характерного времени изменения ее заряда τ_0 , т. е. $\tau_K \gg \tau_0$. Итак, задача о заряджении растущих за счет регулярной конденсации электрически невзаимодействующих капель при условии $\tau_K \gg \tau_0$ и селективном поглощении (с $\theta_+ = 1/2$ для положительных ионов) сводится к решению системы двух дифференциальных уравнений:

$$\left. \begin{aligned} \frac{dr}{dt} &= \text{const} \cdot \omega \cdot \frac{D}{r}; \\ \frac{dq}{dt} &= \frac{2\pi\lambda_+q}{\exp(eq/rkT) - 1} - \frac{4\pi\lambda_-q}{1 - \exp(-eq/rkT)}. \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

Принятая модель конвективного облака, состоящего из ансамбля независимых капель, позволяет описать эволюцию во времени функций распределения капель по радиусам $f(r)$ и по зарядам $f(q)$.

Расчеты проводились при следующих значениях основных параметров:

$$\lambda_+/\lambda_- \approx 1,1; n_+ \approx 10^3; 10^4 \text{ см}^{-3}; w = 0,1; 0,5 \text{ м/с.}$$

При расчетах необходимо, чтобы выполнялись условия $\tau_k \gg \tau_a$. Таблица 1 позволяет оценить точность полученных результатов при различных значениях варьируемых величин.

На рис. 1 и 2 представлены результаты расчетов $f(r)$ и $f(q)$ при различных значениях $n_{\pm}$ и w . Из этих рисунков видно, что характерной особенностью изменения $f(r)$ со временем (высо-

Таблица 1

Значения τ_a/τ_k при $\lambda_+/\lambda_- \approx 1,1$

$w \text{ м/с}$	$n_{\pm} = 10^3 \text{ см}^{-3}$	$n_{\pm} = 10^4 \text{ см}^{-3}$
0,1	0,18	0,02
0,5	0,90	0,09

той) (рис. 1) является ее стремление к δ -функции. Это очевидный результат: при регулярной конденсации с течением времени спектр облачных капель стремится к монодисперсному спектру.

Другая особенность $f(r)$ — ее одинаковые значения для различных w на заданной высоте. Это связано с характером зависимости пересыщения от w .

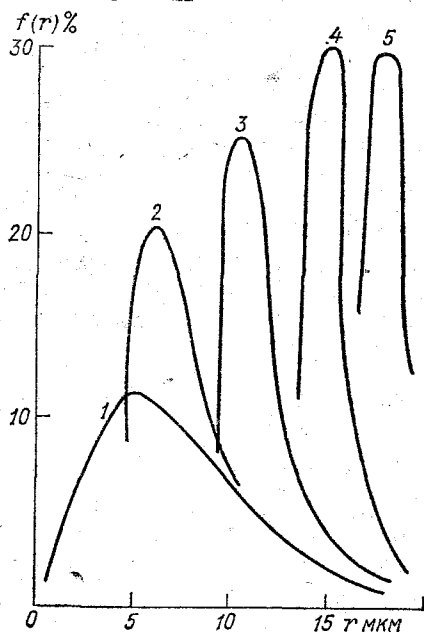


Рис. 1. Изменение со временем (высотой) функции распределения капель по размерам $f(r)$.

1) $z=0$ (нижняя граница облака); 2) $z=100$ м; 3) $z=500$ м; 4) $z=1000$ м; 5) $z=1500$ м.

Изменение во времени $f(q)$ определяется двумя факторами: конденсационным ростом капель и непосредственной зависимостью заряда от времени. При $t < \tau_a$ дисперсия $f(q)$ увеличивается, несмотря на стремление $f(r)$ к монодисперсному виду. По достижении $t \gtrsim \tau_a$ временный фактор $(1 - e^{-t/\tau_a}) \approx 1$ и дисперсия $f(q)$ полностью определяется дисперсией $f(r)$, т. е. $f(q)$ снова стремится к монодисперсному виду и тем быстрее, чем меньше τ_a .

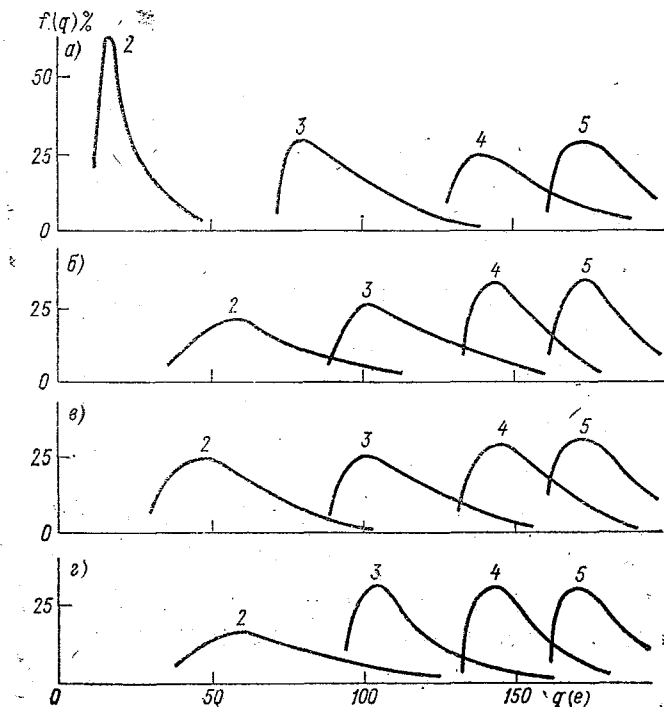


Рис. 2. Изменение со временем (высотой) функции распределения капель по зарядам $f(q)$.

а) $\omega = 0,5$ м/с, $n = 10^3$ см $^{-3}$; б) $\omega = 0,5$ м/с, $n = 10^4$ см $^{-3}$; в) $\omega = 0,1$ м/с, $n = 10^3$ см $^{-3}$; г) $\omega = 0,1$ м/с, $n = 10^4$ см $^{-3}$.

Усл. обозначение 2—5 см. рис. 1.

В заключение следует отметить, что результаты решения задачи о зарядении растущих за счет регулярной конденсации капель получены при нескольких упрощающих условиях:

- 1) капли считались электрически невзаимодействующими, а их поле кулоновским;
- 2) процесс диффузии ионов к капле считался квазистационарным;
- 3) $\tau_a \ll \tau_k$.

Эти допущения налагают ограничения на некоторые параметры задачи, в частности на концентрации ионов в окружении капли. Они брались завышенными по сравнению с реально существующими. Точное решение задачи предполагает рассмотрение системы капли — ионы, решения кинетического уравнения для функции $f(q_k, r_k, q_i, r_i; t)$ совместно с уравнениями баланса ионов.

Подобные уравнения были получены в [1], однако их решения для реально существующих условий пока нет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борзилов В. А., Седунов Ю. С., Степанов А. С. Кинетическое уравнение ионной зарядки облачных частиц. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1973, т. 9, № 4, с. 386—398.
2. Сергиева А. П. Об электрических зарядах облачных частиц. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 7.
3. Френкель Я. И. Теория явлений атмосферного электричества. — Л., М.: Гостехиздат, 1949. — 155 с.
4. Фукс Н. А. О величине зарядов на частицах атмосферных аэроколлоидов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1947, т. 11, № 4, с. 341—348.
5. Шишкин Н. С. О диффузионном зарядении капель облаков и туманов. — ДАН СССР, 1967, т. 176, № 6.
6. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. — Л.: Гидрометеоиздат, 1964. — 401 с.
7. Takahashi T. Numerical simulation of warm cloud electricity. — J. Atmos. Sci., 1974, vol. 31, N 8, p. 2160—2181.

В. Г. Баранов, Ю. А. Довгалюк

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ НЕСТАЦИОНАРНОЙ ОБЛАЧНОЙ КОНВЕКЦИИ

Введение

За последнее время численное моделирование стало одним из важных и мощных методов исследования облачной конвекции в атмосфере. Это связано отчасти со сложностью проведения натурных наблюдений, отчасти с несовершенством приборного оснащения и, как следствие, невозможностью детально проследить пространственно-временную эволюцию искомых характеристик.

В свою очередь численное моделирование, в принципе допускающее полное описание конвективных процессов, на данном этапе неизбежно ограничивается, с одной стороны, уровнем вычислительной техники, с другой — отсутствием необходимых эмпирических данных о развитии облачной конвекции в атмосфере. Это заставляет исследователей в зависимости от изучаемого объ-

екта и цели исследования использовать различного рода упрощения и гипотезы. Так, многие авторы прибегают к решению стационарной задачи с сохранением пространственных эффектов, между тем как фактор нестационарности весьма существен для конвективных движений [2, 6, 7]. Учитывая это, нами была реализована на ЭВМ БЭСМ-6 полуторамерная нестационарная модель облачной конвекции, впервые предложенная Асаи и Касарой [8], и на ее основе проведено исследование некоторых макрохарактеристик конвективного облака.

Описание модели

Конвективное облако в данном численном эксперименте описывается нестационарной струйной полуторамерной моделью с характеристиками, осредненными по горизонтальному сечению облака, имеющего форму цилиндра. Вертикальные движение формируются благодаря неустойчивости окружающей среды и выделяющейся скрытой теплоте конденсации. Процессы осадкообразования учитываются псевдоадиабатически.

Система уравнений модели включает:

1) уравнение для вертикальной составляющей скорости восходящего потока w

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -w \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{2\alpha^2}{R'} w|w| + \frac{2u_{R'}}{R'} (w - w_{R'}) + g \left(\frac{T_v - T_{vB}}{T_{vB}} \right); \quad (1)$$

2) уравнение для температуры T (энергии)

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} = & -w \frac{\partial T}{\partial z} - \gamma_d w + \frac{2\alpha^2}{R'} |w| (T_B - T) + \\ & + \frac{2u_{R'}}{R'} (T - T_{R'}) + \frac{\delta M}{\delta t} \frac{L}{C_p}; \end{aligned} \quad (2)$$

3) уравнение для отношения смеси водяного пара Q

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q}{\partial t} = & -w \frac{\partial Q}{\partial z} + \frac{2\alpha^2}{R'} (Q_B - Q)|w| + \\ & + \frac{2}{R'} u_{R'} (Q - Q_{R'}) - \frac{\delta M}{\delta t}; \end{aligned} \quad (3)$$

4) уравнение для удельной водности Q_w

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_w}{\partial t} = & -w \frac{\partial Q_w}{\partial z} + \frac{2\alpha^2}{R'} |w| (Q_w - Q_{wB}) + \\ & + \frac{2}{R'} u_{R'} (Q_w - Q_{wR'}) + \frac{\delta M}{\delta t}; \end{aligned} \quad (4)$$

5) уравнение неразрывности в виде:

$$\frac{2}{R} u_{R'} + \frac{1}{\rho_B} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_B w) = 0. \quad (5)$$

Здесь индекс R' при любой переменной означает, что ее значение берется на периметре облачного столба, индекс в соответствии значениям в окружении облака, z — вертикальная координата, ρ_v — плотность воздуха, g — ускорение свободного падения, R' — радиус цилиндра, L — удельная теплота конденсации, C_p — теплоемкость при постоянном давлении, $u_{R'}$ — горизонтальная составляющая вектора скорости, T — температура, T_v — виртуальная температура, γ_d — сухоадиабатический градиент, $\delta M/\delta t$ — скорость конденсации (испарения).

Дополняя систему уравнений (1) — (5) уравнением состояния для идеального газа

$$p = \rho_v R T, \quad (6)$$

уравнением статики

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho_v g \quad (7)$$

и уравнением для $\delta M/\delta t$

$$\frac{\delta M}{\delta t} = (Q - Q_s)/\delta t, \quad (8)$$

(p — давление, R — газовая постоянная воздуха, Q_s — насыщающее значение Q , равное:

$$Q_s = 3,8 \cdot 10^3 p^{-1} \cdot 10^{\frac{7,5(T-273)}{T-36}}),$$

получаем замкнутую систему уравнений термогидродинамики, описывающую развитие облачной конвекции.

Отметим еще раз, что на данном этапе исследований ставилась задача отработать динамическую часть модели конвективного облака, поэтому в модель не были включены в полном объеме микрофизические процессы, не учитывалось выпадение осадков, образование ледяных частиц и турбулентный перенос.

Граничные условия: значения T , Q , Q_w на нижней и верхней границе цилиндра постоянны и равны значениям этих параметров в окружающей среде

$$\left. \begin{array}{l} T = T_v = \text{const} \\ Q = Q_v = \text{const} \end{array} \right\} \text{ при } z \rightarrow \infty \text{ и } z \rightarrow 0 \quad (9)$$

$$\left. \begin{array}{l} Q_w = Q_{wv} = 0 \\ u_R = w = 0 \end{array} \right\} \text{ при } z \rightarrow 0 \text{ и } z \rightarrow \infty. \quad (10)$$

Начальные значения: при $t=0$ значения Q_w , w , u (относительная влажность) на всех высотах постоянны

$$\begin{aligned} Q_w = 0, \quad w = 1 \text{ м/с}, \quad u(z) = 80\%; \\ Q = Q(z), \quad T = T(z). \end{aligned} \quad (11)$$

Вертикальный профиль температуры в среде представлен на рис. 1.

Характеристики среды во все моменты времени на каждом уровне также остаются постоянными:

$$T_b = T(z), \quad Q_b = Q(z), \quad Q_w = 0, \quad w_b = 0.$$

Для решения системы (1)—(8) использовался метод расщепления [1, 3].

Соответствующая блок-схема программы представлена на рис. 2.

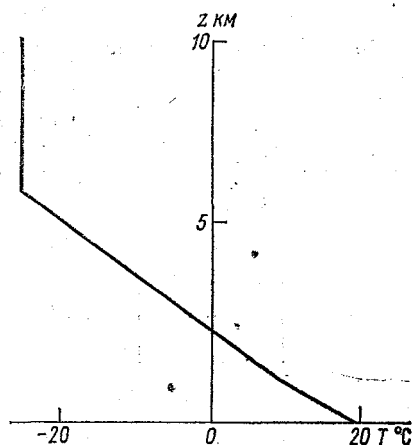


Рис. 1. Начальная стратификация температуры и удельной влажности.

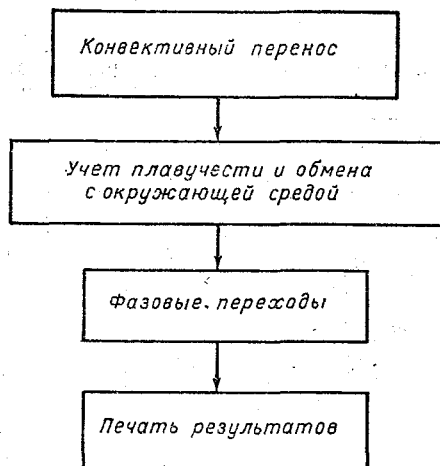


Рис. 2. Блок-схема программы расчета характеристик конвективного облака.

Обсуждение результатов расчетов

Для проведения расчетов была выбрана следующая модельная стратификация: температура воздуха у поверхности земли равна $+20^{\circ}\text{C}$, значение градиента температуры γ в подоблачном слое равно сухадиабатическому, выше уровня конденсации $\gamma = 0,7^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$; начиная с высоты 6 км располагается слой изотермии. На первом этапе расчетов была проведена оценка членов, входящих в правую часть исходных уравнений. В табл. 1 приведены отдельные результаты таких расчетов.

Как видно из приведенных данных, члены, описывающие действие сил плавучести, конвективный перенос и динамическое вовлечение, имеют один и тот же порядок и на один порядок превосходят члены, описывающие турбулентное перемешивание и силу давления жидкой фазы воды. Наибольший вклад в правую часть уравнения (1) по абсолютной величине дают силы плавучести, что подтверждает доминирующую роль выделяющейся теплоты конденсации. Значение бокового перемешивания на

нижнем и среднем уровнях облака определяется в основном упорядоченным втоком и только у верхней границы облака турбулентностью, так как здесь велики градиенты вертикальной скорости. Сила давления сконденсировавшейся влаги растет с высотой и достигает максимума вблизи верхней границы, что согласуется с экспериментальными данными.

Далее было проведено численное исследование влияния ряда параметров на динамику облака. Пример пространственно-временных изменений важнейших динамических характеристик обла-

Таблица 1

Значения членов уравнения (1), описывающих основные динамические процессы в облаке (10^{-3} м/с²)

Мощность облака, H	Конвективный перенос	Динамическое вовлечение	Сила плаву- чести	Турбулентное перемешивание	Сила давления жидкой фазы воды
$t=20$ мин					
0	-12,2	-10,2	24,1	-1,17	-1,29
$\frac{1}{3} H$	-12,1	-8,0	26,9	-1,76	-3,51
$\frac{2}{3} H$	-6,16	-12,6	26,3	-2,08	-5,07
H	-27,6	0	38,1	-3,36	-8,41
$t=40$ мин					
0	-12,0	-9,81	24,3	-11,7	-1,31
$\frac{1}{3} H$	-12,2	-10,4	33,1	-2,90	-7,51
$\frac{2}{3} H$	-13,6	-11,5	40,6	-4,27	-11,3
H	-28,5	0	52,5	-7,08	-17,1
$t=60$ мин					
0	-12,0	-9,82	24,3	-1,17	-1,31
$\frac{1}{3} H$	-14,0	-11,2	40,7	-4,28	-11,3
$\frac{2}{3} H$	-16,2	-9,97	54,0	-8,30	-19,5
H	-18,8	0	55,8	-11,7	-25,6

ка, полученных в результате расчета, представлен на рис. 3 а—г. Анализ результатов расчетов показал, что на развитие конвективного облака существенное влияние оказывают радиус облака, начальный перегрев и влажность окружающей среды. Для примера в табл. 2 приведены максимальные значения вертикальной скорости $w_{\max}$, мощности облака ΔH , перегрева ΔT и удельная влажность при разных значениях R и δT в различные моменты времени эволюции модельного облака. Из приведенных данных видно, что уже при малых временах развития увеличение радиуса облака в 3 раза приводит к увеличению перечисленных парамет-

Максимальные значения динамических характеристик облака в различные моменты времени жизни облака

R км	t=20 мин				t=40 мин				t=60 мин			
	W м/с	ΔH км	ΔT °C	Q _ш г/кг	W м/с	ΔH км	ΔT °C	Q _ш г/кг	W м/с	ΔH км	ΔT °C	Q _ш г/кг

ΔT=0 °C

0,5	3,9	0,4	0,77	0,56	4,7	1,0	0,89	1,04	5,2	1,4	0,95	1,31
1,5	5,0	0,6	1,09	0,87	7,3	1,6	1,46	1,76	9,4	2,8	1,52	2,62
5,0	5,4	0,6	1,19	0,92	8,6	1,8	1,74	2,04	12,0	3,6	1,83	3,36

ΔT=5 °C

0,5	9,8	1,0	2,11	1,24	11,0	2,6	2,11	2,20	11,0	4,0	2,11	2,31
1,5	12,2	1,0	2,88	1,50	18,1	3,8	3,20	3,56	18,9	5,6	3,20	4,14
5,0	14,7	1,6	3,44	2,09	24,7	5,0	3,84	5,0	25,3	6,2	3,84	5,64

ров примерно в 1,5 раза. При более длительных временах развития облака ($t=60$ мин) такое же увеличение радиуса приводит к возрастанию указанных характеристик в 2 раза и более. Несколько меньшее увеличение мощности облака и перегрева при $\Delta T=5^\circ\text{C}$ связано с наличием слоя изотермии, сдерживающе

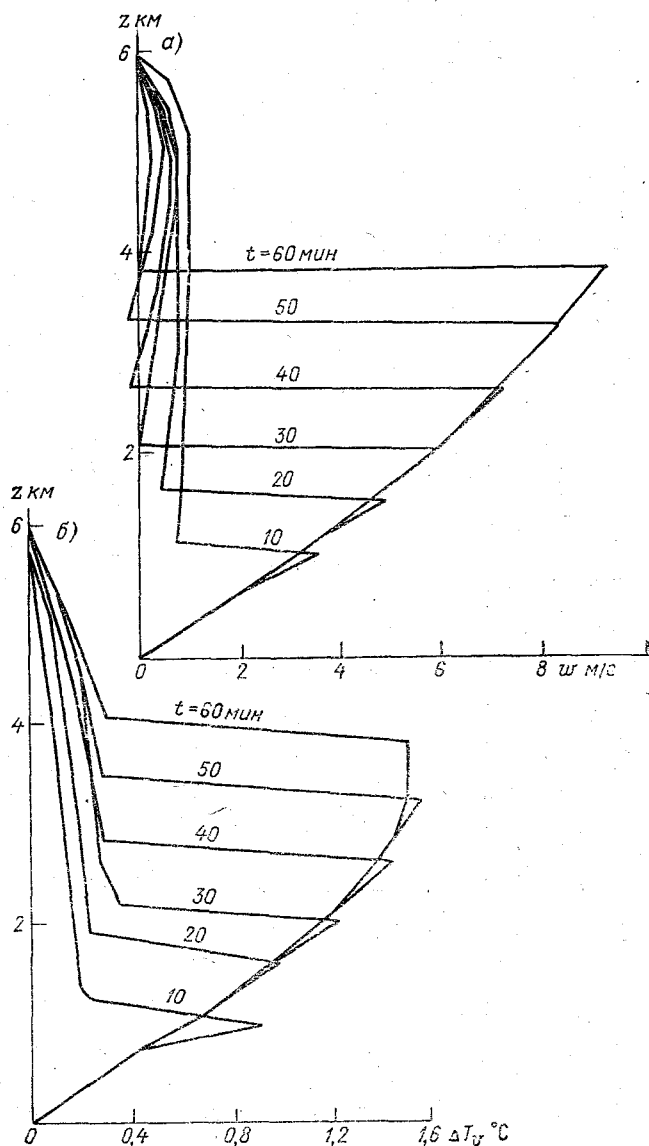


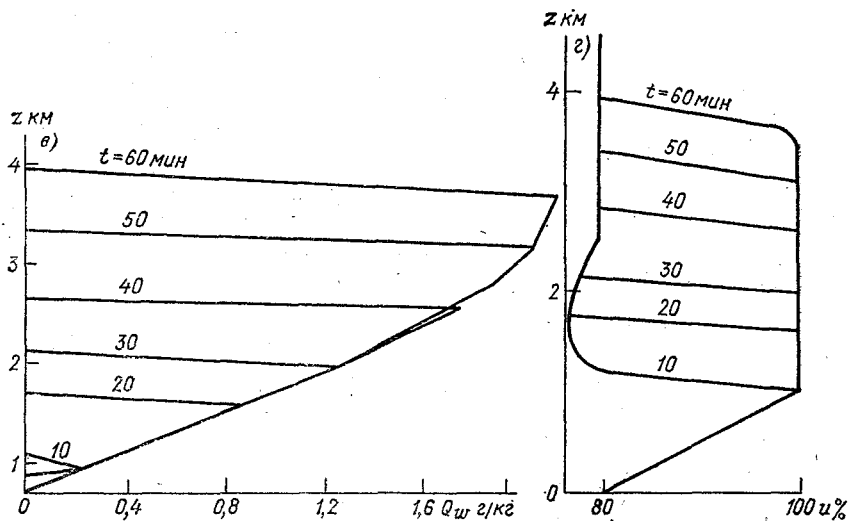
Рис. 3. Изменение во времени вертикальной составляющей скорости во-
влажности (б) и отклонения вир

го вертикальное развитие облака. Дальнейшее увеличение радиуса облака при рассмотренных временах ведет к более медленному возрастанию рассмотренных параметров, в предельном случае $R \rightarrow \infty$ (влажная адиабата) модельное облако займет всю область расчета (10 км), а значение $w_{\max}$ будет достигать 50 м/с. Таким образом, эти данные подтверждают наличие сильного влияния на развитие облака взаимодействия его с окружающей средой.

Дальнейшие расчеты показали, что примерно через 2 ч облако выходит на стационарную стадию. Такой сравнительно большой промежуток времени выхода на стационарное состояние связан с предположением о том, что в начальный момент времени облако отсутствует.

На рис. 4 приведен профиль вертикальной скорости в облаке при $t=120$ мин и профиль вертикальной скорости, полученный из расчета по стационарной модели для тех же начальных условий. Из рисунка видно, что оба профиля с высокой степенью точности совпадают друг с другом. Начиная с высоты 1,8 км, расхождение значений w не превышает 1 м/с (10 % от максимального значения), а значения высот верхних границ отличаются лишь на 200 м (3 % от общей мощности облака).

Полученные расчетным путем динамические характеристики облака были далее использованы для оценки времени перехода облака в стадию осадкообразования. Для этого было проведено сравнение некоторых эмпирических данных о вероятности выпадения осадков и модельных результатов. Так, по данным наблю-



ходящего потока в облаке (а); удельной влажности (б), относительной влажности облака (в).

дений эта вероятность больше 50 %, если $\omega_{\max} \geq 6$ мкм [6, 7], либо ΔH 2,5 км [6], либо $Q_w > 1$ г/м³.

Данные табл. 2 позволяют также сделать вывод о том, что стадия развития облака, когда возможно возникновение осадков, должна определяться совокупностью эмпирических параметров.

Таким образом, представленная модель конвективного обла-

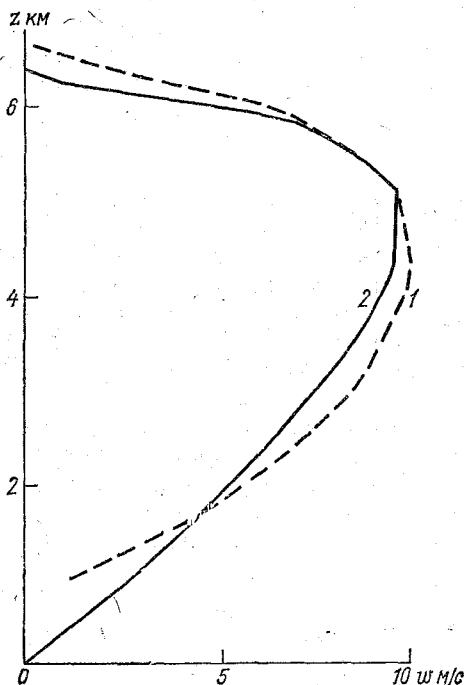


Рис. 4. Профили вертикальной составляющей скорости восходящего потока в облаке, рассчитанные по стационарной (1) и нестационарной (2) моделям.

ка позволяет: реализовать численно две стадии развития облака; оценить вклад в эволюцию облака основных физических процессов, ответственных за развитие конвекции; оценить время перехода облака в стадию осадкообразования, исходя из времен достижения известных эмпирических значений осадкообразующих признаков, причем, как показали расчеты, это время в принципе соответствует реальному. В дальнейшем в модель будут включены уравнения, описывающие процесс осадкообразования в трехфазном облаке, предполагается учесть также влияние турбулентности и компенсационных нисходящих движений вне облака. В настоящий момент уже получены первые обнадеживающие результаты расчетов с учетом компенсационных движений и процессов осадкообразования в капельном облаке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буйков М. В., Пирнач А. М. Численное моделирование трехфазной слоистообразной облачности с учетом микроструктуры. — Труды УкрНИГМИ, 1973, вып. 125, с. 3—17.
2. Довгалак Ю. А. Некоторые особенности развития конвективных облаков. — Метеорология и гидрология, 1968, № 6, с. 39—47.
3. Марчук Г. И. Численные методы в прогнозе погоды. — Л.: Гидрометеониздат, 1967. — 353 с.
4. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. — Л.: Гидрометеониздат, 1961. — 542 с.
5. Пастушков Р. С. Численное моделирование взаимодействия конвективных облаков с окружающей атмосферой. — Л.: Гидрометеониздат, 1972. — 128 с. — (Труды ЦАО, Вып. 108).

6. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. — Л.: Гидрометеониздат, 1964. — 401 с.

7. Шметер С. М. Физика конвективных облаков. — Л.: Гидрометеониздат, 1972. — 232 с.

8. Asai T., Kasahara A. A theoretical study of the compensating motions associated with cumulus clouds. — J. Atmos. Sci., 1967, vol. 24, N 5, p. 487—496.

9. Takahashi T. Numerical simulation of warm cloud electricity. — J. Atmos. Sci., 1974, vol. 31, N 6, p. 2160—2181.

Н. С. Шишкин, Д. Д. Сталевич, Т. С. Учеваткина

К ВОПРОСУ О МЕТОДИКЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ГРАДОВЫЕ ОБЛАКА

Работы по воздействию на градовые облака с целью предотвращения градобитий проводятся в нашей стране и за рубежом более 20 лет. Тем не менее эта проблема настолько сложна, что до сих пор нельзя говорить о ее завершенности как в теоретическом, так и в экспериментальном плане.

Настоящая работа посвящена некоторым вопросам, связанным с методикой воздействия на градовые облака. Во многих работах в основу такого воздействия положена гипотеза о конкурентном росте ледяных частиц, высказанная Н. Десаном [3]. Заключается она в следующем: воздействие на градовое облако, в котором уже имеются естественные зародыши града, состоит в создании большого количества дополнительных искусственных зародышей града. В этом случае переохлажденная вода в облаке распределяется на большее количество ледяных зародышей и в конечном итоге благодаря этому градины становятся слишком малыми, чтобы причинить какой-либо ущерб, или они тают прежде, чем достигнут земли.

При введении в облако льдообразующего реагента создаются ледяные частички размером 10^{-6} см, т. е. на четыре порядка меньше размера естественных зародышей града. Искусственные зародыши града не смогут оказать влияние на рост естественных зародышей града до тех пор, пока их размеры не окажутся сопоставимыми (радиусы порядка 100 мкм).

Рост ледяного кристалла до размеров зародыша града может происходить в результате процессов сублимации и последующей коагуляции с облачными каплями. Другой механизм образования искусственных зародышей града возможен в облаке с большим количеством крупных облачных капель: искусственные зародыши града образуются при столкновении и последующем замерзании крупных облачных капель с ледяными частицами, выросшими на частицах реагента до размера 20 мкм и более.

Произведенная авторами [1] оценка времени образования искусственных зародышей града показала, что превращение частиц реагента в искусственные зародыши града за счет сублимации и коагуляции с мелкокапельной частью облачного спектра занимает довольно много времени (примерно 3—4 мин) в зависимости от скорости восходящего потока в облаке и температуры на уровне введения реагента. Низкая температура и большая скорость восходящего потока способствуют более быстрому процессу образования искусственных зародышей града, время образования которых за счет замерзания крупных облачных капель складывается из времени роста частиц реагента до размера 20 мкм и среднего времени столкновения 20-микронной ледяной частицы с крупными облачными каплями. При большой влажности в облаке в этом случае общее время образования искусственных зародышей града составляет 30 с независимо от концентрации реагента, вводимого в облако.

Таким образом, расчетами было показано, что все частицы реагента достигают размеров искусственных зародышей града за период от 30 с до 4 мин. За это время под действием турбулентной диффузии они распространяются в облаке, и к моменту начала их падения на разных удалениях от места введения реагента (точечный или линейный источник) создаются концентрации града, отличающиеся друг от друга на несколько порядков. Подтверждая гипотезу Десана, расчет показал [2], что существует определенное значение концентрации ледяных частиц $N_{\text{крит}}$, при которой в облаке начинается конкурирующий рост частиц града. Для определения $N_{\text{крит}}$ в расчетах роста ледяных частиц производилось сопоставление количества влаги, которое уносится растущими ледяными частицами из слоя ΔH , с запасом влаги в этом слое

$$\frac{4}{3} \pi \rho \sum_{H=H_1}^{H_2} N_{\text{крит}} (R_2^3 - R_1^3) = q_w \Delta H, \quad (1)$$

где q_w — влажность, г/см³; ΔH — толщина слоя, см; R_1 и R_2 — радиусы ледяных частиц соответственно на верхней и нижней границах слоя, см; H_1 и H_2 — соответственно высота верхней и нижней границы слоя.

Начиная с некоторого уровня, на котором выполняется равенство (1), т. е. при концентрации $N_{\text{крит}}$, последующий рост частиц в слоях с меньшей влажностью будет замедляться и частицы при выпадении из облака будут иметь меньшие размеры. Положение концентрации искусственных зародышей града $N_{\text{крит}}$ свидетельствует о размерах зон, где происходит конкурентный рост града.

В настоящей работе был проведен численный эксперимент по оценке размеров этих зон при введении реагента в облако с помощью различных типов ракет.

При проведении расчетов исходными данными являются следующие: в ракетах используется в качестве льдообразующего

реагента PbI_2 . Один грамм пиросмеси дает 10^{12} частиц при температуре -10°C . Введение реагента в облако в случае применения ракеты ПГИ-М принимается как мгновенный точечный источник с расходом 250 г (вес шашки активного дыма), в случае применения ракеты «Алазань» — как линейный источник с расходом 1020 г при длине трассы дымления $x=5$ км, в случае использования ракеты «Облако» — как линейный источник с расходом 5200 г при $x=8$ км. Высота введения реагента предполагается

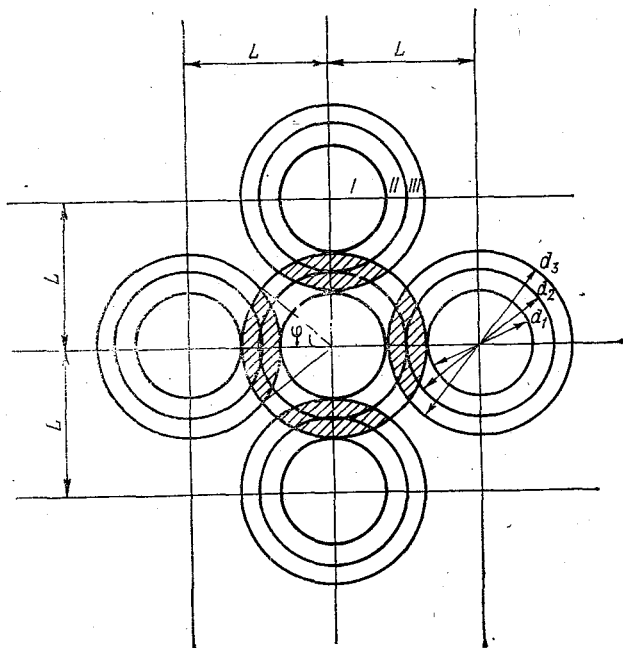


Рис. 1. Схема наложения первой (I), второй (II) и третьей (III) зон воздействия от нескольких точечных источников реагента.

равной $H_b=3,66$ км, температура на этом уровне $T_b=-10^\circ\text{C}$. Среднее значение скорости горизонтального переноса $w=10$ м/с, скорость восходящего потока $u=10$ м/с.

Для определения распространения частиц использовалось решение уравнения турбулентной диффузии примеси, полученное Сеттоном для случаев мгновенного точечного и линейного источников [4].

Расчеты показали, что за время, необходимое для роста частиц реагента до размеров, когда они становятся искусственными зародышами града, эти частицы распространяются таким образом, что их концентрация уменьшается на несколько порядков по

мере удаления от места введения реагента. В этих условиях рост на зародышах града происходит по-разному и эффект воздействия в связи с этим на различных удалениях в зоне воздействия не одинаков.

Можно выделить три зоны, отличающиеся качественно по эффекту воздействия: зона значительного положительного эффекта воздействия (первая зона); зона незначительного положительного эффекта воздействия (вторая зона); зона отрицательного эффекта воздействия (третья зона).

Первая зона от точечного источника реагента (ракета ПГИ-М) имеет форму круга с центром, находящимся под точкой воздей-

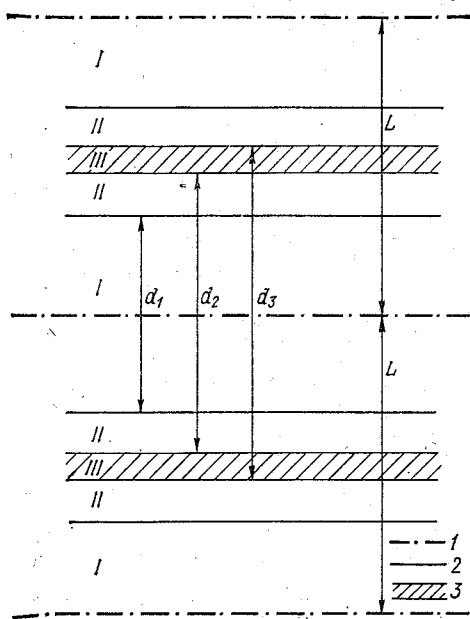


Рис. 2. Схема наложения первой (I), второй (II) и третьей (III) зон воздействия от нескольких линейных источников реагента.

I — линия воздействия, 2 — границы зон с различным эффектом воздействия, 3 — зона усиления эффекта воздействия от наложения зон.

ствия, вторая и третья зоны имеют форму концентрических колец, охватывающих первую зону (рис. 1). На внешней границе третьей зоны ни положительного, ни отрицательного эффекта от воздействия уже не наблюдается. Первая зона для случаев линейного источника реагента (ракеты «Алазань» и «Облако») представляется в виде полосы, расположенной по обе стороны от линии воздействия (вернее, ее проекции у земли). Вторая зона в виде полос располагается по обе стороны от первой, две полосы третьей зоны — по обе стороны от внешних границ второй зоны (рис. 2).

Рассмотрим более подробно процессы, происходящие в указанных зонах.

В первой зоне из-за большой концентрации частиц возникает эффект конкуренции. Этот эффект состоит в том, что начиная с определенного момента времени после начала воздействия рост искусственных и естественных ядер града происходит с меньшей скоростью, так как запаса облачной влаги на некотором уровне в облаке уже не хватает для независимого роста частиц. В результате ледяные частицы (как искусственные, так и естественные) вырастают до меньших размеров, чем в условиях без воздействия. Поскольку эффект конкуренции решающим образом зависит от концентрации частиц, самое большое его действие будет наблюдаться непосредственно под точкой или линией введения реагента, где концентрация его частиц наибольшая. По мере удаления от этой точки или линии концентрация уменьшается и соответственно уменьшается эффект конкуренции. Это уменьшение эффекта усугубляется еще и тем, что с увеличением расстояния от места введения реагента он начинает проявляться на более низких уровнях в облаке, т. е. на более поздней стадии роста града. За границу первой зоны принята окружность, на которой суммарная концентрация искусственных и естественных зародышей града составляет $N=10^4$ частиц/м³. При такой концентрации частиц на границе зоны внутри всей первой зоны обеспечивается уменьшение размера частиц града не менее чем в 10 раз по сравнению с размером частиц града вне зоны воздействия.

Во второй зоне эффект конкуренции проявляется значительно слабее. В середине зоны размер градин оказывается приблизительно в два раза меньше, чем вне зоны воздействия, что не может уже считаться значительным эффектом. С уменьшением концентрации частиц до некоторого критического значения $N_{\text{крит}}$ на верхней границе второй зоны эффект конкуренции полностью исчезает. Величина $N_{\text{крит}}$ зависит от целого ряда физических параметров облака и уровня введения реагента. В среднем она составляет около 10^1 — 10^2 частиц/м³, т. е. несколько превышает концентрацию естественных градин.

В третьей зоне концентрация частиц реагента невелика и запаса влаги в облаке на всех уровнях достаточно для независимого роста как естественных, так и искусственных частиц. И те и другие вырастают до размеров, которые соответствуют размеру градины вне зоны воздействия, однако их число будет больше за счет искусственных частиц и интенсивность града в этом случае возрастает. В этом и проявляется отрицательный эффект воздействия этой зоны.

Результаты расчета размеров зон представлены в табл. 1.

В таблице использованы следующие обозначения: d_1, d_2, d_3 — расстояние между внешними границами первой, второй и третьей зон соответственно; (d_2-d_1) — ширина кольца второй зоны для точечного источника или ширина двух полос для линейного источника; (d_3-d_2) — ширина кольца третьей зоны для точечного источника или ширина двух полос для линейного источника; S_1, S_2, S_3 — соответственно площадь первой, второй и третьей зон;

Таблица 1

Геометрические характеристики зон воздействия в зависимости от расхода реагента
и способа его введения в облако

Тип ракеты	Первая зона		Вторая зона		Третья зона		S км ²
	d_1 км	S_1 км ²	$(d_2 - d_1)$ км	S_2 км ²	$(d_3 - d_2)$ км	S_3 км ²	
ПГМ-М, точечный источник, $M=250$ г	1,87	2,74	1,26	4,93	0,31	1,60	9,27
„Алазань“, линейный источник, $M=200$ г/км	1,04	5,22	0,45	2,26	0,28	1,41	8,89
„Облако“, линейный источник, $M=650$ г/км	1,16	9,28	0,42	3,34	0,27	2,18	14,8

— суммарная площадь трех зон; M — расход реагента. Для ракеты «Алазань» $M = \frac{1020 \text{ (г)}}{5 \text{ км}} = 200 \text{ (г/км)}$, для ракеты «Облако» $M = \frac{5200 \text{ (г)}}{8 \text{ км}} = 650 \text{ г/км}$.

Проанализируем данные численного расчета, приведенные табл. 1. Использование ракет ПГИ-М и «Алазань», содержащих практически одно и то же количество реагента, приводит к образованию одинаковой площади зон воздействия $S \approx 9 \text{ км}^2$. Но размеры зон со значительным положительным эффектом воздействия S_1 в случае линейного источника в два раза больше, чем в случае точечного. Зона S_2 (с незначительным положительным эффектом), наоборот, больше у точечного источника. В связи этим можно сделать вывод о большей эффективности использования линейных источников по сравнению с точечным. Объясняется такой факт тем, что в случае использования линейного источника за одно и то же время в облаке создается более равномерное распределение частиц реагента.

Наряду с этим нужно отметить, что в случае точечного источника у центра зоны S_1 концентрация частиц искусственных аэрозолей града наибольшая, и благодаря этому здесь создаются условия, которые вызывают максимальное уменьшение размеров града как в самой зоне S_1 , так и по сравнению со случаем линейного источника с тем же расходом реагента.

Влияние расхода реагента на размеры зон можно выявить, равнявая случаи введения реагента в облако с помощью ракет «Алазань» и «Облако». Увеличение расхода реагента в три раза (от 200 до 650 г/км) приводит к изменению площади зоны воздействия в меньшей степени — всего лишь в полтора раза. Отсюда следует, что дальнейшее увеличение расхода реагента на 1 км массы, по-видимому, нецелесообразно.

Важным результатом настоящей работы является вывод о том, что зона с отрицательным эффектом воздействия, т. е. с усилением интенсивности градобития, имеет значительные размеры. Для ракет «Алазань» и «Облако» отношение S_3/S_1 составляет 5 %, для ракет ПГИ-М увеличивается до 60 %. Отсюда появляется необходимость разработки дополнительных мероприятий по повышению эффективности воздействия. Такие мероприятия могут быть основаны на введении реагента несколькими ракетами одновременно. При этом расстояние L между соседними точками или линиями введения следует выбирать так, чтобы максимально уменьшить площадь третьей зоны за счет наложения зон от соседних источников реагента (см. рис. 1 и 2).

Определение расстояния L для случая точечных источников производилось из следующих соображений. Принималось, что суммарная площадь четырех заштрихованных зон $S_{\text{доп}}$, в которых зачет увеличения концентрации достигается положительный эффект воздействия, равна площади третьей зоны. Как следует из рис. 1,

$$S_{\text{доп}} = 8 \left[\varphi \frac{d_3^2}{4} - \frac{L d_3}{4} \sin \varphi \right] = 2 \varphi d_3^2 \left(1 - \frac{L \sin \varphi}{d_3 \varphi} \right), \quad (1)$$

$$S_3 = -\frac{\pi d_3^2}{4} \left(1 - \frac{d_2^2}{d_3^2} \right). \quad (2)$$

Из условия $S_{\text{доп}} = S_3$ получим

$$\frac{\pi}{4} \left(1 - \frac{d_2^2}{d_3^2} \right) = 2 \varphi \left(1 - \frac{L}{d_3} \frac{\sin \varphi}{\varphi} \right). \quad (3)$$

Отсюда

$$L = d_3 \frac{\varphi}{\sin \varphi} \left[1 - \frac{\pi}{8 \varphi} \left(1 - \frac{d_2^2}{d_3^2} \right) \right], \quad (4)$$

где $\varphi = \arccos \frac{L}{d_3}$.

Из рис. 2 несложно оценить расстояние между линиями воздействия, при котором будет происходить наложение третьей зоны воздействия от соседних источников. В этом случае $L = d$. Результаты расчета величины L для ракет разного типа приведены ниже:

Тип ракеты	ПГИ-М	„Алазань“	„Облако“
L км	2,3	1,5	1,6

Расчетные значения величины L могут быть использованы в практике активных воздействий на градовые облака с целью уменьшения возможного отрицательного эффекта воздействия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. К вопросу об образовании искусственных зародышей града. — Труды ГГО, 1982, вып. 457, с. 30—42.
2. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. Конкурентный рост части осадков при воздействии льдообразующими реагентами на градовые облака. Труды ГГО, 1982, вып. 457, с. 43—51.
3. Dessens H. La grêle et sa prévention. — Association d'études des moyens de lutte contre les flueaux atmospheriques, 1965, N 13, p. 15—20.
4. Sutton O. Y. Micrometeorology. — New York, Toronto, London, 1953. 333 p.

К ТЕОРЕТИЧЕСКОМУ ОБОСНОВАНИЮ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА КОНВЕКТИВНЫЕ ОБЛАКА ПУТЕМ ВВЕДЕНИЯ ЛЬДООБРАЗУЮЩЕГО АЭРОЗОЛЬНОГО РЕАГЕНТА В ПОДОБЛАЧНЫЙ СЛОЙ

Введение

Введение льдообразующего реагента в подоблачный слой разнотого конвективного облака с целью вызывания осадков имеет ряд преимуществ по сравнению с введением реагента непосредственно в верхнюю переохлажденную часть облака [7].

Эти преимущества состоят в следующем. Работы по вызыванию осадков можно проводить с помощью легкомоторных самолетов, а которых установлены аэрозольные генераторы кристаллизующих реагентов. Эксплуатационные расходы при этом существенно уменьшаются по сравнению с применением специально оборудованных для активных воздействий на облака самолетов, способных подниматься на высоту верхней границы мощных кучевых облаков.

Легкомоторные самолеты типа Ан-2 смогут совмещать функции лесопатрулирования с тушением обнаруженных лесных пожаров, что повысит оперативность тушения пожаров и увеличит экономический эффект.

Такие самолеты широко используются в сельскохозяйственных нуждах, и их привлечение для искусственного вызывания осадков может дать прямой народнохозяйственный эффект, повысив коэффициент полезного использования.

Практическая реализация способа вызывания осадков путем введения реагентов в подоблачный слой мощного кучевого облака предполагает обоснование того, что количество реагента, необходимое для инициирования процесса искусственного осадкообразования, через определенное время достигнет верхней части облака с температурой ниже пороговой температуры льдообразующего действия реагента.

Для теоретического расчета распространения аэрозольного реагента из подоблачного слоя в зону проявления его активности нами была сформулирована диффузионная задача для численного моделирования пространственно-временного изменения концентрации частиц реагента в облаке и околооблачной среде.

В данной статье дан общий анализ результатов численного моделирования распространения аэрозольного реагента в облаке, введенного в подоблачный слой.

Постановка задачи

1. Распространение частиц аэрозольного реагента описывается уравнением турбулентной диффузии с компонентами скорости направленного воздушного потока и коэффициентов турбулентной диффузии, зависящих от координат и времени. Значения компонентов скорости и коэффициента диффузии полагаются равными их значениям при естественном развитии облака.

Пространственное изменение со временем концентрации реагента описывается в системе координат, жестко связанной с облаком: ось Oz направлена вертикально вверх, ось Ox совпадает с направлением геострофического ветра (облако находится выше пограничного слоя атмосферы), ось Oy — перпендикулярно первым двум.

Уравнение турбулентной диффузии относительно выбранной координатной системы запишем в обычном виде

$$\begin{aligned} \frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + w \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K_x \frac{\partial q}{\partial x} \right] + \\ + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_y \frac{\partial q}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z \frac{\partial q}{\partial z} \right] - \lambda q, \end{aligned} \quad (1)$$

где $q(x, y, z, t)$ — средняя концентрация частиц реагента; u, v, w — компоненты скорости воздушного потока; K_x, K_y, K_z — диагональные компоненты тензора коэффициента турбулентной диффузии; λ — коэффициент вымывания реагента в облаке.

Начальное и граничное условия имеют вид

$$\text{при } t=0 \begin{cases} q = q_0 & \text{в области введения реагента } \omega, \\ q = 0 & \text{вне области } \omega; \end{cases}$$

$$q=0 \begin{cases} \text{на поверхности земли (полное поглощение),} \\ \text{при } x, y, z \rightarrow \infty, \text{ при } x, y \rightarrow -\infty. \end{cases}$$

2. Поля скорости воздушного потока и коэффициента турбулентной диффузии задавались на основании данных наблюдений в облаке и околооблачном пространстве, которые приведены, например, в [1, 3, 6]. Пространство распространения реагента подразделялось на четыре области с характерными для них распределениями скорости и коэффициента диффузии: пограничный слой атмосферы, область конвекции под облаком, область конвекции внутри облака, область, окружающая облако с боковых сторон.

3. В области конвекции под облаком считалось, что восходящие потоки занимают 0,24 общей площади (центральная часть), нисходящие потоки — в остальной части горизонтального сечения этой области.

4. В области конвекции внутри облака изменение вертикаль-

ой скорости с высотой на оси облака задавалось, как в работе [5]:

$$\begin{aligned} w(z, t) &= w_{\max}(t) \frac{z}{z_m}, & 0 \leq z \leq z_m; \\ w(z, t) &= w_{\max}(t) \left[1 - \frac{z - z_m}{H - z_m} \right], & z_m \leq z \leq H, \end{aligned} \quad (2)$$

где z отсчитывается от основания облака, $w_{\max}(t)$ — наибольшая скорость, которая достигается на высоте z_m , равной $1/2 - 2/3$ мощности облака H на данной стадии его развития.

Зависимость $w_{\max}(t)$ от времени носит пульсационный характер [6]. Считалось, что период развития облака включает три пульсации; длительность каждой пульсации составляет 15 мин, интервалы между ними — 5 мин. Тогда $w_{\max}(t)$ как функцию t можно задать в виде парабол:

$$w_{\max}(t) = \begin{cases} w_{\max}^I - \frac{(t - 7,5)^2}{2P_I}, & 0 \leq t \leq 15; \\ w_{\max}^{II} - \frac{(t - 27,5)^2}{2P_{II}}, & 20 \leq t \leq 35; \\ w_{\max}^{III} - \frac{(t - 47,5)^2}{2P_{III}}, & 40 \leq t \leq 55; \\ 0, & 15 \leq t < 20, \quad 35 \leq t < 40. \end{cases} \quad (3)$$

Параметр P_m устанавливается из соотношения

$$w_{\max}^m - \frac{7,5^2}{2P_m} = 0, \quad m = I, II, III. \quad (4)$$

Полагаем, что 0,7 общей площади горизонтального сечения облака пронизывают восходящие потоки, а 0,3 — нисходящие. Восходящие потоки отнесены к центральной части облака, нисходящие — к боковой.

5. Скорость нисходящего потока с боковых сторон облака w_n в каждом горизонтальном слое связана с восходящей скоростью w_v и нисходящей скоростью w_n внутри облака соотношением

$$0,7S w_v(z, t) = 0,3S w_n(z, t) + S' w_n'(z, t), \quad (5)$$

где S — площадь сечения облака, S' — площадь с нисходящими потоками вне облака, $w_v(z, t) = 1/2 w(z, t)$. Из (2) и (3) следует связь средней по высоте и времени скорости восходящего движения w и $w_{\max}^m$ для данной пульсации.

6. В области изменения вертикальной скорости с высотой горизонтальные составляющие скорости u , v находились с помощью уравнения неразрывности

$$\frac{\partial w}{\partial z} + \frac{1}{r} \frac{\partial (v_r r)}{\partial r} = 0, \quad (6)$$

где r — расстояние от оси облака, v_r — радиальная составляющая скорости воздуха.

7. Трехмерное нестационарное уравнение (1) решалось численно методом покомпонентного расщепления [2]. По каждой пространственной переменной область решения подразделялась на 20 шагов. Выбор шага зависел от мощности облака. Шаг по времени составлял 9 с, а результаты решения выводились через 5, 10 и 15 мин.

Соответствующую уравнению (1) разностную схему запишем в дробных шагах

$$\begin{aligned} \left(E + \frac{\tau}{2} \Lambda_\alpha^n\right) y^{n+\frac{\alpha}{3}-1} &= \left(E - \frac{\tau}{2} \Lambda_\alpha^n\right) y^{n+\frac{\alpha-1}{3}-1}, \quad \alpha = 1, 2, 3; \\ \left(E + \frac{\tau}{2} \Lambda_\alpha^n\right) y^{n+1-\frac{\alpha-1}{3}} &= \left(E - \frac{\tau}{2} \Lambda_\alpha^n\right) y^{n+1-\frac{\alpha}{3}}, \quad \alpha = 3, 2, 1. \end{aligned} \quad (7)$$

Здесь Λ_α^n — конечно-разностный вид оператора

$$u_\alpha \frac{\partial}{\partial x_\alpha} - \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \left[K_\alpha \frac{\partial}{\partial x_\alpha} \right] - \frac{\lambda}{3}, \quad \alpha = 1, 2, 3.$$

Вид Λ_α , удовлетворяющий физическим и математическим требованиям задачи, был найден по методике, которая изложена в [4]:

$$\begin{aligned} \Lambda y_i &= -\frac{1}{1+R_i} \frac{1}{h} \left[K_i \frac{y_{i+1}-y_i}{h} - K_{i-1} \frac{y_i-y_{i-1}}{h} \right] + \\ &+ \frac{1}{4} \left[\frac{u_i-|u_i|}{K_i} + \frac{u_{i-1}-|u_{i-1}|}{K_{i-1}} \right] K_i \frac{y_{i+1}-y_i}{h} + \\ &+ \frac{1}{4} \left[\frac{u_i+|u_i|}{K_i} + \frac{u_{i-1}+|u_{i-1}|}{K_{i-1}} \right] K_{i-1} \frac{y_i-y_{i-1}}{h} + \\ &+ \frac{1}{2} \left[\frac{\lambda_i}{3} + \frac{\lambda_{i-1}}{3} \right] y_i, \quad R_i = \frac{|u_i|h}{2K_i}. \end{aligned} \quad (8)$$

Для доказательства устойчивости разностной схемы (7) перепишем ее с учетом (8) для каждого дробного шага в виде

$$\begin{aligned} A_i y_{i-1}^{v+\frac{1}{3}} - C_i y_i^{v+\frac{1}{3}} + B_i y_{i+1}^{v+\frac{1}{3}} &= -F_i; \\ A_i &= \frac{1}{1+R_i} \frac{K_{i-1}}{h^2} \frac{\tau}{2} + \frac{K_{i-1}\tau}{8h} \left(\frac{u_i+|u_i|}{K_i} + \frac{u_{i-1}+|u_{i-1}|}{K_{i-1}} \right); \\ B_i &= \frac{1}{1+R_i} \frac{K_i}{h^2} \frac{\tau}{2} - \frac{K_i\tau}{8h} \left(\frac{u_i-|u_i|}{K_i} + \frac{u_{i-1}-|u_{i-1}|}{K_{i-1}} \right); \\ C_i &= 1 + \frac{1}{2} \left(\frac{\lambda_i}{3} + \frac{\lambda_{i-1}}{3} \right) + A_i + B_i; \\ F_i &= -A_i y_{i-1}^v + (C_i - 2) y_i^v - B_i y_{i+1}^v; \\ v &= n-1, \quad n - \frac{2}{3}, \quad n - \frac{1}{3}, \quad n, \quad n + \frac{1}{3}, \end{aligned}$$

$$n + \frac{2}{3}; \quad i = 1, \dots, N-1. \quad (9)$$

Поскольку $A_i > 0$, $B_i > 0$, $D_i = C_i - A_i - B_i > 0$, то на основании принципа максимума [4] можно получить такую оценку

$$\left\| y^{v+\frac{1}{3}} \right\|_C \leq \left\| \frac{F}{D} \right\|_C, \quad \left\| y^{v+\frac{1}{3}} \right\|_C = \max_{i=0, \dots, N} \left| y_i^{v+\frac{1}{3}} \right|. \quad (10)$$

Три значения величин K_i , u_i , λ , характерных для мощных купевых облаков ($K_i < 1000 \text{ м}^2/\text{с}$, $u_i \leq 20 \text{ м/с}$, $\lambda < 10^{-3} \text{ с}^{-1}$), получаем

$$\left\| y^{v+\frac{1}{3}} \right\|_C \leq \|y^v\|_C, \quad \|y^{n+1}\|_C \leq \|y^n\|_C, \quad (11)$$

т. е. разностная схема устойчива.

Результаты расчетов

Опишем распределение вертикальных скоростей воздушного потока и коэффициента турбулентной диффузии для четырех выделенных областей.

Пограничный слой атмосферы. Горизонтальные составляющие скорости ветра рассчитывались по модели Тейлора для пограничного слоя атмосферы [3] при скорости геострофического ветра 10 м/с , $K_z = 15 \text{ м}^2/\text{с}$, полном повороте ветра на угол 35° , $K_x = 100\text{--}150 \text{ м}^2/\text{с}$, $K_y = 75 \text{ м}^2/\text{с}$.

Область конвекции под облаком. Вертикальная скорость движения изменялась в пределах $2\text{--}4 \text{ м/с}$, $K_x = 120\text{--}270 \text{ м}^2/\text{с}$, $K_y = 120\text{--}135 \text{ м}^2/\text{с}$, $K_z = 45\text{--}120 \text{ м}^2/\text{с}$.

Область, окружающая облако. Нисходящее компенсирующее движение в соответствии с формулой (5). $K_x = 120 \text{ м}^2/\text{с}$, $K_y = 60 \text{ м}^2/\text{с}$, $K_z = 20\text{--}30 \text{ м}^2/\text{с}$.

Область внутри облака. Восходящее движение со скоростью w_v . Величины $w_{\max}^m$ из (3) задавались. Компенсирующее нисходящее движение с учетом соотношения (5). $K_x = 250\text{--}500 \text{ м}^2/\text{с}$, $K_y = 200\text{--}500 \text{ м}^2/\text{с}$, $K_z = 100\text{--}500 \text{ м}^2/\text{с}$.

Реагент в форме мгновенного линейного источника в начальный момент времени вводился в направлении оси Ox на высоте ниже одного пространственного шага по оси Oz от основания облака. Протяженность источника с числом активных частиц реагента 10^{12} на 1 м его длины равнялась 2000 м .

Расчеты пространственно-временного изменения концентрации частиц реагента для облаков различной мощности были проведены при варьировании временного интервала вертикальной пульсационной скорости воздушного потока и компонент коэффициента диффузии. Примеры отдельных расчетов представлены на рис. 1 и 2 в виде изолиний q для моментов времени 5, 10 и 15 мин.

Анализ результатов численного моделирования распространения аэрозольного реагента в облаке при введении его в подоблачный слой позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Главную роль в вертикальном распространении реагента, как и следовало ожидать, играет вертикальная скорость. При $w \geq 4$ м/с через 15 мин после введения реагента уровень $q = 10$ л⁻¹ достигает высоты 6000 м, а уровень $q = 1$ л⁻¹ превосходит высоту 7000 м (рис. 1). Для облаков меньшей мощности эти концентрации реагента формируются в верхней части облака за еще меньшее время (рис. 2).

Заметим, что необходимая для искусственного вызывания осадков концентрация ледяных частиц обычно считается равной 1—10 л⁻¹, например [8]. Однако с точки зрения известных механизмов гетерогенной нуклеации, нет основания автоматически отождествлять с ледяными кристаллами частицы реагента, которые

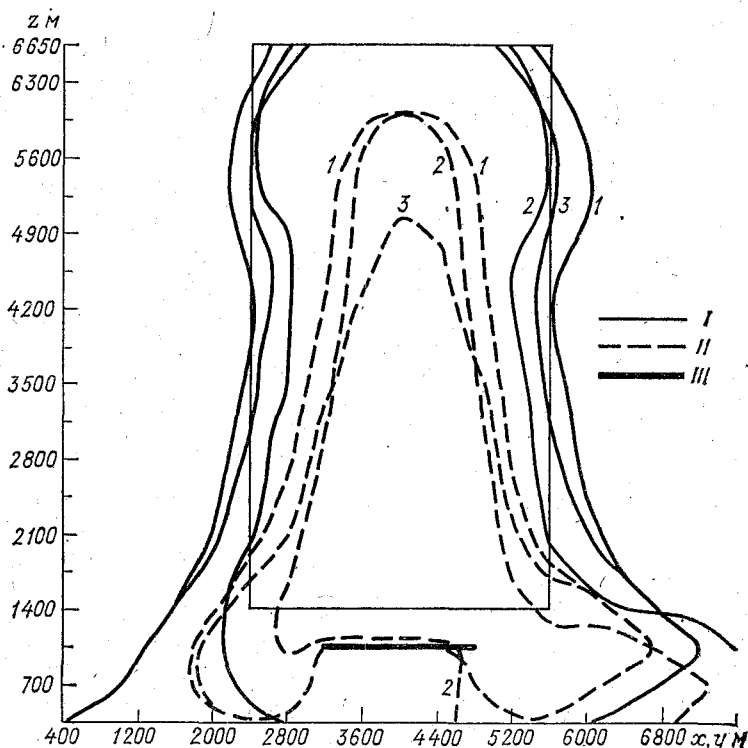


Рис. 1. Пространственное расположение изолиний концентрации частиц реагента q в среднем сечении облака через 15 мин после введения реагента при $\bar{w} = 4,1$ м/с, $K_x = 400$ м²/с, $K_y = 200$ м²/с.

I — $q = 1$ л⁻¹, II — $q = 10$ л⁻¹, III — локализация источника в начальный момент времени; I — плоскость Oxz , 2 — плоскость Oyz , 3 — плоскость Oxz с $\lambda = 10^{-3}$ с⁻¹.

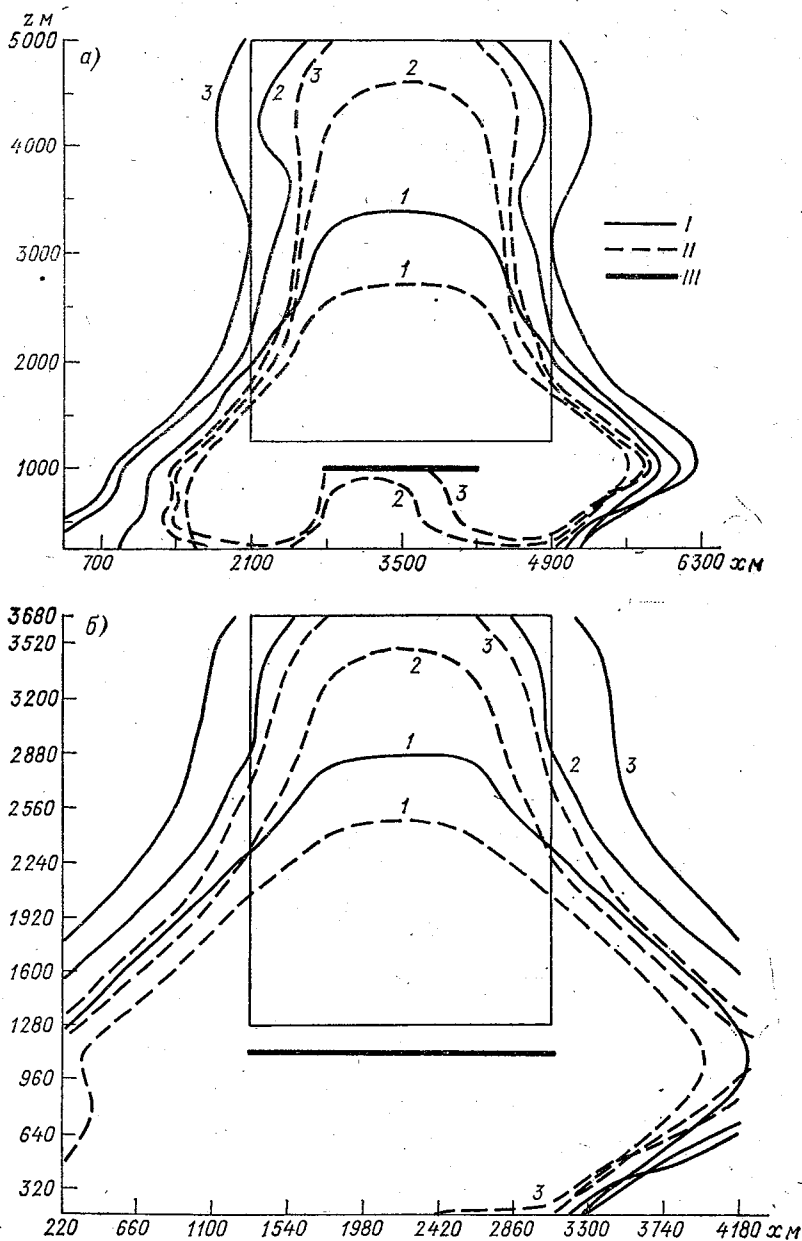


Рис. 2. Изменение по времени расположения изолиний концентрации частиц реагента q в среднем сечении облака (плоскость Oxz).
 а — мощность облака 4000 м, $\bar{w}=2,8$ м/с, $K_x=500$ м²/с; б — мощность облака 2500 м, $\bar{w}=0,67$ м/с, $K_x=175$ м²/с. I, II, III — см. рис. 1; 1 — 5 мин, 2 — 10 мин, 3 — 15 мин.

достигли высоты с температурой ниже пороговой температуры активности данного реагента.

2. Из рис. 3 видно, что нет однозначной зависимости между интенсивностью вертикального распространения реагента и средней скоростью $\bar{\omega}$. Это означает, что для попадания реагента в верхнюю часть облака важно не только само значение $\bar{\omega}$, но и то, как 15-минутный интервал распространения реагента соотносится с пульсационным изменением скорости (2) — (3).

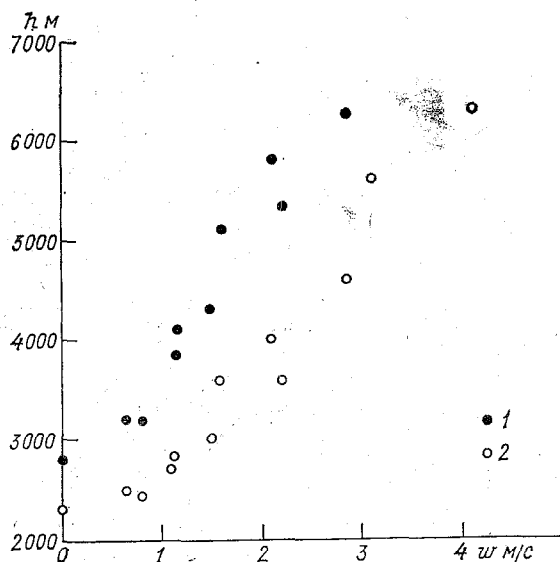


Рис. 3. Зависимость высоты h , до которой в течение 15 мин распространения реагента доходят изолинии концентрации $q=1$ л⁻¹ (1) и $q=10$ л⁻¹ (2), от средней (усредненной за 15 мин) вертикальной скорости $\bar{\omega}$.

При меньшей мощности облака область максимальных скоростей в облаке находится ближе к источнику реагента, что благоприятствует его вертикальному распространению.

3. Выбор значений коэффициентов диффузии во всех областях в указанных выше пределах не оказывает существенного влияния на высоту изолиний с $q=1$ и 10 л⁻¹. Вместе с тем только за счет диффузии изолинии $q=1$ л⁻¹ и $q=10$ л⁻¹ через 15 мин достигают соответственно высот 2300 и 2800 м. Увеличение интенсивности турбулентного перемешивания в облаке приводит к расширению области с $q>1$ л⁻¹ и $q>10$ л⁻¹.

4. Роль поглощения в процессе распространения реагента с коэффициентом вымывания $\lambda=10^{-3}$ с⁻¹ при условии наиболее интенсивного турбулентного перемешивания и $\bar{\omega}=4,1$ м/с ($\omega_{\max}^m =$

$=25$ м/с) приблизительно на 1000 м понижает изолинию с $q=$
 $=10$ л⁻¹, не оказывая влияния на положение изолинии $q=1$ л⁻¹.

5. Изолинии концентрации частиц реагента в плоскости *Oyz*, перпендикулярной к расположению линии источника, несколько сужены по сравнению с их расположением в плоскости *Oxz*, в которой расположен мгновенный линейный источник (см. рис. 1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мазин И. П., Шметер С. М. О деформации полей метеорологических элементов в зоне кучевого облака. — В кн.: Вопросы физики облаков. Л.: Гидрометеиздат, 1978, с. 135—156.
2. Марчук Г. И. Методы вычислительной математики. — М.: Наука, 1977. — 454 с.
3. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1964. — 876 с.
4. Самарский А. А. Теория разностных схем. — М.: Наука, 1977. — 654 с.
5. Сулаквелидзе Г. К., Глушкова Н. И., Федченко Л. М. Прогноз града, гроз и ливневых осадков. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 187 с.
6. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. — Л.: Гидрометеиздат, 1964. — 401 с.
7. Шишкин Н. С., Кудашкин Г. Д. Результаты работ и перспективы дальнейших исследований по вызыванию локальных осадков с целью тушения лесных пожаров. — В кн.: Тезисы докладов на Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям на них. Обнинск, 1979, с. 56—58.
8. Dispersion of cloud seeding reagents. Weather Modification Programme, World Meteorological Organisation, Rep. N 14. Geneva, 1980. 19 p.

В. В. Клинго, Г. Д. Кудашкин, Б. Ш. Файзуллин

РАСПРОСТРАНЕНИЕ АЭРОЗОЛЬНОГО РЕАГЕНТА В КОНВЕКТИВНОМ ОБЛАКЕ ОТ ВЕРТИКАЛЬНО ОРИЕНТИРОВАННОГО ИСТОЧНИКА

Одним из видов технических средств, применяемых в настоящее время для введения льдообразующего реагента в облака при активных воздействиях на них, являются пиропатроны различных калибров. При непосредственном введении пиропатронов в переохлажденную область облака со специально оборудованных самолетов образуются трассы активного дыма. Характеристики пиропатронов разных калибров приведены в обзоре [3]. Длины трасс активного дыма в зависимости от типа пиропатронов достигают нескольких километров, а выход частиц реагента на метр трассы составляет 10^{11} — 10^{12} частиц/м.

В данной статье изложены результаты расчетов изменения по времени пространственного распределения концентрации частиц реагента от источника, созданного в средней части конвективного

облака различной мощности. Для определенности источник имел строго вертикальную ориентацию.

Расчет концентрации частиц реагента был выполнен в модельном представлении, что облако и околочлачное пространство выступают как среды, наделенные определенными параметрами переноса реагента, который считается легкой примесью. Этими параметрами являются: пространственно-временное (пульсационное) распределение скорости воздушного потока, коэффициенты турбулентной диффузии и коэффициент вымывания реагента облачной средой. Последние два параметра постоянны по времени. Все перечисленные величины взяты из данных наблюдений, дополненных некоторыми общими теоретическими соображениями.

Таким образом, решается чисто диффузионная задача распространения частиц реагента без учета особенностей протекания облачных процессов. Краткое изложение принципов расчета как с точки зрения физической постановки диффузионной задачи, так и метода численного решения трехмерного нестационарного уравнения турбулентной диффузии дано в [2].

Вычисления проведены для облаков, мощность H которых равна 2500, 4000 и 5600 м, с высотой их нижнего основания приблизительно на уровне 1200 м. В соответствии с [3] в расчетах было принято, что длина трассы активного дыма — около 2000 м, а выход частиц Q_1 на метр трассы равен $0,2 \cdot 10^{12}$ частиц/м.

Заметим, что конфигурация изолиний заданного уровня концентрации частиц реагента очень слабо зависит от Q_1 (как квадратный корень из логарифма, например, [1]), поэтому изменение Q_1 даже на порядок не скажется заметно на найденных закономерностях.

Распространение реагента проходило в период одной 15-минутной пульсации вертикальной скорости $w(z, t)$

$$w(z, t) = w_{\max}(t) \frac{z}{\frac{2}{3}H}, \quad 0 \leq z \leq \frac{2}{3}H;$$

$$w(z, t) = w_{\max}(t) \left(1 - \frac{z - \frac{2}{3}H}{\frac{1}{3}H} \right), \quad \frac{2}{3}H \leq z \leq H, \quad (1)$$

где z — высота от основания облака, $w_{\max}(t)$ — наибольшая скорость в облаке, которая достигается на высоте $z = \frac{2}{3}H$,

$$w_{\max}(t) = w_{\max}^m \left[1 - \frac{(t - 7,5)^2}{7,5^2} \right]. \quad (2)$$

Значения $w_{\max}^m$ были взяты 9, 17 и 25 м/с соответственно для мощности облака 2500, 4000 и 5600 м.

Средняя за 15 мин по высоте и времени скорость $\bar{w}$ из выражений (1) и (2) равняется $\frac{1}{6} w_{\max}^m$.

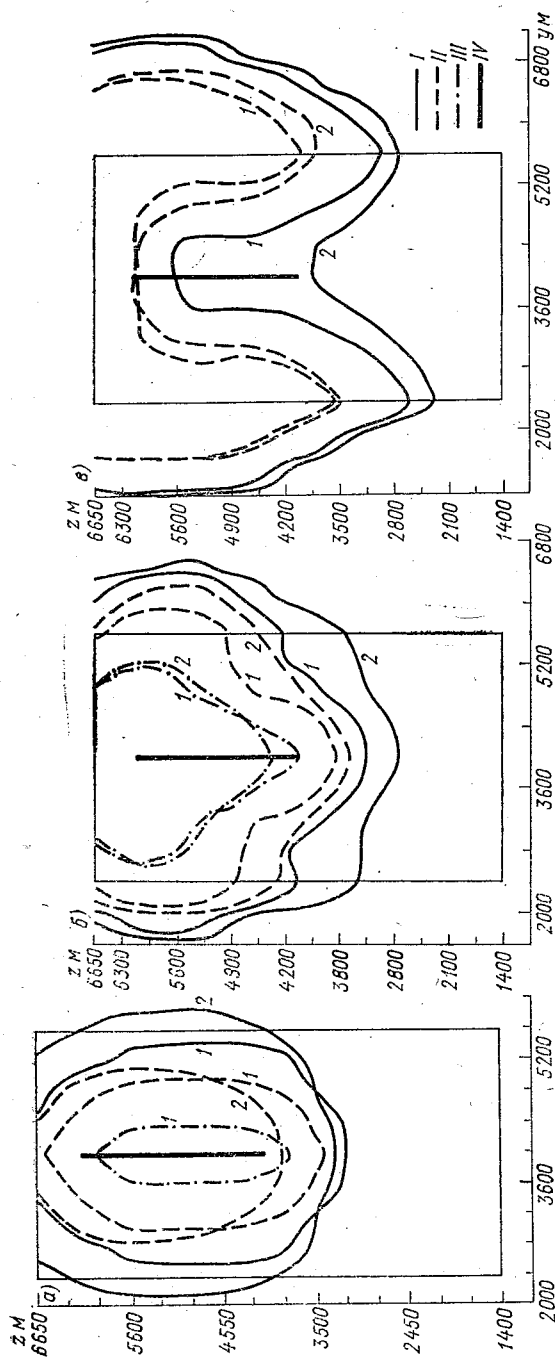


Рис. 1. Пространственно-временное расположение изолиний концентрации частиц реагента q в среднем сечении облака (плоскость Oyz) мощностью 5600 м при различных значениях средней вертикальной скорости $\bar{w}$ и коэффициента турбулентной диффузии K_y .

I) $q = 1 \text{ л}^{-1}$, II) $q = 10 \text{ л}^{-1}$, III) $q = 100 \text{ л}^{-1}$, IV) источник в начальный момент времени; а) $\bar{w} = 0,67 \text{ м/с}$, $K_y = 200 \text{ м}^2/\text{с}$; 1 — 5 мин, 2 — 15 мин; б) $\bar{w} = 4,1 \text{ м/с}$, 1 — $K_y = 200 \text{ м}^2/\text{с}$ для 5 мин, 2 — $K_y = 500 \text{ м}^2/\text{с}$ для 5 мин; в) $\bar{w} = 4,1 \text{ м/с}$, 1 — $K_y = 200 \text{ м}^2/\text{с}$ для 15 мин, 2 — $K_y = 500 \text{ м}^2/\text{с}$ для 15 мин.

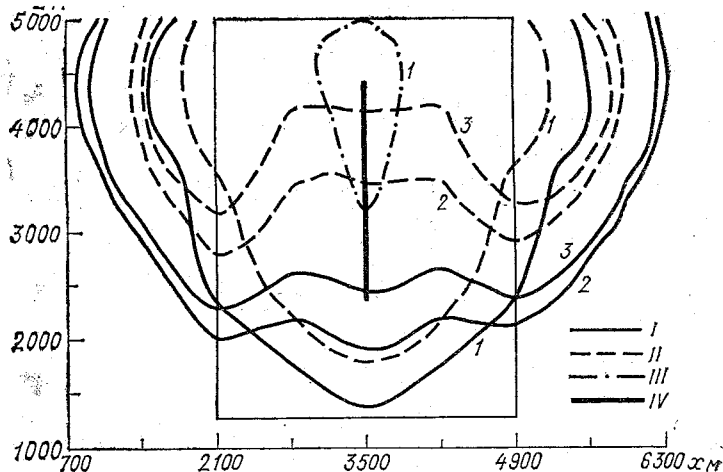


Рис. 2. Изменение по времени расположения изолиний концентрации частиц реагента q в среднем сечении облака (плоскость Oxz) мощностью 4000 м при средней скорости вертикального движения 2,8 м/с и $K_x = 250 \text{ м}^2/\text{с}$.

1) 5 мин, 2) 15 мин, 3) 15 мин с учетом поглощения реагента с $\lambda = 10^{-3} \text{ с}^{-1}$.

I—IV — см. рис. 1.

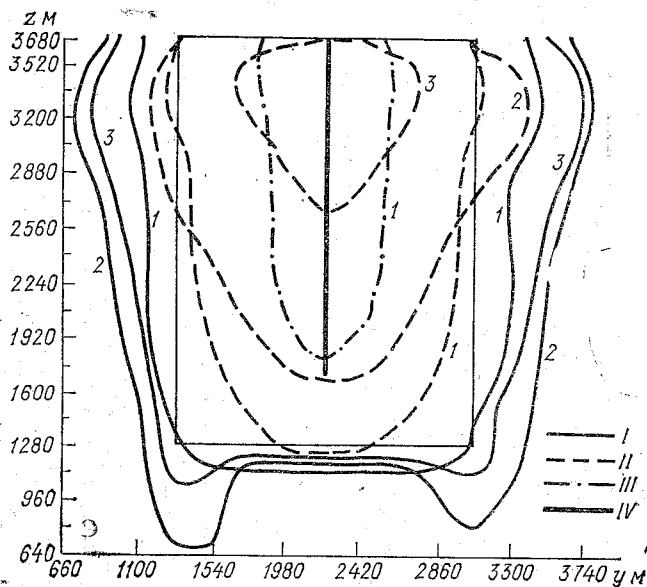


Рис. 3. Изменение по времени расположения изолиний концентрации частиц реагента q в среднем сечении облака (плоскость Oyz) мощностью 2500 м при средней скорости вертикального движения 1,5 м/с и $K_y = 175 \text{ м}^2/\text{с}$.

1) 5 мин, 2) 15 мин с учетом поглощения реагента с $\lambda = 10^{-3} \text{ с}^{-1}$.

I—IV — см. рис. 1.

Примеры расчетов в виде изменения по времени пространственного расположения изолиний концентрации частиц реагента q иллюстрируются на рис. 1—3.

На основании данных примеров и проведенных расчетов сделаем выводы о распространении реагента от вертикального источника, введенного в среднюю часть облака.

1. Распространение реагента в течение первых 5 мин с момента его введения создает в значительной части верхней области облака мощностью до 5600 м концентрации $q \geq 1 \text{ л}^{-1}$. С уменьшением мощности облака уровень q повышается до 10 л^{-1} для $H=4000$ м и до 100 л^{-1} для $H=2500$ м (рис. 1—3).

2. По мере развития вертикальной скорости область больших концентраций реагента смещается вверх и со временем начинает уменьшаться. Увеличение интенсивности турбулентного перемешивания препятствует этому уменьшению (рис. 1 б, в). Если вертикальная скорость достаточно мала, то расширение областей с $q \geq 1$ и 10 л^{-1} продолжается в течение всей 15-минутной пульсации (рис. 1 а).

3. Влияние поглощения реагента при $\lambda=10^{-3} \text{ с}^{-1}$ на величину области с заданным уровнем концентрации q возрастает при увеличении самого значения q (рис. 2 и 3).

Следовательно, рассмотренный источник уже через несколько минут способен создавать в значительной части даже наиболее мощного конвективного облака концентрацию частиц реагента, большую $1-10 \text{ л}^{-1}$. Такая концентрация ледяных кристаллов считается, например [4], необходимой для инициирования осадков.

Для определения того, какое количество ледяных частиц образуется при заданной концентрации q в данных облачных условиях, требуется специальное исследование. Однако следует подчеркнуть, что реагент вводится непосредственно в область с температурой ниже пороговой температуры его активности, т. е. в свете известных механизмов гетерогенной нуклеации в условия наиболее благоприятные для проявления льдообразующей активности реагента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Клинго В. В., Кудашкин Г. Д. К определению закономерностей распространения частиц льдообразующего реагента в облаках на основе диффузионной модели Сеттона. — Труды ГГО, 1979, вып. 405, с. 41—50.

2. Клинго В. В., Кудашкин Г. Д., Файзуллин Б. Ш. К теоретическому обоснованию воздействия на конвективные облака путем введения льдообразующего аэрозольного реагента в подоблачный слой. — См. Настоящий сборник.

3. Плауде Н. О., Соловьев А. Д. Льдообразующие аэрозоли для воздействия на облака. — Обзорная информация, вып. 5, Обнинск, 1979.

4. Dispersion of cloud seeding reagents. Weather Modification Programme. World Meteorological Organisation. Rep. N 14. Geneva, 1980. 29 p.

**КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ЧИСЛА
ОБРАЗОВАВШИХСЯ ЛЕДЯНЫХ ЧАСТИЦ
ВОКРУГ ЗАМЕРЗАЮЩИХ КАПЕЛЬ
ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ НА КУЧЕВЫЕ ОБЛАКА
АЭРОЗОЛЬНЫМИ РЕАГЕНТАМИ**

Введение

В свете общего понимания процесса образования ледяных кристаллов при введении частиц льдообразующего реагента в переохлажденную облачную среду представляет интерес механизм льдообразования, описанный в работах [12—14].

Этот механизм состоит в следующем. Соударение частиц реагента с переохлажденными облачными каплями приводит к их замерзанию. В течение всего периода кристаллизации капли, температура которой выше температуры окружающей ее воздушной среды, представляет собой источник как тепла, так и водяного пара. Поскольку коэффициент молекулярной диффузии водяного пара больше коэффициента температуропроводности, вокруг замерзающей капли формируется поле водяного пара с концентрацией, которая значительно выше концентрации насыщенного водяного пара над водой. Попавший в область достаточно высокого уровня пересыщения аэрозольный реагент образует ледяные кристаллы.

Таким образом, замерзание одной капли в свою очередь стимулирует образование ледяных кристаллов в ее окрестности.

Как будет показано ниже, учет дополнительного количества кристаллов формально сводится к вычислению множителя в выражении для числа кристаллов, возникающих в результате столкновений частиц реагента с облачными каплями (механизм контактной нуклеации).

Целью данной статьи является нахождение количественного значения упомянутого множителя для спектров по размерам облачных капель, характерных для кучево-дождевых и мощных кучевых облаков.

Формулы для расчетов

В этом разделе будут приведены необходимые для расчетов формулы.

Начнем с формулы для пересыщения водяного пара над водой S_w как функции расстояния от центра капли r и момента времени t . Ранее нами методом функции Грина был найден точный аналитический вид решения нестационарных задач об изменении температуры $T(r, t)$ и плотности водяного пара $q(r, t)$ в окрест-

ости замерзающей капли. На основании этих решений выражение для пересыщения $S_w(r, t)$ в пространственно-временной точке r, t как отношение плотности водяного пара к плотности насыщенного пара при температуре T имеет вид

$$S_w(r, t) = \frac{q(r, t)}{q_n(T(r, t))}, \quad (1)$$

де

$$\begin{aligned} T(r, t) = & -\frac{R}{r} \frac{T_\infty - T_\infty \left\{ \sqrt{\frac{kt}{\pi}} \frac{1}{R} \left[\exp\left(-\frac{R^2}{kt}\right) - 1 \right] + \Phi\left(\frac{2R}{\sqrt{2kt}}\right) \right\}}{\sqrt{\frac{kt}{\pi}} \left[1 - \exp\left(-\frac{r^2}{kt}\right) \right] + 2R \left[\frac{1}{2} - \Phi\left(\frac{2R}{\sqrt{2kt}}\right) \right]} \times \\ & \times \left\{ \sqrt{\frac{kt}{\pi}} \left[\exp\left\{-\frac{(-R+r)^2}{4kt}\right\} - \exp\left\{-\frac{(R+r)^2}{4kt}\right\} \right] + \right. \\ & \left. + (R+r) \left[\frac{1}{2} - \Phi\left(\frac{R+r}{\sqrt{2kt}}\right) \right] - (r-R) \left[\frac{1}{2} - \Phi\left(\frac{r-R}{\sqrt{2kt}}\right) \right] \right\} - \\ & - T_\infty \left\{ \Phi\left(\frac{r+R}{\sqrt{2kt}}\right) - \Phi\left(\frac{r-R}{\sqrt{2kt}}\right) + \sqrt{\frac{kt}{\pi}} \frac{1}{r} \times \right. \\ & \left. \times \left[\exp\left\{-\frac{(r+R)^2}{4kt}\right\} - \exp\left\{-\frac{(r-R)^2}{4kt}\right\} \right] \right\} + T_\infty; \end{aligned}$$

$$\Phi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^x e^{-\frac{y^2}{2}} dy; \quad (2)$$

R — радиус капли, T_∞ — температура воздушной среды, окружающей каплю, k — коэффициент температуропроводности воздуха, равный 0,18 см/с.

Выражение для плотности водяного пара получается из формулы (2) после замены

$$T(r, t) \rightarrow q(r, t), \quad T_\infty \rightarrow q_\infty - q_0, \quad k \rightarrow D, \quad (3)$$

де D — коэффициент диффузии водяного пара, равный 0,22 см/с; q_0 — плотность водяного пара при $T=0^\circ\text{C}$. Решения (2) и (3) получены в предположении, что в течение всего времени замерзания капли t_3 на ее поверхности $T=0^\circ\text{C}$.

Принимая во внимание теоретические исследования [2, 7] эксперименты работы [8], время замерзания капли воды в секунду будем считать равным

$$t_3 = 5 \cdot 10^4 \frac{R^2}{(-T_\infty)} \quad (4)$$

радиус капли R взят в см).

Из формулы (1) с учетом (2) — (4) легко видеть, что пересыщение $S_w(r/R, t_3(R))$ на расстояниях от капли, нормированных на ее радиус R , для времени замерзания, которое соответствует t_3 , не будет зависеть от самого радиуса капли.

Обратимся к выражению для числа столкновений частиц реагента с облачными каплями. До последнего времени разные авторы учитывали различные механизмы столкновений. Так, в недавней работе [9] захват частиц иодистого серебра облачными каплями связывается с броуновской диффузией и инерционный захватом при коэффициенте захвата $E_{ин}=10^{-4}$, в работе [11] — с броуновской диффузией, термо- и диффузио-форезом.

В наших расчетах применительно к условиям в кучевых облаках с сильно развитой турбулентностью будем считать, как и в [3], что основными механизмами столкновений реагента с каплями являются броуновская и турбулентная диффузия. Кроме того, для капель с радиусом, большим 50 мкм, будет учтен и инерционный захват с $E_{ин}=10^{-4}$.

Представляется, что диффузио- и термо-форез, а также стифановское течение как более тонкие эффекты, влияющие на захват частиц реагента каплями, имеет смысл учитывать в лабораторных установках. Тем более что отсутствуют достаточно точные теоретические выражения для перечисленных эффектов.

Таким образом, выражение для числа столкновений $N_{ст}$ частиц реагента радиусом ρ с облачными каплями в 1 см³ облачной среды в секунду запишем в виде

$$N_{ст}(R) = \left[4\pi D_p R + 1,3E_T \left(\frac{\varepsilon}{\nu} \right)^{1/2} R^3 + E_{ин} \pi R^2 v_R \right] n_R n_p, \quad (8)$$

где D_p — молекулярный коэффициент диффузии частиц реагента радиусом ρ , который для определенности считаем равным примерно 10^{-6} см; ε — скорость диссипации турбулентной энергии на единицу массы воздуха; ν — коэффициент кинематической вязкости воздуха; v_R — скорость падения капли радиусом R ; E_T — коэффициент захвата при турбулентной диффузии; n_R , n_p — соответственно число капель и частиц реагента в 1 см³.

Вероятность кристаллизации льдообразующего реагента, оказавшегося в области повышенного пересыщения, наряду с другими параметрами зависит от величины S_w . Однако в настоящее время, как видно из обзорных работ, например [5, 6], пока отсутствует сколько-нибудь строгое выражение для такой зависимости, а экспериментально полученные значения активности реагента как функции пересыщения [1, 10, 15] различаются между собой на несколько порядков. Поэтому количественную оценку исследуемого механизма кристаллизации проведем так же, как это было сделано в работе [12]. А именно считая, что сам факт достижения пересыщения определенного уровня S_w (даже кратковременного) в некоторой области обеспечивает образование ледяных кристаллов на всех имеющихся в этой области частицах льдообразующего реагента.

Пусть $V(T_\infty S_w R)$ — объем вокруг замерзающей капли радиусом R , в котором пересыщение превышает некоторый заданный уровень S_w при температуре T_∞ . Тогда к числу ледяных частиц

1 см³ облачной среды в секунду, возникших в результате замерзания облачных капель после попадания на них реагента, доавится некоторое число ледяных частиц $N(V)$, находящихся в объеме $V(T_\infty, S_w)$, который складывается из объемов $V(T_\infty, S_w, R)$:

$$V(T_\infty) = \sum_R N_3(R) V(R), \quad (6)$$

где $N_3(R)$ — число замерзших капель радиусом R .

В случае замерзания переохлажденных капель после первого с их столкновения с частицами реагента $N_3(R)$ просто соответствует полному числу столкновений.

$$N(V) = V(T_\infty) n_p. \quad (7)$$

Общее число образовавшихся ледяных частиц в 1 см³ за секунду будет таким:

$$N = N_3 + N(V) = N_{ст} \left(1 + \frac{V(T_\infty) n_p}{N_3} \right). \quad (8)$$

Если же капля замерзает лишь после попадания нескольких ча-

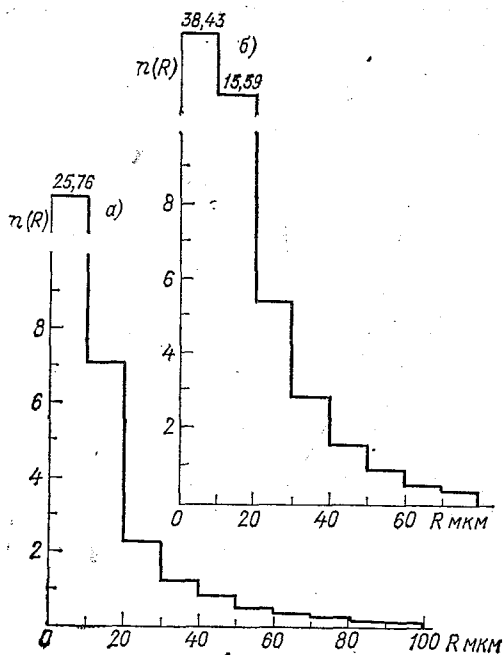


Рис. 1. Используемые в расчетах распределения капель по размерам.

a — кучево-дождевое облако с водностью 3,0 г/м³ и концентрацией капель 38,5 см⁻³; b — мощное кучевое облако с водностью 3,7 г/м³ и концентрацией капель 64 см⁻³.

стиц реагента, то общий вид (8) сохраняется, но $N_3(R)$ нужно находить с учетом (5) и пуассоновского распределения капель по числу попавших на них частиц реагента.

Величина $V(T_\infty)n_p/N_3$, которая характеризует влияние рассматриваемого механизма льдообразования в переохлажденных облаках, зависит от формы спектра облачных капель по размерам.

Результаты расчетов

Расчеты выполнены с использованием спектров капель по размерам, которые характерны для кучево-дождевых и мощных кучевых облаков и которые приводятся в ряде монографий, например [4], показаны на рис. 1.

На рис. 2 представлена зависимость S_w от расстояния от поверхности капли (нормированного на ее радиус) при различных температурах окружающей среды для момента времени t_3 . При изменении момента времени в пределах от $1/2 t_3$ до $2 t_3$ максимальные значения S_w остаются почти без изменения; несколько увеличивается S_w при больших расстояниях от капли. Таким образом

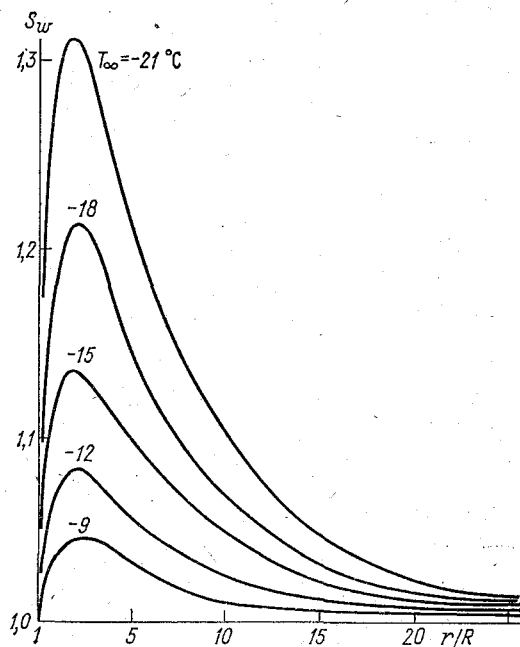


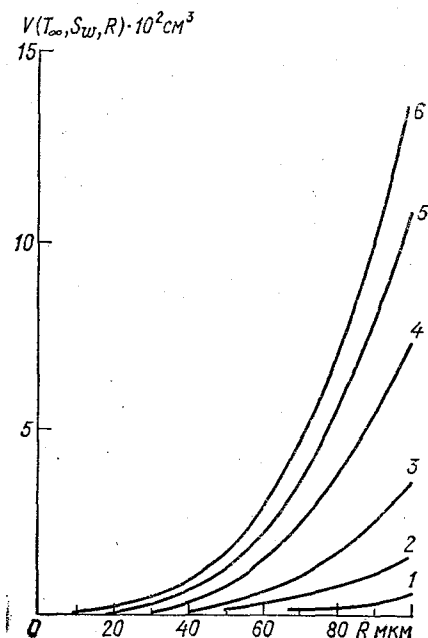
Рис. 2. Зависимость пересыщения S_w от расстояния от поверхности капли r/R , нормированного на ее радиус R , при различных значениях температуры окружающей среды T для момента времени, соответствующего времени полного замерзания капли t_3 .

вом, некоторая возможная неточность в установлении времени замерзания капли не может существенно отразиться на окончательных результатах.

Зависимость объема $V(T_{\infty}, S_w, R)$ от радиуса замерзающей капли при различных значениях T_{∞} и S_w представлена на рис. 3. Из этого рисунка видно резкое увеличение $V(T_{\infty}, S_w, R)$ с уменьшением температуры облачной среды. Фиксированный уровень пересыщения S_w оказывает не столь сильное влияние на объем, как T_{∞} . Однако при $S_w=1,115$ $V(T_{\infty}, S_w, R)$ уже на два порядка меньше, чем при $S_w=1,01$.

Рис. 3. Зависимость объема $V(T_{\infty}, S_w, R) \cdot 10^2$ от радиуса замерзающей капли R при различных значениях температуры окружающей среды T_{∞} и выбранного уровня пересыщения S_w .

Кривая	T_{∞} °C	S_w
1	-5	1,005
2	-10	1,01
3	-10	1,0075
4	-15	1,0075
5	-15	1,005
6	-20	1,005



В табл. 1 сведены рассчитанные величины $V(T_{\infty}, S_w)/N_3$ в зависимости от T_{∞} и S_w для различных механизмов, обуславливающих столкновение частиц реагента с облачными каплями, в предположении $N_3=N_{ст}$. Механизм турбулентной диффузии выделен особо, поскольку значение коэффициента захвата E_T фактически неизвестно. Отсюда найденное значение $V(T_{\infty}, S_w)/N_3$ для столкновений частиц реагента по броуновской диффузии плюс инерционный захват следует рассматривать как нижний предел этой величины.

В заключение сделаем некоторые выводы.

1. Эффект образования ледяных кристаллов на частицах реагента в окрестности замерзающих капель включен в формулу множителя в число столкновений реагента с облачными каплями как необходимое условие льдообразования по механизму контактной нуклеации.

2. На основе точного решения нестационарных задач теплопроводности и диффузии водяного пара в окрестности неподвижной относительно среды капли рассчитаны величины $V(T_\infty, S_w)/N_3$, определяющие эффект дополнительного образования ледяных кристаллов.

Хотя максимальные значения достигаемых уровней пересыщения совпадают по нашим расчетам с расчетами в работах [12, 13], сами объемы $V(T_\infty, S_w)$ оказались на два порядка меньше. Это связано с тем, что в указанных работах взято или стационарное

Таблица 1

Величина $\frac{V(T_\infty, S_w)}{N_3} \cdot 10^2$ в зависимости от температуры T_∞ и выбранного уровня пересыщения S_w для различных механизмов, обуславливающих столкновения частиц реагента с облачными каплями

S_w	-10 °C			-15 °C			-20 °C		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Для кучево-дождевых облаков (рис. 1 а)									
1,01	0,26	0,58	0,42	0,99	2,15	1,57	1,5	3,27	2,36
1,0075	0,56	1,25	0,90	1,30	2,80	2,04	1,77	3,87	2,05
1,005	1,06	2,30	1,70	1,84	4,00	2,89	2,84	5,10	3,68
Для мощных кучевых облаков (рис. 1 б)									
1,01	0,11	0,25	0,17	0,42	0,95	0,64	0,61	1,41	0,95
1,0075	0,20	0,48	0,32	0,53	1,22	0,82	0,69	1,61	1,08
1,005	0,38	0,91	0,60	0,73	1,70	1,13	0,94	2,19	1,47

Примечание. 1 — броуновская диффузия плюс инерционный захват с $E_{ин} = 10^{-4}$; 2 — турбулентная диффузия с $E_T = 0,1$; 3 — суммарное действие всех механизмов.

нарное решение уравнений переноса [12], или численное решение [13], относящееся к моменту времени, значительно превышающему время замерзания капли.

3. Значения найденных величин $V(T_\infty, S_w)/N_3$ показывают, что дополнительное образование ледяных частиц вокруг замерзающих капель сильно зависит от температуры облачной среды и уровня пересыщения, обеспечивающего кристаллизацию реагента. Оно становится сравнимым с самим числом замерзших капель при концентрациях реагента порядка десятков частиц в 1 см^3 . Следовательно, рассмотренный механизм образования ледяных частиц действует только в области с достаточно высокой концентрацией реагента, т. е. в непосредственной близости от места его введения в переохлажденную часть облака.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Возможные механизмы образования льда на частицах иоди- того серебра в диффузионной камере и камере туманов/Б. З. Горбунов, I. А. Какуткина, К. П. Куценогий, Н. М. Пипеничников. — Метеорология и гид- ология, 1980, № 6, с. 57—63.
2. Качурин Л. Г., Морачевский В. Г. Кинетика фазовых перехо- ов воды в атмосфере. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. — 144 с.
3. Клинг В. В., Кудашкин Г. Д. К оценке действия механизма кон- актной нуклеации при введении кристаллизующих реагентов в переохлажден- ые облака. — Труды ГГО, 1979, вып. 420, с. 39—46.
4. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. — Л.: Гидрометеиздат, 1961. — 42 с.
5. Плауде Н. О., Соловьев А. Д. Контактная нуклеация льда. — руды ЦАО, 1978, вып. 182, с. 3—31.
6. Плауде Н. О., Соловьев А. Д. Льдообразующие аэрозоли для воз- действия на облака. Обзорная информация. Вып. 5. — Обнинск, 1979.
7. Стоянов Ст. Время полного замерзания воды. — Гидрология и ме- еорология (София), 1973, т. 22, кн. 1, с. 11—15.
8. Шлыков В. В. Экспериментальное исследование влияния постоянного лектрического поля на замерзание капель воды. — Труды ГГО, 1979, вып. 420, 68—75.
9. Eirh-Yu Hsie, Farley R. D., Orvill H. D. Numerical simulation of ice-phase convective cloud seeding. — J. Appl. Meteor., 1980, vol. 19, N 8, . 950—975.
10. Huffman P. J. Deposition ice nucleating probability for AgI and natural aerosols. — In: Proceedings of the VIII International Conference on Nuc- eation. Leningrad, 1973.
11. Jounge K. C. The role of contact nucleation in the phase initiation in clouds. — J. Atmos. Sci., 1974, vol. 31, p. 768—776.
12. Rosinski J., Kerrigan T. C. Mechanism of ice formation in seeded convective storms. — J. Appl. Math. Phys. (ZAMP), 1972, vol. 23, p. 277—300.
13. Rosinski J., Nagamoto C. T., Kerrigan T. C. Heterogeneous nucleation of water and ice in the transient supersaturation field surrounding a freezing drop. — J. Res. Atmos., 1975, vol. 9, N 3, p. 107—117.
14. Rosinski J., Cooper G. Nucleation of ice by sorption on silver iodide particles in the 20A-120A diameter size range. VIII Conference interna- tionale sur la physique des nuages, Clermont-Ferrand, Juillet, — J. Res. Atmos., 1980, vol. 13, N 4, p. 291.
15. Schaller R. C., Fukata N. Nucleation by aerosol particles experi- mental studies using a wedge-shaped ice thermal diffusion chamber. — J. At- mos. Sci., 1979, vol. 36, N 9, p. 1788—1802.

М. Р. Ватъян, В. В. Берёзкин

К ВОПРОСУ НОРМИРОВАНИЯ РЕАГЕНТА ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ НА ГРАДОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Введение

В Советском Союзе на больших площадях различными мето- дами проводится защита ценных сельскохозяйственных культур от градобитий [2, 7, 8, 11, 12, 15, 17]. Однако, несмотря на до-

стигнутые успехи, на защищаемых от града территориях все еще отмечаются отдельные случаи выпадения града, наносящего значительный ущерб сельскому хозяйству. Причинами этого являются либо недостаточная или несвоевременная обработка градовых ячеек, либо выход из строя обслуживающей техники.

В данной статье на основании анализа работ по воздействию на градовые облака, проведенных по методу ВГИ [2, 17] Службой борьбы с градом на Северном Кавказе, изучается вопрос о том, за какой промежуток времени и какое количество кристаллизующего реагента необходимо внести в различные по объему градовые ячейки, чтобы предотвратить или прервать выпадение града.

Материалами исследования служили:

- радиолокационные параметры градоносных или градоопасных ячеек, измеренные с помощью дециметровых РЛС перед началом, в период проведения и после прекращения воздействий ($\eta_{\text{макс}}$ — максимальная радиолокационная отражаемость; $H_{\Delta\tau}$ и $t_{H_{\Delta\tau}}$ — высота верхней границы зоны повышенной радиолокационной отражаемости и температура на ее верхней границе; $S_{\Delta\tau}$, $(H_{\Delta\tau} - H_0)$ и $V_{\Delta\tau}$ — соответственно площадь, мощность и объем зоны повышенной радиолокационной отражаемости, расположенной выше уровня нулевой изотермы);

- физические характеристики, рассчитанные по данным радиозондирования атмосферы аэрологических станций Минеральные Воды, Куба-Таба, Черкесск;

- параметры воздействия: продолжительность воздействия Δt и количество кристаллизующего реагента P , израсходованного при обработке одной градовой ячейки;

- протоколы Госстраха и группы контроля эффективности воздействия, составленные в результате объезда (автомашина) и облета (вертолет) территорий, подвергшихся градобитию.

Всего было проанализировано более 200 случаев воздействия, проводившегося с мая по сентябрь в 1974—1977 гг. Для статистического анализа было отобрано 111 случаев, из которых 76 были с положительным, а 35 с отрицательным эффектом воздействия (ПЭВ и ОЭВ соответственно).

При выборе случаев с ПЭВ и ОЭВ руководствовались следующими положениями:

- а) конвективная ячейка, на которую оказывалось воздействие с целью предотвращения или прерывания града находилась в стадии роста или квазистационарного состояния;

- б) имелась радиолокационная информация о параметрах градовой ячейки перед началом, в период проведения и после прекращения воздействий, а также полная информация о выпавших осадках (жидких и твердых) за тот же период.

За положительный принимался такой опыт, когда после внесения AgI в градоопасную и градоносную ячейки их радиолокационные параметры уменьшались и вероятность выпадения града

становилась меньше 0,2 [1], а на земле фиксировалось выпадение жидких осадков или отмечалось прерывание града. В случае невыполнения указанных условий опыт считался отрицательным.

Статистические характеристики параметров рассчитывались на ЭВМ М-220 по программам, описанным в [3, 4].

Статистические характеристики некоторых радиолокационных параметров градовых ячеек и параметров воздействия в опытах с ПЭВ и ОЭВ

С целью выявления причин выпадения града при проведении активных воздействий на градовые ячейки и определения оптимальных норм расхода реагента рассмотрим повторяемость отрицательных и положительных опытов при различных значениях радиолокационных параметров облаков и параметров воздействия (табл. 1). Из таблицы видно, что при $V_{\Delta\eta} \leq 20 \text{ км}^3$ повторяемость опытов с ПЭВ составляет 98 % (61 случай). При увеличении $V_{\Delta\eta}$ от 21 до 60 км^3 повторяемость опытов с ПЭВ уменьшается от 98 до 33 % и при $V_{\Delta\eta} > 60 \text{ км}^3$ не отмечается ни одного опыта с положительным эффектом воздействия, тогда как повторяемость отрицательных опытов при $V_{\Delta\eta} > 60 \text{ км}^3$ достигает 100 % (17 случаев).

Анализ показывает, что увеличение повторяемости опытов с ОЭВ отмечается и при увеличении значений $\eta_{\text{макс}}$, $H_{\Delta\eta}$, $t_{H_{\Delta\eta}}$, $(H_{\Delta\eta} - H_0)$, $S_{\Delta\eta}$. Опыты с отрицательным эффектом воздействия с вероятностью 100 % наблюдаются, когда $\eta_{\text{макс}} \geq 7 \cdot 10^{-7} \text{ см}^{-1}$, $H_{\Delta\eta} \geq 8,8 \text{ км}$, $t_{H_{\Delta\eta}} < -47,0^\circ\text{C}$, $(H_{\Delta\eta} - H_0) \geq 5,2 \text{ км}$ и $S_{\Delta\eta} > 16 \text{ км}^2$, что подтверждается радиолокационными параметрами градовых ячеек, прохождение которых сопровождается катастрофическими градобитиями [7].

Статистический анализ данных в опытах с ПЭВ и ОЭВ показал, что средние значения радиолокационных параметров $H_{\Delta\eta}$, $(H_{\Delta\eta} - H_0)$, $S_{\Delta\eta}$ в опытах с ОЭВ больше, чем в опытах с ПЭВ (табл. 2). При этом $t_{H_{\Delta\eta}}$ в опытах ОЭВ оказалась ниже соответствующих значений $t_{H_{\Delta\eta}}$ в опытах с ПЭВ.

Расхождения между ними являются значимыми, так как при надежности $p=0,999$ и числе степеней свободы $K=109$ [9, 16] табличные значения критерия Стьюдента меньше рассчитанных ($t_{\text{табл}}=3,39$, $t_{\text{расч}}=8,20$). В табл. 1 представлены также повторяемости опытов с ПЭВ и ОЭВ при различных параметрах воздействия P и Δt . Опыты с ПЭВ с вероятностью 97 % и более наблюдаются, когда количество введенного в облако реагента меньше 300 г. При увеличении дозировки реагента повторяемость положительных опытов уменьшается и при $P > 1200 \text{ г}$ составляет 0 %. В опытах с ПЭВ средние значения $P=450 \text{ г}$ и $\Delta t=12,6 \text{ мин}$. Последние существенно отличаются от соответствующих значений в опытах с ОЭВ. Однако если взять такие комплексные парамет-

**Повторяемость (%) опытов с ПЭВ и ОЭВ при различных значениях
радиолокационных параметров градовых ячеек
и параметров воздействия за период
май — сентябрь 1974—1977 гг.**

Параметр	Значение параметра	Повторяемость, %		Число случаев
		ПЭВ	ОЭВ	
$(H_{\Delta\eta} - H_0)$ км	$\leq 2,0$	100	0	16
	2,1—3,0	97	3	35
	3,1—4,0	57	43	30
	4,1—5,0	40	60	17
	$> 5,0$	15	85	13
$S_{\Delta\eta}$ км ²	$\leq 3,0$	97	3	33
	3,1—6,0	96	4	24
	6,1—9,0	73	27	15
	9,1—12,0	44	54	18
	$> 12,0$	5	95	21
$V_{\Delta\eta}$ км ³	$\leq 20,0$	98	2	62
	21—40	96	4	17
	41—60	33	67	15
	> 60	0	100	17
P г	≤ 300	97	3	31
	301—600	96	4	27
	601—900	84	16	19
	901—1200	67	33	6
	> 1200	0	100	28
$\Delta\tau$ мин	≤ 10	97	3	37
	11—15	100	0	15
	16—20	94	6	17
	21—25	90	10	10
	> 25	0	100	32

ры, как количество реагента, израсходованного при воздействии на единицу объема облака, $P/V_{\Delta\eta}$ ($V_{\Delta\eta}$ — объем зоны повышенной радиолокационной отражаемости в момент начала воздействия) и количество реагента, израсходованного в единицу времени, $P/\Delta\tau$, то можно заметить, что расхождения между соответствующими средними значениями в опытах с ПЭВ и ОЭВ становятся уже несущественными. Средние значения $P/V_{\Delta\eta}$ соответственно равны 40 и 34 г·км⁻³, а $P/\Delta\tau$ — 38 г·мин⁻¹. Причем в 80 % случаев на 1 км³ и в положительных и в отрицательных

Статистические характеристики радиолокационных параметров градовых ячеек и параметров воздействия и критерий Стьюдента ($p=0,999$, $K=103$, $t_{\text{табл}}=3,39$) в опытах с ПЭВ и ОЭВ
май — сентябрь 1974—1977 гг.

Характеристика	Оценка опыта	Параметры									
		радиолокационные					воздействия			комплексные	
		$H_{\Delta\eta}$ км	t_H °C	$(H_{\Delta\eta} - H_0)$ км	$S_{\Delta\eta}$ км²	$V_{\Delta\eta}$ км³	P г	$\Delta\tau$ мин	$P/V_{\Delta\eta} \times \frac{\text{г} \times}{\text{км}^3}$	$P/\Delta\tau \times \frac{\text{г} \times}{\text{мин}}$	$P/\Delta\tau \times \frac{\text{г} \times}{\text{мин}}$
Минимальная	ПЭВ	4,4	-47,0	1,4	1,0	2,0	80	2,0	8	14	
	ОЭВ	6,1	-60,0	2,9	2,0	7,2	200	8,0	6	12	
Максимальная	ПЭВ	10,4	-9,0	6,6	16,0	56	1200	25	158	80	
	ОЭВ	12,1	-22,0	8,5	30,0	184	4720	169	92	72	
Средняя	ПЭВ	$6,3 \pm 0,1$	$-18,7 \pm 0,8$	$2,9 \pm 0,1$	$5,0 \pm 0,3$	$14,8 \pm 1,3$	450 ± 30	$12,6 \pm 0,8$	40 ± 4	38 ± 2	
	ОЭВ	$8,3 \pm 0,2$	$-32,7 \pm 1,7$	$4,6 \pm 0,2$	$16,1 \pm 1,5$	$76,0 \pm 8,0$	2186 ± 208	$58,7 \pm 5,4$	34 ± 4	38 ± 2	
Среднее квадратическое отклонение	ПЭВ	$1,1 \pm 0,1$	$7,0 \pm 0,8$	$1,0 \pm 0,4$	$3,1 \pm 0,4$	$12,4 \pm 1,4$	276 ± 32	$7,3 \pm 0,8$	30 ± 4	14 ± 2	
	ОЭВ	$1,2 \pm 0,2$	$10,3 \pm 1,7$	$1,2 \pm 0,2$	$8,8 \pm 1,5$	$47,1 \pm 8,0$	1234 ± 210	$32,0 \pm 5,4$	18 ± 4	14 ± 2	
Критерий Стьюдента	$t_{\text{расч}}$	8,2	8,4	8,6	11,8	10,9	11,2	12,3	0,01	0,03	

опытах в среднем расходуется не менее 20 г AgI. Если выход кристаллов с 1 г AgI при $t = -10^\circ\text{C}$ составляет $5 \cdot 10^{12}$ частиц [10, 13, 17], то в результате внесения в 1 км³ облака около 20 г реагента возникает 10^{14} или (в пересчете на 1 м³) 10^5 искусственных ядер кристаллизации. Создание в переохлажденной крупнокапельной части градовой ячейки таких высоких концентраций должно отрицательно повлиять на образование градин опасных размеров [9, 17]. Но случаи выпадения града все еще имеют место. Для объяснения этого факта проанализируем рис. 1, из которого видно, что в положительных опытах при $P/V_{\Delta\eta} = 8 - 134 \text{ г} \cdot \text{км}^{-3}$ продолжительность одного воздействия изменяется от 2 до 25 мин, составляя в среднем 12,6 мин (табл. 2). В отрицательных опытах при сравнительно малых значениях $P/V_{\Delta\eta} = 6 - 90 \text{ г} \cdot \text{км}^{-3}$ продолжительность воздействия колеблется от 8 до 169 мин, составляя в среднем 58,7 мин. Это почти в пять раз превышает среднюю продолжительность воздействия в опытах с ПЭВ и во столько же раз среднюю продолжительность градообразования в пространственно фиксированном объеме конвективной ячейки [14]. Последняя в зависимости от термодинамиче-

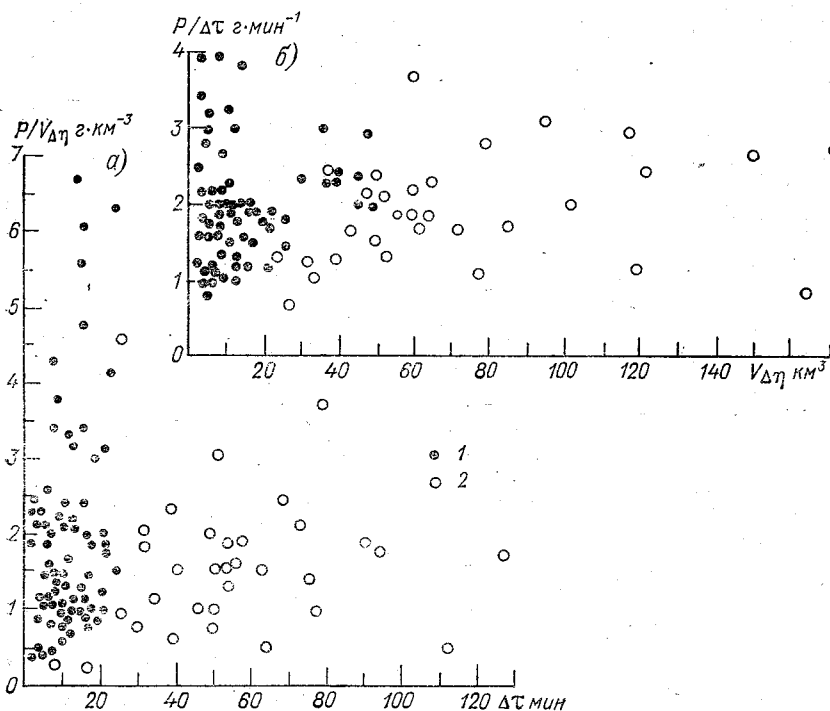


Рис. 1. Зависимость эффекта воздействия от радиолокационных параметров облака и расхода реагента: $P/V_{\Delta\eta}$ и Δt (а) и $P/\Delta t$ и $V_{\Delta\eta}$ (б).
1 — опыты с ПЭВ; 2 — опыты с ОЭВ.

ских условий колеблется от 4 до 25 мин, составляя в среднем 10—12 мин [14, 17]. Причем, чем интенсивнее в тропосфере протекают термодинамические процессы, тем меньше времени требуется не только для возникновения облаков большой вертикальной и горизонтальной протяженности, но и для образования града опасных размеров [9]. Таким образом, успех опыта зависит не только от дозировки реагента, но и от продолжительности воздействия.

Исходя из сказанного, проанализируем еще один комплексный параметр, характеризующий интенсивность введения реагента при воздействии в единицу объема облака, $\nu = P/V_{\Delta t} \Delta t$, т. е. количество реагента, израсходованного на единицу объема за единицу времени. Расчеты показали, что средние значения интенсивности введения в опытах с ПЭВ в 5 раз больше, чем в опытах

Таблица 3

Повторяемость (%) опытов с ПЭВ и ОЭВ при различных значениях интенсивности воздействия
май — сентябрь 1974—1977 гг.

Оценка опыта	ν г·км ⁻³ ·мин ⁻¹				
	<0,40	0,41—0,80	0,81—1,20	0,21—1,60	>1,60
ПЭВ	0	6	60	80	98
ОЭВ	100	94	40	20	2
Число случаев	11	16	14	10	60

с ОЭВ, и соответственно равны $4 \pm 0,4$ и $0,8 \pm 0,2$ г·км⁻³·мин⁻¹. Повторяемость опытов с ПЭВ и ОЭВ при различных значениях этого параметра приводится в табл. 3. Из этой таблицы следует, что при увеличении ν от 0,4 до 1,6 г·км⁻³·мин⁻¹ повторяемость опытов с ПЭВ увеличивается от 0 до 80 % и достигает 98 % при интенсивности введения больше 1,6 г·км⁻³·мин⁻¹, т. е. в случае положительного исхода воздействия с вероятностью 98 % должно выполняться неравенство $\nu > 1,6$ г·км⁻³·мин⁻¹, откуда получим $P/\Delta t > 1,6V_{\Delta t}$.

Из этого неравенства следует, что для получения положительного эффекта при воздействии на сверхмощные грозовые ячейки с объемами 100—200 км³ необходимо в зону образования и роста града в каждую минуту вносить 160—320 г кристаллизующего реагента, т. е. требуется скорострельность 8—16 артиллерийских изделий в минуту. Пункты воздействия, оснащенные одиночными артиллерийскими установками практически не в состоянии обеспечить в течение длительного промежутка времени такую скорострельность. (Этот промежуток времени должен быть соизмерим со временем градообразования в фиксированном объеме.)

Поэтому в результате недозасева огромных объемов зон крупнокапельной фракции может наблюдаться выпадение града (рис. 1 б). С другой стороны, при достаточно больших запасах влаги в облаке за счет увеличения концентрации искусственных ядер кристаллизации не исключена также возможность усиления процесса градообразования [18].

Таким образом, для достижения положительного эффекта воздействия необходимо иметь такие технические средства воздействия, которые за достаточно короткий промежуток времени, соизмеримый со временем образования града в облаке, обеспечат его засев необходимым количеством реагента [8, 11, 12].

Выводы

1. Повторяемость опытов с положительным (отрицательным) эффектом воздействия увеличивается с уменьшением (увеличением) абсолютных значений радиолокационных и физических параметров градовых ячеек. Опыты с ОЭВ с вероятностью 100 % наблюдаются, когда $H_{\Delta\eta} \geq 8,8$ км, $t_{H_{\Delta\eta}} < -47,0^\circ\text{C}$, $(H_{\Delta\eta} - H_0) \geq 5,2$ км, $S_{\Delta\eta} > 16,0$ км² и $V_{\Delta\eta} > 60$ км³.

2. Для оценки эффекта воздействия информативным оказался комплексный параметр ν , характеризующий расход реагента на единицу облачного объема с повышенной радиолокационной отражаемостью в единицу времени. Для получения ПЭВ минимальное значение комплексного параметра составляет примерно $0,016 \text{ г} \cdot \text{км}^{-3} \cdot \text{мин}^{-1}$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абшаев М. Т., Кучмезов А. М., Пинхасов А. М. Вероятностно-статистический метод индикации градовых облаков. — Труды ВГИ, 1969, вып. 12, с. 230—248.
2. Абшаев М. Т., Дадали Ю. А. Некоторые вопросы воздействия на градовые процессы. — Труды ВГИ, 1973, вып. 22, с. 104—116.
3. Басилашвили Ц. З. Определение и оценка многофакторных зависимостей линейного и нелинейного вида с разворачиванием уравнения. Аннотированный указатель алгоритмов и программ. — Обнинск, 1977. — 43 с.
4. Басилашвили Ц. З. Статистический анализ переменных и выбор предикторов для прогностических зависимостей. Аннотированный указатель алгоритмов и программ. — Обнинск, 1977. — 43 с.
5. Березкин В. В., Ватъян М. Р., Селезнев Э. Т. Исследование некоторых радиолокационных параметров кучево-дождевых облаков, сопровождающихся катастрофическими градобитиями в предгорных районах Северного Кавказа. — Труды ВГИ, 1977, вып. 38, с. 61—69.
6. Венецкий И. Р., Кильдишев Г. С. Основы теории вероятностей и математической статистики. — М.: Статистика, 1968. — 360 с.
7. Воронов Г. С., Гайворонский И. И., Серегин Ю. А. Исследование и искусственные воздействия на градовые процессы. — Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л.: Гидрометеоиздат, 1970, с. 379—390.
8. Карцивадзе А. И., Салуквадзе Т. Г., Лапинская В. А. Некоторые вопросы методики воздействия на градовые процессы с использованием противоградовой системы «Алазань». — Труды ИГАН ГССР, 1975, т. 36, с. 13—27.

9. Карцивадзе А. И. Об оценке влияния концентрации ледяных зерен на образование градин опасных размеров. — Труды ИГАН ГССР, 1970, т. 25, с. 172—175.

10. Качурин Л. Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы. — Л.: Гидрометеиздат, 1965. — 361 с.

11. Методика активных воздействий на градовые процессы/Бухникашвили А. В., Карцивадзе А. И., Кизирия Б. И. и др. — Труды Всесоюзного совещания по активным воздействиям на градовые процессы. Тбилиси, 1964, с. 281—324.

12. Некоторые результаты воздействий на градовые процессы с помощью зенитных батарей/Дадали Ю. А., Кулинич А. Е., Лившиц Е. М. и др. — Труды ИПГ, 1975, вып. 25, с. 90—97.

13. Плауде Н. О. Исследование льдообразующих аэрозолей. — Труды ЦАО, 1967, вып. 80, с. 88.

14. Радиолокационные исследования процесса градообразования в кучево-дождевых облаках/Абшаев М. Т., Атабиев М. Д., Макитов В. С. и др. — Труды ВГИ, 1978, вып. 39, с. 3—31.

15. Результаты противорадовых работ по методу ЗакНИГМИ/Баргшвили И. Т., Бартишвили Г. С., Гудушаури Ш. Л. и др. — Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активным воздействиям. Л.: Гидрометеиздат, 1970, с. 500—507.

16. Румшинский Л. З. Математическая обработка результатов эксперимента. — М.: Наука, 1971. — 192 с.

17. Сулаквелидзе Г. К. Ливневые осадки и град. — Л.: Гидрометеиздат, 1967. — 412 с.

18. Atlas D. The present and future of hail suppression. — In: Proceedings of the Second WMO Scientific Conference on Weather Modification. Boulder, Colorado, aug. 1976. WMO, Publ. N 443, 1976, p. 207—216.

В. С. Лядов, А. В. Лихачев, И. А. Молоткова

О ВОЗМОЖНОСТИ ПОЛУЧЕНИЯ ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ АЭРОЗОЛЕЙ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ ВОЗГОНКОЙ В ПИРОТЕХНИЧЕСКИХ СМЕСЯХ

Введение

До настоящего времени широкое применение при активном воздействии на переохлажденные облака и туманы находили преимущественно неорганические вещества, главным образом AgI и PbI_2 . Токсичность PbI_2 , дефицитность и дороговизна соединений серебра явились стимулом для поисков заменителей, не обладающих указанными недостатками. Вполне очевидно было изучить различные классы как неорганических, так и органических веществ с целью использования их в известных средствах активного воздействия. Среди неорганических веществ эффективных заменителей пока получить не удалось [6]. Вместе с тем в многочисленных, как правило, лабораторных исследованиях найдены органические вещества, относящиеся к различным классам, с достаточно высокой льдообразующей активностью и близким к 0°C температурным порогом [5]. Часть органических веществ может

Таблица 1

Льдообразующая активность пироставов (число активных частиц на 1 г состава)

Состав	Температура переохлажденного тумана, °C		
	-10	-15	-20
KClO ₃ + фталевый ангидрид	—	8·10 ⁸	10 ⁹
	—	2·10 ⁹	2·10 ^{9*}
KBrO ₃ + фталевый ангидрид	—	3·10 ⁸	2·10 ⁸
	10 ⁸	3·10 ⁸	4·10 ^{9*}
KIC ₃ + фталевый ангидрид	—	10 ⁹	2·10 ⁹
	10 ⁸	8·10 ⁸	10 ^{10*}
KClO ₃ + фталевая кислота	—	10 ⁷	10 ⁸
	—	10 ⁸	3·10 ^{8*}
KBrO ₃ + фталевая кислота	—	2·10 ⁷	6·10 ⁷
	10 ⁸	3·10 ⁸	2·10 ^{9*}
KIC ₃ + фталевая кислота	10 ⁸	6·10 ⁸	2·10 ⁹
	4·10 ⁸	9·10 ⁸	3·10 ^{9*}
KClO ₃ + терефталевая кислота	2·10 ⁷	5·10 ⁸	2·10 ⁹
	2·10 ⁷	8·10 ⁸	4·10 ^{9*}
KBrO ₃ + терефталевая кислота	—	4·10 ⁷	7·10 ⁹
	3·10 ⁷	8·10 ⁷	3·10 ^{9*}
KIC ₃ + терефталевая кислота	10 ⁷	2·10 ⁹	2·10 ¹⁰
	10 ⁷	2·10 ⁹	7·10 ^{9*}
KClO ₃ + изофталевая кислота	<10 ⁷	10 ⁹	10 ^{10*}
	<10 ⁷	10 ⁹	10 ^{10*}
KBrO ₃ + изофталевая кислота	10 ⁷	10 ⁸	4·10 ⁹
	—	3·10 ⁷	4·10 ^{9*}
KIO ₃ + изофталевая кислота	—	2·10 ⁸	10 ⁹
	—	2·10 ⁸	10 ^{10*}
KClO ₃ + терефталевая кислота + + 1,5-диоксинафталин**	10 ⁸	5·10 ⁹	4·10 ¹⁰
KIO ₃ + терефталевая кислота + + 1,5-диоксинафталин**	2·10 ⁹	3·10 ¹⁰	3·10 ¹¹
KClO ₃ + терефталевая кислота + + α-феназин**	8·10 ⁹	6·10 ¹⁰	3·10 ¹¹
KIO ₃ + терефталевая кислота + + α-феназин**	2·10 ¹⁰	7·10 ¹⁰	3·10 ¹¹
KClO ₃ + терефталевая кислота + + ацетилацетонат меди**	10 ⁹	6·10 ⁹	4·10 ¹⁰
KIO ₃ + терефталевая кислота + + ацетилацетонат меди**	10 ⁸	10 ¹⁰	5·10 ¹¹
KClO ₃ + терефталевая кислота + + флороглюцин**	10 ⁹	4·10 ⁹	9·10 ⁹
KIO ₃ + терефталевая кислота + + флороглюцин**	3·10 ⁹	4·10 ⁹	3·10 ¹⁰

* Для составов с избытком реагента: 20 в. ч. в 100 в. ч. смеси.

** Второй реагент взят в количестве 10 в. ч. в 100 в. ч. смеси.

быть переведена в аэрозоль в интервале температур 100—400 °С, что позволяет использовать их для практических целей, например в самолетных генераторах [5, 6]. Впервые в СССР в 1949—1951 гг. В. В. Пиотровичем [4] в качестве льдообразующего реагента был использован флороглюцин. Известны и другие примеры исследования органических веществ как льдообразующих реагентов [3, 5—8]. Однако многие органические вещества после конденсации из нагретых паров дают аэрозоли низкой льдообразующей эффективности. Это связано с образованием, как полагают, например, Хед [9], неактивной стеклообразной модификации.

Представляло как теоретический, так и практический интерес исследовать возможность термической возгонки известных органических льдообразующих веществ в различных смесевых горючих композициях с целью получения высокодисперсных аэрозолей. Для этого возгонку необходимо было вести в инертной среде при не слишком высокой температуре, чтобы избежать глубокого пиролиза.¹

Методика эксперимента

При составлении термических смесей в качестве окислителей выбраны галогенаты калия, а в качестве горючих — органические вещества, сами проявляющие выраженное льдообразующее действие: фталевые кислоты, феназин, флороглюцин, 1,5-диоксинафалин, ацетилацетонат меди и некоторые другие. По расчету в процессе горения термических смесей должны были образоваться алогениды калия, пары воды и оксиды углерода. Избыточное количество реагента от стехиометрического соотношения компонентов (10 или 20 частей в 100 весовых частях смеси) указано в графе «Состав» табл. 1 и 2. Порошкообразные вещества смешивали в расчетных соотношениях резиновой пробкой на клеенке течение 3—5 мин до получения однородной по составу смеси из нее прессовали таблетки Ø 5 мм и массой 40—150 мг. Для получения аэрозоля таблетки воспламеняли от нихромовой спирали, нагреваемой электрическим током. Аэрозоль создавался либо в дымовом кубе, после чего его проба с помощью шприца водилась в переохлажденный туман, либо непосредственно в обычной камере после создания в ней переохлажденного тумана. Льдообразующая активность аэрозоля определялась по общепринятой методике [2], причем ледяные кристаллы улавливались на стекла термостатов [1] и их число подсчитывалось после каждого опыта.

Содержание возогнавшегося и перешедшего в аэрозольную форму органического вещества определялось спектрофотометри-

¹ Пиролиз — превращение органических соединений с одновременным разрушением макромолекул и изменением их структуры под действием высокой температуры.

Таблица

**Данные о выходе органических веществ в аэрозоль и его
льдообразующей активности**

Компоненты пиросостава	Содержание органического вещества, %	Выход органического вещества в аэрозоль, %	Среднее значение выхода активных частиц на 1 г состава при температуре тумана	
			-10° С	-20° С
Хлорат калия — изофталевая кислота	36,7	0,3—0,8	10 ⁷	10 ¹⁰
Хлорат калия — изофталевая кислота	47,2	0,7—0,8	10 ⁷	10 ¹⁰
Хлорат калия — терефталевая кислота	36,7	1,1—1,5	2·10 ⁷	2·10 ⁹
Хлорат калия — терефталевая кислота	47,2	1,4—1,6	2·10 ⁷	4·10 ⁹
Хлорат калия — терефталевая кислота —	33,3	6,0	6·10 ⁹	3·10 ¹¹
α-феназин	9,1	1,2		
Хлорат калия — терефталевая кислота —	33,3	—		
1,5-диоксиантралин	9,1	6—7	10 ⁹	(5—6)·10
Хлорат калия — терефталевая кислота —	33,3	—		
Ацетилацетонат меди	9,1	8—13	10 ¹⁰	2·10 ¹¹
Йодат калия — терефталевая кислота —	23,0	35—88	10 ¹⁰	3·10 ¹¹
α-феназин	9,1	29—15		

ческим методом. Для анализа аэрозоль осаждали на фильтр Петрянова в специальном приспособлении (рис. 1) с последующим растворением его в этиловом спирте и анализом раствора на спектрофотометре «Spectromom-204» (Венгрия) по общеизвестной методике. При этом использовались кюветы из кварца, а в качестве источника УФ света — дейтериевая лампа.

Концентрацию вещества определяли по калибровочному графику, предварительно полученному для каждого вещества в области выбранной (аналитической) длины волны.

Результаты исследований

Температуры горения галогенатных смесей, определенные термометрическим методом, находятся в пределах от 500 до 1400 °С; максимальные температуры имели хлоратные, минимальные — йодатные термические смеси.

Результаты экспериментального определения льдообразующей активности смесей представлены в табл. 1. Большинство аэрозолей, как видно из таблицы, не обладает достаточной для практической цели льдообразующей активностью, а для ряда компози-

ий она оказалась ниже чувствительности методики (10^7 г^{-1}) при практически важной температуре -10°C . Интересным представляется факт незначительных различий по активности смесей нулевого баланса и содержащих 20 % избыточного горючего-реагента. } то же время отметим, что лучшими по выходу льдообразующих частиц оказались составы, содержащие по два горючих-реагента (например, терефталевую кислоту и α -феназин или флогюлин).

Для выяснения связи активности аэрозоля с содержанием органического реагента в нем аэрозоль подвергали спектрофотометрическому анализу. В табл. 2 приведены результаты определения одержания возогнанных и перешедших в аэрозоль некоторых реагентов: феназина, терефталевой и изофталевой кислоты.

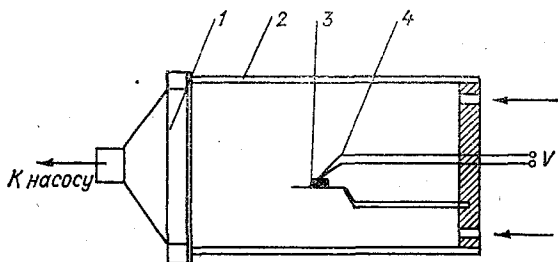


Рис. 1. Приспособление для улавливания аэрозоля.

1 — фильтродержатель, 2 — кварцевая трубка, 3 — образец, 4 — нихромовая спираль.

Представляется весьма интересным то обстоятельство, что в смесях хлорат калия — изофталевая кислота и хлорат калия — терефталевая кислота степень возгонки органического вещества мало зависит от его содержания, хотя состав продуктов сгорания различен. Так, составы с избытком органического вещества образуют аэрозоль с большим содержанием углеродистых частиц (осады на фильтре черного цвета). Однако активность аэрозоля от этого заметно не изменяется.

Введение α -феназина в хлоратную и иодатную композиции терефталевой кислотой приводит к увеличению выхода органического вещества в аэрозоль и существенному повышению льдообразующей эффективности составов. Однако последняя не связана, видимо, с абсолютным содержанием реагента в аэрозоле. Так, рост выхода исходных органических веществ в аэрозоль при использовании иодатной смеси на 1—1,5 порядка не приводит к увеличению в такой же степени льдообразующей эффективности состава. Можно предположить, что активность аэрозоля обусловлена многими причинами и связана как с льдообразующим действием продуктов пиролиза реагентов, так и со стеклообразным

(неактивным) состоянием аэрозоля, образующегося при горении пиростова.

На основании проведенного исследования можно заключить, что льдообразующая активность аэрозоля органических веществ обусловлена сложным механизмом действия реагента и продукта его пиролиза и неоднозначно определяется содержанием реагента в аэрозоле.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башкирова Г. М., Молоткова И. А., Першина Т. А. К вопросу о механизме льдообразующего действия сернистой меди. — Труды ГГО, 1977, вып. 278, с. 60—65.
2. Громова Т. Н., Красиков П. Н. Исследования льдообразующих свойств растворов иодистого серебра и иодистого свинца. — Труды ГГО, 1968, вып. 176, с. 25—34.
3. Малкина А. Д., Патрикеев В. В. Ацетилацетонат меди как льдообразующий реагент. — Труды ЦАО, 1978, вып. 132, с. 103—107.
4. Пиотрович В. В. Флороглюцин — кристаллизатор капель воды переохлажденного тумана и облачности. — Труды ГГО, 1966, вып. 186, с. 10—17.
5. Плауде Н. О., Соловьев А. Д. Органические льдообразующие вещества. Обзор. — Обнинск, 1972. — 42 с.
6. Плауде Н. О., Соловьев А. Д. Льдообразующие аэрозоли для воздействия на облака. Обзорная информация. Вып. 5. — Обнинск, 1979. — 80 с.
7. Чочишвили К. М. Связь льдообразующей активности фталевых кислот с их изомерной структурой. — Труды ЦАО, 1976, вып. 104, с. 74—78.
8. Fukuta N. Advances in organic ice nuclei generator technology. — Res. Atmos., 1972, vol. 6, N 1—3, p. 155—164.
9. Head R. B. Ice nucleation by some cyclic compounds. — J. Phys. Chem Solids, 1962, vol. 23, N 10, p. 1371—1378.

В. Н. Каменце

О СТРУКТУРЕ ЧАСТИЦ ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ ВЕЩЕСТВ

Результаты экспериментальных исследований гетерогенного льдообразования позволяют сделать вывод, что на льдообразующих частицах веществ активной является чрезвычайно малая доля их общей поверхности как при сублимации на них водяного пара [8], так и при кристаллизации переохлажденных капель воды [10]. Эксперименты с крупными, около 1 мм, монокристаллами иодида серебра [13] свидетельствуют о возможности увеличения льдообразующей активности поверхности при нарушении ее структуры. В работе [11] установлено, что функциональные зависимости порогового радиуса частиц иодида серебра от температуры для гексагональной и кубической модификации не совпадают. Обнаружено [14, 15] различие в льдообразующей активности

ности частиц AgI, полученных при сжигании пиросоставов, близких по составу, но изготовленных по разным технологиям. Вышеизложенное свидетельствует о значительной роли структуры поверхности и объема в льдообразующей активности частиц вещества.

Ниже приводятся некоторые результаты исследования структуры частиц иодидов серебра, свинца и кадмия, полученных методом тепловой возгонки. Препараты для исследования готовились следующим образом. Под стеклянный колпак объемом около 10 л помещалась спираль-корзиночка из нихромовой проволоки с навеской вещества (5—10 мг). Спираль нагревалась переменным током до температуры 700—800 °С, т. е. примерно до той температуры, при которой начинается возгонка льдообразующих веществ в пиросоставах. Температура нагревания контролировалась хромель-алюмелевой термопарой с точностью 20 °С. Пробы для исследования получали осаждением частиц на коллоидные пленки-подложки, помещаемые на время экспозиции под колпак. Поскольку сначала оседали более крупные частицы, то, изменяя время начала экспозиции, можно было менять размер максимально крупных частиц, осаждаемых на пленку. Известно [9, 4], что размеры частиц иодидов, инициирующих образование льда в атмосфере, не превышают одного микрометра. Поэтому время начала экспозиции подбиралось так, чтоб исключить оседание на пленку частиц более чем 2—3 мкм. Воздух под колпаком перед возгонкой вещества со спирали высушивался до относительной влажности 15—25 %, т. е. так, чтобы он соответствовал по влагосодержанию насыщенному парам воды воздуху температуры —5...—10 °С. Таким образом, конденсация паров иодидов происходила в условиях, близких к натурным, поскольку разница в температуре среды 20—25 °С при температуре испарения 700—800 °С не влияла на структурные особенности частиц, лишь несколько уменьшая число «замороженных» вакансий. Размер частиц (менее микрометра) определил инструмент исследования — электронный микроскоп. Был использован микроскоп ЭМВ-100К с практическим пределом разрешения 15 Å (по паспорту 8 Å).

Активные центры частиц

Началом процесса гетерогенной кристаллизации любого вещества (в том числе гетерогенного льдообразования) является образование на инородной поверхности зародышей. Такие зародыши, согласно экспериментальным данным [1, 3—6, 8, 10, 12], возникают на активных центрах, способных захватить и удержать около себя мигрирующие по поверхности молекулы конденсата. Если на активном центре появится зародыш, размер которого больше разрешающей способности электронного микроскопа, то место его расположения может быть обнаружено; кроме того, по морфологии появившихся кристалличе-

ских образований можно будет судить о механизме роста зародыша [1].

В колонне электронного микроскопа в условиях разрежения около $1,33 \cdot 10^{-4}$ гПа неосуществимы эксперименты с водой при температурах, характерных для существования жидкой и твердой фазы в атмосфере. Даже если изолировать некоторый объем от вакуума колонны (как это сделано в газовой камере Сумского завода электронных микроскопов), то в электронных лучах не представится возможным получить достаточный контраст изо-

бражения частиц льда, поскольку эффективная толщина конденсата (льда) сравнима с толщиной «изолирующих» окон. Остается еще возможность моделировать процесс льдообразования, заменив воду другим веществом. Такая замена возможна при условии, что центры зародышеобразования окажутся не очень «разборчивы», т. е. будут активны и по отношению к моделирующему веществу, и к воде. Предположение представляется весьма вероятным, если молекулы воды моделировать молекулами льдообразующего вещества. (Отметим, что для каменной соли молекулы воды и молекулы золота дают сходные картины распределения активных центров [3].) Адсорбированный слой подвижных молекул воды можно имитировать нагреванием частиц иодида электронным лучом. Регулируя степень нагрева можно менять скорость миграции и, следовательно, скорость роста зародышей. Это необходимо для получения резких фотоснимков, поскольку время экспозиции фотопластинок на электронном микроскопе достигает 20—30 с.

Подобный метод можно называть методом самодиффузии. На препаратах методом самодиффузии были обнаружены активные центры, которые формировали из мигрирующих по по-

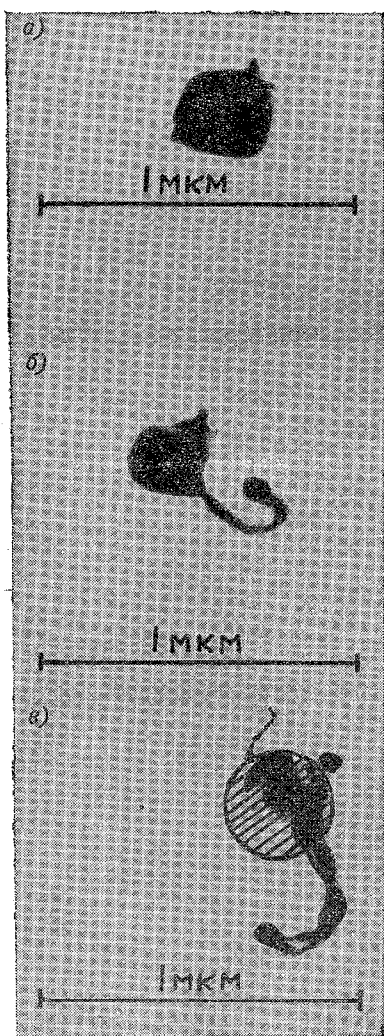


Рис. 1. «Усы» на частицах иоди-стого серебра.

поверхности молекул кристаллические образования типа «усов». Ниже приводятся описания нескольких характерных фотоснимков, сделанных на электронном микроскопе УЭМВ-100К.

На частице почти сферической формы первоначально возникли три «уса» (рис. 1 а). Их основания указывают место положения трех активных центров. Через 30—40 с появился более активный центр (рис. 1 б справа внизу), на котором за 20—25 с вырос «ус». Его длина в три раза больше диаметра частицы. На снимке видна проекция «уса» на плоскость фотопластинки; полная длина его оценена с учетом времени роста. Скорости роста «усов» на ранее появившихся активных центрах были значительно (на порядок) меньше.

На рис. 1 в видна частица с тремя центрами зародышеобразования (основания «усов»). До прогрева лучом частица имела сферическую форму (заштрихованный кружок на рис. 1 в). Если предположить, что центры зародышеобразования конкурируют между собой в захвате подвижных молекул, то отношение длин выросших на центрах «усов» должно характеризовать относительную активность этих центров. Отношение длин «усов» на рис. 1 в показывает, что активность центров на частицах различается на порядок.

Практически на всех частицах размером 0,2—0,4 мкм в результате прогрева появлялось 2—5 «усов», т. е. выявлялось до 5 активных центров. На частицах меньшего диаметра не всегда удавалось инициировать рост «усов», причем вероятность их появления была тем меньше, чем меньше размер частиц. На крупных частицах диаметром 3—5 мкм выявлялось до нескольких десятков активных центров.

Электроннографический анализ «усов» показал, что они являются монокристаллами. Характерная форма «усов» — перетяжки по диаметру и «шапочка» на конце. Согласно [1], образование такой формы свидетельствует о бездислокационном росте «усов». Все исследованные частицы имели гексагональную структуру и давали на электроннограммах интенсивные рефлексы от плоскостей (110), (112), (210), (300). Частиц кубической структуры не обнаружено.

Попытки инициировать рост «усов» на частицах иодидов свинца и кадмия (размер от 0,1 до 2 мкм) не дали результатов. Увеличение нагрева частиц электронным пучком приводило к их оплавлению и даже испарению. Вероятно, у частиц иодидов свинца и кадмия другая природа активных центров. Возможно также, что регулировочное устройство током луча микроскопа слишком грубо для работы с этими веществами.

В работах [1, 3—5] природа центров зародышеобразования связывается с точечными и линейными дефектами кристаллической решетки, а именно со скоплением дефектов в приповерхностном слое, с точками выхода на поверхность дислокаций. В [2, 4] указывается, что для галогенидов серебра типичными являются дефекты по Френкелю. Принимая, что энергия активации обра-

зования дефекта в иодиде серебра равна 84 Дж/моль, для равновесного числа вакансий вблизи температуры плавления получить величину, равную $3 \cdot 10^{-3}N$, где N — число молекул в частице. Известно, [2, 6], что при быстром охлаждении вещества от температуры плавления (а это и происходит при получении аэрозоля возгонкой) вакансии как бы «замораживаются» и их концентрация в резко охлажденном веществе соответствует не равновесной температуре, а температуре, предшествующей охлаждению. В результате коагуляции вакансий и «захлопывания» каверн могут возникнуть дислокационные петли [4, 6].

Расчет показывает, что частица иодида серебра размером 0,25—0,5 мкм может иметь до 10 дислокаций при условии, что все они получены «захлопыванием» цилиндрической полости высотой в одну молекулу и все имеют выходы на поверхность. Если рассчитать диаметр частицы иодида серебра, в которой может возникнуть хотя бы одна дислокация с выходом концов на поверхность, то для концентрации вакансий $3 \cdot 10^{-3}$ получим диаметр (1 дислокация) = 0,02 мкм. В то же время из экспериментальных работ известно, что частицы размером меньше 0,01 мкм не активны в отношении льдообразования [11].

Следует отметить, что имеются и другие механизмы возникновения дислокаций в кристаллах, например на примесных атомах [5, 6].

В [7] приводятся результаты рентгеноструктурного анализа микрокристаллов галогенидов серебра (размером 0,3—0,8 мкм) на наличие в них дислокаций. Чувствительность метода — одна дислокация в микрокристалле размером 0,5 мкм. Результат анализа — пять — десять дислокаций на кристалл, что по порядку величины совпадает с рассчитанным числом дислокаций, появившихся за счет коагуляции вакансий. Обнаруженные методом самодиффузии активные точки соответствуют количеству дислокаций в четыре-пять раз меньшему. Это можно объяснить тем, что не все дислокации кристалла имеют выходы на поверхность и что активные центры, расположенные не слишком близко к периметру проекции частицы на экран микроскопа, не обнаруживают себя, так как «усы» не выходят за периметр частицы.

Вышеизложенное позволяет сделать предположение, что активными центрами на поверхности аэрозольных частиц иодид серебра могут быть точки выхода дислокаций, возникающих в микрокристаллах либо за счет коагуляции «замороженных» закалочных вакансий, либо на примесных атомах; при этом дислокации, по данным наших экспериментов, могут и не наследоваться зародышами, образующимися на активных центрах.

Структура частиц

Представляется интересным исследовать внутреннюю структуру аэрозольных частиц.

Ввиду малости размера частиц исследование структуры пришлось вести на пределе увеличения электронного микроскопа. При больших увеличениях яркость изображения на экране столь ала, что для фотографирования требуется экспозиция до пол-нутой. Вибрации здания, вызванные транспортом, передавались в колонну микроскопа, поэтому получить достаточно четкое изображение структуры на фотографиях не удалось. Однако визуальное наблюдение было вполне возможно. Максимальная амплитуда колебаний изображения, приведенная к экрану микроскопа при электронно-микроскопическом увеличении 100 000 и оптическом увеличении $8\times$, была около 1 мм, частота колебаний от 0,5 до 2 Гц.

Исследование проводилось при ускоряющем напряжении 100 кВ увеличением до 70 000 и при 75 кВ до 100 000. Изучались в основном частицы диаметром около 0,2—0,5 мкм. Трудность исследования частиц меньшего размера связана с использованием увеличений до 200 000. При этом на экране микроскопа изображается лишь небольшая часть препарата, освещаемого электронным лучом (даже при самой тщательной юстировке колонны). Частицы же, находящиеся вне поля зрения, подвергаются непрерывному облучению электронами. Это, как выяснено в результате экспериментов (о чем подробно говорится ниже), может привести к изменению спектра частиц.

При ускоряющем напряжении 100 кВ удавалось «пробить» «шариков» на расстоянии до 0,03—0,04 мкм от поверхности (речь идет о проекции на экран микроскопа). На экране электронного микроскопа через дополнительный оптический микроскоп четко просматривались хаотически ориентированные продолговатые шестигульные кристаллы длиной 0,007—0,01 мкм с «оплавленными» углами. Для кристаллитов меньших размеров углы визуально совсем не были видны, и при размерах менее 0,005 мкм те частицы имели вид шариков. (Явление неразличимости формы связано с конечным, около 10—15 А, разрешением микроскопа.) Оценки размеров проведены по масштабной сетке на экране микроскопа и графику увеличения микроскопа.

Микроэлектроннограмма (рис. 2) снята с края частицы PbI_2 . Здесь четко просматриваются точечные рефлексы, характерные для поликристалла. Оценка количества рефлексов на $1/6$ окружности электроннограммы как и оценка минимальных размеров неэвностей на поверхности частицы дает размер кристаллов (по диаметру) 0,05—0,01 мкм.

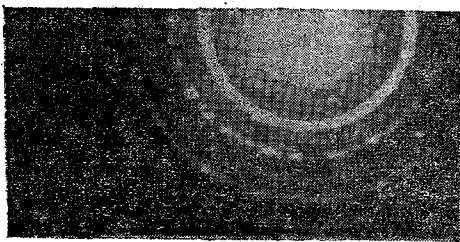


Рис. 2. Микроэлектроннограммы частиц иодистого свинца и иодистого кадмия.

По снимкам и электроннограммам частиц CdI_2 получены аналогичные результаты.

Плотность упаковки кристаллитов была оценена следующим образом. Сначала измеряли диаметр частицы в исходном состоянии. Затем частицу медленно нагревали электронным лучом до расплавления (без испарения!). По достижении температур плавления частица скачком меняла свой размер. Ток луча уменьшали и повторно проводили замер диаметра частицы. Оказалось, что пустотами занято от 0,7 до 0,9 объема частиц, а сами плотности имеют вид разветвленных каналов диаметров менее 0,01 мкм. Не трудно подсчитать, что для канала диаметром около 0,01 мкм капиллярный эффект для паров воды $E_{\text{кап}}/E_{\text{плоск}} = 0$. Вполне вероятно, что указанное понижение упругости пара воды над межкристаллитными промежутками может способствовать конденсации паров воды на частицах льдообразующих веществ.

Искажение формы и структуры частиц электронным лучом

Специфика аппаратуры для электронномикроскопических исследований такова, что эффекты, связанные с действием электронного луча, при недостаточно корректной методике могут пр

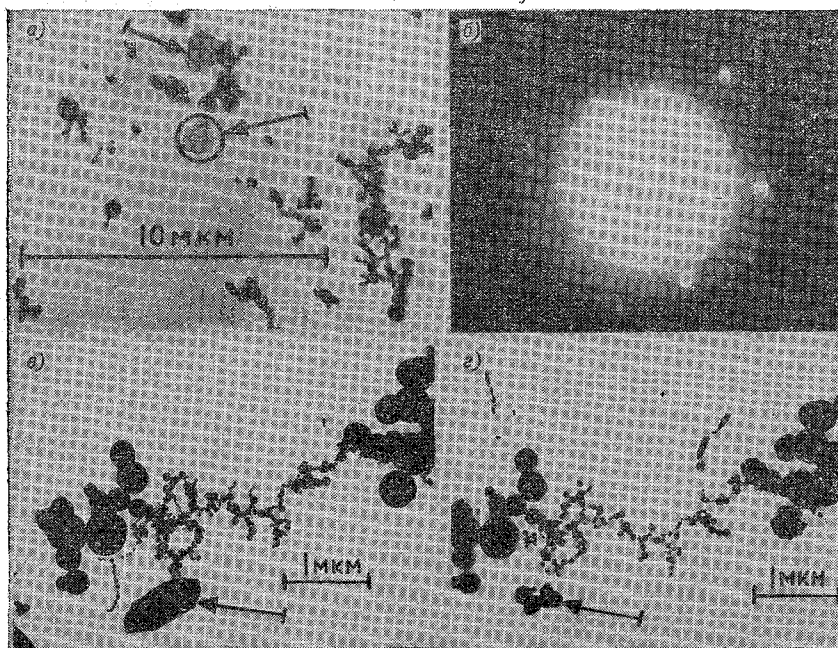


Рис. 3. Изменения препаратов частиц иодистого свинца под действием электронного луча.

сти к неправильным выводам. Для каждой комбинации препарата — подложка необходимо подбирать оптимальный ток луча. При меньшем (чем оптимальный) токе уменьшается яркость изображения, при большем — происходят изменения в структуре, форме, размере частиц. Так, выше отмечался факт изменения размеров частиц под влиянием нагрева (что было использовано для определения суммарного объема пустот в частицах). На рис. 3 а представлена микрофотография частиц PbI_2 через одну минуту после начала наблюдения. В местах, обозначенных стрелками, появились новые частицы треугольной формы. Микродифракция с одной из них (обведено кружком) показывает, что это наложенные друг на друга два монокристалла (рис. 3 б).

В некоторых случаях наблюдается обратный переход — монокристаллические частицы (на рис. 3 в указаны стрелкой) оплаваются и превращаются в сферические частицы (рис. 3 г).

Многочисленные наблюдения за изменением микродифракционных картин отдельных частиц льдообразующих веществ показали, что при токах луча примерно 30 мкА происходит медленное укрупнение кристаллитов, составляющих частицы, что проявляется в сужении линий микроэлектроннограммы. При больших токах луча частицы могут оплавляться, а также частично или целиком испаряться. Таким образом, действие электронного луча на препараты йодидов может проявиться: в изменении размеров формы частиц; в появлении новых частиц; в изменении размера и количества кристаллитов, составляющих частицы, а также переходе аморфных для данной волны де-Бройля частиц в кристаллические.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаваргизов Е. И. Рост нитевидных и пластинчатых кристаллов из пара. — М.: Наука, 1977. — 303 с.
2. Гегузин Я. Е. Диффузионная зона. — М.: Наука, 1979. — 343 с.
3. Дистлер Г. И. Декорирование поверхности твердых тел. — М.: Наука, 1976. — 111 с.
4. Кнittel Ч. Введение в физику твердого тела. — М.: Наука, 1978. — 111 с.
5. Лоидз Р., Паркер Р. Рост монокристаллов. — М.: Мир, 1974. — 10 с.
6. Мейер К. Физико-химическая кристаллография. — М.: Металлургия, 1972. — 480 с.
7. Миз К., Джеймс Т. Д. Теория фотографического процесса. — Л.: Химия, 1973. — 573 с.
8. Anderson B. J., Hallett J. Supersaturation and time dependence of ice nucleation from the vapor on single crystal substrates. — J. Atmos. Sci., 1976, vol. 33, N 5, p. 822—832.
9. Cheng R. J., Hagan A. W. Microscopic study of lead iodide — nucleation ice crystals. — Microscope, 1970, vol. 18, N 4, p. 299—302.
10. Fletcher A. Temperature dependence of the active site concentration of ice nucleants. — J. Atmos. Sci., 1974, vol. 31, N 6, p. 1718—1720.
11. Gorbunov B. Z., Kakutkina N. A., Koutzenogii K. P. Studies of silver iodide ice-forming activity verification of theory. — J. Appl. Meteor., 1980, vol. 19, N 1, p. 71—77.

12. Grosch I. Ein Beitrag zur Konstitution atmosphärischer eisbildend
Kerne.—Ann. Meteorol. Neue Folge, 1980, N 15, S. 43—45.

13. Hallett J., Shrivastava S. K. Nucleation of the supercooled
water by large single crystals of silver iodide.—J. Res. Atmos., 1972, vol.
N 1—3, p. 283—300.

14. Levkov L. Über die Eisbildung in untergetuhltem Nebel unter d
Einwirkung von PbI_2 -Aerosolen.—Dokl. Bolg. AN, 1976, Bd 29, N
S. 975—977.

15. Sax R. J., Garvey D. M., Parungo F. P. Characteristics of A
pyrotechnic nucleant used in NOAA'S Florida area cumulus experiment.—
Appl. Meteor., 1979, vol. 18, N 2, p. 195—202.

Н. Н. Бурчуладзе, Т. А. Першин

ЗАМЕРЗАНИЕ И ЗАРЯЖЕНИЕ КАПЕЛЬ РАСТВОРОВ ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ ВЕЩЕСТВ

Процесс кристаллизации капель, сопровождающийся их элект
ризации, и влияние его на электризацию облака в целом изуча
лись в основном в лабораторных условиях. При лабораторных
исследованиях микрофизических процессов применяют, как прави
ло, малые холодильные камеры. Поскольку заряды, возникаю
щие на каплях в процессе их замерзания, очень малы (10^{-14} ;
 10^{-15} Кл), особые требования предъявляются к тепло- и элект
роизоляционным материалам, применяемым при изготовлении ка
мер, а также к чувствительности электрометра [6—8].

Эксперименты, поставленные с целью измерения электриче
ских зарядов капель чистой воды при замерзании, показали, что
капли дистиллированной воды в процессе замерзания заряжаются
преимущественно отрицательно (до $-1,5 \cdot 10^{-14}$ Кл), причем за
ряд возрастает с увеличением размера исследуемой капли [1, 5].
Для объяснения этого явления было привлечено представлени
о протонном термоэлектрическом эффекте, характерном для пр
цесса фазового перехода вода—лед [1, 8]. В условиях проводи
мого эксперимента охлаждение капли начинается с поверхности.
В воде и во льду часть молекул H_2O диссоциированы на ионы H^+
и OH^- . Миграция более подвижных ионов H^+ , происходяща
в направлении температурного градиента, приводит к появлению
избытка положительных зарядов в поверхностном слое капли.
При этом через трещины, образующиеся в ледяном слое, проис
ходит вылет микрочастиц в окружающую среду. Эти частицы
как уже указывалось, несут преимущественно положительный
заряд, в результате чего замерзающая капля чистой воды в пре
обладающем числе случаев оказывается заряженной отрицатель
но [2, 3].

Картина электризации может коренным образом меняться при
добавлении к дистиллированной воде различных веществ. При
исследовании водных растворов солей, в частности $NaCl$ или KCl

аблюдалось преимущественно положительное заряджение замерзающих капель [4, 5]. В данном случае ионы Cl^- , обладающие ольшей подвижностью, чем ионы Na^+ или K^+ , чаще оказываются в наружном слое замерзающей капли. В составе комплексов молекул H_2O ионы Cl^- диффундируют в окружающий воздух, то создает благоприятные условия для преимущественно положительного заряджения замерзающих капель.

Поскольку в качестве одного из реагентов для воздействия а грозо-градовые облака в течение ряда лет применяется иодитый свинец PbI_2 , а в последние годы используется также иодитое серебро AgI , исследование электрических свойств растворов PbI_2 и AgI представляет особый практический интерес. Эффективным льдообразующим реагентом, перспективным заменителем дефицитного AgI и токсичного PbI_2 , является флороглюцин $\text{C}_6\text{H}_3(\text{OH})_3$, поэтому нами исследовалось также замерзание и заряджение капель растворов этого вещества.

Для выяснения влияния указанных примесей на электризацию облачных капель был выполнен лабораторный эксперимент по методу, изложенному в [1]. При этом были исследованы капли раствора PbI_2 с концентрацией 10^{-4} , 10^{-3} , $10^{-2} \%$, капли коллоидного раствора AgI с концентрацией 10^{-4} , 10^{-3} , $10^{-2} \%$ и капли раствора $\text{C}_6\text{H}_3(\text{OH})_3$ с концентрацией 10^{-4} , 10^{-3} , 1% , а также капли дистиллированной воды (фоновые измерения). Средний размер капель составлял 1,2 мм.

Результаты опытов представлены в табл. 1. Как видно из приведенных данных, при замерзании исследуемых капель наблюдались заряды обеих полярностей. В таблице представлены: температура начала замерзания, время замерзания, а также средние значения зарядов замерзающих капель дистиллированной воды, растворов AgI , PbI_2 , $\text{C}_6\text{H}_3(\text{OH})_3$ различных концентраций. В последнем столбце даны диапазоны значений измеренных зарядов.

Анализ экспериментов показал, что присутствие иодистого свинца, иодистого серебра и флороглюцина сказывается как на знаке, так и на величине заряда, возникающего при замерзании капель растворов. Из приведенных данных следует, что в процессе замерзания капель водных растворов всех исследованных нами веществ, так же как и ранее при замерзании капель растворов NaCl и KCl , наблюдается преимущественно положительное заряджение капель. При этом значения зарядов капель растворов зависят как от растворенного вещества, так и от его концентрации; ее значение во всех случаях меньше, чем при замерзании капель чистой воды. Это может быть объяснено в первом приближении тем, что значения заряда капель водных растворов, например PbI_2 , определяются алгебраической суммой величин возможных зарядов ионов чистой воды и ионов диссоциированного вещества примеси, в рассматриваемом случае Pb^+ и I^- . При этом создается такое положение, когда часть ионов самодиссоциации воды одного знака и ионов растворенного вещества примеси дру-

Таблица 1

Температура и заряды капель воды и растворов при их замерзании

Вещество	Концентрация раствора, %	Число опытов	Температура замерзания, °C	Время замерзания, мин		Число случаев		Среднее значение заряда 10^{-4} Кл		Пределные значения зарядов 10^{-4} Кл	
				мин	с	n	n	q^+	q^-	q^+	q^-
Дистиллированная вода	—	120	-14,6	0	35	65	102	0,5	1,0	0,2—2,8	0,1—7,0
	10^{-4}	16	-14,0	0	37	16	9	0,5	0,3	0,2—0,8	0,2—0,6
	10^{-3}	28	-11,5	0	53	23	11	0,2	0,1	0,1—0,8	0,2—0,8
	1	10	-3,8	1	12	10	0	0,2	0,0	0,1—0,2	—
$C_6H_5(OH)_3$	10^{-4}	15	-7,1	0	55	15	7	0,5	0,4	0,2—1,2	0,2—3,0
	10^{-3}	14	-6,1	1	03	13	6	0,4	0,1	0,2—0,8	0,2—0,8
	10^{-2}	26	-5,1	1	05	19	17	0,2	0,3	0,2—0,8	0,2—1,0
	10^{-4}	13	-14,3	0	51	13	8	0,8	0,6	0,2—1,4	0,6—2,2
PbI_2	10^{-3}	15	-7,1	1	0	13	12	0,7	0,5	0,2—2,4	0,1—1,2
	10^{-2}	11	-6,0	1	17	9	7	0,3	0,2	0,1—0,9	0,2—0,6

AgI

того знака оказываются связанными между собой и результат электризации тогда устанавливается за счет избытка ионов того или иного знака.

Таким образом ионы, обладающие большей подвижностью, чаще оказываются в наружном слое замерзающей капли раствора и, вылетая из нее, уносятся воздушными потоками. Это создает благоприятные условия преимущественно положительного заряжения замерзающих капель растворов льдообразующих веществ и веществ, входящих в состав ядер конденсации. При этом происходит и пространственное разделение заряженных частиц в облаке, что может вносить заметный вклад в генерацию внутриоблачных зарядов и должно учитываться при рассмотрении вопросов, связанных с процессом молниеобразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Исследование электризации капель воды при замерзании/ Н. Н. Бурчуладзе, Т. Н. Громова, В. Я. Никандров, Н. В. Торопова. — Труды ГГО, 1977, вып. 389, с. 51—55.
2. Никандров В. Я. Об одном механизме образования и разделения электрических зарядов в облаке. — Труды ГГО, 1974, вып. 301, с. 25—29.
3. Никандров В. Я. Метеорологический аспект электризации конвективного облака. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 40 с.
4. Справочник химика, Т. III. — Л., М.: Химия, 1964.
5. Химический состав и зарядение капель при фазовых переходах/ В. Я. Никандров, П. Ф. Свистов, Н. Н. Бурчуладзе, Ю. И. Туркин. — Труды ГГО, 1981, вып. 439, с. 49—54.
6. Экспериментальная установка для исследования электризации замерзающих капель/ Н. Н. Бурчуладзе, В. А. Грачев, В. С. Графов и др. — Труды ГГО, 1976, вып. 372, с. 38—45.
7. Мучник В. В. Физика грозы. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 351 с.
8. Mason B., Maybank Y. The fragmentation and electrification of freezing water drops. — Quart. J. Roy. Met. Soc., 1960, vol. 86, N 368, p. 176—186.

В. Я. Никандров, В. В. Шлыков, О. И. Васильев, В. А. Грачев

О РЕЗУЛЬТАТАХ ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫХ ИСПЫТАНИЙ РЕКОНСТРУИРОВАННОЙ КАМЕРЫ ТУМАНОВ ГГО

Введение

Экспериментальные исследования процессов, происходящих в облаках, подразделяются на натурные и лабораторные. Натурные исследования максимально приближены к естественным условиям и поэтому наиболее ценны. Однако главными их недостатками являются: значительная стоимость, сложность воспроизве-

дения идентичных условий и одновременное наличие большого числа плохо контролируемых или совсем неконтролируемых факторов. Все это обуславливает широкое применение лабораторных модельных методов в физике облаков.

В практике для создания условий, близких к тем, что имеют место в облаках, используются различными экспериментальными установками. Одним из видов таких установок, обладающих наибольшими возможностями моделирования облачных процессов, являются камеры туманов.

К настоящему времени в литературе описано довольно много камер, различающихся объемами, диапазонами создаваемых температур, методами получения тумана и т. д. Весьма подробно сведения о них приведены в обзоре [6]. При этом большинство камер имеет сравнительно небольшой объем и предназначены для исследований какого-либо ограниченного числа процессов, и только некоторые из них относительно универсальны. К ним, например, следует отнести очень хорошо оборудованную большую камеру ИЭМа [2, 8]. К числу камер, предназначенных для сравнительно широкого профиля исследований, относится и камера туманов ГГО [1, 3, 4].

Основные сведения о камере туманов ГГО

Камера туманов (КТ), построенная в 1940 г., в своем первоначальном виде была адиабатной. Позднее, в конце 50-х годов, она была переоборудована в холодильную, в которой можно создавать туманы в диапазоне температур от $+20$ до -20°C . В КТ в послевоенные годы проводились исследования, направленные на изучение радиационных процессов в тумане [1, 4], зарядов капель тумана [7], стабилизации и рассеяния туманов [3, 5] и некоторые другие. В результате длительной эксплуатации ряд устройств КТ пришел в негодность, и появилась необходимость в ее реконструкции. Эта реконструкция была закончена в конце 1979 г. Реконструкции были подвергнуты все технические элементы и системы КТ: кожух камеры, системы охлаждения и вентиляции, системы создания тумана, системы автоматики, освещения и связи между помещениями.

В настоящее время КТ представляет собой резервуар из нержавеющей стали, имеющий конфигурацию десятигранной призмы со стороной основания 1 м, высотой 8 м и внутренним объемом примерно 62 м^3 . Этот, рассчитанный на работу при нормальном давлении резервуар окружен снаружи тремя ярусами расположенных вертикально холодных батарей. Четвертая холодильная батарея находится внизу под полом камеры. Холодильные батареи крепятся к основному цилиндрическому металлическому корпусу камеры, снаружи окруженному слоем теплоизоляции и закрытому декоративным кожухом (рис. 1).

Занимающая два этажа пристройки к главному корпусу ГГО и подвал, КТ имеет на первом этаже дверь и четыре (по два на

каждом этаже) смотровые окна. Помещения на этажах и машинное отделение, находящееся в подвале, связаны между собой переговорными устройствами.

Создание тумана осуществляется путем пуска в камеру горячего водяного пара. Для этого в машинном отделении камеры установлен паровой котел общей производительностью 140 м³ пара в час при давлении 1,5 атм. Подача пара производится через отверстия парового кольца, выполненного из нержавеющей стали и расположенного в нижней части резервуара камеры. Время

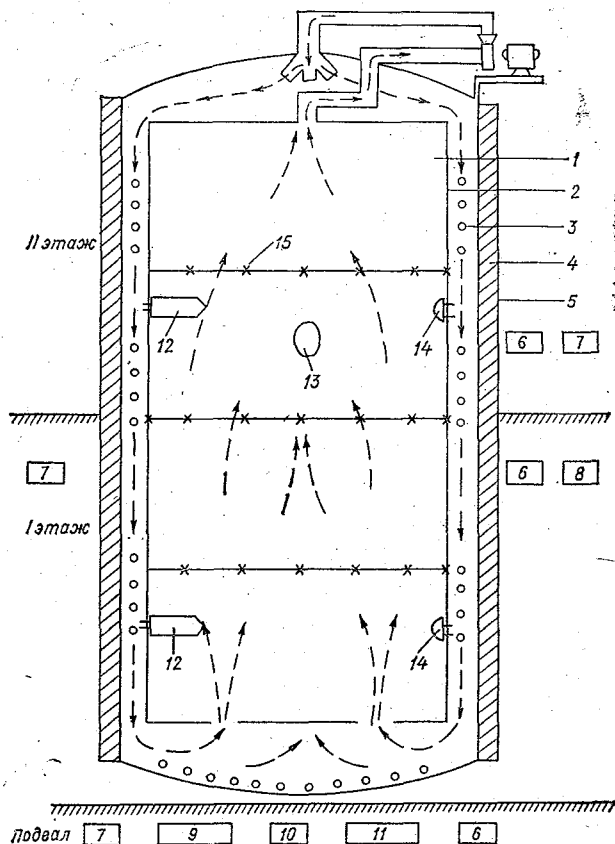


Рис. 1. Расположение элементов и систем камеры туманов ГГО.

1 — внутренний объем камеры, 2 — кожух из нержавеющей стали, 3 — охлаждающие батареи, 4 — теплоизоляция, 5 — декоративный корпус, 6 — контролирующая аппаратура, 7 — переговорные устройства, 8 — щит управления, 9 — холодильные установки, 10 — аппаратура автоматики, 11 — система создания искусственного тумана, 12 — осветители, 13 — датчик ДИВО-1 л, 14 — фотосопровождения, 15 — термисторные термометры.

образования тумана в камере составляет в среднем 3—10 мин от начала пуска. Это время зависит от скорости пуска пара, т. е. определяется давлением порции пара в котле.

Время существования тумана зависит от количества выпущенного пара, начальной влажности воздуха в камере, степени увлажнения ее стенок и составляет в среднем 20—40 мин.

Минимальная температура, до которой может быть охлажден воздух в камере, равна -20°C , а время, необходимое для этого при охлаждении от комнатной температуры — 14—16 ч.

Конструкция камеры позволяет получить туман как с неоднородным, так и с близким к однородному распределением температур по высоте. Последнее достигается с помощью системы циркуляционной вентиляции. Помимо циркуляционной, в камере имеется приточно-вытяжная вентиляция, позволяющая в случае необходимости быстро сменить воздух внутри нее. Управление всеми этими системами КТ осуществляется дистанционно через автоматические устройства, расположенные в машинном отделении.

После завершения реконструкции технических элементов и узлов камеры туманов было начато ее оснащение аппаратурой для измерения и регистрации основных параметров тумана: влажности, температуры и оптической плотности.

Температура в КТ определяется с помощью двух измерительных систем — грубой и точной. Грубая система состоит из трех термометров сопротивления типа ТСМ и логометра Л-64. Измерения проводятся в этом случае с точностью $\pm 2^{\circ}\text{C}$. Три термометра сопротивления расположены внутри камеры на трех уровнях по ее высоте: 2, 4 и 6 м от пола по одному на каждом уровне (см. рис. 1).

Точная система измерения температуры (конструкция и изготовление Агрофизического научно-исследовательского института) состоит из четырех измерительных комплектов. Каждый комплект включает один измерительный стрелочный прибор, градуированный в градусах Цельсия, и пять термисторных микротермометров сопротивления типа МТ-54. Эти термисторы обладают высоким температурным коэффициентом сопротивления (около 3 % на 1°C) и имеют внутреннее сопротивление около 3 кОм при 20°C . Само микросопротивление выполнено из полупроводникового материала в виде шарика диаметром примерно 0,5 мм. Наружная поверхность этого шарика защищена тонким слоем стекла. Шарик вмонтирован в стеклянный капилляр диаметром около 1 мм, который в свою очередь вставляется в тонкую трубку из нержавеющей стали, защищающую его от повреждений.

Термометры с помощью переключателей могут поочередно подключаться к измерительному прибору. Каждый термометр параллельно выходу на стрелочный прибор имеет второй выход, который может быть подключен к самописцу или коммутатору. Цена одного деления измерительного прибора составляет $0,5^{\circ}\text{C}$.

Эта же величина определяет погрешность измерения температуры во всем диапазоне измеряемых температур: $+25\ldots-25^{\circ}\text{C}$.

Конструктивно два приборных комплекта объединены в одном корпусе, где размещены: два стрелочных прибора, десять измерительных мостов, два стабилизированных источника постоянного напряжения и ряд коммутирующих устройств. Прибор работает от сети 220 В 50 Гц.

Датчики температуры располагаются внутри КТ на трех уровнях по высоте: 2, 4 и 6 м от пола. При этом на высоте 2 и 6 м расположено по шесть термисторов, а на высоте 4 м — семь термисторов (см. рис. 1). На каждом уровне пять термометров измеряют температуру воздуха внутри камеры, а остальные — температуру стенок камеры. Таким образом, при измерениях с помощью этих термометров получается объемная картина распределения температуры в камере.

Для измерения влажности в КТ используется двухфазный измеритель влажности ДИВО-1л. Согласно описанию, с помощью этого прибора можно измерять влажность в диапазоне значений $0,1\text{—}5,0\text{ г/м}^3$ с относительной погрешностью измерения 12 %. Данная точность, по описанию, обеспечивается в диапазоне температур $-20\ldots+20^{\circ}\text{C}$.

Прибор работает по следующему принципу. Капли воды и кристаллы льда отбираются вместе с пробой воздуха и подвергаются испарению в специальной камере датчика с помощью электрического нагревателя. Количество тепла, идущее на испарение, измеряется дифференциальной термопарой по разности температур воздуха до и после испарения в нем водного аэрозоля. Это количество тепла пропорционально массе испаряемой воды. Датчик измерителя влажности расположен в центре камеры на высоте 5,5 м (см. рис. 1).

В качестве индикаторов оптической плотности тумана в КТ используются датчики освещенности фоторезисторов. Они представляют собой источники света и фотосопротивления. В КТ используются три таких датчика: два на нижнем уровне (расположены на высоте 1,5 м от пола взаимно перпендикулярно в горизонтальной плоскости) и один на верхнем уровне (высота от пола 5,5 м). В качестве источников света в этих датчиках применены газовые лазеры ЛГ-44 и ЛГ-78, а также оптический источник ОИ-24.

При индикации оптической плотности тумана изменение освещенности фотосопротивления преобразуется в изменение напряжения. Принцип преобразования заключается в следующем: фотосопротивление включено в цепь обратной связи усилителя постоянного тока, поэтому при его изменении изменяется выходной сигнал с усилителя. Этот сигнал в дальнейшем и измеряется с помощью цифрового вольтметра.

Результаты предварительных исследований

После завершения реконструкции КТ и оснащения ее аппаратурой для измерения температуры, влажности и индикации оптической плотности тумана были проведены предварительные исследования распределения температур внутри КТ, эволюции влажности тумана и его оптической плотности, а также было проделано несколько опытов по искусственной кристаллизации тумана с помощью твердой CO_2 .

Определение распределения температуры в КТ проводилось с помощью термисторных термометров, расположенных так, как показано на рис. 1. Измерения показали, что по горизонтали температура воздуха внутри камеры в пределах погрешности измерения одинакова. Температура стенок камеры (без охлаждения) не отличается от температуры воздуха внутри камеры. При охлаждении камеры до -20°C температура стенок оказывается ниже температуры воздуха примерно на $2,5^\circ\text{C}$. С течением времени эта разность температур несколько уменьшается за счет теплопроводности воздуха.

Разность температур воздуха по вертикали при охлаждении камеры до -20°C может достигать до $8-9^\circ\text{C}$. А разница температур стенок на верхнем и нижнем уровнях составляет $7,5-8,0^\circ\text{C}$. При этом разница температур воздуха между средним уровнем T_c , с одной стороны, и верхним T_v и нижним T_n уровнями, с другой, может составлять соответственно $T_v - T_c = 5,5^\circ\text{C}$ и $T_c - T_n = 2,5^\circ\text{C}$.

При включении циркуляционной вентиляции разность температур между верхним и нижним уровнями постепенно уменьшается примерно до $1,5^\circ\text{C}$, а разность температур между стенками и воздухом до $0,5^\circ\text{C}$.

Предварительные исследования показывают, что в КТ можно создавать как теплые, так и холодные туманы влажностью до 5 г/м^3 (верхний предел измерений прибором ДИВО-1 л).

На рис. 2 приведены типичные зависимости относительных значений влажности и оптической плотности тумана от времени. В представленном на этом рисунке случае начальная температура воздуха была $+20,2^\circ\text{C}$, максимальная температура после пуска тумана $+25,2^\circ\text{C}$, максимальная влажность тумана составляла $1,6 \text{ г/м}^3$.

Оптическая плотность тумана характеризуется относительным изменением напряжения на выходе измерительного преобразователя, которое обратно пропорционально сопротивлению фоторезистора. При построении графика использовались данные, полученные с помощью индикатора оптической плотности тумана, расположенного в верхней части камеры, т. е. на одном уровне с датчиком влажности.

Как видно из этого рисунка, уменьшение влажности тумана со временем происходит значительно медленнее, чем изменение оптической плотности. Это, по-видимому, связано с тем, что про-

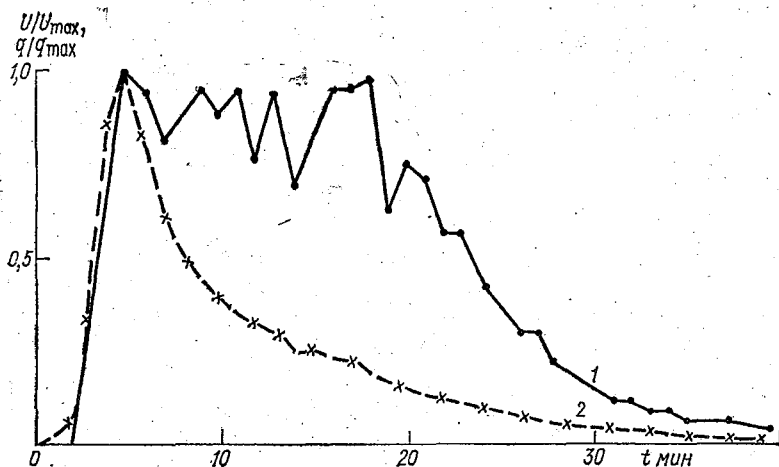


Рис. 2. Изменение во времени относительной влажности (1) и относительной стабильности тумана (по освещенности фоторезистора) (2).

Процесс измерения влажности значительно инерционнее, чем процесс измерения оптической плотности, а также с тем, что эволюция спектра капель во времени может сказываться по-разному при измерениях этих двух параметров. Как видно из этого рисунка, изменение оптической характеристики тумана в 1 раз происходит примерно за 8 мин. Влажность изменяется в это же число раз за 20—22 мин.

Закключение

Произведены реконструкции технических устройств камеры туманов ГГО, оснащение ее измерителями температуры, влажности тумана, а также индикаторами оптической плотности тумана. Проведены предварительные испытания всего комплекса и получены его основные характеристики, которые показали, что камера туманов может быть использована в качестве лабораторной установки для исследований фазовых и микрофизических процессов в водном аэрозоле.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданова Н. П. Экспериментальное исследование влияния тумана на радиационный баланс деятельной поверхности. — Труды ГГО, 1955, вып. 46 (108), с. 80—86.
2. Волковицкий О. А., Ермолина Л. И., Павлова Л. Н. Предварительные данные об адиабатических туманах в большой аэрозольной камере. — Труды ИПГ, 1967, вып. 7, с. 49—58.
3. Красиков П. П., Чикирова Г. А. Влияние примесей хлористого аммония на устойчивость водных туманов. — Труды ГГО, 1958, вып. 82, с. 41—44.

4. Морачевский В. Г., Новосельцев Е. П., Пастух Н. В. Радиационные притоки к водному аэрозолю в ближней инфракрасной области спектра. — Труды ГГО, 1968, вып. 224, с. 193—201.
5. Преображенская Е. В. О взаимодействии мелкодисперсных порошков ионообменных смол с водным аэрозолем и водяным паром. — Труды ГГО, 1968, вып. 224, с. 157—168.
6. Соловьев А. Д. Камеры туманов. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 125 с. (Труды ЦАО, вып. 131).
7. Соловьев В. А. Об одном методе измерений зарядов и размеров капель туманов. — Труды ГГО, 1956, вып. 58(120), с. 31—41.
8. Экспериментальное исследование характеристик тумана и их взаимосвязи/О. А. Волковичкий, А. Ф. Муманенко, Л. Н. Павлова, Г. И. Щелчков. — Труды ИЭМ, 1970, вып. 9, с. 29—35.

Т. Н. Громова, И. А. Скородёнок, Т. М. Унгерман

О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ГРУНТОВЫХ ВОД НА ЗАЩИЩАЕМОЙ ОТ ГРАДА ТЕРРИТОРИИ

Введение

Существенным вопросом охраны окружающей среды является оценка степени ее загрязнения. Расширение работ по искусственным воздействиям на облака, в частности с целью градозащиты, приводит к тому, что в атмосферу вводится большое количество примесей. Введенные в облака вещества, попадая из атмосферы в почву и водоемы, могут влиять на химический состав грунтовых вод. Поэтому наряду с исследованием химического состава атмосферных осадков на защищаемой от града территории целесообразно изучать химический состав грунтовых вод различных водоемов. Исследование грунтовых вод тем более важно, что на территории Молдавской ССР воды верхнего водоносного горизонта широко используются для водоснабжения населенных пунктов.

В представленной работе сделана попытка оценить влияние вносимых при воздействиях примесей на химический состав грунтовых вод. Как известно, для воздействий в службе борьбы с градом широко применяется иодистый свинец PbI_2 . В то время как изменения концентрации свинца в атмосфере и грунтовых водах происходят по разнообразным причинам, которые в значительной степени носят техногенный характер [1], содержание иода в грунтовых водах на данной территории определяется главным образом местными географическими условиями [2]. Территория северных районов Молдавии характеризуется низким содержанием иода [2] и не имеет каких-либо внешних источников поступления иода в атмосферу или почву, кроме атмосферных осадков. Поэтому увеличение концентрации иода в природных водах может быть в значительной степени связано с воздействиями

Отбор проб воды из открытых водоемов, колодцев и родников осуществлялся на территории Сорокского отряда Противогравитационной службы Молдавской ССР в течение 5 лет (1976—1980 гг.). Работы проводились в три этапа: до начала воздействий (апрель), в период градозащиты (июнь, июль, август) и после окончания воздействий (сентябрь). Было опробовано более чем 100 водопунктов на площади около 1400 км². При этом из некоторых пунктов пробы отбирались периодически в течение всего сезона наблюдений с интервалом от нескольких дней до одного месяца (так называемые режимные наблюдения). Всего собрано около 300 проб воды. Объем одной пробы составлял 0,5—1,0 л. Для хранения проб применялась белая полиэтиленовая посуда.

Результаты исследований

Во всех пробах воды определялся как общий химический состав, так и концентрация ионид-иона. Определение макрокомпонентов (SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , NH_4^+ , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$) и pH проводилось по методикам анализа природных вод [5, 6]; концентрация иода определялась арсено-цериевым каталитическим методом [4, 7], чувствительность которого без предварительного концентрирования составляет 0,5 мкг/л.

Результаты химического анализа грунтовых вод за весь период наблюдений представлены в табл. 1. По данным анализов грунтовых вод, их общая минерализация изменяется от 0,3 до 1,9 г/л при среднем значении 0,9 г/л. При этом как отдельные, так и средние значения общей минерализации мало отличаются в зависимости от типа водопункта. Величина pH изменяется в пределах от 6,8 до 9,2 при среднем значении pH 8,0. Наибольшее среднее значение pH=8,2 отмечено в пробах воды, взятых из открытых водоемов.

Пределы изменения концентрации основных ионов (макрокомпонентов) в разных водоемах защищаемой территории (ЗТ) весьма различны. Наибольшее различие между максимальными и минимальными значениями отмечено для ионов NO_3^- и $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ в пробах воды из колодцев. Значительно меньшая разница между экстремальными значениями наблюдается в пробах родниковой воды. Таким образом, по своему составу все грунтовые воды исследуемого района (табл. 1) относятся к гидрокарбонатно-сульфатному типу с преобладанием катионов Mg^{2+} , причем пробы воды из родников и колодцев характеризуются следующим соотношением катионов: $\text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+$, а для проб воды, взятых из открытых водоемов соотношение катионов иное: $\text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+}$. Общий состав грунтовых вод может быть представлен формулой Курлова.

$$M_{0,9} = \frac{\text{HCO}_3^{72} \text{SO}_4^{17} \text{Cl}_{4,5} \text{CO}_3^{3,5} \text{NO}_3^3}{\text{Mg}_{41} \text{Ca}_{31} \text{Na}_{28} \text{NH}^4}.$$

Общий химический состав грунтовых вод (1976—1980 гг.)

Водопункт		Вид значе-ний	М мг/л	рН	Концентрация, мг/л									
Тип	Число				SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Na ⁺ + K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	+	NH ₄ ⁺
Родники	23	Мин.	534,0	6,90	9,6	1,5	3,9	339,5	0,0	9,9	13,7	46,6	0,0	
		Макс.	1691,0	8,50	266,0	44,3	61,5	908,9	36,0	262,9	108,9	120,0	0,4	
		Ср.	908,0	7,92	70,3	13,3	32,6	579,8	9,3	76,0	58,2	68,5	0,1	
		Мин.	286,0	6,80	8,0	2,3	1,0	177,0	0,0	0,4	19,4	25,3	0,0	
Колодцы	55	Макс.	1890,0	8,42	451,7	94,4	320,0	960,7	48,0	336,2	130,1	153,9	0,3	
		Ср.	894,0	7,74	98,7	17,5	31,8	529,8	8,8	71,0	66,8	69,1	0,1	
		Мин.	422,0	6,90	9,6	2,2	0,5	136,0	0,0	1,4	12,1	18,4	0,0	
		Макс.	1864,0	9,20	410,0	60,0	14,3	864,1	120,0	178,6	86,1	156,0	2,3	
Водоёмы	26	Ср.	753,0	8,18	106,1	20,8	7,2	409,7	22,4	78,1	77,6	60,8	0,4	
Всего	104	Ср.	852,0	7,95	91,5	17,2	23,9	506,4	13,5	75,0	57,5	66,1	0,2	

В табл. 2 приведены результаты определения концентрации иодид-иона в грунтовых водах. Как видно из таблицы, минимальное значение концентрации иода отмечено в пробах воды из колодцев (0,5 мкг/л), а максимальное — из поверхностных водоемов (100 мкг/л). Среднее содержание иода в грунтовых водах составляет 16 мкг/л, при этом средняя концентрация иода в воде родников и колодцев в 2,5 раза меньше средней концентрации иода в открытых водоемах. При сравнении подземных и поверхностных вод по концентрации иода видно, что вода из открытых водоемов имеет более высокую концентрацию иодид-иона, чем подземные воды (колодцы и родники): 60 % от общего количества проб, отобранных из водоемов, имеют концентрацию более

Таблица 2

Концентрация йода в грунтовых водах 1976—1980 гг.

Тип водо- пункта	Количество проб	I — мкг/л			Число случаев (%) с концентрацией	
		мин.	макс.	ср.	≤ 20 мкг/л	> 20 мкг/л
Родник	86	2,5	25,0	10,7	90	10
Колодец	133	0,5	47,0	11,6	80	20
Водоем	58	3,0	100,0	28,1	40	60

20 мкг/л, в то время как в родниках и колодцах концентрация иода более 20 мкг/л встречается только в 10 и 20 % проб соответственно.

Однако, по данным ряда авторов [3], поверхностные воды медленно текущих и заболоченных рек обеднены иодом вследствие сорбции его органическим веществом донных осадков. Полученные нами результаты показывают увеличение концентрации иода в воде поверхностных водоемов, что может быть связано с попаданием в них иодистого свинца, вводимого в атмосферу при воздействии на облака.

Представляет интерес сравнить химический состав грунтовых вод на защищаемой территории до начала сезона воздействия (апрель), в период воздействия (июнь — август) и после окончания воздействий (сентябрь) (табл. 3). Результаты сравнения показывают, что в период проведения воздействий концентрация иода в грунтовых водах в среднем почти в 1,5 раза выше, чем до начала воздействий. Значение общей минерализации в период воздействий также возрастает, но в меньшей степени, чем кон-

Изменение химического состава грунтовых вод в зависимости от периода отбора (по данным 1976—1980 гг.)

Тип водо- пункта	Индекс	C ₁		C ₂				C ₃		C ₂ /C ₁	C ₃ /C ₁
		апрель	июнь	июль	август	средняя	сентябрь				
Колодец	I ⁻ (мкг/л)	6,5	8,1	10,9	12,1	11,2	11,0	1,72	1,69		
	M (мг/л)	710	1003	902	813	885	717	1,25	1,01		
	pH	8,42	8,23	7,63	7,69	7,85	8,01	0,92	0,95		
	Число проб	14	11	49	44	133	15				
Родник	I ⁻ (мкг/л)	9,2	7,2	12,6	9,4	10,4	14,9	1,13	1,62		
	M (мг/л)	673	1020	923	755	905	783	1,34	1,16		
	pH	8,34	8,20	7,70	7,80	7,84	8,04	0,94	0,96		
	Число проб	10	13	37	15	86	11				
Волоем	I ⁻ (мкг/л)	14,6	24,9	28,0	27,9	27,0	32,2	1,86	2,20		
	M (мг/л)	634	728	807	783	773	720	1,22	1,14		
	pH	8,17	8,23	8,40	8,30	8,30	8,25	1,02	1,01		
	Число проб	10	8	22	10	58	8				

Примечание. C₁ — концентрация до воздействия, C₂ — в период воздействия, C₃ — после воздействия.

центрация иода; значения рН весной выше, чем в летне-осенний период.

Результаты определения содержания иода в водах колодцев в разные сезоны показывают, что в период проведения воздействий (т. е. в летние месяцы) концентрация иода в подземных водах больше, чем в осенний период, и значительно уменьшается к весне. Это свидетельствует о возможном кратковременном накоплении иода в подземных водах в летний период и постепенном уменьшении концентрации иода в течение зимнего периода. Это уменьшение можно объяснить как большой миграционной способностью иодид-иона, так и сорбцией его органическими веществами.

Таблица 4

Расход иодистого свинца на защищаемой территории
Сорокского отряда

Месяц	Р кг				
	1976	1977	1978	1979	1980
V	28,0	128,1	390,8	961,4	66,3
VI	145,1	888,4	779,7	1625,0	1561,65
VII	398,4	400,2	760,7	502,8	1020,90
VIII	91,1	350,5	285,8	949,9	630,95
Всего	662,6	1767,3	2217,1	4039,1	3879,80

Результаты режимных наблюдений за водами родников показывают, что все исследованные водопункты, представляющие более глубокие, чем колодцы, водоносные горизонты, характеризуются довольно большой стабильностью величин рН и М. Концентрация иода в воде родников колеблется в более узких пределах, чем в воде колодцев и открытых водоемов, и к концу периода воздействий накопление иодид-иона в них не наблюдается.

Как видно из табл. 3, поверхностные воды в большей степени подвергаются влиянию атмосферных осадков, чем подземные воды. Это наглядно проявляется как по средним данным за 5 лет (табл. 2), так и при анализе сезонных наблюдений. Действительно, концентрация иода от июня до сентября возрастает. Это увеличение может быть связано с интенсивными воздействиями PbI_2 именно в летний период, когда в атмосферу вносятся десятки и сотни килограммов примеси (табл. 4).

На рис. 1 на примере данных за июль 1979 г. показано изменение концентрации иода в пробах воды из открытого водоема (а), колодца (б) и родника (в) в дни до воздействия и после воздействия. Как видно из рис. 1, концентрация иода после воздействия во всех случаях выше, чем до воздействия, причем ее значения в пробах воды из открытого водоема больше, чем

в пробах воды из колодца и родника. Следует отметить, что в то время как концентрация иода в воде из родника и колодца через шесть дней после воздействия начинает уменьшаться, концентрация иода в открытом водоеме продолжает оставаться высокой. Исключение составляет вода из Днестра, которая характеризуется довольно устойчивой концентрацией, равной 4 ± 1 мкг/л как ото дня ко дню в летне-осенний период, так и в весенний период.

Однако увеличение концентрации иода в грунтовых водах не пропорционально расходу реагента, что наглядно видно из сравнения табл. 4 и 5. Как видно из табл. 4, расход реагента увеличивается от года к году; так, в 1979 г. он стал почти в шесть раз больше, чем в 1976 г., тогда как средние значения концентрации иода и общей минерализации (табл. 5) мало меняются от года к году и незначительно отличаются от средних значений за пять лет (см. табл. 1 и 2).

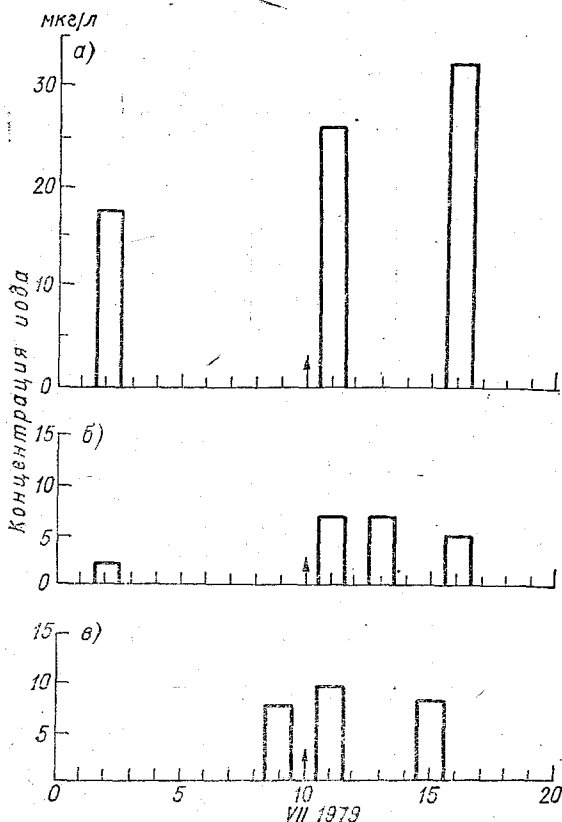


Рис. 1. Изменение концентрации иода в пробах воды из открытого водоема (с. Думбровены) (а), колодца (с. Флоричаны) (б) и родника (с. Попешты) (в).

Стрелкой отмечен день с воздействием.

Таблица 5

Химический состав грунтовых вод в летне-осенний период
1976—1980 гг.

Тип водо- пункта	Индекс	Средняя концентрация за			
		1976	1977	1979	1980
Колодец	I^- (мкг/л)	12,6	9,0	10,7	12,4
	M (мг/л)	826	819	918	845
	pH	7,38	7,92	8,09	7,58
Родник	I^- (мкг/л)	12,2	9,1	11,1	12,1
	M (мг/л)	784	739	926	768
	pH	7,30	7,92	8,08	7,74
Водоем	I^- (мкг/л)	26,8	22,6	30,9	21,8
	M (мг/л)	744	804	807	655
	pH	8,15	9,08	8,37	7,75

Закключение

За период исследований среднее значение общей минерализации и концентрации иода в грунтовых водах в районе проведения противоградовых работ практически не меняется, несмотря на увеличение расхода реагента от года к году и длительности периода воздействия (5 лет). Однако наблюдается некоторое возрастание концентрации исследуемых компонентов в летне-осенний период по сравнению с весенним, что может быть связано с проведением воздействий в этом районе. Наиболее заметно это влияние сказывается на значениях концентрации иода в воде открытых водоемов. Дальнейшее изучение содержания иода в грунтовых водах поможет установить степень влияния воздействия на химический состав вод различных водоносных горизонтов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глобальный баланс свинца в биосфере/Ю. А. Анохин, Г. Н. Вронская, И. Я. Николишин и др. — Обнинск, 1978. — 24 с.
2. Ковальский В. В. Теоретические основы биохимического районирования. — Геохимия, 1976, № 8, с. 1278—1286.
3. Коновалов Г. С. Изучение микроэлементов в поверхностных водах суши. — Гидрохимические материалы, 1967, т. 45, с. 237—249.
4. Методы определения общего содержания и подвижной фазы иода и брома в горных породах и природных водах для целей геохимических поисков/А. Д. Миллер, Л. А. Шнейдер, И. П. Вычужанина, Л. Я. Крылов. — Л., 1968. — 55 с.
5. Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов Ю. И. Методы анализа природных вод. — М.: Недра, 1970. — 487 с.

6. Химический состав атмосферных осадков на Европейской территории СССР/В. М. Дроздова, О. П. Петренчук, Е. С. Селезнева, П. Ф. Свислов. — Л.: Гидрометеиздат, 1964. — 209 с.

7. Mijaba Y., Tsunogai S. Evaporation of iodine from the ocean.— J. Geophys. Res., 1963, vol. 68, p. 3983.

8. Sveshnikov G. B., Toropova N. V., Ungerman T. M. On chemical composition of natural waters in hail suppression area.— In: Proceedings of the VIII WMO Scientific Conference on Water Modification. Clermont-Ferrand (France), July, 1980, p. 42—47.

Т. Н. Громова, Т. М. Унгерман

ИЗМЕНЕНИЕ ВО ВРЕМЕНИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ В ПЕРИОД ПРОВЕДЕНИЯ ПРОТИВОГРАДОВЫХ РАБОТ

Введение

Выпадение осадков уменьшает концентрацию аэрозолей в атмосфере. Причем процесс вымывания тесно связан с видом осадков, их продолжительностью и формой облаков. К настоящему времени получен довольно обширный материал по изменению концентрации примесей в атмосферных осадках [6—8]. Так, длительные обложные осадки фронтальных облаков N_s в среднем вымывают 60 % примеси. Ливневые дожди из внутримассовых облаков длительностью 1—3 ч уменьшают концентрацию атмосферных аэрозолей почти на 70 %. Вымывающая способность ливней, так же как и обложных осадков, уменьшается со временем, ослабевая по степенному закону. Слабые кратковременные дожди из внутримассовых облаков мало влияют на самоочищение атмосферы [6, 7]. Таким образом, об очищении атмосферы можно судить по изменению концентрации примеси в осадках у поверхности земли.

В данной работе приведены результаты определения химического состава осадков, собранных за период 1976—1980 гг. на защищаемой от града территории. В задачу исследований входило выяснение изменения концентраций отдельных ионов в течение суток при выпадении осадков различного типа (ливневые, грозовые без воздействий и грозовые с воздействиями PbI_2).

Результаты исследований

Сбор осадков осуществлялся в сельской местности в континентальном районе вдали от каких-либо промышленных источников загрязнения атмосферы (с. Баксаны Сорокского района Молдавской ССР). Продолжительность времени отбора отдельной пробы зависела как от интенсивности, так и от длительно-

сти дождя и изменялась от 2 мин до 1 ч [2]. Определялся общий химический состав атмосферных осадков, т. е. суммарная концентрация ионов SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^- , NO_3^- , NH_4^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ [5, 7]. В связи с тем что во время воздействий на градоопасные облака в качестве реагента вводится иодистый свинец PbI_2 , во всех отобранных пробах определялась также концентрация иодид-иона [2, 3]. Кроме того, проводилось измерение таких физико-химических параметров, как электропроводность и величина pH. Погрешность всех измерений не превышала 5 %. Всего отобрано 750 проб атмосферных осадков почти из 100 дождей.

Результаты анализа данных по изменению общего химического состава атмосферных осадков в течение суток представлены на рис. 1 б. Как видно из рисунка, общая минерализация имеет максимальные значения в утренние (3 и 9 ч) и вечерние часы

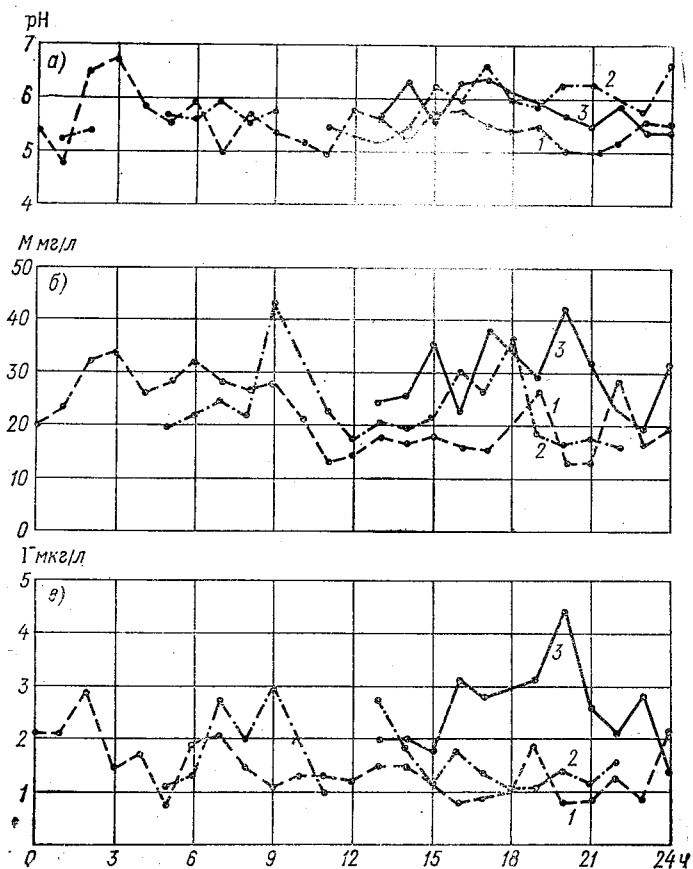


Рис. 1. Изменение во времени величины pH (а), общей минерализации (б) и вода (в) в осадках, выпавших из лицевых (1), грозвых (2) и грозо-грозвых облаков, подвергнутых воздействию (3).

(19 и 18 ч) для ливневых и грозовых осадков (соответственно кривые 1 и 2). Причем абсолютные значения концентрации примесей в утренние часы несколько выше, чем в вечерние. Минимальные значения концентраций наблюдаются в 11 и 20 ч для ливневых осадков и в 12 и 22 ч для грозовых. При этом минимальное за сутки значение общей минерализации 13 мг/л отмечено в период 19—20 ч. Изменение во времени электропроводности естественных осадков, а также концентрации анионов и катионов повторяет ход изменения общей минерализации.

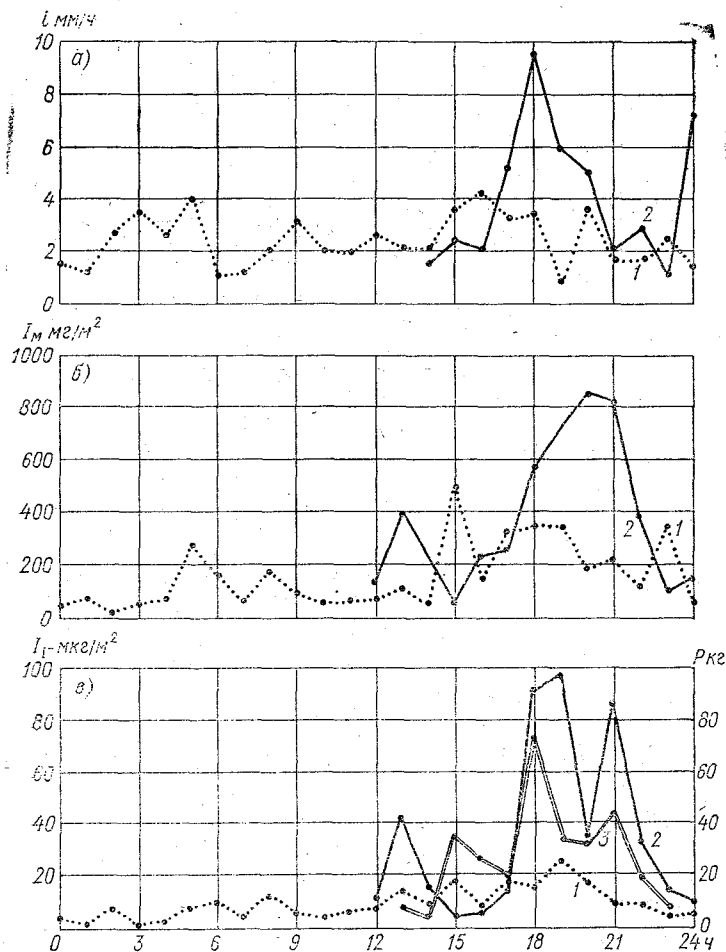


Рис. 2. Изменение во времени интенсивности осадков (а), интенсивности вымывания макрокомпонентов (б), иода (в) естественными осадками (1) и осадками выпавшими из облаков, подвергнутых воздействию (2).

3 — изменение во времени расхода реагента.

Изменение во времени химического состава осадков, выпавших из естественно развивающихся облаков, может быть, в частности, связано с усилением турбулентного обмена в дневное время, способствующего поступлению аэрозолей в атмосферу и приводящего к перераспределению его концентрации по высоте [1].

Абсолютные значения концентрации примеси в случае осадков, выпавших из грозо-градовых облаков, подвергнутых воздействию, значительно выше, чем в случае осадков, выпавших из естественно развивающихся облаков, а амплитуда изменения во времени концентрации примеси в осадках в дни с воздействием оказывается значительно больше, чем в дни без воздействий. Так, например, максимальное значение M в 20 ч при воздействии в три раза больше, чем без воздействия.

На рис. 1 а показано изменение во времени величины рН. В ливневых осадках в течение суток значение $pH < 6$. В грозовых дождях $pH > 6$ отмечено в период с 15 до 22 ч. При проведении воздействий рН снижается до 5,5, что особенно отчетливо видно в период интенсивных воздействий с 20 до 21 ч (рис. 2 б, кривая 3). Таким образом, абсолютные значения рН в осадках, выпавших из грозо-градовых облаков, подвергнутых воздействию, как правило, больше, чем в ливневых, но меньше, чем в грозовых без воздействия [5].

Рассмотрим влияние воздействий на изменение во времени концентрации иода в осадках ливневого и грозового характера (рис. 1 в). В обоих типах осадков из естественно развивающихся облаков (кривые 1 и 2) отмечаются максимальные значения иода в 2 и 7 ч, относительный минимум — в 5 ч, а затем снова наблюдается увеличение концентрации иода в период с 18 до 19 ч. Значение же концентрации иода в осадках, выпавших из облаков, подвергнутых воздействию (кривая 3), выше соответствующих значений 1 — в естественных осадках. Причем максимальное значение концентрации иода в 20 ч в пять раз выше соответствующего значения для случая ливневых осадков и в три раза выше для случая грозовых.

Для оценки интенсивности вымывания примесей осадками ливневого и грозового характера рассмотрим рис. 2 б, где показано изменение во времени интенсивности вымывания иодид-иона (I_1 — $мкг/м^2 \cdot ч$), а также ионов, суммарная концентрация которых определяет общую минерализацию осадков I_M ($мг/м^2 \cdot ч$) (рис. 2 а). Максимальное значение общей минерализации и концентрации иода в осадках из грозо-градовых облаков, подвергнутых воздействию, отмечается именно в период интенсивного воздействия, т. е. с 18 до 21 ч (рис. 2 б). При отсутствии воздействий интенсивность вымывания примесей значительно ниже, чем при проведении воздействий. Эта разница может быть связана не только с количеством введенного реагента, но и с интенсивностью и количеством осадков, значения которых велики преимущественно в этот период времени (рис. 2 в). Интенсивность осадков в слу-

чае грозо-градовых процессов (кривая 2) значительно выше, чем в случае ливневых (кривая 1). При воздействиях на грозо-градовые облака величина i имеет максимум в период с 18 до 20 ч, что совпадает с периодом возрастания интенсивности вымывания примесей и максимумом количества введенного реагента (70 кг/ч). Но поскольку в период с 20 до 21 ч i уменьшается, то максимум интенсивности вымывания иода и макроэлементов может быть связан с тем, что в этот период времени введено достаточно большое количество реагента (45 кг/ч). Таким образом

Таблица 1

Химический состав атмосферных осадков с 12 до 24 ч и интенсивность выпадения примесей по данным за 1976—1980 гг.

Компонент	Ливневые	Грозовые	
		без воздействия	с воздействием
I^- (мкг/л)	1,2	1,5	2,9
M мг/л	18,02	23,68	32,78
SC_4^{2-} (мг/л)	8,09	8,66	13,69
Cl^- (мг/л)	1,47	1,95	1,85
NO_3^- (мг/л)	1,64	1,99	2,43
HCO_3^- (мг/л)	1,80	4,77	5,69
$Na^+ + K^+$ (мг/л)	2,48	2,07	4,71
Mg^{2+} (мг/л)	0,90	1,27	1,25
Ca^{2+} (мг/л)	1,26	2,52	2,67
NH_4^+ (мг/л)	0,38	0,45	0,49
pH	5,48	5,99	6,76
I_{I-} (мкг/м ² ·ч)	7,7	21,5	60,5
I_M (мг/м ² ·ч)	164,6	387,3	587,2
Число проб	170	130	180

количество примеси в осадках и интенсивность ее вымывания в значительной степени определяются количеством вводимого в облако реагента PbI_2 .

Анализ приведенных данных показывает, что в указанном районе за все пять лет противоградовых работ в период с 8 до 12 ч не проводилось воздействий на грозо-градовые облака. Поэтому целесообразно рассчитывать средние значения химического состава осадков при воздействии и сравнивать их с естественным осадками только за период с 12 до 24 ч. Результаты такого осреднения приведены в табл. 1. Сравнение этих данных с ранее опу-

кованными материалами [9], в которых дается средняя за-
тки концентрация примеси в осадках, показывает возрастание
изличий в концентрации макрокомпонентов и иода, а также ин-
нсивности их вымывания в случае осадков, выпавших из грозо-
адовых облаков, подвергнутых воздействию, по сравнению
естественными.

Таким образом, полученные данные позволяют охарактеризо-
ить изменение концентрации примесей во времени в осадках
ивневого и грозового характера, а также выявить влияние про-
димых в исследуемом районе искусственных воздействий на
имический состав атмосферных осадков.

Выводы

1. Показано изменение концентраций основных ионов и иода
естественных атмосферных осадках в течение дня; установлено
изличие максимума концентрации в утренние и вечерние часы
минимума в дневное время суток.
2. Выявлено увеличение значений концентраций и интенсивно-
и вымывания примеси в осадках, выпавших из облаков, под-
ергнутых воздействию PbI_2 , по сравнению с осадками, выпав-
ими из естественно развивающихся облаков.
3. Установлено, что количество примеси в осадках и интенсив-
ость ее вымывания в период воздействия в значительной сте-
ни определяются количеством вводимого в облако реагента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грабовский Р. И. Атмосферные ядра конденсации. — Л.: Гидроме-
теиздат, 1956. — 164 с.
2. Громова Т. Н., Диневич Л. А., Унгерман Т. М. К вопросу о со-
ржании иода в атмосферных осадках при активных воздействиях. — Труды
О, 1979, вып. 420, с. 89—97.
3. Исследование содержания иода в атмосферных осадках в районе про-
дения противорадов работ и анализ нескольких случаев воздействия
целью грозозащиты/Т. Н. Громова, Л. А. Диневич, В. Я. Никандров и др. —
стник ЛГУ. Сер. Геология и география, 1980, вып. 2, № 12, с. 42—47.
4. Лассе Г. Ф. Климат Молдавской ССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. —
3 с.
5. О химическом составе осадков из конвективных облаков/Т. Н. Гро-
ва, И. А. Скородёнок, Н. Д. Татаренко, Т. М. Унгерман. — Труды ГГО, 1979,
п. 405, с. 91—97.
6. Петренчук О. П. Экспериментальные исследования атмосферного
розоля. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 264 с.
7. Химический состав атмосферных осадков на Европейской тер-
тории СССР/В. М. Дроздова, О. П. Петренчук, Е. С. Селезнева, П. Ф. Сви-
зв. — Л.: Гидрометеиздат, 1964. — 209 с.
8. A bibliography of weather modification experiments/M. A. Hunson,
E Barker, C. L. Bach et. al.—Commun. Statist., 1979, A 8, N 11, p. 1129—1153.
9. Sveshnikov G. B., Todorova N. V., Ungerman T. M. On chemi-
l composition of natural waters in hail supression area.—In: Proceedings of the
II WMO Scientific Conference of Weather Modification. Clermont-Ferrant
rance), July 25—26, 1980, p. 42—47.

О ПОВТОРЯЕМОСТИ УСЛОВИЙ, БЛАГОПРИЯТНЫХ ДЛЯ ИСКУССТВЕННОГО ВЫЗЫВАНИЯ ОСАДКОВ В ПОЖАРООПАСНЫХ РАЙОНАХ ЯКУТИИ И КАМЧАТКИ

Для успешного проведения работ по тушению лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками необходимо знать повторяемость ресурсной облачности в этих районах. Как и в работах [2, 5], пригодными для вызывания осадков в летний период мы считали кучево-дождевые облака (Cb), которые в таблицах наземных метеорологических наблюдений (ТМ-1) кодируются цифрами 2 и 4.

В настоящей статье приведены результаты исследования пространственно-временного распределения числа дней с ресурсными облаками для Якутии и Камчатки. Помимо этого, для указанных территорий было вычислено число дней с высокой пожарной опасностью.

Сопоставление вероятностей одновременного наличия р

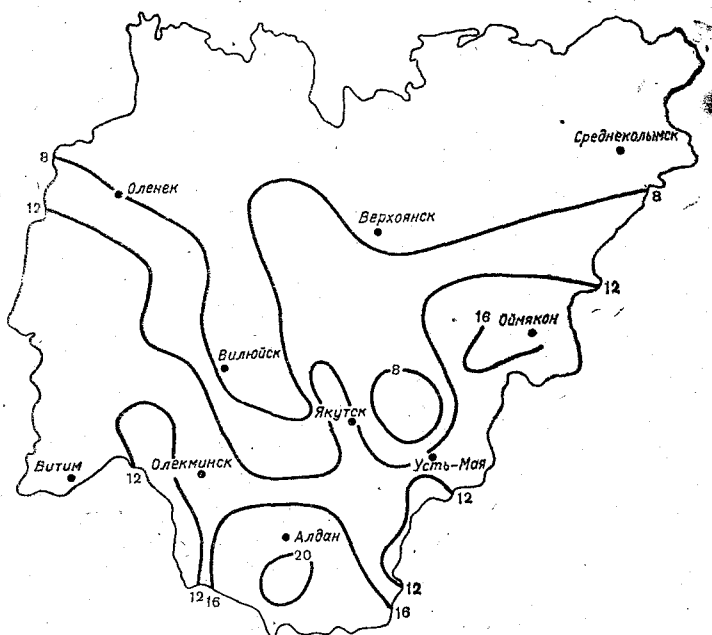


Рис. 1. Среднее месячное число дней с кучево-дождевыми облаками за пожароопасный сезон (V—IX) на территории Якутии.

сурсной облачности и пожарной опасности позволило выделить наиболее перспективные районы для тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками.

Пространственно-временное распределение числа дней с кучево-дождевыми облаками. Для территории Якутии по методике, описанной в [2], было подсчитано среднее месячное число дней с Сб за пожароопасный сезон (V—IX) за период с 1966 по 1975 г. по 50 станциям. Число дней с облаками подсчитывалось только для светлого времени суток, так как в настоящее время воздействия на облака производятся только в дневное время. На рис. 1 представлено распределение среднего месячного числа дней с Сб по Якутской АССР.

Как видно из рисунка, число дней с Сб на рассматриваемой территории изменяется в широких пределах от 5 до 21. Неравномерность распределения этой характеристики обусловлена циркуляционными процессами и воздействием подстилающей поверхности. Орография в значительной мере способствует видоизменению циркуляции воздушных масс. Системы хребтов Верхоянского, Черского, Момского, Станового и других, большое количество долин, котловин создают сложные циркуляции внутри горных систем, приводят к образованию местной облачности. Большое влияние на характер режима облачности в северной части Якутии оказывают моря полярного бассейна. Наименьшее число дней с кучево-дождевыми облаками (от 6 до 8), как и следовало ожидать, наблюдается в северных районах республики, где близость холодных морей препятствует активному развитию конвекции. Кроме того, в летний период над морями и северными районами устанавливается область повышенного давления, которая также определяет низкую повторяемость Сб. Невелика повторяемость кучево-дождевых облаков и на станциях, расположенных в заболоченных долинах рек Лены, Вилюя, Алдана. Так, число дней с Сб там не превышает 8.

На территории Якутии можно выделить два очага с довольно высоким числом дней с Сб — Алданское нагорье (до 21 дня) и Оймяконское плоскогорье (до 18 дней). Этот факт находит подтверждение в работе [7], где отмечено, что наибольшая повторяемость циклонов (более 20 дней в месяц) приходится на район Оймякона. Однако количество осадков в этом районе по многолетним данным Справочника по климату СССР [6] невелико.

Помимо распределения числа дней с Сб по территории, рассматривалось также распределение этих дней по месяцам пожароопасного сезона. Ввиду большой протяженности территории, сложной орографии максимальное число дней с Сб может наблюдаться в любой из месяцев пожароопасного сезона, за исключением сентября. Так, более 50 % станций имеют максимум Сб в июне. Это относится к северным, восточным и самым южным районам Якутии. Для станций, находящихся в долине реки Алдан, максимум Сб наступает в июле и августе. Наконец, раннее

активное развитие конвекции в мае наблюдается в междуречье рек Вилюя и Лены.

В суточном ходе кучево-дождевые облака имеют максимум в интервале от 15 до 18 ч.

Наряду со средними месячными значениями числа дней с Сб для территории Якутии были вычислены отдельные параметры изменчивости этой характеристики, а именно: амплитуда A , среднее квадратическое отклонение σ и коэффициент вариации C_v из десятилетнего ряда наблюдений за весь пожароопасный сезон. Из полученных данных следует, что колебания в числе дней между отдельными годами могут достигать 15. Территория Якутии отличается большой изменчивостью рассматриваемой характеристики. Так, только для 1 % станций A не превышает 5 дней. Среднее квадратическое отклонение изменяется от 1 до 6 дней за пожароопасный сезон. Для 50 % станций $\sigma > 3$ дней. Наибольшей изменчивостью отличаются районы Алданского, Патомского нагорий и их отрогов. Для 70 % станций коэффициент вариации больше 0,20. Особенно велик C_v в северных районах республики (0,40—0,50). По мере продвижения на юг наблюдается уменьшение величины C_v .

Распределение числа дней с пожарной опасностью III—V классов. Для 34 станций Якутии было подсчитано также число дней с пожарной опасностью III—V классов. Подсчет проводился по уточненной методике ГМЦ, изложенной в работе [1].

Число дней с пожарной опасностью изменяется по территории в среднем от 6 до 19, достигая в отдельные годы даже 24. Более 40 % станций имеют пожарную опасность 15 дней и более в месяц. Для сравнения укажем, что в других районах Восточной Сибири и Дальнего Востока [3, 4] процент станций, имеющих горимость более 15 дней, не превышает 10. Наименьшей горимостью (до 8 дней в месяц) отличаются восточные склоны Верхоянского хребта, северные районы Олёкмо-Чарского плоскогорья и юго-западная часть Алданского нагорья. Высокая пожарная опасность (более 15 дней в месяц) характерна для станций, расположенных в долинах рек Вилюя, Алдана, среднего течения р. Лены. Наибольшее число дней с пожарной опасностью III—V классов почти для всей территории (70 %) наблюдается в июле.

Перспективность территории Якутии для проведения работ по тушению лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками оценивалась на основе комплексного показателя. Как было указано выше, этот показатель отражает, с одной стороны, вероятность наличия облаков, пригодных для вызывания осадков, с другой — вероятность пожарной опасности III—V классов. Вычисленные вероятности совместного появления этих событий в днях представлены на рис. 2. Из анализа этих данных следует, что число дней, благоприятных для проведения воздействий в зоне пожара, изменяется по территории от 2 до 10. Для 50 % станций число таких дней равно 5. К наименее перспективным областям для тушения лесных пожаров искусственно вызывае-

ыми осадками можно отнести северную часть республики (прилизительно до 64° с. ш.) до отрогов Верхоянского хребта на востоке, где число благоприятных для этих целей дней не превышает 4. Наиболее пригодными районами для тушения лесных пожаров указанным методом можно считать северные отроги Алданского плоскогорья (до 7 дней в месяц).

Пространственно-временное распределение числа дней с кучею-дождевыми облаками на территории Камчатской области. Камчатская область расположена на крайнем востоке Советского

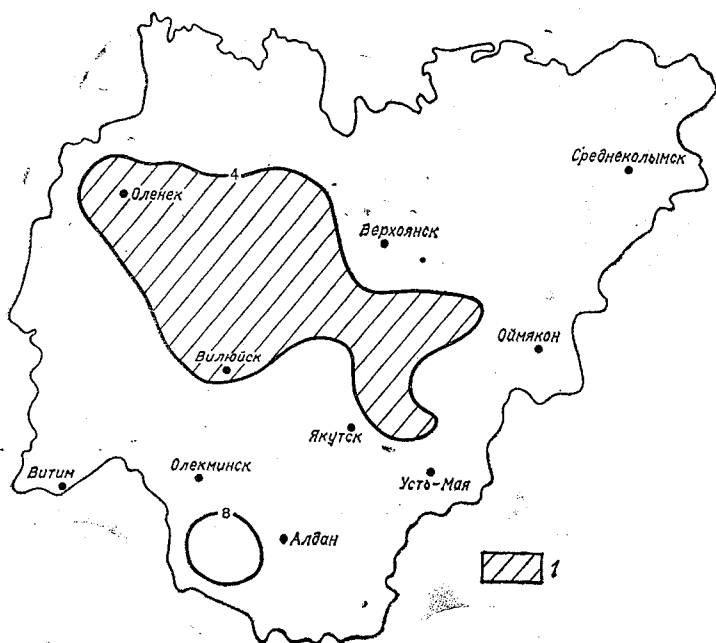


Рис. 2. Среднее месячное число дней n , благоприятное для воздействий на конвективные облака с целью тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками на территории Якутии.

1) $n \leq 4$.

Союза. Область вытянута с юго-запада на северо-восток и отличается большим разнообразием физико-географических условий. Рельеф области гористый. Почти в меридиональном направлении по полуострову протянулись два хребта: Срединный и Восточный. Между ними находится заболоченная долина р. Камчатки. Низкий западный берег полуострова Камчатки омывается Охотским морем и вдоль него проходит теплое течение. Восточное побережье имеет сложное очертание и сильно расчленено. Вдоль всего восточного побережья проходит холодное Камчатское течение.

Географическое положение Камчатки, активная циклоническая деятельность, близость больших водных пространств, разнообразие физико-географических условий обуславливают неравномерное пространственно-временное распределение числа дней с кучево-дождевыми облаками.

Для выяснения возможностей применения метода тушения лесных пожаров с помощью искусственно вызываемых осадков на территории Камчатки было подсчитано число дней с Сб по 16 станциям с 1966 по 1975 г. пожароопасного периода (табл. 1).

Таблица 1

**Среднее месячное число дней с кучево-дождевыми облаками
месяц с наибольшим числом дней с Сб и срок с максимальным
числом отметок Сб по станциям Камчатской области**

Станция	N	Месяц	Срок
Топата-Олюторская	10	IX	15
Апача	14	VIII	18
Усть-Хайрюзово	14	IX	03,18
Ганалы	16	VIII	18
Мильково	12	VI, VII	18
Усть-Камчатск	16	VIII	18
Лопатка	4	IX	9,21
Эссо	13	IX	18
Чемурнаут	14	IX	12,15
Каменское	13	VII	18
Петропавловск-Камчатский	12	VIII	18
Тигиль	20	IX	18
Оссора	17	IX	15,18
Ича	11	IX	15
Долиновка	12	VIII	15
Верхне-Пенжино	8	VI	18

Из данных таблицы следует, что число дней с Сб изменяется в пределах от 4 до 20 и возрастает с севера и юга, достигая максимума в центральной части (16—20). Минимальное число дней с Сб (4) отмечено на самой южной оконечности полуострова. Однако, по данным [6], число пасмурных дней и количество осадков там самое большое. Вероятно, в эти районы в летний период приносится с моря в основном слоистая облачность. По мере продвижения на север число дней с Сб быстро возрастает до 12—14. В северной части полуострова минимальное число дней с Сб достигает 8 и постепенно увеличивается до 17. Для

амчатки не получено различий в числе дней с Сб между западным и восточным побережьями. Это может быть связано с различными физико-географическими условиями побережий. Так, усиленному конвекции на низком заболоченном западном побережье способствует теплое течение, а на восточном — имеющиеся там извышенности.

Внутри пожароопасного сезона максимальное число дней с Сб в большей части территории в отличие от континентальных районов наблюдается в конце сезона. К усилению конвекции в конце лета приводит прогрев окружающих морей, и поэтому около 60 % станций имеют максимум Сб в сентябре. Для станций, находящихся в долине р. Камчатки и на юго-восточном побережье, наибольшее число дней с Сб отмечается в августе.

Помимо распределения числа дней внутри пожароопасного сезона, рассматривался также ход облаков в течение суток. Получено, что максимум кучево-дождевых облаков в зависимости от местоположения станции может наблюдаться практически в любое время суток. Для 50 % территории наибольшее число отмеченных Сб приходится на 18 ч. Это относится в основном к станциям, расположенным на континенте, в долине р. Камчатки, на юго-восточном побережье и на самом севере полуострова. Отдельные станции, находящиеся на юго-западном и северо-восточном побережьях, имеют максимум Сб в 15 ч. На южной оконечности полуострова наблюдается типично морской ход облаков, т. е. без четкого выраженного максимума в течение суток.

Для решения ряда практических задач представляет интерес также знание некоторых характеристик изменчивости. Для Камчатской области из 10-летнего ряда наблюдений были вычислены: амплитуда A , среднее квадратическое отклонение σ и коэффициент вариации C_v . Рассматриваемая территория по всем параметрам отличается большой изменчивостью числа дней с Сб от года к году. Так, значение A лежит в пределах от 3 до 23. Для 10 % территории среднее квадратическое отклонение составляет более 3 дней. В континентальных районах оно значительно меньше. Наибольшей изменчивостью на Камчатке отличаются долины р. Камчатки ($\sigma \geq 7$), северные районы ($\sigma \geq 5$), юго-западное побережье ($\sigma > 3$). Около 70 % станций имеют коэффициент вариации больше 0,20.

Оценка возможности применения метода тушения лесных пожаров с помощью искусственно вызываемых осадков на территории Камчатской области. Из-за отсутствия данных о пожарах на Камчатке, так же как и для других районов, было подсчитано число дней с пожарной опасностью III—V классов за 10 лет. Число дней с высокой пожарной опасностью изменяется от 0 до 12. Наименьшей горимостью (до 4 дней в месяц) отличается восточное побережье полуострова. Однако в отдельные годы там возможно наступление длительных пожароопасных периодов продолжительностью до 25—30 дней. Наиболее часто условия для возгорания лесов наблюдаются в долине р. Камчат-

ки (до 12 дней). В центральной части западного побережья (до 10 дней), в северо-западных районах (до 8 дней). Месяцем с максимальной горимостью почти для всей территории является июнь.

Из-за низких значений числа дней с горимостью на восточном побережье возможность тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками на этой территории также мала. Как видно из рис. 3, на котором представлено распределение числа дней благоприятных для воздействий в зоне пожара, эта величина превышает 4. Таким образом на восточном побережье работы по тушению лесных пожаров с помощью искусственных осадков можно проводить только эпизодически. На остальной территории возможность тушения лесных пожаров указанным способом составляет 5—7 дней в месяц.

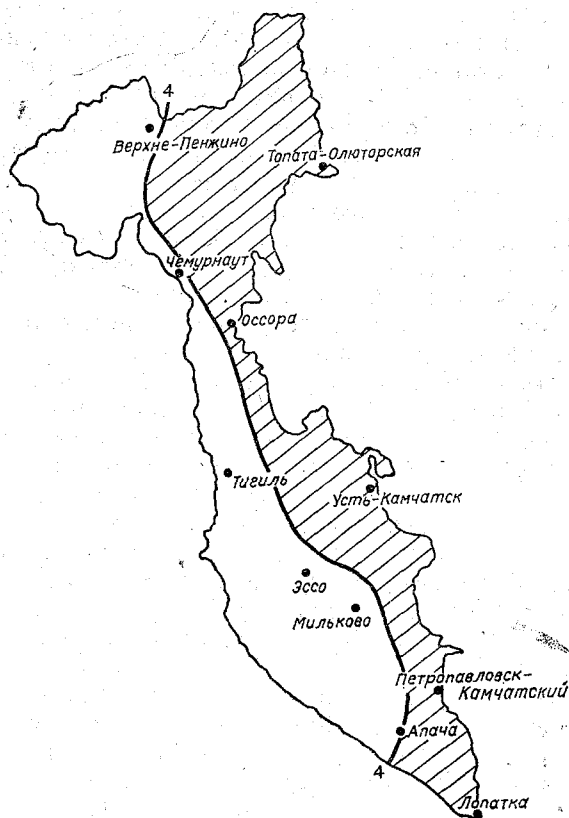


Рис. 3. Среднее месячное число дней n , благоприятное для воздействий на конвективные облака с целью тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками на территории Камчатской области.
Усл. обозначения см. рис. 2.

Выводы

1. Наибольшее среднее месячное число дней с Сб (до 21) на территории Якутии наблюдается на Алданском нагорье и Оймяконском плоскогорье и в центральной части Камчатки (до 20).

2. Рассматриваемая территория отличается большой изменчивостью среднего месячного числа дней с Сб от года к году. Так, 90 % якутских станций и 60 % камчатских имеют $\sigma > 3$ дней, $C_v > 0,20$ характерно для 70 % станций.

3. Среднее месячное число дней с пожарной опасностью III—классов изменяется по территории от 6 до 19 для Якутии и от 6 до 12 для Камчатки.

4. Наиболее пригодными для тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками можно считать северные отроги Алданского нагорья (до 10 дней в месяц), западную часть полуострова Камчатки (до 7 дней), на остальной территории число таких дней не превышает 5, а на восточном побережье Камчатки 4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гриценко М. В., Шабунина Т. А. К расчету показателя горимости леса. — В кн.: Методические указания Гидрометцентра СССР. М., 1967.

2. Оренбургская Е. В. К характеристике кучево-дождевых облаков отдельных лесных районах Восточной Сибири. — Труды ГГО, 1975, вып. 356, 81—91.

3. Оренбургская Е. В. К оценке условий, благоприятных для проведения воздействий в пожароопасных районах Приморского края. — Труды ГГО, 1979, вып. 405, с. 122—127.

4. Оренбургская Е. В., Сумин Ю. П. К оценке повторяемости условий, благоприятных для тушения лесных пожаров искусственными осадками на территории Красноярского края. — Труды ГГО, 1976, вып. 372, с. 95—104.

5. Осипова Г. И. Особенности территориального и временного распределения облачных ресурсов для активных воздействий на северо-западе Европейской территории СССР. — Труды ГГО, 1979, вып. 405, с. 132—140.

6. Справочник по климату СССР. Ч. IV, V, вып. 24, 27. — Л.: Гидрометеониздат, 1968, 1969.

7. Щербакова Е. Я. Восточная Сибирь. Климат СССР. — Л.: Гидрометеониздат, 1961, вып. 5. — 299 с.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ ПО ИЗУЧЕНИЮ СВОЙСТВ УГЛЕРОДНЫХ ЭЛЕКТРОПРОВОДЯЩИХ ВОЛОКОН

Введение

Настоящая статья посвящена некоторым результатам натурных экспериментов, проведенных в летние периоды 1979-1980 гг. на базе противорадовой службы УССР (Золотое Поле, Крым). В этих работах были продолжены начатые ранее исследования [1, 2] радиолокационных и седиментационных характеристик углеродных волокон различных модификаций, доставляемых в атмосферу разными носителями.

В отличие от прежних экспериментов в данной работе изучались свойства не только нитевидных, но и пылевидных углеродных веществ. Кроме того, в работе была использована помимо углена новая модификация углеродного вещества — графен.

Одной из трудностей при работе с углеродными электропроводящими волокнами является доставка в атмосферу или облако волокон определенной длины без повреждений. Наиболее простой способ доставки — сброс волокон с самолета либо в бумажных пакетах, либо в специальных контейнерах [1]. Однако таким способом не всегда удается ввести вещество в нужную часть облака из-за невозможности полетов самолетов вблизи кучево-дождевых и особенно грозовых облаков.

Для внесения волокон в атмосферу могут также использоваться модернизированные противорадовые ракеты «Облако» с неснаряженной головной частью [2]. Но в головную часть можно поместить не более 300 г волокна, так как для сохранения баллистических свойств ракеты остальной объем головной части масса которой должна быть примерно 5 кг, заполняется более тяжелым веществом.

Сотрудниками отдела физики облаков и активных воздействий Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова В. Н. Каменцевым и Л. Т. Старенькой был разработан способ доставки волокон в атмосферу с помощью радиозонда.

Радиозонд, к которому подвешивался картонный контейнер с веществом, переделывался так, чтобы на определенном уровне который задавался по данным температуры или давления, контейнер с веществом раскрывался и волокно вываливалось из него. Модернизация радиозонда состояла в следующем: на радиозонде устанавливалось силовое электромагнитное реле и электрические соединения изменялись таким образом, чтобы по команде штатных датчиков радиозонда реле могло срабатывать и открывать

контейнер. Для работы реле ставилось 10 батарей ФБС, а передатчик радиозонда изымался.

В предыдущих экспериментах было установлено [1], что в зависимости от способа введения волокон в атмосферу могут меняться радиолокационные характеристики одинаковых порций вещества. Это связано с тем, что при разных способах выброса волокон формируются разные начальные объемы вещества. Для того чтобы выбрать оптимальный вариант введения волокон в атмосферу, необходимо исследовать характеристики вещества при различных способах его доставки в атмосферу.

В описываемых экспериментах доставка углеродного вещества в атмосферу осуществлялась двумя путями — с помощью радиозонда и сбросом с самолета.

Результаты экспериментов, проведенных при доставке углеродных веществ с помощью радиозонда

Первые эксперименты по использованию радиозондов для доставки углеродных веществ в атмосферу были начаты в 1979 г. на базе противораковой службы Золотое Поле в Крыму.

Слежение за радиозондом до момента открытия контейнера осуществлялось с помощью РЛС «Малахит». По командам с «Малахита» производилась наводка луча МРЛ-2, в задачу которой входило наблюдение за волокнами после их высыпания из контейнера.

Однако эксперименты показали, что контейнер не всегда открывается в нужный момент. Это, как оказалось, было связано с его конструктивными недоработками.

Летом 1980 г. эксперименты были продолжены с усовершенствованным вариантом контейнеров. Эти контейнеры, будучи подвешенными к радиозонду на веревке длиной 1,5 м, не раскрывались самопроизвольно даже при амплитуде раскачивания 2 м. В свою очередь реле обеспечивало надежное открытие контейнера при загрузке его веществом массой до 2 кг. Для подъема радиозонда и контейнера с волокном использовались оболочки радиозонда № 150 и 200. В отличие от исследований, проводившихся в 1979 г., наблюдения за подъемом радиозонда, а затем и за волокном велись только на МРЛ-5 или МРЛ-2 без предварительных указаний координат радиозонда другими радиотехническими средствами.

Поэтому в этих экспериментах отрабатывалась другая методика радиолокационного поиска места введения вещества в атмосферу. Она заключалась в следующем. Перед запуском радиозонда определялись направление и скорость ветра у земли, а непосредственно после запуска — угол подъема и азимут перемещения радиозонда. Для увеличения радиолокационной отражаемости радиозонд покрывался металлизированной фольгой. Эксперименты показали, что при такой методике МРЛ-2 и МРЛ-5 обнаруживают металлизированные радиозонды через несколько

минут после их запуска, а также фиксируют выброс веществ из контейнера.

В экспериментах исследовалась радиолокационная отражаемость вещества, которая определялась по аттенюатору РЛС на длине волны $\lambda = 3$ см.

Всего было введено восемь порций углеродных веществ разных модификаций: Грален с длиной волокон 60, 40 и 10 мм и мелкодисперсный углен. Результаты экспериментов приведены в табл. 1.

Таблица 1

Радиолокационная отражаемость углеродных веществ различных модификаций

Модификация вещества	Длина волокна, мм	Масса порции, г	Радиолокационная отражаемость, дБ
Грален	10	350	30
	40	350	18-24
	60	350	Не обнаружен
Углен	Мелкодисперсный	900	18

Результаты экспериментов, проведенных при доставке углеродных веществ с помощью самолета

Методика проведения работ с самолетом в районе Золотое Поле (Крым) состояла в следующем.

С помощью РЛС П-12 осуществлялось предварительное обнаружение самолета и его проводка до района сбрасывания волокон.

Когда самолет прибывал в заданный район и с ним устанавливалась радиосвязь, то запрашивались его координаты, а на самолет сообщались характеристики волокна, которое необходимо было выбросить в данном эксперименте. Перед сбросом волокон с самолета сообщали погодные условия в районе выброса.

Сброс волокон обычно проводился на высоте 4 км, поэтому как только самолет достигал этой высоты, с помощью МРЛ-5 начиналось непрерывное радиолокационное слежение за ним для регистрации места и времени выброса волокна. В момент выброса наблюдалось раздвоение радиоэхо цели на радиоэхо от самолета и от волокон. Затем наблюдение продолжалось только за волокнами. Время выброса дополнительно сообщалось экипажем самолета.

В дни экспериментов проводился сбор метеорологической информации, характеризующей погодные условия в районе работ а также данных радиозондирования.

Для характеристики дальности радиолокационного обнаружения волокон и длительности их прослеживания была рассчитана эффективная площадь рассеяния (ЭПР) (σ) волокон по данным МРЛ-5 при $\lambda=10$ см. На рис. 1 а, б показано изменение ЭПР в чистой атмосфере (а) и мощном кучевом облаке (б). Рост ЭПР в течение 7—13 мин, по-видимому, связан с увеличением объема, заполненного волокнами, и их высокой концентрацией, а последующее сокращение ЭПР — с уменьшением их концентрации.

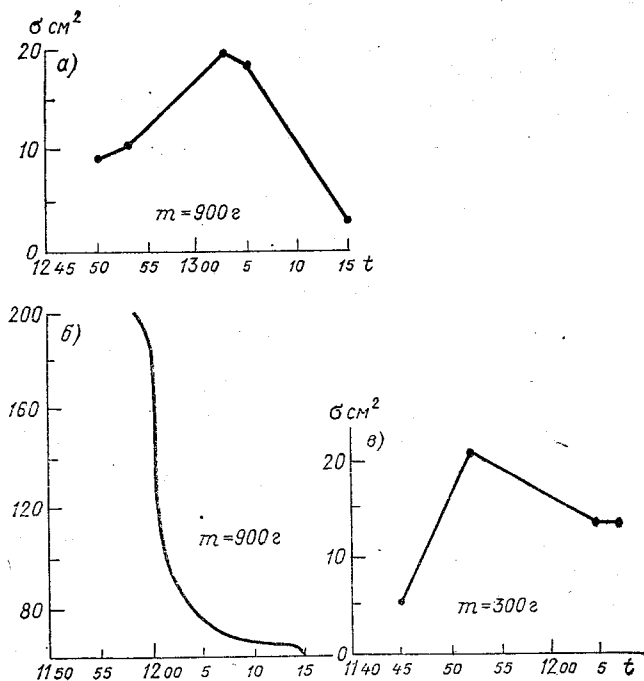


Рис. 1. ЭПР углеродных электропроводящих волокон в чистой атмосфере при длине волокна 10 мм (а) и длине волокна 60 мм (б), в мощном кучевом облаке при длине волокна 10 мм (в).

В этих экспериментах наблюдалось $\sigma_{\max}=20 \text{ см}^2$ при $d\sigma/dt=1 \text{ см}^2/\text{мин}$. На рис. 1 в показан ход σ для 900 г гралена длиной 60 мм. Здесь $\sigma_{\max}=200 \text{ см}^2$, что на порядок превышает данные предыдущих экспериментов, наблюдалась в момент выброса, а затем в течение 15 мин произошел спад σ практически до 0. Такой результат может быть связан с быстрым оседанием волокон из-за того, что они недостаточно разлетелись и падали пучком.

По данным ИДВ были рассчитаны изменения верхней и нижней границ радиоэхо от волокон как в свободной атмосфере, так

и в облаке. Результаты этих расчетов приведены на рис. 2. Как видно, изменение $H_{в.г}$ происходит медленнее, чем $H_{н.г}$, но в зависимости от того, в какую среду были сброшены волокна (в чистую атмосферу или в облако), наблюдается различие в изменениях $H_{в.г}$ и $H_{н.г}$. В среднем скорость опускания $H_{в.г}$ составляла 0,37—0,43 м/с. Эти значения близки к полученным ранее лабораторным значениям скорости падения волокон [1].

Были рассмотрены также изменения величины $\Delta H = H_{в.г} - H_{н.г}$ в вертикальной плоскости, что дает возможность просле-

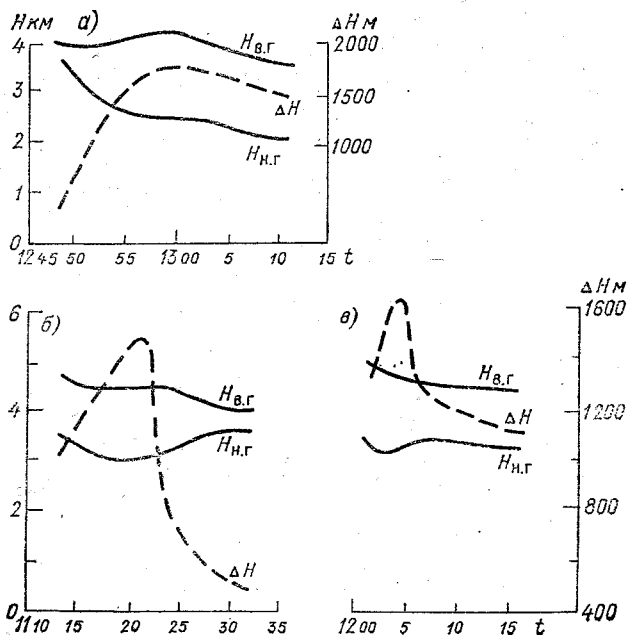


Рис. 2. Изменение верхней $H_{в.г}$, нижней $H_{н.г}$ границ радиозо и ΔH при сбросе углеродных волокон в облако (а) и в чистую атмосферу при массе волокон 300 г (б) и 900 г (в).

дить за распространением волокон по вертикали (рис. 2). Ход изменения ΔH чистой атмосферы практически повторяет ход изменения ΔH в облаке, т. е. сначала происходит увеличение, а затем уменьшение. Но в облаке процесс роста и спада ΔH идет медленнее.

Таким образом, в результате проведенных экспериментов была исследована радиолокационная отражаемость модификации углеродных волокон Грален в зависимости от их длины при выбросе их с помощью самолета и радиозонда. Неудовлетворительные результаты, полученные при введении волокна длиной 60 мм (в случае сброса с радиозонда волокна вообще не были обнару-

жены, а при сбросе с самолета ЭПР исчезла через 15 мин), свидетельствуют о том, что метод, с помощью которого осуществлялся выброс длинных волокон в мощных кучевых облаках, еще не достаточно отработан и требует дальнейшего усовершенствования.

В заключение автор выражает благодарность В. Н. Каменцеву, С. М. Гальперину, А. В. Бондаренко и всем сотрудникам, работавшим под их руководством, за помощь в проведении экспериментов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. О возможности использования электропроводящих углеродных нитей для исследований воздушных потоков в облаках/С. П. Гирс, В. Н. Каменцев, М. Н. Серова и др. — Труды ГГО, 1979, вып. 420, с. 82—88.

2. Применение углеродных радиолокационных отражателей в исследованиях по физике облаков/С. П. Гирс, В. Н. Каменцев, В. Д. Степаненко и др. — В кн.: Всесоюзная конференция по физике облаков и активным воздействиям на них. Тезисы докладов. Обнинск, 1979, с. 113—114.

С. Л. Васильев

О ЦИРКУЛЯЦИИ В ЗОНЕ КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА

Введение

При решении ряда прикладных задач, таких, например, как вызывание локальных направленных осадков, связанных с прогнозом перемещения отдельного конвективного облака, возникает два вопроса: как будет перемещаться облако и почему движущееся облако отклоняется от направления ведущего потока. В решении поставленной задачи околооблачная циркуляция рассматривается как кинематическая система, одним элементом которой является ведущий поток, вторым — собственно облачное горизонтальное движение воздуха. Под ведущим потоком в данном случае предполагается средний ветер. Для определения горизонтальной составляющей облачного движения воздуха проводился натурный эксперимент. Результаты эксперимента и динамический эффект взаимодействия облака и ведущего потока изложены в настоящей статье.

Описание натурного эксперимента

В Кишиневе 8 июня 1980 г. на самолете-лаборатории ЛНИЦ Ил-18 «Циклон» проводился комплексный эксперимент по исследованию характеристик распределения метеозлементов в кучевых облаках и околооблачном пространстве.

В процессе предполетной подготовки сделан прогноз развития конвективной облачности по методу слоя [5]. Уровень активной конвекции находился на высоте 3698 м, количество облаков $S_0 \cdot 10 = 1,9$ балла, максимальная скорость восходящего потока $w = 11,7$ м/с. Реальное распределение метеозаэлементов и профиль полета показаны на рис. 1.

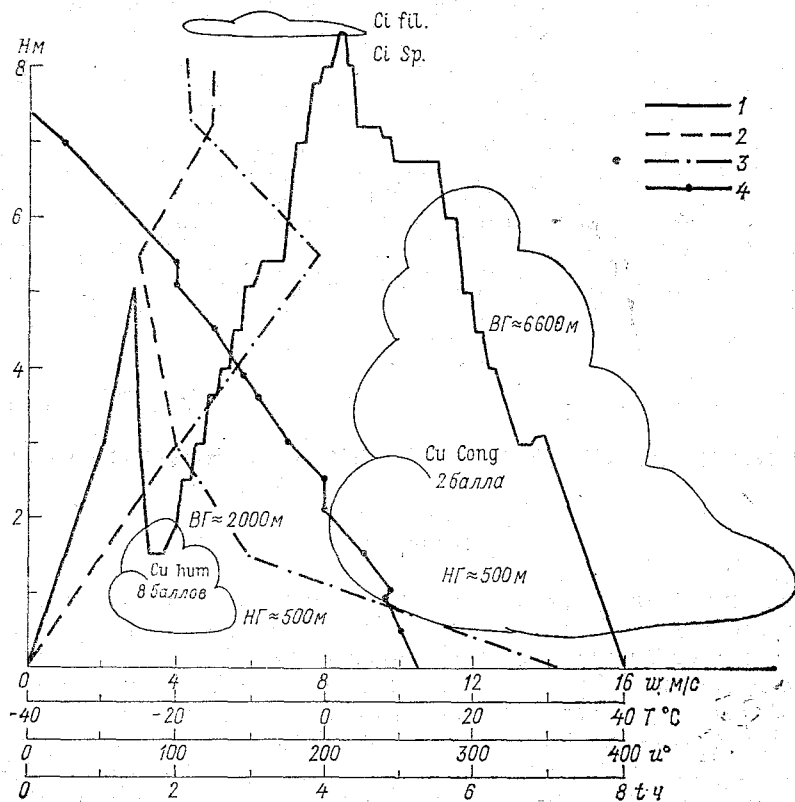


Рис. 1. Вертикальный разрез атмосферы 8 июня 1980 г., Кишинев.
1 — профиль полета; 2 — скорость ветра; 3 — направление ветра; 4 — температура.

Облет каждого облака выполнялся на различных высотах и удалении по замкнутому контуру. Бортовая автоматическая регистрирующая система БАРС-1 непрерывно фиксировала значения температуры, скорости и направления ветра. Для контроля точности измерений окончание контура совмещалось с его началом. Всего сделано 15 облетов вокруг четырех облаков: в одном случае пять облетов, в двух случаях четыре, в одном случае два.

Анализ результатов

По полученным данным представляется возможным сделать следующие качественные и количественные оценки поля ветра и температуры в околооблачном пространстве.

1. В относительно неподвижной воздушной массе вокруг облака наблюдается замкнутая циклоническая циркуляция ветра. Толщина слоя, в котором сохраняется такая циркуляция, составляет примерно 1000 м. При интенсивном росте облака в слое активной конвекции устойчивая замкнутая циркуляция наблюдается примерно на 500 м ниже вершины. Когда облако достигает стадии максимального развития, такая циркуляция сохраняется на уровне верхней границы слоя активной конвекции.

2. На левой периферии (по отношению к среднему ветру) циркулирующего потока наблюдаются нарушения в поле ветра и образование антициклонической циркуляции (примерно 3 км от видимой границы облака). В то время как на правой периферии ветер сохраняет черты циклонической циркуляции и увеличивается по модулю, достигая максимума в зоне видимой границы облака, и далее уменьшается по мере удаления от нее, сохраняя циклоническое направление на удалении до 8 км (это соответствует линейному масштабу облака). Максимальное значение модуля линейного вектора горизонтальной составляющей ($V_{\max} \approx \approx \frac{1}{2} \omega$ в соответствующем слое) наблюдалось вблизи видимой границы облака.

3. Температура воздуха на левой периферии облака была выше, чем на правой, примерно на 1°C . То же соотношение температур наблюдалось на удалении более 5 км от соответствующих границ. Результаты хорошо согласуются с данными, полученными С. М. Шметером [6] при облете кучевого облака.

В работе [4] приводятся измерения пульсаций вертикальной скорости ω , полученные при пролете через растущее кучевое облако на различных высотах, и показан профиль вертикальной составляющей ω , совмещенной с линейными размерами облака. Профиль ω , симметричный в облаке с хорошо выраженным максимумом в центре, резко меняет знак на одной границе облака и более плавно на другой. Очевидно, что наибольший по модулю вектор горизонтальной циркуляции пройдет через точку перемены знака в профиле ω , а следовательно (как это видно из данных), вблизи видимой границы облака.

Динамический эффект взаимодействия облака с ведущим потоком

Как уже отмечалось, эксперимент в Кишиневе проводился при слабом ветре. Эти условия позволили наблюдать почти несглаженную циклоническую циркуляцию вблизи границ облака

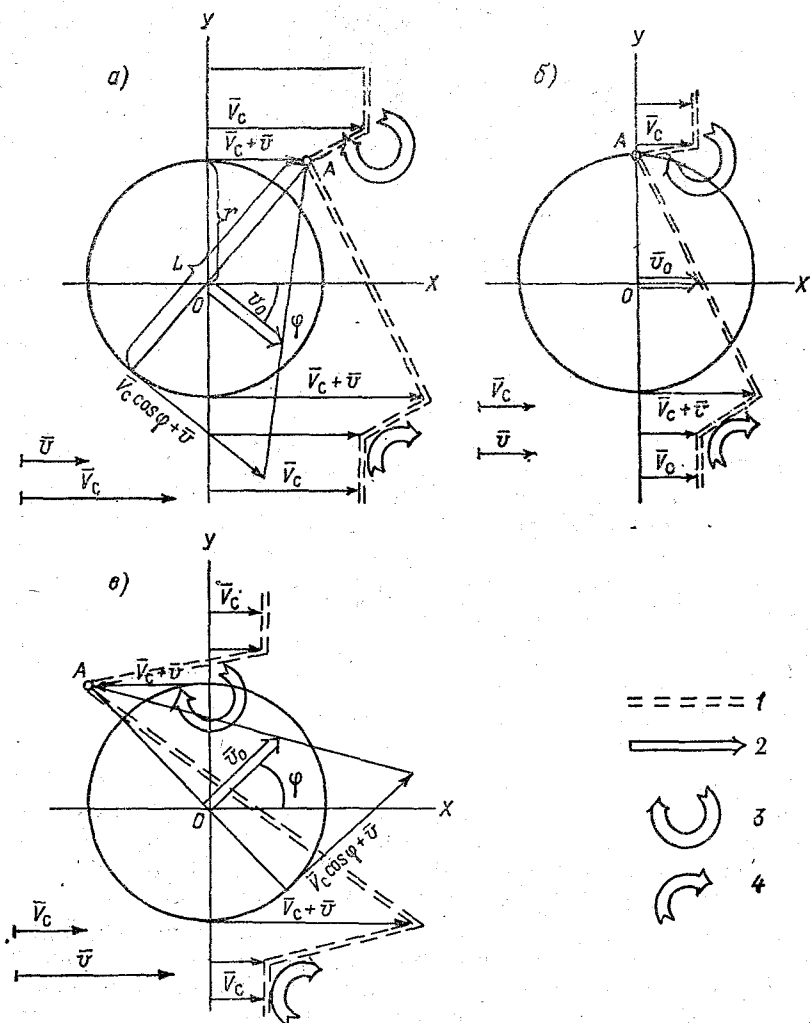


Рис. 2. Кинематическая схема взаимодействия облачного вихря с аэрологическим ветром.

1 — профиль результирующего движения воздуха в плоскости XOY ; 2 — движение «центра» вихря; 3 — образование интенсивного антициклонического вихря; 4 — менее интенсивный антициклонический вихрь.

и установить, что на верхней границе слоя активной конвекции такая циркуляция имеет наибольшую интенсивность.

В других условиях (когда внешний ветер имеет большие скорости) турбулентность в околооблачном пространстве есть результат наложения облачного (циркуляции в горизонтальной плоскости) и внешнего поля ветра. На рис. 2 показана кинематиче-

ская схема такого наложения при различных условиях. Вектором $\bar{V}_c$ обозначен средний ветер в слое, получивший в метеорологии название «аэрологический».

Вектором $\bar{v}$ обозначена тангенциальная составляющая скорости циклонической циркуляции, порожденной развивающимся облаком. Контур циркуляции предполагается симметричным и на схеме изображен в виде окружности с радиусом r . Вектор $\bar{V}_c$ имеет постоянное значение и направлен по нормали к оси Y во всех точках поля. Ось X направлена на восток, ось Y на север.

На рис. 2 видно, что при «обтекании» контура ветром $\bar{V}_c$ в точке A происходит нарушение замкнутой циркуляции, поток $\bar{v}$ компенсируется потоком $\bar{V}_c$. Рассматривая суммарное движение потоков $\bar{v}$ и $\bar{V}_c$ как «вихревой слой», границы которого отстоят друг от друга на расстояние L [1], получим

$$\bar{v}_0 = (\bar{V}_c \cos \varphi + \bar{v}) \left(1 - \frac{r}{L}\right);$$

$$\cos \varphi = \frac{r}{L - r};$$

где $\bar{v}_0$ — вектор перемещения «центра» облака; φ — угол отклонения $\bar{v}_0$ от OX .

Вихрь скорости $\bar{v}_0$ (для данного случая) будет иметь величину

$$\Omega = \frac{(\bar{V}_c \cos \varphi + \bar{v})}{L}.$$

В окрестностях точки A (рис. 2 *a—в*) тангенциальная составляющая циклонической циркуляции ветра имеет разрыв, что обуславливает возникновение «вихревого слоя» с антициклонической циркуляцией. Его положение на левой периферии облака создает картину обтекания конвективной ячейки внешним ветром $\bar{V}_c$, что видно из «сечения» облака в плоскости XOY [8]. Замкнутая циклоническая циркуляция с сопутствующим ей антициклоническим вихрем в северной части ячейки (по этим данным) наблюдалась на высоте 7000 м; это соответствует примерно 2/3 от мощности облака. Здесь же видно, что $\text{div } \bar{V}$ имеет максимальное значение в юго-восточной части вихря, а минимальное — в северо-восточной (рис. 2). Если предположить, что по указанным причинам в юго-восточной части вихря создается дефицит массы, который восполняется восходящим потоком воздуха, то, следовательно, облако развивается в этом направлении, т. е. вправо от $\bar{V}_c$.

На рис. 2 *a* видно, что при $\bar{v} \ll \bar{V}_c$ облако отклоняется вправо от «ведущего потока» $\bar{V}_c$ на угол φ подобно тому, как это было бы в случае проявления эффекта Магнуса [3], а $\bar{v}_0 < \bar{V}_c$.

При $\bar{V}_c = \bar{v}$ (рис. 2 *б*) облако смещается «по потоку» со скоростью $\bar{v}_0 = \bar{V}_c$. Если $\bar{v} \gg \bar{V}_c$, то результирующее поле ветра будет иметь вид, показанный на рис. 2 *в*. В этом случае облако отклоняется влево от направления $\bar{V}_c$ на угол φ , скорость переме-

щения облака $\bar{v}_0$ значительно больше скорости аэрологического (среднего) ветра V_c .

Так, в работе [7] описан случай, когда наблюдалось движение некоторых штормов (циклонических вихрей) влево и быстрее, чем средний ветер.

В случае, когда циркуляция имеет антициклоническое направление, точка A (рис. 2) образуется на правой периферии контура; при неизменной системе координат схема имеет зеркальное отображение приведенной.

Можно заключить, что вихревые образования масштаба L движутся в атмосфере относительно некоторой точки A , в которой образуется разрыв тангенциальной составляющей вектора результирующего ветра. Так как вектор V_c есть следствие барического градиента в воздушной массе, то рассмотренный принцип объясняет механизм обмена кинетической энергией облачных образований и движением синоптического масштаба.

Как известно [2], в интервале масштабов L , в котором имеет место каскадный процесс передачи энергии от крупномасштабных движений мелкомасштабным, происходящий с постоянной (не зависящей от L) скоростью ϵ , эффективная «вязкость» будет иметь

вид $\nu(L) \approx \epsilon \frac{1}{3} L^{\frac{4}{3}}$ («закон четырех третей» Ричардсона, оправдывающийся почти на всем спектре масштабов атмосферных движений от миллиметров до тысяч километров).

Известное явление в атмосфере — эффект Фудзивары [3] (когда два тайфуна вращаются относительно точки, лежащей между ними на продолжении их радиусов, и тайфуна вокруг антициклона) — не могло бы существовать, если бы при этих скоростях в атмосфере был бы возможен эффект Магнуса; следовательно, движение атмосферных вихрей синоптического масштаба также образуется относительно «точки» разрыва тангенциальной составляющей в поле результирующего ветра. Однако следует отметить, что на движение вихрей синоптического масштаба оказывает влияние так называемый параметр Россби [3], его составляющая направлена меридионально к полюсу и вносит свою поправку в значение угла отклонения ϕ .

Динамический эффект, показанный на рис. 2, можно назвать эффектом турбулентного трения, он имеет родственную с эффектом Фудзивары природу.

О возможности учета околооблачной циркуляции в активных воздействиях

Качественный анализ поля дивергенции горизонтальной составляющей скорости (рис. 2) позволяет выделить четыре совершенно различные зоны: две на подветренной стороне облака (вправо и влево от направления смещения «центра») и симметричные им зоны на наветренной стороне. Очевидно, что при введении реагента в названные зоны, характер распространения

и взаимодействия льдообразующего аэрозоля с частицами облака во всех четырех случаях будет различным, что позволит получить четыре разные группы результатов эксперимента. Это обстоятельство в свою очередь дает возможность с большей уверенностью судить об эффекте воздействий, чем позволяли сравнительные эксперименты, и имеет преимущество перед раидомизированным экспериментом в том, что используется физическая закономерность распространения реагента потоками воздуха.

Анализ поля ветра в окрестностях точки А (рис. 2) показывает, что «всасывающий» поток между циклоническим и антициклоническим вихрем (в левой периферии на подветренной стороне облака), расположенный на уровне верхней границы слоя активной конвекции, может быть использован для введения реагента через боковую границу в облако с самолета.

Выводы

1. Вокруг развивающегося конвективного облака образуется замкнутая циклоническая циркуляция, наиболее интенсивная на уровне верхней границы слоя активной конвекции.

2. Антициклоническая циркуляция образуется в окрестностях зоны разрыва тангенциальной составляющей (рис. 2, точка А).

3. Рассмотренный динамический эффект позволяет объяснить механизм перемещения отдельных конвективных облаков и обмен кинетической энергией между движениями различного масштаба.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кочин Н. Е., Кибель И. А., Розе Н. В. Теоретическая гидромеханика. — М.: Гос. изд-во техн.-теор. лит-ры, 1955, т. 1.
2. Монин А. С. Прогноз погоды как задача физики. — М.: Наука, 1969.
3. Ситников И. М. Бетси, Камилла и другие... — Л.: Гидрометеиздат, 1975.
4. Турбулентность в свободной атмосфере/Н. К. Винниченко, Н. З. Пинус, С. М. Шметер, Г. Н. Шур. — Л., Гидрометеиздат, 1976.
5. Шнижкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. — М., Гостехиздат, 1964. — 280 с.
6. Шметер С. М. Физика конвективных облаков. — Л.: Гидрометеиздат, 1972.
7. Lilly K. D. Cloud dynamics. — Basel, Stuttgart: Birkhäuser Verlag, 1976.
8. Palluch I. R. Size sorting of hail — a three-dimensional updraft and implications for hail suppression. — J. Appl. Met., 1978, vol. 17, N 6, p. 763—777.

О НЕКОТОРЫХ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ РАСТВОРОВ АНТИСТАТИЧЕСКИХ ПАВ

Введение. Характерной особенностью поверхностно-активных веществ (ПАВ) является их способность адсорбироваться на поверхности раздела фаз и вследствие этого понижать поверхностную энергию (поверхностное натяжение). Это свойство ПАВ было положено в основу гипотез воздействия ими на облака и туманы, разрабатываемых в 60-е годы [4].

Сравнительно недавно обнаружено, что многие ПАВ обладают антистатическими свойствами, которые выражаются в способности вещества усиливать стекание электрических зарядов и препятствовать их накоплению. Благодаря этому, ПАВ-антистатики нашли широкое применение в технике, промышленности и быту [1].

Следует отметить, что механизм антистатического действия ПАВ еще не выяснен, поэтому в каждом конкретном случае эффективные поверхностно-активные вещества подбирают эмпирически в зависимости от области применения.

На основании этих специфических свойств было предложено использовать ПАВ-антистатики в качестве реагентов для воздействия на грозовые облака с целью регулирования их молниевой активности [8]. При этом предполагается, что частицы ПАВ, диспергируемого в грозовом облаке, взаимодействуют с облачной средой, вследствие чего снижается интенсивность электризации облачных элементов и уменьшается молниевая активность облака в целом.

Лабораторными опытами по изучению заряжения облачных капель в присутствии ПАВ установлено, что наличие ПАВ в облаках препятствует накоплению зарядов на каплях и что эта способность у ПАВ разных классов различна [3]. Первые полевые опыты по воздействию на грозовые облака [6, 8], а также лабораторные эксперименты [7] показали целесообразность исследований в этом направлении, в частности несомненный интерес представляет исследование основных физико-химических свойств ПАВ. Изучение этих свойств и выявление их характерных особенностей, безусловно, окажется полезным для выяснения механизма действия антистатических ПАВ, а также при выборе наиболее эффективных из них.

В данной работе приводятся результаты измерений поверхностного натяжения (σ), электропроводности (κ) и pH растворов ряда антистатических препаратов, выпускаемых отечественной промышленностью, а также ПАВ, входящих в их состав.

Характеристика поверхностно-активных веществ. Как уже указывалось, характерной особенностью ПАВ является их спо-

способность адсорбироваться на поверхности раздела фаз и понижать поверхностное натяжение. В водных растворах этой способностью в той или иной мере обладает большинство органических соединений, молекулы которых имеют дифильное строение, т. е. содержат наряду с полярными (функциональными) группами углеводородные радикалы. Молекулы этих веществ энергично адсорбируются из водной среды на поверхностях раздела, причем

Таблица 1

Характеристики исследуемых препаратов

Препарат и его состав	Вещество	Класс ПАВ ¹	Состав, %
Элона		к-а	
Алкамон ДС	Соль четвертичного аммонийного основания, продукт взаимодействия высших спиртов фракции (C ₁₀ —C ₁₈) с окисью этилена	к-а	10
Синтанол ДС-10		к-а	9
Стеарокс 6	Полиглицоловый эфир жирных кислот	н/и	2
Синтаид 5	Оксиэтилированный моноэтаноамин синтетических кислот	и/и	2
Спецдобавки		—	1
Вода питьевая		—	до 100
Чародейка		к-а	
Выравниватель А	Четвертичная аммониевая соль диэтиламинометильных производных C ₆ H ₅ NC ₃ полиэтиленоглицоловых эфиров алкилфенола	к-а	35
Стеарокс 6	См. выше	н/и	30
Оленовая кислота		—	5
Аммиак водный		—	2,5
Спецдобавки		—	0,2
Вода питьевая		—	до 100
Полиэн		а-а	
Сульфанол	Алкилбензолсульфонат	а-а	35
Натрий триполифосфат (техн.)		—	25
Сульфат натрия (техн.)		—	25
Вода питьевая		—	до 100

¹ к-а — катионоактивное вещество, а-а — анионоактивное вещество, н/и — неионогенное вещество.

их гидрофильные группы остаются в воде, а гидрофобные углеводородные цепи выталкиваются во внешнюю среду.

ПАВ, в зависимости от свойств, проявляемых ими при растворении в воде, принято делить на ионогенные (анионо- и катионоактивные, амфотерные) и неионогенные.

Анионоактивные (катионоактивные) ПАВ диссоциируют в водных растворах; их поверхностная активность обуславливается соответственно отрицательными (положительными) ионами, анионы (катионы) же влияют на растворимость этих веществ.

Неионогенные ПАВ в водном растворе не диссоциируют на ионы; их растворимость в воде обуславливается функциональными группами, имеющими сильное сродство с ней.

Таблица 2

Поверхностное натяжение $\sigma \cdot 10^{-5}$ (Н/см²) антистатических препаратов и ПАВ, входящих в их состав

Вещество или препарат	Концентрация, %			
	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}	1
Элона	—	59,1	41,1	36,4
Алкамон ДС	—	—	41,9	—
Синтанол ДС	47,3	—	40,7	35,2
Стаарокс 6	—	68,7	51,3	45,0
Чародейка	—	62,4	45,3	38,7
Выравниватель А	58,4	—	46,5	38,5
Полиэн	—	71,3	66,4	61,3

В табл. 1 приводятся сведения о составе антистатических препаратов различных классов, свойства которых изучались в данной работе. Как видно, каждый препарат состоит из одного или нескольких ПАВ, различных солей и специфических добавок. Основными составляющими каждого препарата являются ПАВ, однако их процентное содержание в каждом препарате различно.

Измерения поверхностного натяжения растворов проводились на кафедре коллоидной химии химического факультета ЛГУ на установке, разработанной Ребиндером, в основу работы которой положен принцип наибольшего давления пузырьков [2]. Концентрация растворов ПАВ менялась в пределах 10^{-3} —1 %. В табл. 2 приводятся значения поверхностного натяжения растворов исследуемых ПАВ с указанными концентрациями. Измерения σ каждого из растворов проводились не менее 10 раз.

Как видно из табл. 2, поверхностное натяжение исследованных нами растворов ПАВ понижается с повышением их концентрации, однако характер изменения величины σ различен для разных ПАВ.

Менее всего выражена зависимость поверхностного натяжения от концентрации и наиболее велики значения σ у растворов анионоактивного препарата полиэн. При концентрации $10^{-2}\%$ σ полиэна мало отличается от поверхностного натяжения дистиллированной воды ($\sigma_{д.в} = 72,8 \cdot 10^{-5} \text{ Н/см}^2$). Полиэн содержит большое количество гигроскопических поверхностно неактивных солей (см. табл. 1), присутствие которых не способствует понижению поверхностного натяжения раствора в целом.

Поверхностное натяжение таких веществ, как выравниватель А и синтанол ДС существенно ниже σ дистиллированной воды у растворов всех концентраций, но зависимость σ от концентрации раствора у выравнивателя А и синтанола ДС существенно слабее, чем у чародейки и элоны, составными частями которых они являются.

Поверхностное натяжение растворов чародейки и элоны резко уменьшается с увеличением концентрации их растворов. Значения σ этих препаратов близки, но σ элоны при всех исследованных концентрациях на $(3-4) \cdot 10^{-5} \text{ Н/см}^2$ меньше σ чародейки.

Общим для этих двух препаратов является то, что они катионоактивны, имеют сложный состав и состоят из нескольких ПАВ разного класса.

Поверхностное натяжение 1 %-ного раствора элоны, чародейки, выравнивателя А и синтанола ДС приблизительно в два раза меньше, чем σ дистиллированной воды.

Как показали лабораторные опыты, именно препараты элона и чародейка наиболее эффективно препятствовали электризации крупных капель [3].

Измерение электропроводности растворов исследуемых ПАВ проводилось в химической лаборатории ГГО. Для измерений использовался кондуктометр ММ 34-55 [5]. Электропроводность дистилли-

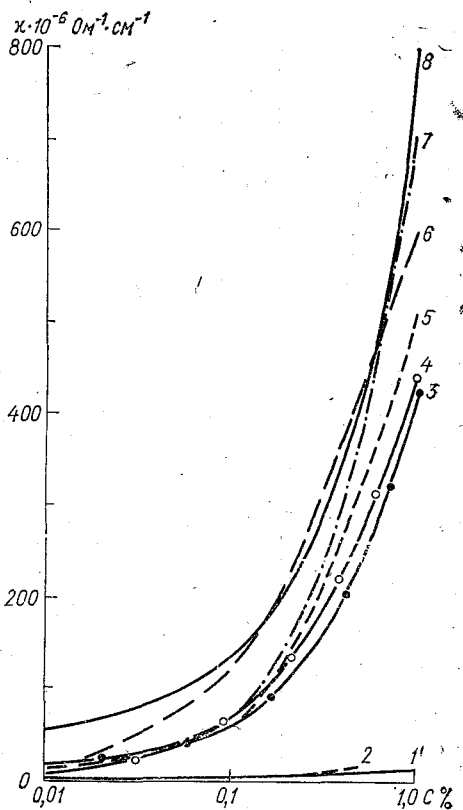


Рис. 1. Изменение электропроводности в зависимости от концентрации раствора.

1 — синтанол ДС, 2 — стеарокс 6, 3 — чародейка, 4 — элона, 5 — полиэн, 6 — выравниватель А, 7 — алкамон ДС, 8 — алкилбензолсульфонат.

рованной воды, на которой готовились растворы ПАВ, составляла $1,9 \cdot 10^{-6} \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$. На рис. 1 представлены результаты измерений электропроводности растворов ПАВ с концентрацией от 10^{-2} до 1 %.

Как видно из рис. 1, удельная электропроводность и растворов всех исследованных нами ПАВ-антистатиков больше электропроводности дистиллированной воды. Она зависит от концентрации раствора, повышаясь с увеличением последней. Удельная электропроводность растворов ионогенных ПАВ (катионо- и анионоактивных) значительно выше электропроводности неионогенных. Это связано с тем, что ионогенные ПАВ диссоциируют на ионы в воде, а неионогенные — нет.

Таблица 3

pH растворов антистатических препаратов и веществ, входящих в их состав

Вещество или препарат	Концентрация, %			
	10^{-3}	10^{-2}	10^{-1}	1
Элона	6,45	6,60	7,17	7,80
Полизн	6,65	7,10	7,39	7,50
Чародейка	6,60	8,11	8,85	8,94
Алкамон ДС	6,57	6,68	7,15	7,22
Синтанол ДС	6,60	7,30	7,83	7,85
Стеарокс 6	6,75	6,86	7,11	"

Как указывалось, особенностью таких препаратов, как элона, чародейка, полизн, характеризующихся довольно высокой электропроводностью, является то, что они представляют собой смесь как поверхностно-активных веществ, так и поверхностно-неактивных (табл. 1). Значения электропроводности этих препаратов меньше значений и растворов некоторых ионогенных ПАВ, входящих в их состав. Это можно объяснить тем, что в состав указанных препаратов входят также и неионогенные ПАВ.

Водные растворы некоторых ионогенных веществ, таких, как алкамон ДС, алкилбензолсульфонат, имеют большую электропроводность, чем растворы самих препаратов (элона и др.), составными частями которых они являются. Но, как показано в [3], их способность препятствовать накоплению зарядов на каплях невелика.

Измерение pH растворов ПАВ. pH является существенной химической характеристикой вещества. Исследование pH тех ПАВ-антистатиков, которые нашли применение в технике, в частности для снятия статического электричества с полимеров, показали, что существует связь между антистатическим действием

ПАВ и рН раствора [1], которая выражается в увеличении электропроводности раствора ПАВ с увеличением его рН.

В табл. 3 представлены результаты измерения рН растворов, исследуемых в данной работе антистатических препаратов и веществ, входящих в их состав. Измерения проводились рН-метром. Концентрация растворов менялась в диапазоне значений 10^{-3} —1 %. рН дистиллированной воды, на которой приготавливались растворы ПАВ, имело значение 6,4.

Как видно из табл. 3, рН 1 %-ного раствора имеет значения в диапазоне 8,9—7,8. С понижением концентрации рН уменьшается и при концентрации 10^{-3} % составляет 6,8—5,5. Следует отметить, что рН растворов исследуемых ПАВ находятся в диапазоне значений, близких к значениям рН антистатических препаратов, в состав которых они входят.

Изучение зависимости эффективности ПАВ-антистатиков от их физико-химических свойств показало, что наиболее эффективными являются ионогенные ПАВ, причем те из них, водные растворы которых характеризуются низкими значениями поверхностного натяжения, но высокими значениями электропроводности и рН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Василенок Ю. И. Защита полимеров от статического электричества.— Л.: Химия, 1975. — 188 с.
2. Григоров О. Н. Электро-кинетические явления. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. — 197 с.
3. Громова Т. Н., Чикирова Г. А. О влиянии ПАВ на кинетику роста и заряжения капель воды. — Труды ГГО, 1979, вып. 420, с. 98—104.
4. Качурин Л. Г., Морачевский В. Г. Кинетика фазовых переходов воды в атмосфере. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. — 144 с.
5. Медведев П. И. Физическая и коллоидная химия. — М.: Сельхозлит, 1957.
6. Об опытах по воздействию поверхностно-активными веществами на грозные облака с целью уменьшения их электрической активности/Н. Н. Бурчуладзе, Т. Н. Громова, И. А. Скороденок, Н. В. Торопова. — Труды ГГО, 1977, вып. 389, с. 87—97.
7. Химач М. А., Чикирова Г. А. К исследованию заряжения капель растворов некоторых поверхностно-активных веществ. — Труды ГГО, 1976, вып. 372, с. 35—37.
8. Gaivoronsky I. I. et al. The experiments on thunderstorms modification to reduce their electric activity.— In: Proceedings of the Second Scientific Conference on Weather Modification. Boulder. Colorado, U.S.A., 1976, p. 421—424.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Н. С. Шишкин.</i> О возникновении коронных явлений в конвективных облаках	3
<i>В. Г. Баранов.</i> К вопросу о диффузионном заряджении мелких капель воды, растущих за счет конденсации	6
<i>В. Г. Баранов, Ю. А. Довгало.</i> Предварительные результаты численного моделирования нестационарной облачной конвекции	12
<i>Н. С. Шишкин, Д. Д. Сталевич, Т. С. Учеваткина.</i> К вопросу о методике воздействия на градовые облака	21
<i>В. В. Клино, Г. Д. Кудашкин, Б. Ш. Файзуллин.</i> К теоретическому обоснованию воздействия на конвективные облака путем введения льдообразующего аэрозольного реагента в подоблачный слой	29
<i>В. В. Клино, Г. Д. Кудашкин, Б. Ш. Файзуллин.</i> Распространение аэрозольного реагента в конвективном облаке от вертикально ориентированного источника	37
<i>В. В. Клино, В. В. Сергеев.</i> Количественная оценка числа образовавшихся ледяных частиц вокруг замерзающих капель при воздействии на кучевые облака аэрозольными реагентами	42
<i>М. Р. Ватын, В. В. Березкин.</i> К вопросу нормирования реагента при воздействиях на градовые процессы	0
<i>В. С. Лядов, А. В. Лихачев, И. А. Молоткова.</i> О возможности получения льдообразующих аэрозолей органических веществ возгонкой в пиротехнических смесях	57
<i>В. Н. Каменцев.</i> О структуре частиц льдообразующих веществ	62
<i>Н. Н. Бурчуладзе, Т. А. Першина.</i> Замерзание и заряджение капель растворов льдообразующих веществ	70
<i>В. Я. Никандров, В. В. Шлыков, О. И. Васильев, В. А. Грачев.</i> О результатах предварительных испытаний реконструированной камеры туманов ГГО	73
<i>Т. Н. Громова, И. А. Скородёнок, Т. М. Унгерман.</i> О химическом составе грунтовых вод на защищаемой от града территории	80
<i>Т. Н. Громова, Т. М. Унгерман.</i> Изменение во времени химического состава атмосферных осадков в период проведения противоградовых работ	88
<i>В. Ф. Замиратова, Е. В. Оренбургская, Т. Л. Углова.</i> О повторяемости условий, благоприятных для искусственного вызывания осадков в пожароопасных районах Якутии и Камчатки	94
<i>С. П. Гирс.</i> Некоторые результаты полевых экспериментов по изучению свойств углеродных электропроводящих волокон	102
<i>С. Л. Васильев.</i> О циркуляции в зоне конвективного облака	107
<i>Т. Н. Громова, Н. В. Торопова, Н. Н. Бурчуладзе.</i> О некоторых физико-химических свойствах растворов антистатических ПАВ	114