ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

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

Выпуск

457

ФИЗИКА ОБЛАКОВ И АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук Н. С. ШИШКИНА,
канд. физ.-мат. наук Ю. А. ДОВГАЛЮК

ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1982

УДК 551.576 : 551.509

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

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

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

The publication is intended for research workers in the field of atmospheric physics and weather modification.

316201

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Л-д 19[illegible] Малоохтинский пр., 98

Ф 1903040000-027 / 062(02)-82 48-81(2)

© Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова (ГГО), 1982 г.

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

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЛЬДООБРАЗУЮЩЕГО АЭРОЗОЛЯ В МОЩНОМ КУЧЕВОМ ОБЛАКЕ ПРИ ВВЕДЕНИИ ЕГО В ПОДОБЛАЧНЫЙ СЛОЙ

Введение

При воздействии льдообразующими реагентами на мощные кучевые облака с целью вызывания осадков наиболее эффективным является введение реагента в облако непосредственно на уровне, на котором температура ниже порога его действия. Такой способ воздействия предполагает использование специально оборудованных для активных воздействий на облака самолетов, способных подниматься на достаточно большую высоту. В частности, этот метод применяется для тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками. Однако аренда таких самолетов обходится весьма дорого.

Представляется целесообразным разработать методику искусственного вызывания осадков при воздействии на облака с легкомоторных самолетов, на которых устанавливаются аэрозольные генераторы. Во время полета лесопатрульного самолета реагент может быть введен в подоблачный слой развитого кучевого облака.

Для легкомоторных самолетов типа Ан-2 совмещение функций лесопатрулирования и тушения замеченных пожаров должно существенно повысить оперативность воздействия и увеличить экономический эффект [13].

Разработка методики вызывания искусственных осадков при введении реагента в подоблачный слой требует обоснования того, что необходимые для развития процесса осадкообразования концентрации реагента могут быть созданы в области проявления реагентом его льдообразующей активности.

С этой целью формулируется диффузионная задача для численного моделирования пространственно-временного изменения концентрации частиц реагента, введенного под облаком с опреде-

ленной начальной концентрацией. Моделирование осуществляется на основе трехмерного нестационарного уравнения турбулентной диффузии. В данной статье представлены первые результаты моделирования диффузионного распространения реагента: исследуется влияние момента времени введения реагента на интенсивность его распространения в облаке, исходя из модели облака с пульсационным изменением скорости восходящего потока в нем.

Физическая постановка задачи

Перечислим исходные предположения об описании распространения аэрозоля льдообразующих веществ.

1. Распространение аэрозольного реагента описывается уравнением турбулентной диффузии с компонентами скоростей направленного воздушного потока и коэффициентов турбулентной диффузии, зависящих от координат и времени.

Эти значения скорости и коэффициента диффузии соответствуют их значениям в облаке при его естественном развитии. Представляется очевидным, что стимулирование процессов кристаллизации путем введения реагента должно усилить конвекцию и увеличить как вертикальные скорости, так и атмосферное перемешивание. Отсюда, рассчитанные в условиях естественного развития облака пространственно-временные значения концентрации частиц реагента следует считать заниженными по сравнению с истинными значениями концентрации при учете действия самого реагента на динамику облака.

2. Частицы реагента с точки зрения их распространения в атмосферной среде считаются примесью, для которой можно пренебречь гравитационным оседанием.

3. Потери реагента в процессе распространения связаны только с его захватом облачными элементами и характеризуются коэффициентом вымывания.

4. Пространственно-временные изменения концентрации реагента рассчитываются в системе координат, жестко связанной с облаком: ось z направлена вертикально вверх, ось x совпадает с направлением геострофического ветра (предполагается, что облако находится выше пограничного слоя атмосферы), ось y — перпендикулярна осям x и z.

Уравнение турбулентной диффузии относительно выбранной координатной системы запишем в обычном виде

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

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.

Заметим, что уравнение диффузии в виде (1) предполагает равенство нулю всех недиагональных компонент тензора коэффициента диффузии. Такое предположение в случае, когда скорость воздушного потока изменяет свое направление в пространстве, не является обоснованным [5].

Начальное и граничное условия имеют следующий вид:

при $t=0$ $q=q_0$ в области введения реагента ω, $q=0$ вне области ω;

$q=0$ на поверхности земли (полное поглощение реагента); при x, y, z, при x, $y \to -\infty$.

Задание полей скорости и коэффициента диффузии

Поля скорости воздушного потока и коэффициента турбулентной диффузии задавались на основании данных наблюдений в облаке и околооблачном пространстве с привлечением некоторых теоретических соображений. Подразделим все пространство, где распространяется реагент, на области с характерными для них распределениями полей скорости и коэффициента диффузии. Выделим четыре таких области: пограничный слой атмосферы; область конвекции под облаком; область конвективного движения внутри облака; область, окружающая облако с боковых сторон.

Дадим краткое описание особенностей выделенных областей с точки зрения параметров переноса частиц реагента.

В пограничном слое атмосферы профиль горизонтальных составляющих скорости ветра взят в соответствии с теоретической моделью Тейлора, изложенной, например, в работе [9]. Применимость этой модели к описанию вертикального профиля ветра в пограничном слое проверялась в работе [2]. Полный поворот ветра во всем пограничном слое при неустойчивом состоянии атмосферы принимался равным 35° (средние широты), а скорость геострофического ветра $u_g = 10$ м/с. Общий характер изменения K_z в пограничном слое можно представить следующим образом [9]: увеличение с высотой до некоторого уровня (200—500 м), а далее уменьшение в 2—2,5 раза по сравнению с максимальным значением. Отмечены два максимума: $K_z = 38{,}4$ м^2/с (240 м), 58,7 м^2/с (500—600 м). Как в пограничном слое, так и в других областях, горизонтальные коэффициенты диффузии выбирались пропорциональными K_z:

$$K_x = \beta K_z; \quad K_y = \gamma K_z. \tag{2}$$

Значения постоянных коэффициентов β и γ в пограничном слое атмосферы должны быть, по-видимому, заключены в интервале предельных экспериментально найденных значений [6, 14]:

$$K_x : K_y : K_z \approx (2{,}4)^4 : 2^4 : 1,$$
$$K_x : K_y : K_z \approx (8{,}9)^2 : (6{,}5)^2 : (5{,}5)^2. \tag{3}$$

В области конвекции под облаком горизонтальные компоненты скорости считались такими же, как в пограничном слое. Резуль-

таты наблюдений, касающихся вертикальной скорости, изложенные в работах [9, 12], показывают, что сечение подоблачной зоны пронизывают восходящие и нисходящие потоки. Для определенности примем, что 24 % общей площади горизонтального сечения поля облака занимают восходящие потоки, а остальные 76 % — нисходящие. Схематично переносим все восходящие потоки в центральную часть облака. Из закона сохранения массы в слое горизонтального сечения получаем

$$0{,}24w_{\text{в}} = 0{,}76w_{\text{н}}, \tag{4}$$

где $w_{\text{в}}$ и $w_{\text{н}}$ — скорости восходящего и нисходящего движений соответственно. Данные наблюдений [3] свидетельствуют о значительных вертикальных скоростях в термиках даже в нижней и средней частях пограничного слоя атмосферы: $w_{\max} = 3{,}5$ м/с (до 0,5 км) и 4 м/с (0,8—0,9 км). Вертикальная скорость в термиках имеет тенденцию к увеличению с приближением к основанию облака, а далее происходит постепенный спад до 0—1 м/с [7, 12].

В области конвективного движения внутри облака изменение вертикальной скорости с высотой и временем на оси облака зададим по формуле [11]:

$$w(z,\ t) = w_0 + [w_{\max}(t) - w_0]\frac{z}{z_m},\quad 0 \leqslant z \leqslant z_m;$$

$$w(z,\ t) = w_{\max}(t)\left[1 - \frac{z - z_m}{H - z_m}\right],\quad z_m \leqslant z \leqslant H. \tag{5}$$

где z — высота, которая отсчитывается от основания облака; $w_{\max}(t)$ — наибольшее значение скорости, которое достигается на высоте z_m, равной $^1/_2$—$^2/_3$ от мощности облака H на данной стадии его развития; $w_{\max}(t)$ может быть рассчитано по методу слоя по данным аэрологического зондирования [12]. Скорость вертикального движения на уровне основания облака w_0 составляет 0—1 м/с. Временна́я зависимость $w_{\max}(t)$ носит пульсационный характер [4, 12]. Предположим, что период развития облака выражается тремя пульсациями, длительность которых равна 15 мин, с интервалами между ними 5 мин. Тогда $w_{\max}(t)$ можно задать в параболическом виде:

$$w_{\max}(t) = \begin{cases} w^{\text{I}}_{\max} - \dfrac{(t-7{,}5)^2}{2P_{\text{I}}} & \text{при } 0 \leqslant t < 15, \\ w^{\text{II}}_{\max} - \dfrac{(t-27{,}5)^2}{2P_{\text{II}}} & \text{при } 20 \leqslant t < 35, \\ w^{\text{III}}_{\max} - \dfrac{(t-47{,}5)^2}{2P_{\text{III}}} & \text{при } 40 \leqslant t < 55, \\ 0 \text{ при } 15 \leqslant t < 20,\ 35 \leqslant t < 40. \end{cases} \tag{6}$$

Параметр P_m устанавливается из соотношения

$$w^m_{\max} - \frac{7{,}5^2}{2P_m} = w_0,\quad m = \text{I, II, III}. \tag{7}$$

Полагаем, что внутри облака 70 % общей площади его горизонтального сечения приходится на восходящие потоки, а 30 % — на нисходящие [9]. Восходящие потоки относим к центральной части облака, а нисходящие — к боковой. Коэффициент турбулентной диффузии в кучевых облаках в теоретических расчетах многих авторов, например [1], имеет порядок сотен квадратных метров в секунду.

В области, окружающей облако с боковых сторон, $u = u_g$, $v = 0$. Скорость нисходящего потока с боковых сторон облака $w'_н$ в каждом горизонтальном слое связана со скоростями внутри облака следующим соотношением:

$$0{,}7Sw_в(z,\ t) = 0{,}3Sw_н(z,\ t) + S'w'_н(z,\ t), \qquad (8)$$

где S — площадь сечения облака, S' — площадь с нисходящими потоками вне облака. Вертикальный коэффициент диффузии в слое 1,5—5 км будем считать изменяющимся в пределах 20—100 м²/с [9].

Разностная схема для численного решения уравнения диффузии

Трехмерное нестационарное уравнение (1) с начальными и граничными условиями численно решалось на основе метода покомпонентного расщепления [8].

Решение ищем в области $Q_T = \Omega \times [0 \leqslant t \leqslant T]$, где Ω — пространственная часть области. Пространственно-временная сетка представляет собой произведение пространственной сетки $\{ih\}$ на временную $\{n\tau\}$, где $i = (i_1, i_2, i_3)$ — вектор с целочисленными значениями координат, $h = (h_1, h_2, h_3)$ — вектор с шагами пространственной сетки, τ — шаг по времени, $n = 0, 1, \ldots, T/\tau$; $i_k = 0, 1, \ldots, N_k$, $k = 1, 2, 3$.

Протяженность пространственной области по оси z равна 7000 м с шагом $h_3 = 350$ м, по осям x и y — 8000 м с шагом $h_1 = h_2 = 400$ м. Таким образом, по каждой пространственной переменной область подразделялась на 20 шагов. Временно́й шаг составлял 9 с, а результаты численного счета выводились через 5, 10 и 15 мин.

Для применения метода покомпонентного расщепления запишем исходное уравнение в виде

$$\frac{\partial q}{\partial t} + (A_1 + A_2 + A_3)\, q = 0;$$

$$A_1 = u\frac{\partial}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x}\left[K_x \frac{\partial}{\partial x}\right] + \frac{\lambda}{3};$$

$$A_2 = v\frac{\partial}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial y}\left[K_y \frac{\partial}{\partial y}\right] + \frac{\lambda}{3};$$

$$A_3 = w\frac{\partial}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z}\left[K_z \frac{\partial}{\partial z}\right] + \frac{\lambda}{3}. \qquad (9)$$

Соответствующую уравнению (9) разностную схему запишем в дробных шагах. На каждом дробном шаге по времени $\tau/3$ использована схема Кранка—Николсона по одной переменной. Поскольку операторы A_1 и A_2 не коммутируют с A_3, разностная схема со вторым порядком аппроксимации по τ должна быть записана на двух временных интервалах [8]:

$$\left(E+\frac{\tau}{2}\Lambda_\alpha^n\right)y^{n+\frac{\alpha}{3}-1}=\left(E-\frac{\tau}{2}\Lambda_\alpha^n\right)y^{n+\frac{\alpha-1}{3}-1},\quad \alpha=1,\ 2,\ 3, \tag{10}$$

где Λ_α^n — конечно-разностный вид оператора A_α. От времени зависит только оператор A_3; соответствующий ему Λ_3^n взят в момент времени t_n.

Выражение (10) соответствует переходу от временного слоя t_{n-1} $(\alpha=1)$ на слой t_n $(\alpha=3)$. Переход с временного слоя t_n на слой t_{n+1} осуществляется по схеме

$$\left(E+\frac{\tau}{2}\Lambda_\alpha^n\right)y^{n+1-\frac{\alpha-1}{3}}=\left(E-\frac{\tau}{2}\Lambda_\alpha^n\right)y^{n+1-\frac{\alpha}{3}},\quad \alpha=3,\ 2,\ 1. \tag{11}$$

Разбиение процесса диффузии в трехмерном пространстве на процесс диффузии, протекающий попеременно в направлениях определенных координатных осей, не может иметь какого-либо строгого физического или математического обоснования. Ясно лишь, что это разбиение тем правомернее, чем меньше выбранный интервал времени, в течение которого диффузия протекает в отдельных направлениях. Следовательно, метод покомпонентного расщепления следует рассматривать как чисто математический прием, дающий возможность численно решать многомерные задачи.

Выбор конкретного вида операторов Λ_α осуществляем, руководствуясь следующими предъявляемыми к ним требованиями: 1) в области точек разрыва закон сохранения диффундирующей субстанции должен быть записан в интегральной форме, т. е. разностная схема должна быть консервативной, поскольку коэффициенты диффузии и скорости воздушного потока представляют собой кусочно-постоянные функции; 2) должны выполняться условия для решения системы уравнений (10), (11) методом одномерной разностной прогонки; 3) аппроксимация операторов Λ_α должна иметь второй порядок по координатам. Следуя методике, изложенной в работе [10], находим вид оператора Λ_α, отвечающего перечисленным требованиям:

$$\begin{aligned}\Lambda y_i=&-\frac{1}{1+R_i}\frac{1}{h}\left[K_i\frac{y_{i+1}-y_i}{h}-K_{i-1}\frac{y_i-y_{i-1}}{h}\right]+\\&+\frac{1}{4}\left[\frac{u_i-|u_i|}{K_i}+\frac{u_{i-1}-|u_{i-1}|}{K_{i-1}}\right]K_i\frac{y_{i+1}-y_i}{h}+\\&+\frac{1}{4}\left[\frac{u_i+|u_i|}{K_i}+\frac{u_{i-1}+|u_{i-1}|}{K_{i-1}}\right]K_{i-1}\frac{y_i-y_{i-1}}{h}+\\&+\frac{1}{2}\left[\frac{\lambda_i}{3}+\frac{\lambda_{i-1}}{3}\right]y_i;\quad R_i=\frac{|u_i|h}{2K_i}.\end{aligned} \tag{12}$$

Результаты расчета

При выбранной нумерации узлов сетки облако расположено в области: $6 \leqslant i_1,\ i_2 \leqslant 14,\ 4 \leqslant i_3 \leqslant 20$. Размеры облака по горизонтали — 3200 м, по вертикали — 5600 м.

Опишем поля скорости воздушного потока и коэффициента диффузии, при которых были выполнены расчеты. Горизонтальные скорости взяты по модели Тейлора с параметрами: $\alpha_0 = 35°$,

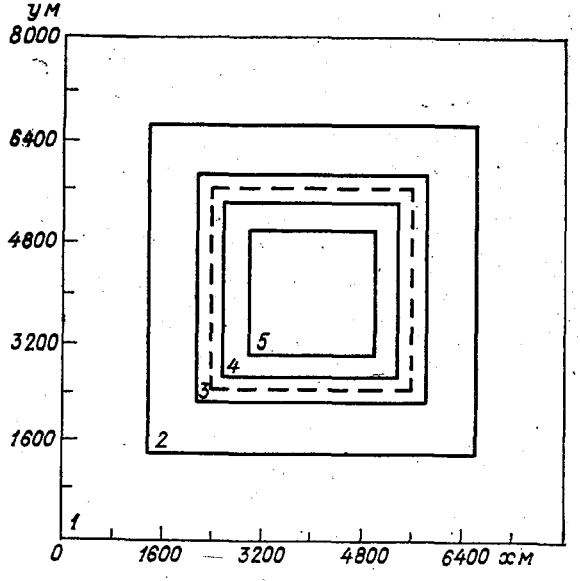


Рис. 1. Задание вертикальных скоростей в различных областях горизонтальных сечений выше нижней границы облака:

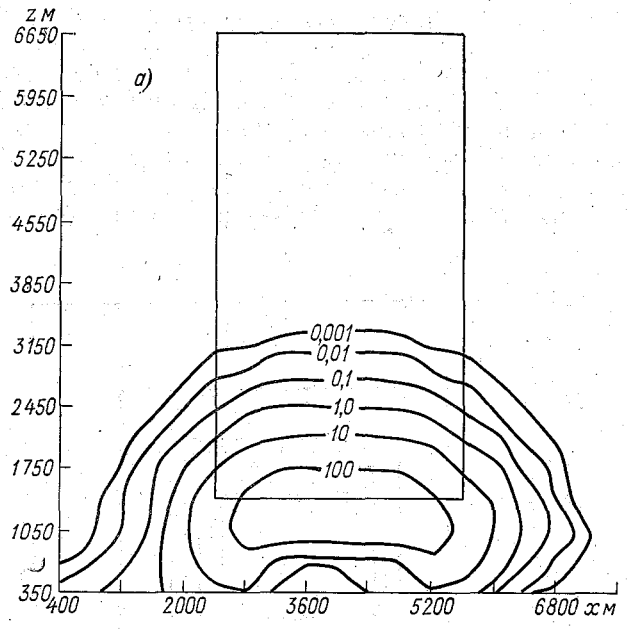
Область . . .	1	2	3	4	5
w	0	$w_н/3$	$w_н/3$; $w_н$	$w_н$; $w_в$	$w/2$

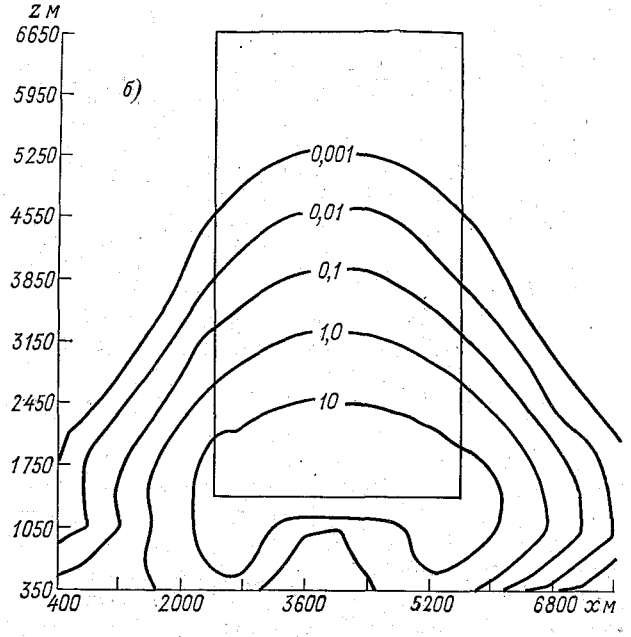
$u_g = 10$ м/с, $K_z = 15$ м^2/с. Скорость восходящего движения в области $8 \leqslant i_1,\ i_2 \leqslant 12$ изменялась с высотой следующим образом:

i_3	0	1	2	3
w м/с	0	2	4	2

Значение компенсирующей скорости нисходящего движения в области $6 \leqslant i_1,\ i_2 \leqslant 8;\ 12 \leqslant i_1,\ i_2 \leqslant 14$ определялось по формуле (4). В каждом горизонтальном сечении $4 \leqslant i_3 \leqslant 20$ задавались вертикальные скорости (рис. 1). Средние значения коэффициента турбулентной диффузии приведены в таблице.

В начальный момент времени реагент в форме мгновенного линейного источника с выходом 10^{12} частиц реагента на метр


z м
6650
5950
5250
4550
3850
3150
2450
1750
1050
350
а)
0,001
0,01
0,1
1,0
10
100
400
2000
3600
5200
6800 x м


z м
6650
5950
5250
4550
3850
3150
2450
1750
1050
350
б)
0,001
0,01
0,1
1,0
10
400
2000
3600
5200
6800 x м

Таблица

Средние значения коэффициента турбулентной диффузии K

Область	K_x м/с	K_y м/с	K_z м/с
Пограничный слой атмосферы	150	75	15
Область конвекции под облаком	270	135	45
Область, окружающая облако	120	60	20
Область облака	400	200	100

трассы вводится в область: $i_3 = 3$ ($z = 1050$ м), $i_2 = 10$, $8 \leqslant i_1 \leqslant 12$ (длина источника 2000 м).

На рис. 2 приводится полученное в результате расчета расположение изолиний счетных концентраций частиц реагента ($л^{-1}$) для одной комбинации максимумов пульсационных скоростей. Указанные изолинии лежат в плоскости $0xz$, $i_2 = 10$.

Первые результаты численного моделирования поставленной диффузионной задачи о распространении реагента, введенного в подоблачный слой (рис. 2), позволяют сделать следующий

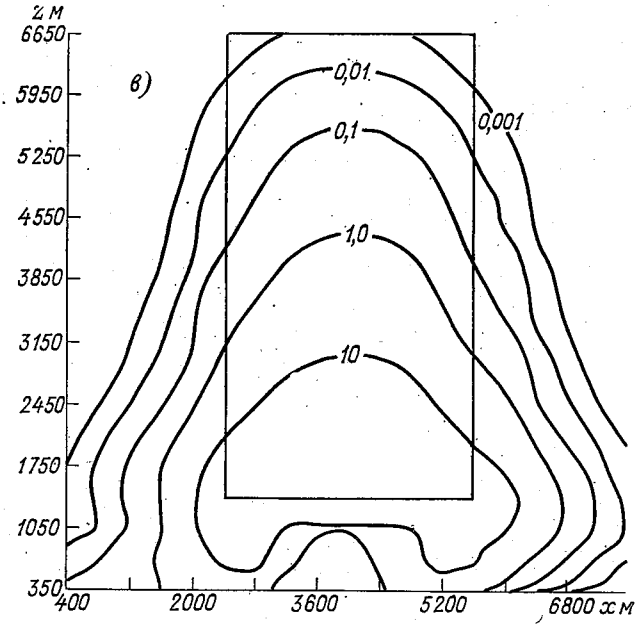


Рис. 2. Изолинии концентрации частиц реагента ($л^{-1}$) в плоскости xz для комбинации $w^{I}_{max} = 4$ м/с, $w^{II}_{max} = 9$ м/с, $w^{III}_{max} = 13$ м/с через время t после введения реагента в различные моменты развития облака t_0.

а) $t = 5$ мин, $t_0 = 15$ мин; *б*) $t = 15$ мин, $t_0 = 0$; *в*) $t = 15$ мин, $t_0 = 20$ мин.

вывод. Введение реагента на высоте 1050 м (350 м ниже основания облака) в форме мгновенного линейного источника длиной 2000 м с числом частиц реагента 10^{12} $м^{-1}$ при средних условиях турбулентного перемешивания, если пренебречь поглощением реагента облачными элементами, может обеспечить концентрацию реагента не ниже 1 $л^{-1}$ (зона активного воздействия) до высоты 4000 м через 15 мин после его введения (рис. 2 *в*).

Таким образом, для заданного источника реагента рассмотренные условия его переноса не могут способствовать созданию нужных для воздействия на облака концентраций частиц реагента в верхней части облака.

Авторы выражают благодарность А. И. Воронковой за обсуждение ряда вопросов, связанных с численными методами решения уравнений параболического типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амиров А. Д., Мишвеладзе Б. А., Цицвашвили Ш. И. К вопросу распространения реагента в облаке.— Труды ЗакНИГМИ, 1974, вып. 55(61), с. 42—55.

2. Борисенко М. М., Клинго В. В. О вращении ветра с высотой в нижнем слое атмосферы.— Труды ГГО, 1969, вып. 246, с. 48—55.

3. Будилова Е. П., Леншин В. Т., Толкачев В. К., Шишкин Н. С. Исследование термиков с помощью планеров и легкого самолета.— 1968, вып. 224, с. 62—70.

4. Довгалюк Ю. А. Некоторые особенности развития конвективных облаков.— Метеорология и гидрология, 1968, № 6, с. 39—47.

5. Клинго В. В. К расчету распространения реагента в подоблачном слое атмосферы на основе уравнения турбулентной диффузии.— Труды ГГО, 1979, вып. 405, с. 51—64.

6. Ламли Дж., Пановский Г. А. Структура атмосферной турбулентности.— М.: Мир, 1966. 264 с.

7. Мазин И. П., Шметер С. М. О деформации полей метеорологических элементов в зоне кучевого облака. В кн.: Вопросы физики облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978, с. 135—156.

8. Марчук Г. И. Методы вычислительной математики.— М.: Наука, 1977. 454 с.

9. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1964. 876 с.

10. Самарский А. А. Теория разностных схем.— М.: Наука, 1977. 654 с.

11. Сулаквелидзе Г. К., Глушкова Н. И., Федченко Л. М. Прогноз града, гроз и ливневых осадков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 187 с.

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

13. Шишкин Н. С., Кудашкин Г. Д. Результаты работ и перспективы дальнейших исследований по вызыванию локальных осадков с целью тушения лесных пожаров. Тезисы докладов, Всесоюзная конференция по физике облаков и активным воздействиям на них.— Обнинск, 1979, с. 56—58.

14. Kao S. K., Wendell L. L. Some characteristics of relative particle dispersion in the atmospheric boundary layer.— Atm. Envir., 1968. V. 2, No 4, p. 397—408.

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

К РАСЧЕТУ ДИФФУЗИОННОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ РЕАГЕНТОВ В ОБЛАЧНОЙ СРЕДЕ ОТ ЛИНЕЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Введение

Воздействие на облака льдообразующими реагентами предполагает введение требуемого количества частиц реагента в переохлажденную область облака, где проявляется их льдообразующая активность.

Задача о расчете концентрации частиц реагента решается наиболее строго на основе трехмерного нестационарного уравнения турбулентной диффузии [4] с учетом поглощения реагента облачной средой. Однако численное решение такого уравнения достаточно сложно и требует значительных затрат машинного времени, поэтому представляется целесообразным исследовать основные закономерности распространения реагента от источников, создаваемых современными средствами его доставки в облака, используя упрощенную модель изотропного диффузионного перемешивания — модель Сеттона. Эта модель ранее неоднократно применялась для подобных расчетов [3, 5, 8, 9].

Целью данной статьи является проведение расчетов пространственно-временного изменения концентрации частиц реагента от линейного источника, которые следует рассматривать как дополнение к оценкам, сделанным в работе [3]. Рассчитываются поля концентрации реагента вокруг линейного источника в зависимости от его длины, количества частиц реагента на метр трассы активного дыма и степени интенсивности турбулентного перемешивания. Рассмотрены также вопросы оптимальных способов введения реагента.

Расчеты пространственно-временны́х изменений концентрации реагента

Применяемые в настоящее время для воздействий на облака технические средства (пиропатроны, аэрозольные генераторы, противоградовые ракеты) создают практически мгновенные линейные источники частиц реагента. Длина этих источников z_0 изменяется от 300 м до нескольких километров. Выход частиц реагента на метр трассы активного дыма Q_1 составляет 10^{10}—10^{12} м$^{-1}$.

Зависимость концентрации реагента в случае линейного источника $q(r, z, t)$ от Q_1, z_0 и параметров турбулентного перемешивания в облачной среде можно получить в результате суммирования концентраций реагента от всех точечных источников, на которые подразделяется линейный источник.

Располагая линейный источник по оси z от 0 до $-z_0$ в системе координат, движущейся с постоянной скоростью $\bar{u}$, получаем общий вид распределения концентрации частиц реагента:

$$q(r, z, t) = \frac{Q_1 \exp\left\{-\frac{r^2}{C^2(\bar{u}t)^{2-n}}\right\}}{\pi C^2 (\bar{u}t)^{2-n}} \left[\Phi\left(\frac{z_0+z}{C(\bar{u}t)^{\frac{2-n}{2}}}\sqrt{2}\right) - \right.$$

$$\left. - \Phi\left(\frac{z}{C(\bar{u}t)^{\frac{2-n}{2}}}\sqrt{2}\right)\right], \qquad (1)$$

где $r = \sqrt{x^2 + y^2}$ — расстояние от линейного источника;

$$C^2 = \frac{4\nu^n}{(1-n)(2-n)\bar{u}^n}\left(\frac{\bar{v}^2}{\bar{u}^2}\right)^{1-n}; \qquad (2)$$

n — параметр, зависящий от температурной стратификации; ν — кинематическая вязкость воздуха; $\bar{u}$ — средняя скорость ветра, $\bar{v}^2$ — средний квадрат пульсационной скорости ветра; $\Phi(x)$ — нормальный интеграл вероятностей:

$$\Phi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^x e^{-\frac{\zeta^2}{2}} d\zeta.$$

Фиксируя в формуле (1) z, получаем соотношение для осесимметричного распределения концентрации реагента на высоте z. В частности, при $z = -z_0/2$ это будет изменение величины $q(r, -z_0/2, t)$ в плоскости $z = -z_0/2$ в направлениях, перпендикулярных к середине источника. Изменение концентрации по направлению оси z получается при $r = 0$.

Из формулы (1) следует, что распределение реагента сильно зависит от значений параметров n и C, характеризующих степень интенсивности турбулентного перемешивания. Поэтому при использовании формулы Сеттона особое значение приобретает обоснованность выбора этих параметров, т. е. их действительное соответствие рассматриваемой облачной турбулентной среде.

Для установления значения параметра C в зависимости от n и $\bar{u}$ в пограничном слое атмосферы построена номограмма, которая приведена в работе [5].

Привлекая немногочисленные имеющиеся результаты наблюдений турбулентных характеристик, оценим значение C в области облаков, основываясь на упомянутой номограмме. Значение n в мощных кучевых облаках полагаем равным 0,20 (неустойчивая стратификация).

Сопоставим значения интенсивности турбулентности $\sqrt{\bar{v}^2}/\bar{u}$, входящей в коэффициент C (2), в облаке и околооблачном пространстве. Исходим из того, что коэффициент турбулентной диффузии определяется турбулентной энергией и скоростью ее диссипации ε:

$$K \sim (\bar{v}^2)^2/\varepsilon. \tag{3}$$

В работе [7] отмечается, что в облаках Cu—Cb значения K на порядок больше, а ε на два порядка больше их значений в окружающей атмосфере. Отсюда соотношение между средними квадратичными пульсациями скорости ветра в атмосфере и облаке таково:

$$\bar{v}^2_{\text{обл}}/\bar{v}^2_{\text{атм}} \simeq 10^{3/2} = 31{,}6. \tag{4}$$

В номограмме [5] приводятся значения C до высоты 1 км. Если бы интенсивность турбулентности не изменялась с высотой при $z > 1$ км, то из соотношений (4) и (2) следовало бы, что

$$C_{\text{обл}}/C_{\text{атм}} \simeq 4, \tag{5}$$

где $C_{\text{атм}}$ — значение коэффициента C, полученное по номограмме для высоты 1 км.

Данные наблюдений свидетельствуют об уменьшении интенсивности турбулентности с высотой. Так, в работе [1] дан эмпирический закон изменения интенсивности турбулентности Ψ с высотой:

$$\Psi(H) = \varkappa H^{-0,5}, \tag{6}$$

где $\varkappa$ — некоторый коэффициент, H — высота (км). Из формулы (6) вытекает, что Ψ в среднем по всему десятикилометровому слою атмосферы составляет только 45 % ее значения на высоте 1 км, а в семикилометровом слое — половину ее значения на той же высоте. Это уменьшает отношение (5) приблизительно в 0,57 раза:

$$C_{\text{обл}}/C_{\text{атм}} \simeq 2{,}3. \tag{7}$$

Следовательно, значение $C_{\text{обл}}$ для мощных кучевых облаков должно быть приблизительно в 2,5 раза больше, чем значение $C_{\text{атм}}$ на высоте 1 км.

Наблюдения показывают, что в облаках типа Cu [6] средняя квадратичная скорость вертикальной пульсации потока σ_w составляет 1,3—1,8 м/с, а вне облаков 0,6—0,9 м/с. Близкие значения вертикальных пульсаций скорости ветра в атмосфере (летом на

высоте 700 м) получены и в работе [2]. Среднее квадратичное значение пульсационной скорости потока в кучевых облаках со-

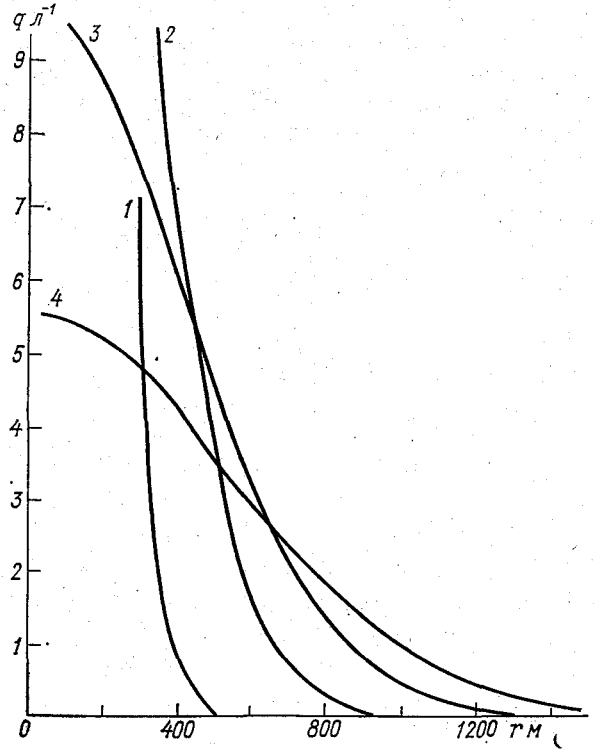


Рис. 1. Изменение концентрации реагента q ($л^{-1}$) в плоскости $z=z_0/2$ в зависимости от расстояния до линейного источника r (м) с $Q_1=10^{10}$ $м^{-1}$ через 10 мин после введения реагента при $\bar{u}=5$ м/с для различных значений C:

Кривая	1	2	3	4
C $м^{0,1}$	0,14	0,28	0,42	0,56

ставляет 1,16 м/с [1], т. е. близко к значениям, полученным в работе [6]. При этом нужно принять во внимание, что средняя вертикальная скорость в облаке значительно превосходит ее значе-

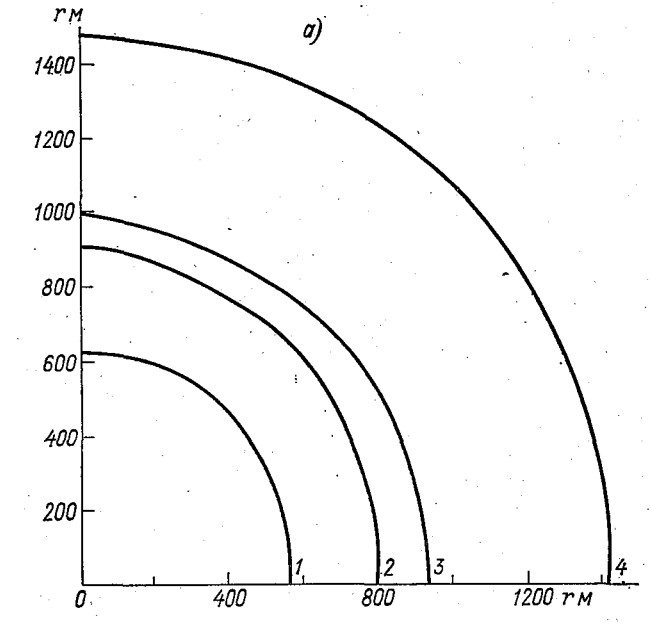
---

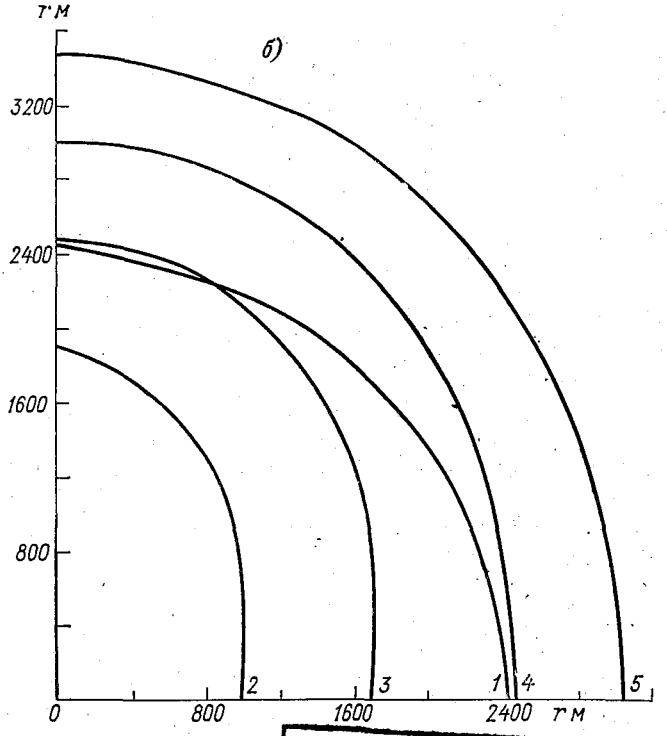
Рис. 2. Удаление уровня концентрации частиц реагента $q=1$ $л^{-1}$ в плоскости линейного источника длиной $z_0=300$ м при $\bar{u}=10$ м/с, $C=0{,}14$ и различных значениях Q_1 и t ($а$):

Кривая	1	2	3	4
Q_1 $м^{-1}$	10^{12}	10^{16}	10^{12}	10^{16}
t мин	5	5	10	10

а также при $\bar{u}=10$ м/с, $Q_1=10^{12}$ $м^{-1}$, $t=10$ мин и различных значениях C и z_0 ($б$):

Кривая	1	2	3	4	5
C $м^{0,1}$	0,56	0,14	0,28	0,42	0,56
z_0 м	300	2000	2000	2000	2000





316201

Ленин
Гидрометео
Б

ние вне облака. Поэтому степень турбулентности в облаке, связанная с вертикальной скоростью потока не будет так отличаться от степени турбулентности в безоблачной атмосфере, как отличаются соответствующие пульсации. Сопоставляя $C_{обл}$ с $C_{атм}$ по вертикальной пульсации скорости потока, получаем:

$$C_{обл}/C_{атм} \simeq 1{,}3 - 2{,}4. \qquad (8)$$

Заметим, что из упомянутой номограммы следует слабая зависимость параметра C от u. На высоте 1 км при $n = 0{,}20$ и $\bar{u} = 10$ м/с $C = 0{,}14$ м$^{0{,}1}$. В приземном слое атмосферы при неустойчивой стратификации ($n = 0{,}20$) $C = 0{,}64$ м$^{0{,}1}$ вблизи земной поверхности. С увеличением высоты C монотонно уменьшается, достигая на высоте 100 м значения 0,21 м$^{0{,}1}$ [10].

Сравнение изолиний концентрации $q_0 = 1$ л$^{-1}$ через 5 мин после введения реагента в форме линейного источника длиной 2 км при $\bar{u} = 10$ м/с, рассчитанных двумя способами: на основании уравнения турбулентной диффузии со средним значением коэффициента диффузии 200 м^2/с [4] и по модели Сеттона при $C = 0{,}42$ м$^{0{,}1}$ — показывает почти полное совпадение расположения этих изолиний относительно источника.

С учетом приведенных выше оценок коэффициента в облаке выполнены расчеты пространственно-временного изменения концентрации реагента от линейного источника. Временной интервал во всех расчетах определялся тем, что время появления осадков после введения кристаллизующих реагентов в зону проявления их льдообразующей активности составляет 8—18 мин.

В качестве иллюстрации влияния интенсивности турбулентного перемешивания на характер распространения реагента на рис. 1 приводится изменение концентрации частиц реагента в плоскости $z = -z_0/2$.

Пространственная протяженность области L_0 по отношению к источнику с концентрацией реагента $q \geqslant 1$ л$^{-1} = q_0$, которая обычно считается зоной активного воздействия, показана на рис. 2. Горизонтальная ось на рисунке направлена от середины источника. Из рис. 2 можно сделать некоторые выводы о зависимости протяженности L_0 от различных параметров. Основным параметром, определяющим величину L_0, является интенсивность турбулентного перемешивания; для $z_0 = 2000$ м L_0 увеличивается приблизительно в 3 раза при изменении C от 0,14 до 0,56. При увеличении выхода числа частиц реагента на метр трассы Q_1 на 4 порядка L_0 за 10 мин распространения реагента увеличивается менее чем в 2 раза; за 5 мин L_0 изменяется еще меньше.

Вопросы оптимизации способа введения реагента

Под оптимальным способом засева облаков при активных воздействиях на них понимается такой способ введения реагента, когда при заданном его количестве зона воздействия максимальна.

Оптимальные способы введения реагента рассмотрим на конкретных примерах.

Пример 1. Рассчитаем сравнительную эффективность засева посредством одного линейного источника с выходом частиц реагента на метр трассы $Q_N = NQ_1$ и N линейных источников с Q_1 в каждом. Другими словами, найдем для этих способов введения реагента отношение площадей сечения облака, где реализовано активное воздействие — достигнута концентрация реагента, превышающая

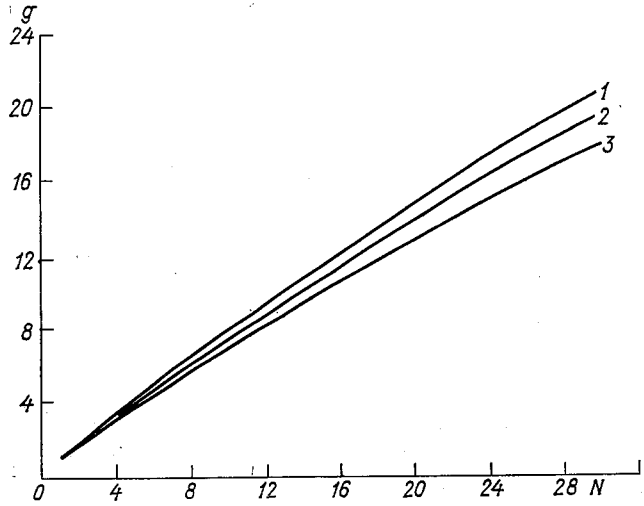


Рис. 3. Отношение g площадей горизонтальных сечений с концентрацией частиц реагента $q \geqslant 1$ л$^{-1}$ для N линейных источников с $Q_1 = 10^{12}$ м$^{-1}$ и одного линейного источника с $Q_1 = 10^{12}\,N$ м$^{-1}$ в зависимости от N при $t = 10$ мин, $\bar{u} = 10$ м/с и $C = 0{,}14$ (*1*), $0{,}28$ (*2*) и $0{,}56$ (*3*).

q_0. Исходя из формулы (1) с помощью простых выкладок получаем отношение соответствующих площадей:

$$\frac{S_N}{NS_1} = g(N, Q_1, t) = \frac{N \ln\left[\frac{Q_1}{q_0}\frac{(\bar{u}t)^{n-2}}{\pi C^2}\right]}{\ln\left[\frac{NQ_1}{q_0}\frac{(\bar{u}t)^{n-2}}{\pi C^2}\right]}. \qquad (9)$$

При получении формулы (9) для упрощения предполагалось, что

$$\frac{z_0}{\sqrt{2}C(\bar{u}t)^{\frac{2-n}{2}}} > 2,$$

тогда

$$\Phi\left(\frac{z_0}{\sqrt{2}C(\bar{u}t)^{\frac{2-n}{2}}}\right) \simeq 1/2.$$

Легко установить, что $g(N, Q_1, t)$ возрастает с увеличением N и Q_1, но уменьшается с уменьшением t.

На рис. 3 дана зависимость $g(N)$ при разных значениях C. Следует отметить почти линейный ход функции $g(N)$ при очень слабом ее уменьшении с усилением турбулентного перемешивания.

Пример 2. Для оценки эффекта предварительного (до начала диффузии) пространственного распределения введенного количества реагента на объем сформировавшейся области воздействия рассмотрена модельная задача об отношении объемов двух областей с $q \geqslant 1$ л$^{-1}$. Эти области получаются при введении реагента в форме линейного источника длиной 4000 м с выходом частиц Q_1 и такого же количества реагента, введенного в форме N точечных источников, расположенных на линии длиной 4000 м. А именно, рассчитывалось отношение

$$f(N,\ t) = \frac{V_1}{V_N} = \frac{\pi r^2 z_0}{N^4/_3 \pi r_N^3}, \qquad (10)$$

где r — среднее расстояние от линейного источника с выходом частиц Q_1 до уровня концентрации реагента q_0; r_N — расстояние от точечного источника с количеством реагента $Q = 4000 Q_1/N$ до того же уровня q_0. Интервал времени τ в $f(N, t)$ выбирался таким, чтобы не было пересечения сфер с концентрацией q_0 от точечных источников. Точечные источники по мере увеличения N располагались в следующем порядке: $N=1$ — точечный источник в середине линии, $N=2$ — точечные источники по краям линии, $N=3$ — один точечный источник в середине линии и два по ее краям и т. д. Результаты расчета сведены в таблице. Влияние предварительного пространственного распределения реагента проявляется очень сильно, хотя и ослабевает при усилении турбулентного перемешивания.

Таблица

Соотношение объемов $f(N, t)$ (числитель) с концентрацией реагента $q \geqslant 1$ л$^{-1}$ при введении реагента в форме линейного источника ($z_0 = 4000$ м, $Q_1 = 10^{12}$ м$^{-1}$) и такого же количества реагента в форме N точечных источников в зависимости от N, $\bar{u}$ и C через время τ (мин) (знаменатель)

$\bar{u}$ м/с	N				
	1	2	5	10	20
			$C = 0{,}28$ м^{0,1}		
15	226 / 10	113 / 7,44	34,9 / 1,24	13,9 / 0,45	5,31 / 0,18
10	550 / 10	238 / 10	77 / 1,84	32,1 / 0,69	13 / 0,28
5	1720 / 10	766 / 10	260 / 3,69	113 / 1,35	48,6 / 0,55
			$C = 0{,}42$ м^{0,1}		
15	111 / 10	44,9 / 4,73	12,9 / 0,79	4,73 / 0,28	1,6 / 0,12
10	245 / 10	103 / 7,10	31,8 / 1,18	12,6 / 0,44	4,76 / 0,18
5	829 / 10	364 / 10	120 / 2,35	50,9 / 0,87	21,1 / 0,36

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Протяженность зоны воздействия при введении реагента в форме мгновенного линейного источника определяется прежде всего интенсивностью турбулентного перемешивания и слабо зависит от выхода частиц Q_1.

2. Эффект предварительного (до начала диффузии) пространственного распределения заданного количества реагента приводит к значительному увеличению зоны активного воздействия. Усиление турбулентного перемешивания ослабляет этот эффект.

3. Для расчета диффузионного распространения реагента в мощном кучевом облаке коэффициент C в модели Сеттона следует брать приблизительно в 2,5 раза большим, чем его значение при неустойчивой стратификации атмосферы на высоте 1 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Винниченко Н. К., Пинус Н. З., Шметер С. М., Шур Г. И. Турбулентность в свободной атмосфере.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968, 335 с.

2. Воронцов П. А. Методы аэрологических исследований пограничного слоя атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 224 с.

3. 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.

4. Клинго В. В., Кудашкин Г. Д., Файзуллин Б. Ш. Численное моделирование распространения льдообразующего аэрозоля в мощном кучевом облаке при его введении в подоблачный слой.— См. наст. сборник.

5. Красновская Л. И. Физические основы искусственных воздействий на переохлажденные облака с помощью хладореагентов.— Труды ЦАО, 1964, вып. 58, 78 с.

6. Мазин И. П., Шметер С. М. О деформации полей метеорологических элементов в зоне кучевого облака.— В кн.: Вопросы физики облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978, с. 135—156.

7. Пастушков Р. С. Численное моделирование взаимодействия конвективных облаков с окружающей их атмосферой.— Труды ЦАО, 1972, вып. 108, с. 128.

8. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. Об оптимальных расходах льдообразующих реагентов при воздействии на облака с целью вызывания из них осадков.— Труды ГГО, 1967, вып. 202, с. 13—21.

9. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. О выборе уровня введения реагента при воздействии на развивающиеся конвективные облака.— Труды ГГО, 1976, вып. 372, с. 3—12.

10. Халтинер Дж. и Мартин Ф. Динамическая и физическая метеорология.— М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 435 с.

В. В. Клинго, В. В. Сергеев

К ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ОЦЕНКЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО ПОЛЯ ПЕРЕСЫЩЕНИЯ ВОДЯНОГО ПАРА В ОКРЕСТНОСТИ ЗАМЕРЗАЮЩЕЙ КАПЛИ

Введение

В опытах по замерзанию переохлажденных водяных капель рядом авторов, в частности в работах [1, 6], было установлено, что капля в процессе замерзания является источником водяного пара. Авторы работы [1] выделяют две стадии замерзания капель — образование ледяной оболочки на капле и промерзание ее внутренней части — и отмечают, что в обеих стадиях капля является источником водяного пара. Возникновение микрокапель вокруг замерзающей капли в работе [6] объясняется наличием ядер, на которых происходит конденсация выделяющегося из капли водяного пара.

Факт выделения водяного пара в процессе замерзания облачной капли и, следовательно, формирование области со значительным пересыщением водяного пара в многочисленных работах Росински с соавторами [7—9] связывается с эффективным механизмом льдообразования в переохлажденных облаках. А именно, считается, что попавшие в окрестность замерзающей крупной облачной капли частицы реагента или некоторые аэрозольные частицы почвенного происхождения, сублимируя водяной пар, образуют ледяные кристаллы.

Количественная оценка степени эффективности указанного механизма предполагает расчет полей температуры $T(r, t)$ и плотности водяного пара $\rho(r, t)$ вокруг капли. Выражения для $T(r, t)$ и $\rho(r, t)$ конструируются на основании решения стационарного уравнения теплопроводности и диффузии водяного пара с использованием ряда предположений, которые не представляются в надлежащей степени обоснованными [7]. Кроме того, авторы работ [7, 8] неявно полагали, что после попадания частицы реагента на по-

верхность капли кристаллизация происходит с сохранением жидкой фазы на всей ее поверхности. Это противоречит упомянутым экспериментам [1]. Те же авторы в работе [8] находят $T(r, t)$ и $\rho(r, t)$ для капель радиусом 0,1 и 0,25 см при температуре —7,5 и —15 °С путем численного решения соответствующих уравнений.

Таким образом, фактически отсутствуют выражения для $T(r, t)$ и $\rho(r, t)$, которые можно было бы использовать в целях количественной оценки поля пересыщения водяного пара при замерзании капель размеров, характерных для облаков.

В данной статье будет получен точный аналитический вид выражений для $T(r, t)$ и $\rho(r, t)$ в той же постановке задачи, что и в работе [8], где задача решена численно.

Пространственно-временно́е изменение температуры и плотности водяного пара вокруг замерзающей капли

Сформулируем задачи теплопроводности и диффузии водяного пара:

$$\frac{\partial T(r, t)}{\partial t} = k \Delta T(r, t), \tag{1}$$

$$\frac{\partial \rho(r, t)}{\partial t} = D \Delta \rho(r, t), \tag{2}$$

где r — расстояние от центра капли; t — время; k, D — молекулярные коэффициенты температуропроводности воздуха и диффузии водяного пара соответственно. Их средние значения в рассматриваемом температурном интервале: $k = 0{,}18$ см/с, $D = 0{,}22$ см/с.

Начальные условия:

$$\left.\begin{aligned} T(r, t) &= T_\infty \\ \rho(r, t) &= \rho_\infty \end{aligned}\right\} \text{ при } t = 0; \quad r \geqslant r_s. \tag{3}$$

Граничные условия:

$$\left.\begin{aligned} T(r, t) &= 0\ ^\circ\text{C} \\ \rho(r, t) &= \rho_0 \end{aligned}\right\} \text{ при } t > 0; \quad r = r_s,$$

$$\left.\begin{aligned} T(r, t) &= T_\infty \\ \rho(r, t) &= \rho_\infty \end{aligned}\right\} \text{ при } t > 0; \quad r \to \infty. \tag{3'}$$

Здесь T_∞ и ρ_∞ — соответственно температура и плотность водяного пара на бесконечности, ρ_0 — плотность насыщенного пара над водой при $T = 0$ °С.

Временной интервал, в течение которого по смыслу постановки задачи ищется решение как для $T(r, t)$, так и для $\rho(r, t)$, ограничен временем выделения водяного пара из замерзающей капли.

Решения уравнений (1) и (2) находим методом функции Грина, изложенным в работе [3]. Общее выражение для поля температуры при отсутствии источников тепла имеет вид

$$T(r, t) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{t+} dt_0 \int_S d\mathbf{S}_0 [G(\mathbf{r}, t/\mathbf{r}_0, t_0) \operatorname{grad}_0 T(r_0, t_0) -$$

$$- T(r_0, t_0) \operatorname{grad}_0 G(\mathbf{r}, t/\mathbf{r}_0, t_0)] + \frac{1}{4\pi k} \int_V dV_0 [T(r_0, t_0) \times$$

$$\times G(\mathbf{r}, t/\mathbf{r}_0, t_0)]_{t_0=0}, \qquad (4)$$

где $G(r, t/r_0, t_0)$ — сингулярная часть функции Грина для бесконечной области в трехмерном пространстве:

$$G(\mathbf{r}, t/\mathbf{r}_0, t_0) = \frac{1}{(4\pi k)^{3/2} (t-t_0)^{3/2}} \exp\left\{-\frac{(\mathbf{r}-\mathbf{r}_0)^2}{4k(t-t_0)}\right\} u(t-t_0); \qquad (5)$$

$$u(t-t_0) = \begin{cases} 1, & t > t_0; \\ 0, & t < t_0. \end{cases}$$

Здесь V — объем окружающей каплю среды; S — поверхность, ограничивающая объем V; dS_0 — вектор элемента поверхности с внешней нормалью к поверхности S, т. е. с направлением нормали внутрь поверхности капли и с направлением нормали к внешней стороне сферы бесконечного радиуса.

В последнем члене соотношения (4) с интегрированием по объему температура T во всем объеме при $t_0 = 0$ постоянна и равна T_∞. Если отсчитывать температуру от уровня T_∞, то этот член обращается в нуль, а во втором члене с интегрированием по поверхности к значению T нужно добавить $-T_\infty$.

Принимая во внимание граничные условия, для нахождения $T(r, t)$ требуется вычислить интегралы:

$$I_1(r, t) = -\frac{r_s^2}{2(4\pi k)^{3/2}} \int_0^{t+\varepsilon} \frac{dt_0}{(t-t_0)^{3/2}} \int_0^{\pi} \sin\vartheta \, d\vartheta \operatorname{grad}_s T(r_s, t_0) \times$$

$$\times \exp\left\{-\frac{r^2 + r_s^2 - 2r_s r\cos\vartheta}{4k(t-t_0)}\right\} \quad (\varepsilon \to 0); \qquad (6)$$

$$I_2(r, t) = \frac{T_\infty r_s^2}{(4\pi k)^{3/2}} \int_0^{t+\varepsilon} \frac{dt_0}{(t-t_0)^{5/2}} \int_0^{\pi} \sin\vartheta \, d\vartheta (r_s - r\cos\vartheta) \times$$

$$\times \exp\left\{-\frac{r^2 + r_s^2 - 2rr_s\cos\vartheta}{4k(t-t_0)}\right\}. \qquad (7)$$

Вычисляя интеграл в выражении (7) сначала по ϑ, а затем по t_0, после элементарных, но громоздких выкладок получим:

$$I_2(r, t) = -T_\infty \left\{ \Phi\left(\frac{r+r_s}{\sqrt{2kt}}\right) - \Phi\left(\frac{r-r_s}{\sqrt{2kt}}\right) + \right.$$

$$\left. + \sqrt{\frac{kt}{\pi}} \frac{1}{r}\left[\exp\left\{-\frac{(r+r_s)^2}{4kt}\right\} - \exp\left\{-\frac{(r-r_s)^2}{4kt}\right\}\right]\right\}; \qquad (8)$$

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

$I_1(r, t)$ вычисляем, применяя теорему о среднем при интегрировании по t_0:

$$I_1(r, t) = -\frac{r_s}{r}\varphi(r_s, \xi)\left\{\sqrt{\frac{kt}{\pi}}\left[\exp\left\{-\frac{(r-r_s)^2}{4kt}\right\} - \right.\right.$$

$$\left. - \exp\left\{-\frac{(r+r_s)^2}{4kt}\right\}\right] + (r+r_s)\left[\frac{1}{2} - \Phi\left(\frac{r+r_s}{\sqrt{2kt}}\right)\right] -$$

$$\left. - (r-r_s)\left[\frac{1}{2} - \Phi\left(\frac{r-r_s}{\sqrt{2kt}}\right)\right]\right\} \quad (0 \leqslant \xi \leqslant t), \qquad (9)$$

где $\varphi(r_s, \xi)$ — среднее за время t значение градиента температуры на поверхности капли.

Из уравнений (4), (8) и (9) получаем выражение для изменения температуры с пока неизвестной функцией $\varphi(r_s, \xi)$, не зависящей от r:

$$T(r, t) = I_1(r, t) + I_2(r, t) + T_\infty. \qquad (10)$$

Вид $\varphi(r_s, \xi)$ находим, полагая в формуле (9) $r = r_s$ и принимая во внимание граничное условие (3):

$$\varphi(r_s, \xi) = \frac{T_\infty - T_\infty\left\{\sqrt{\frac{kt}{\pi}}\frac{1}{r_s}\left[\exp\left(-\frac{r_s^2}{kt}\right) - 1\right] + \Phi\left(\frac{2r_s}{\sqrt{2kt}}\right)\right\}}{\sqrt{\frac{kt}{\pi}}\left[1 - \exp\left(-\frac{r_s^2}{kt}\right)\right] + 2r_s\left[\frac{1}{2} - \Phi\left(\frac{2r_s}{\sqrt{2kt}}\right)\right]}. \qquad (11)$$

Формулы (10) и (11) и дают окончательное выражение для распределения температуры.

Решение для пространственно-временного распределения водяного пара находится аналогичным образом, однако при этом

нужно учесть, что ρ на границе капли в отличие от T не принимает нулевого значения, как следует из граничных условий (3′):

$$\rho(r, t) = K_1(r, t) + K_2(r, t) + \rho_\infty, \qquad (12)$$

где $K_1(r, t)$ и $K_2(r, t)$ представляют собой соответственно $I_1(r, t)$ и $I_2(r, t)$, в которые вместо величины T_∞ подставили разность $(\rho_\infty - \rho_0)$, а вместо коэффициента k — коэффициент D.

Расчет поля пересыщенного водяного пара

Воспользовавшись найденными в предыдущем разделе выражениями для $T(r, t)$ и $\rho(r, t)$, рассчитаем пересыщение водяного пара как функцию расстояния от поверхности капли и времени

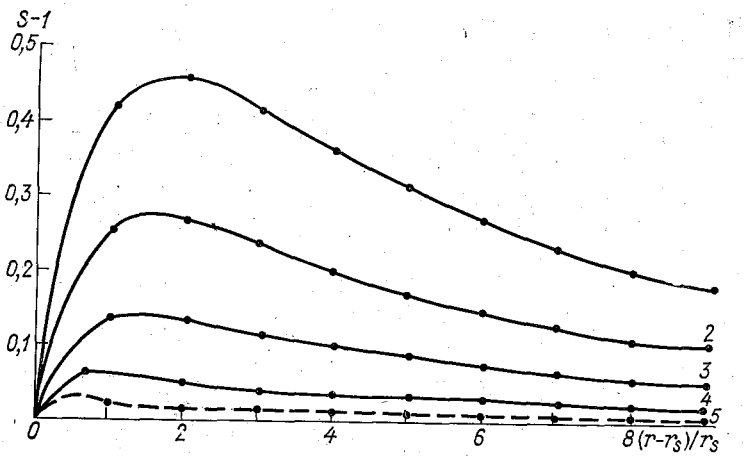


Рис. 1. Зависимость величины $S - 1$ от расстояния от поверхности капли, нормированного на ее радиус, при различных значениях температуры T:

Кривая	1	2	3	4	5
T °C	−25	−20	−15	−10	−6

с момента начала ее замерзания. Пересыщение $S(r, t)$ представляет собой отношение плотности водяного пара, рассчитанной по формуле (12) к плотности насыщенного пара $\rho_н(T)$ на том же расстоянии при температуре $T(r, t)$ (10):

$$S(r, t) = \frac{\rho(r, t)}{\rho_н |T(r, t)|}. \qquad (13)$$

Для учета зависимости плотности насыщенного пара от температуры используется известное соотношение

$$\rho_н(T) = \frac{6,1}{4,615 \cdot 10^3 (T + 273,15)} \cdot 10^{\frac{8,615T}{273,15+T}}. \qquad (14)$$

Чтобы установить интервал времени, в течение которого происходит выброс водяного пара $t < t_з$, оценим время полного за-

мерзания капли $t_з$. Руководствуясь результатами теоретических исследований [2, 4], полагаем, что

$$t_з = A \frac{r_s^2}{(-T_\infty)}, \qquad (15)$$

где A — некоторая константа.

В экспериментах [5] при $T \simeq -20\,^\circ\text{C}$ капли радиусом 0,60—0,95 мм замерзали в среднем за 25 с, а капли радиусом 0,3—0,6 мм — за 9,5 с. Отсюда значение константы A приблизительно составляет $5 \cdot 10^4$ см$^{-2} \cdot$ с $\cdot\,^\circ$C.

Если в выражениях для $T(r, t)$ и $\rho(r, t)$ положить t равным некоторой фиксированной части n от $t_з$, то пересыщение будет функцией r/r_s, n, T_∞. Другими словами, для расстояний от капли, нормированных на ее радиус r_s, и для момента времени, соответствующего радиусу r_s, выражение для пересыщения (13) будет одинаковым для всех радиусов капель.

В опытах [1] выброс водяного пара каплей наблюдался до промерзания ее внутренней части. Принимая это во внимание, расчеты S выполним для $n = {}^1/_5$, т. е. $t = {}^1/_5 t_з$.

На рис. 1 приведена зависимость $S - 1$ от $(r - r_s)/r_s$ для различных значений T. Из рисунка видно, что при $T = -20\,^\circ$C для капли радиусом $r_s = 10$ мкм через $5 \cdot 10^{-4}$ с после начала ее замерзания максимальное пересыщение достигает 1,27 на расстоянии 15 мкм от ее поверхности. А для капли радиусом 100 мкм это же значение S будет достигнуто через $5 \cdot 10^{-2}$ с на расстоянии в 10 раз большем. Из рис. 1 также видна общая тенденция сильной зависимости сформировавшегося поля пересыщения от температуры.

На рис. 2 иллюстрируется увеличение области пересыщения со временем при $t < {}^1/_5 t_з$ для капель радиусом 100 и 10 мкм. Отметим, что кривые, соответствующие радиусу капель 10 мкм различаются между собой значительно меньше, чем кривые, соответствующие радиусу 100 мкм.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

1. При условии постоянства температуры и плотности водяного пара на поверхности замерзающей капли был определен точный аналитический вид пространственно-временных полей T и ρ, а значит, и поля пересыщения. Степень точности при применении полученного выражения для S к замерзающим облачным каплям определяется точностью задания ρ на их поверхности и продолжительности выброса каплей водяного пара. В расчетах (см. рис. 1, 2) полагалось, что ρ на поверхности капли равняется плотности насыщенного пара при $T = 0\,^\circ$C над водой. Это предположение, видимо, завышает истинное значение плотности водяного пара при замерзании капли с поверхности.

2. Пространственно-временное поле пересыщения водяного пара сильно зависит от температуры окружающей каплю воздушной

среды (см. рис. 1). Так, при $T = -25\,°C$ на расстоянии, при котором достигается максимум пересыщения, значение S составляет 1,46. Максимальное значение S при $T = -6\,°C$ едва превышает 1,025 и находится на расстоянии половины радиуса от поверхности капли.

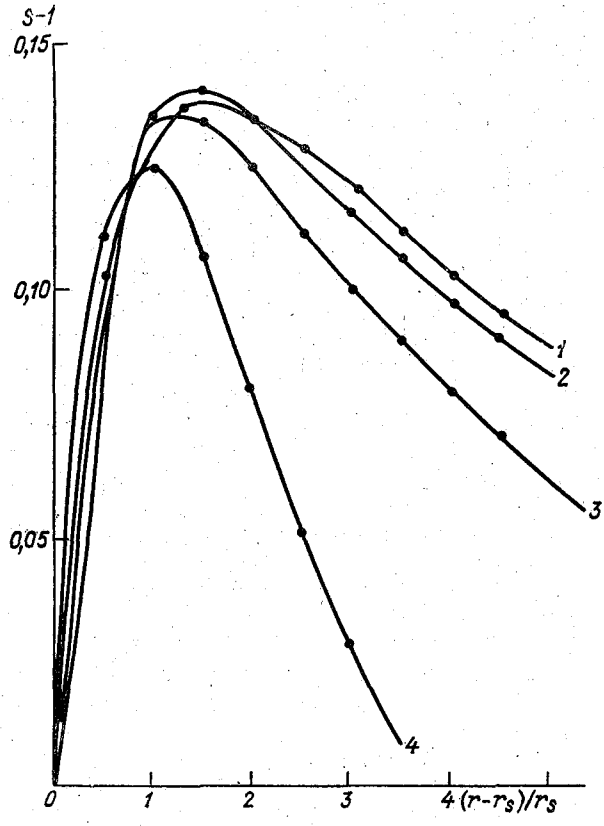


Рис. 2. Зависимость величины $S - 1$ при $T = 15\,°C$ от расстояния от поверхности замерзающей капли, нормированного на ее радиус, в моменты времени $t < t_з/5$ при различных радиусах капли:

Кривая	*1*	*2*	*3*	*4*
r_S мкм	10	100	10	100
t с	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-2}$	10^{-4}	10^{-3}
$t_з/5$ с	$6{,}7 \cdot 10^{-4}$	$6{,}7 \cdot 10^{-2}$	$6{,}7 \cdot 10^{-4}$	$6{,}7 \cdot 10^{-2}$

3. Пространственная протяженность кратковременного поля пересыщения водяного пара в окрестности замерзающей капли увеличивается с возрастанием времени, отсчитываемого от момента начала кристаллизации капли. Однако максимальное значение пересыщения слабо зависит от времени, и положение максимума лишь незначительно удаляется от поверхности капли.

В заключение авторы благодарят И. А. Молоткову за предоставленную возможность ознакомления с экспериментальными и теоретическими работами, касающимися особенностей замерзания водяных капель.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башкирова Г. М., Молоткова И. А., Першина Т. А. О влиянии некоторых растворимых в воде веществ на замерзание капель воды.— Труды ГГО, 1975, вып. 356, с. 8—17.

2. Качурин Л. Г., Морачевский В. Г. Кинетика фазовых переходов воды в атмосфере— Л.: Изд-во ЛГУ, 1965, 144 с.

3. Морс Ф. М. и Фешбах Г. Методы теоретической физики, т. I.— М.: Изд-во иност. лит., 1958, 930 с.

4. Стоянов Ст. Время полного замерзания воды.— Хидрология и метеорология, София, 1973, XXII, кн. 1, с. 11—15.

5. Шлыков В. В. Экспериментальное исследование влияния постоянного электрического поля на замерзание капель воды.— Труды ГГО, 1979, вып. 420, с. 68—75.

6. Dye J. E., Hobbs P. U. The influence of environmental parameters on the freezing and fragmentation of suspended water drops.— J. Atm. Sci. 2, 1968, v. 25, No 1, p. 82—95.

7. Rosinski J., Kerrigan T. C. Mechanism of ice Formation in Seeded Convective Storms.— J. Appl. Math. and Phys. (ZAMP), 1972, v. 23, p. 277—300.

8. Rosinski J., Nagamoto C. T., Kerrigan T. C. Heterogeneous nucieation of water and ice in the transient supersaturation field Surrounding a freezing drop.— J. Rech Atmos., 1975, v. IX, No 3, p. 107—118.

9. Rosinski J., Cooper G. Nucleation of ice by sorption on silver iodide particles in the 20Å—120Å diameter size range.— VIII Conference internationale sur la physique des nuages, Clermont—Ferrand, juillet 1980. J. Rech. Atmos., v. 13, No 4, p. 291.

Д. Д. Сталевич, Т. С. Учеваткина

К ВОПРОСУ ОБ ОБРАЗОВАНИИ ИСКУССТВЕННЫХ ЗАРОДЫШЕЙ ГРАДА

Введение

В настоящее время в большинстве работ по предотвращению града [9, 3, 6, 5, 10] разрабатывается гипотеза Дессана, высказанная им более 15 лет назад [14]. Дессан предложил для воздействия на град создавать в зоне его роста конкурирующие зародыши града, полагая, что в этом случае переохлажденная вода распределится на большем количестве зародышей града и последние, выпадая на землю, будут иметь значительно меньшие размеры. Правильность этой гипотезы не является очевидной. Процессы, происходящие при введении кристаллизующих реагентов в градовое облако, имеют очень много различных аспектов и не являются до конца изученными. Необходимо их дальнейшее исследование, которое может дать ответ на вопрос: действительно ли рассматриваемый механизм воздействия может привести к положительным результатам и при каких условиях эффект воздействия будет максимальным.

Рассматривая картину конкуренции искусственных и естественных зародышей града, необходимо четко представлять механизм образования этих зародышей и их размеры. В ряде работ высказывается предположение, что зародыши града — это кристаллы, образованные на ядрах сублимации [15, 16]; в других работах за основной механизм образования зародышей града принимается замерзание крупных облачных или дождевых капель [1, 3, 10]. Большинство же авторов считают, что возможны оба механизма образования, но для каждого из них существуют особые условия внутри облака [4, 11, 12]. Единого мнения нет и в отношении начальных размеров зародышей града: в работе [8] — размер зародышей был принят равным 0,05—0,2 мм; в работе [1] — 0,5—0,8 мм; в работе [7] — 0,5—1,0 мм.

Из общих соображений ясно, что конкурирующие искусственные зародыши града, имея те же свойства, что и естественные,

должны быть по размерам сопоставимы с естественными. Только в этом случае они смогут оказать влияние на рост последних. Но, как видно из вышесказанного, не ясно, какой размер имеют зародыши естественного града.

В настоящей работе авторы придерживались следующей гипотезы взаимодействия естественных и искусственных частиц в облаке. Зародышами естественного града являются крупные облачные капли, замерзшие естественным путем в областях с достаточно низкой температурой ($T = -15 - -20\,°C$). Размеры этих зародышей имеют порядок 100 мкм; рост их идет в первую очередь за счет крупнокапельной фракции в облаке. Частицы кристаллизующего реагента в момент их введения в облако имеют размеры на два порядка меньше ($R_0 \simeq 1$ мкм). В связи с этим на первом этапе они не могут быть зародышами, конкурирующими с быстро растущими естественными градинами. Только после того, как на ледяных ядрах вырастут ледяные частицы радиусом $R \sim 20$ мкм, которые за счет разности скоростей падения смогут коагулировать как с мелкими, так с крупными облачными каплями, будет интенсивно происходить процесс создания искусственных зародышей града, способных конкурировать с естественными.

Схема расчета

Рост частиц реагента, введенных в облако, происходит за счет сублимации водяного пара и коагуляции с облачными каплями. Предполагается, что на начальной стадии роста (до $R = 14{,}5$ мкм) можно пренебречь ролью коагуляции и пользоваться формулой

$$\left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{субл}} = \frac{\varepsilon D}{R}, \tag{1}$$

где ε — абсолютное пересыщение относительно плоской ледяной поверхности, D — коэффициент диффузии водяного пара в воздухе. При расчетах учитывалось изменение D с высотой. Последующий рост ледяных частиц рассчитывался по формуле

$$\frac{dR}{dt} = \left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{субл}} + \left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{коаг}}, \tag{2}$$

где

$$\left(\frac{dR}{dt}\right)_{\text{коаг}} = \frac{q_w v}{4\rho} E, \tag{3}$$

q_w — водность облака; ρ — плотность льда; v — скорость падения ледяной сферы относительно воздуха; E — коэффициент коагуляции, рассчитываемый по формуле

$$E = \left[1 - \frac{R R_{\text{ок}}^3}{4R_m^2 (R^2 - R_m^2)}\right]^2$$

$R_{\text{ок}}$ — минимальный радиус частиц, участвующих в гравитационной коагуляции с мелкими облачными каплями, R_m — радус капель,

соответствующий максимуму распределения по массам. Изменение размера частиц с высотой определялось по формуле

$$\frac{dR}{dz} = \frac{\left(\frac{dR}{dt}\right)}{u - v}, \qquad (4)$$

где u — скорость восходящего потока в облаке.

Расчеты были выполнены в предположении, что реагент вводится на различные уровни облака: 2,0; 2,5; 3,0; 3,5 км, температура на которых составляет соответственно —6, —9, —12, —15 °С при температуре на нижней границе облака 6 °С.

Проведя такой расчет роста частиц реагента до размера $R = 100$ мкм, мы оценили время, за которое частица реагента может превратиться в искусственный зародыш града. Такой механизм образования искусственных зародышей града в облаке, где крупных капель нет (или их количество ничтожно мало), мы назовем механизмом I. В облаке, где крупных облачных капель много, создание искусственного зародыша града может происходить и благодаря механизму II, когда выросшие до 20 мкм за счет сублимации частицы реагента сталкиваются с крупными облачными каплями, замораживая последние.

Оценка механизма II в настоящей работе проводилась следующим образом. Рассчитывалась вероятность столкновения W 20-микронных ледяных частиц с крупными переохлажденными облачными каплями за единицу времени в единице объема:

$$W = \pi (R_1 + R_2)^2 (v_2 - v_1) N_1 N_2 E, \qquad (5)$$

где $N_1 = N_р$ — число частиц реагента в единице объема, $N_2 = N_к$ — число крупных капель определенного размера в единице объема, E — коэффициент захвата.

Концентрация частиц реагента $N_р$ в настоящих расчетах варьировалась от 10^3 до 10^7 м$^{-3}$. Такие значения характерны для дозировок льдообразующего реагента в работах по воздействию на градовые процессы.

Величина $N_к$ определялась по спектрам крупных облачных капель из экспериментальных данных Окиты [18]. Были выбраны три спектра, характерных для кучеводождевых облаков. Спектр 1 и спектр 2 в основном отличаются друг от друга количеством самых крупных капель. Разница значений составляет в среднем один порядок. Для спектра 1 и 3 она составляет два порядка величин во всех размерах капель. Отметим, что данные о числе крупных капель получены у Окиты по пятимикронному диапазону размеров. В настоящем расчете это учитывалось: скорость падения и коэффициент диффузии рассчитывались для среднего размера капель в каждом пятимикронном диапазоне.

Водность облака на уровнях взятия проб для указанных трех спектров соответственно составляла 0,9; 1,2 и 4,5 г/м^3.

Коэффициент захвата E является одним из важных факторов, определяющих скорость процесса коагуляции. К сожалению, ав-

торам настоящей статьи не удалось найти обобщенные данные о значениях коэффициента захвата в широком диапазоне размеров сталкивающихся капель. Кроме того, в разных работах коэффициент захвата интерпретируется по-разному. В результате пришлось свести воедино сведения различных авторов, считая, что коэффициент захвата E представляет собой отношение сечения цилиндра, из которого все мелкие капли радиуса r попадают на крупную каплю, к миделеву сечению столкновения. Некоторые авторы за миделево сечение столкновения принимают сечение большой капли радиусом R, другие — сечение препятствия, окаймленное полосой, ширина которой равна радиусу мелких капель. В связи с этим всегда необходимо четко знать, из какого определения исходит автор, приводящий данные о коэффициенте захвата, так как может наблюдаться расхождение значений этого коэффициента. Кроме того, нужно отличать данные о коэффициенте захвата от данных о линейном коэффициенте захвата γ_c, поскольку последний является квадратным корнем из значения коэффициента захвата E.

В настоящей работе были использованы данные о коэффициенте захвата из работы [13] для крупных капель радиусом $R_к < 40$ мкм и из работы [19] — для крупных капель радиусом $R_к \geqslant 40$ мкм. Для случаев столкновения капель близких размеров, т. е. когда отношение радиуса мелкой капли к радиусу крупной капли $r/R_к$ больше 0,8, использовались значения, взятые из работы [17]. В работах [17, 19] авторы приводят значения линейного коэффициента захвата γ_c, поэтому для составления сводной таблицы значений E необходимо было произвести пересчет (табл. 1).

Из расчета вероятности столкновения тех или иных капель и частиц можно оценить и среднее время между их столкновениями:

$$t_к = N_к / W. \qquad (6)$$

Расчеты W и $t_к$ производились на машине «БЭСМ-6». Программа счета записана на языке «Фортран».

Как было указано выше, рассматривались три случая, соответствующие облакам с различной водностью и различными спектрами крупных капель. Случай со спектром 2 является промежуточным и поэтому для облегчения восприятия графических данных на некоторых рисунках отсутствует. В дальнейшем случай со спектрами 1 и 2 будем называть случаями с малой водностью облака, а случай со спектром 3 — с большой водностью.

Результаты расчета и их обсуждение

Результаты расчета времени роста ледяных частиц t_{20} от $R_0 = 1$ мкм до $R = 20$ мкм в зависимости от температуры $T_в$ и скорости восходящего потока u на уровне введения реагента представлены в табл. 2.

Таблица 1

Коэффициент захвата капель радиуса r каплями радиусом $R_к$

$r/R_к$	$R_к$ мкм								
	10	15	20	25	30	35	40	45	50
0,1	0,002	0,002	0,002	0,004	0,009	0,021	0,042	0,081	0,139
0,2	0,008	0,009	0,010	0,020	0,070	0,245	0,468	0,656	0,762
0,3	0,018	0,020	0,028	0,056	0,275	0,552	0,906	1,057	1,160
0,4	0,029	0,034	0,061	0,228	0,650	0,960	1,250	1,381	1,471
0,5	0,038	0,049	0,105	0,429	1,000	1,286	1,528	1,654	1,753
0,6	0,045	0,059	0,137	0,563	1,166	1,488	1,729	1,871	1,997
0,7	0,051	0,064	0,140	0,616	1,250	1,588	1,814	2,008	2,170
0,8	0,057	0,067	0,112	0,410	1,110	1,491	1,780	1,994	2,184
0,9	0,062	0,066	0,083	0,130	0,370	1,000	1,513	1,828	2,062

$r/R_к$	$R_к$ мкм									
	55	60	65	70	75	80	85	90	95	100
0,1	0,221	0,331	0,426	0,508	0,570	0,623	0,672	0,716	0,757	0,796
0,2	0,850	0,924	0,984	1,036	1,082	1,119	1,151	1,177	1,201	1,221
0,3	1,236	1,281	1,339	1,381	1,416	1,452	1,481	1,501	1,520	1,545
0,4	1,545	1,603	1,651	1,690	1,721	1,748	1,774	1,790	1,809	1,828
0,5	1,831	1,891	1,935	1,968	2,002	2,033	2,059	2,082	2,102	2,123
0,6	2,088	2,161	2,214	2,253	2,286	2,316	2,341	2,356	2,378	2,393
0,7	2,298	2,396	2,462	2,522	2,563	2,592	2,618	2,641	2,663	2,680
0,8	2,368	2,541	2,663	2,756	2,822	2,866	2,893	2,910	2,924	2,941
0,9	2,259	2,434	2,560	2,663	2,749	2,832	2,907	2,976	3,038	3,101

Таблица 2

Время t_{20} (с) образования ледяных частиц радиусом $R=20$ мкм

u м/с	$T_в$ °С			
	−6	−9	−12	−15
1	31,0	25,4	23,2	22,8
5	28,7	23,8	22,2	22,0
10	24,6	21,8	20,2	20,0

Как видно из таблицы, время сублимационного роста частиц до $R=20$ мкм в среднем составляет 20—30 с, уменьшаясь с понижением температуры, т. е. с повышением уровня введения реагента в облако. Скорость восходящего потока также уменьшает время сублимационного роста частицы, так как последняя благодаря восходящему потоку поднимается на уровни с более низкой температурой.

В табл. 3 представлены результаты расчета времени сублимационного и коагуляционного роста частиц t_{100} от размера частиц реагента до размера $R = 100$ мкм.

Таблица 3

Время t_{100} (с) образования ледяных частиц радиусом $R=100$ мкм

u м/с	$T_в$ °С			
	−6	−9	−12	−15
1	243,6	204,5	183,0	178,5
5	205,8	183,5	170,0	162,0
10	167,0	158,0	163,0	171,0

Как видно из таблицы, в рассмотренных условиях частица реагента дорастает до размера 100 мкм за 3—4 мин.

Время t_{100} является тем временем, за которое частица реагента может превратиться в искусственный зародыш града за счет сублимации и коагуляции с мелкокапельной частью облачного спектра (механизм I образования зародышей). Этот механизм срабатывает через довольно длительное время (см. табл. 3).

Рассмотрим теперь механизм II, связанный с замерзанием крупных облачных капель при столкновении с ледяными частицами, выросшими на частицах реагента. Время срабатывания этого механизма в настоящей работе определялось посредством расчета времени сублимационного роста частиц реагента до 20 мкм t_{20} и среднего времени столкновения 20-микронной ледяной частицы с крупными облачными каплями $t_к$. Рассчитанные значения t_{20} приведены в табл. 2. Значения $t_к$ определялись из расчета вероятности столкновения W по уравнению (5). Результаты расчета W в зависимости от размера и количества крупных капель, а также концентрации 20-микронных ледяных частиц, выросших на частицах реагента, приведены на рис. 1.

Вероятность столкновения в большой степени зависит от водности крупнокапельной части спектра. В случае большой водности вероятность столкновения достигает значений 10^3—10^4 м$^{-3}\cdot$с$^{-1}$. В случае малой водности значения W на несколько порядков меньше. Особенно эта разница велика при малых значениях концентрации частиц реагента ($N_р < 10^5$ м$^{-3}$).

Время столкновения $t_к$ в зависимости от концентрации частиц реагента и крупных капель рассчитано для широкого диапазона облачных капель: от 25 до 100 мкм. Результаты расчета представлены на рис. 2. В кучево-дождевом облаке большой водности при всех рассмотренных в расчете концентрациях вводимого реагента для всех крупных капель радиусом $R_к > 60$ мкм время столкновения не превышает 10 с, а для капель размером $R_к > 35$ мкм — 1 мин. Только столкновения с каплями близкого размера (25—30 мкм) требуют значительно большего времени: до 10—20 мин. При введении в такое облако малого количества реагента ($N_р < 10^5$ м$^{-3}$)

время столкновения практически не зависит от концентрации реагента и равно времени столкновения при концентрации реагента $N_р = 10^5$ м$^{-3}$. Это объясняется тем, что время столкновения зависит от суммарного количества 20-микронных частиц, введенных

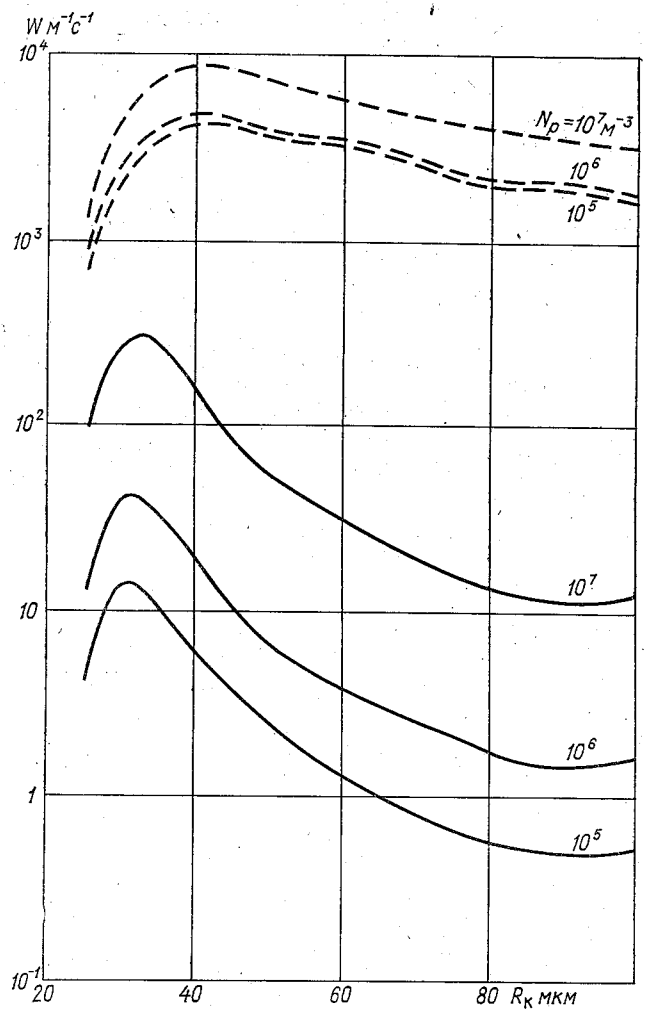


Рис. 1. Зависимость вероятности столкновения W крупных облачных капель с 20-микронными ледяными частицами от концентрации последних $R_к$ для спектра 1 (сплошные линии) и для спектра 3 (штриховые линии).

в облако, и облачных капель, а в водном облаке количество облачных капель радиусом $R = 20$ мкм составляет 10^7 м$^{-3}$, т. е. значительно превышает количество частиц введенного реагента.

В облаках малой водности зависимость времени столкновения от концентрации введенного реагента значительно более сущест-

венна. Так, при $N_р = 10^7$ м$^{-3}$ для столкновения ледяных частиц с облачными каплями радиусом $R > 60$ мкм требуется меньше 10 с. Однако при $N_р < 10^5$ м$^{-3}$ время столкновения даже с самыми

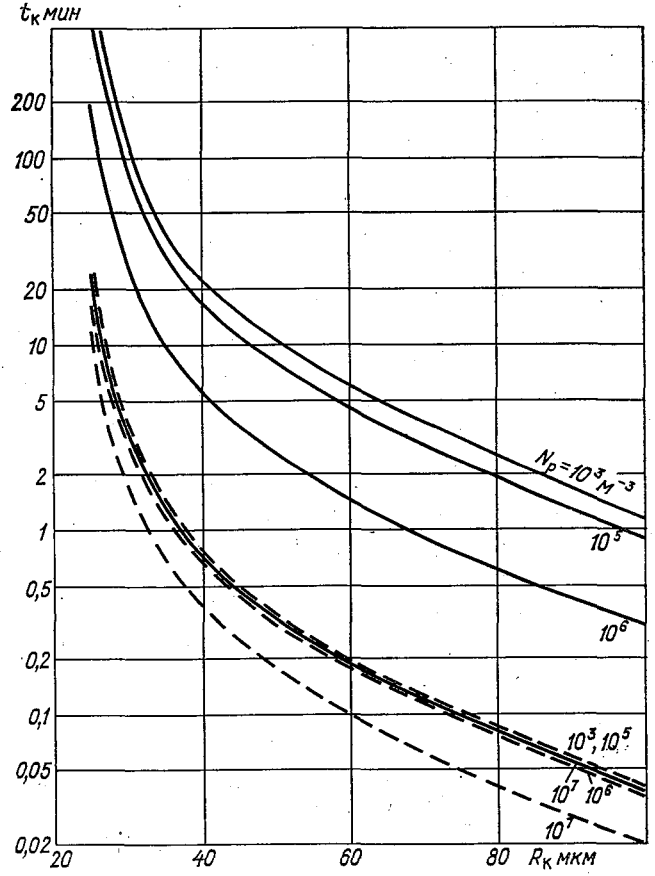


Рис. 2. Зависимость времени столкновения $t_к$ крупных облачных капель с 20-микронными ледяными частицами от концентрации последних $R_к$ для спектра 1 (сплошные линии) и для спектра 3 (штриховые линии)

крупными каплями превышает 1 мин, а для капель радиусом $R < 60$ мкм составляет более 5 мин.

Суммируя время t_{20}, необходимое на сублимационный рост частиц реагента до размера 20 мкм, со временем, требующимся на столкновение частиц с крупными облачными каплями $t_к$, мы получаем время превращения частиц реагента в искусственные зародыши града $t_з$:

$$t_з = t_{20} + t_к. \qquad (7)$$

Результаты расчета $t_з$ можно представить следующим образом. На рис. 3 показано постепенное замерзание капель для трех

различных спектров размеров. Штриховые линии обозначают время начала замерзания (столкновения) капель. Справа от них находится область спектра размеров капель, которые с данного момента времени начинают замерзать, слева — область, где замерзание еще не происходит. На рис. 3 приведены результаты расчета для случая введения льдообразующего реагента на некоторую высоту, где температура $T_в = -15$ °С и скорость восходящего потока $u = 10$ м/с. Время сублимационного роста частиц

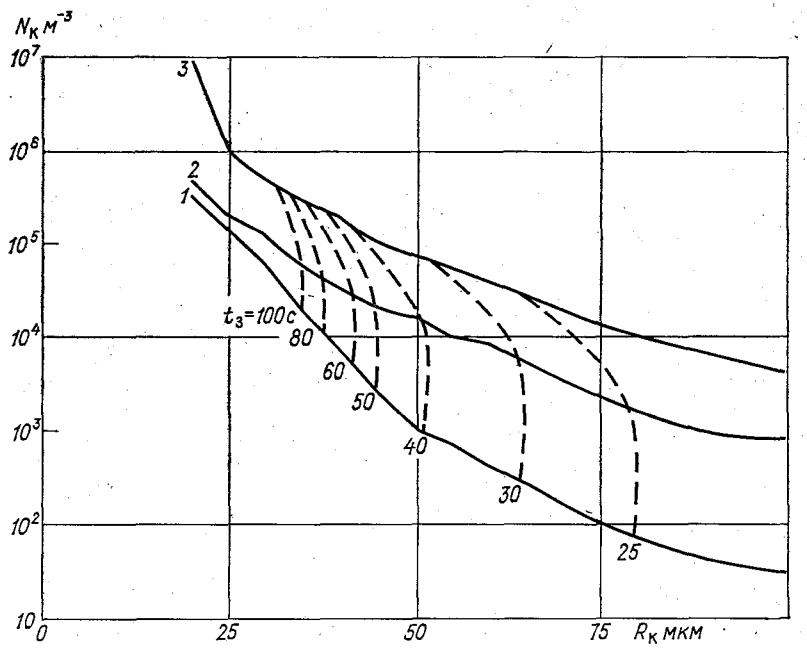


Рис. 3. Время замерзания крупных облачных капель при введении реагента с концентрацией частиц $N_р = 10^7$ м$^{-3}$ при $u = 10$ м/с и $T_в = -15$ °С в облака различной водности для трех спектров (*1—3*) крупных облачных капель.

до $R = 20$ мкм t_{20} для этого случая составляет 20 с (см. табл. 2). Если предположить, что искусственными зародышами града становятся замерзшие крупные капли радиусом более 60 мкм, то из расчетов (табл. 4) вытекают следующие выводы. В облаке с большой водностью (спектр 3) на превращение частиц реагента в зародыши града требуется около 30 с, независимо от концентрации введенного реагента. В маловодном облаке время $t_з$ сильно зависит от концентрации частиц реагента и увеличивается от 30 с при $N_р = 10^7$ м$^{-3}$ до 5 мин при $N_р = 10^5$ м$^{-3}$.

Сопоставление значений t_{100} и $t_з$ показывает, какой из двух возможных механизмов образования искусственных зародышей града быстрее создает в облаке частицы, способные конкурировать с естественными зародышами града ($R = 100$ мкм). Образо-

Таблица 4

Время $t_з$ (с) превращения частиц реагента в зародыши града

$N_р$ м$^{-3}$	Спектр крупных капель		
	1	2	3
10^7	30	30	25
10^6	120	100	30
10^5	300	250	30

вание искусственного зародыша за счет механизма I требует 3—4 мин. Механизм II срабатывает значительно быстрее (30 с) в облаках с большой водностью, притом независимо от концентрации введенного в облако реагента. В облаках со сравнительно малой водностью преобладание одного из этих механизмов зависит от концентрации введенного реагента: при $N_р \simeq 10^7$ м$^{-3}$ быстрее срабатывает механизм II при $N_р \simeq 10^6$ м$^{-3}$ время действия механизмов приблизительно одинаково, при $N_р \simeq 10^5$ м$^{-3}$ быстрее действует механизм I.

Необходимо обратить внимание также на другую сторону этого вопроса. За счет механизма I за 3—4 мин (время $t_р$) могут превратиться в зародыши града все частицы реагента. Посредством механизма II можно создать число зародышей, ограниченное количеством крупных капель в облаке. Поскольку крупные капли ($R = 60$—100 мкм) присутствуют в концентрации 10^2—10^4, то и число зародышей града не может быть больше суммарного числа крупных капель. Рисунок 4 показывает, как изменяется со временем концентрация искусственных зародышей града, образованных механизмом II. Концентрация зародышей $N_з$ рассчитывалась как суммарное количество крупных капель, замерзших к данному моменту времени:

$$N_з = \sum_{t_к=0}^{t_к} N_к. \qquad (8)$$

Естественно, что в начальный момент это концентрация самых крупных замерзших капель, а потом и более мелких. Если сопоставить число зародышей града $N_з$, возникших за счет механизма II к моменту времени $t_р$, с общим числом частиц реагента $N_р$, то видно (табл. 5), при каких условиях этот механизм играет наибольшую роль.

Таблица 5

Значение отношения $N_з/N_р$ к моменту времени $t_р = 3$ мин

$N_р$ м$^{-3}$	Спектр крупных капель		
	1	2	3
10^7	$1{,}2 \cdot 10^{-4}$	$2{,}4 \cdot 10^{-3}$	$1{,}4 \cdot 10^{-2}$
10^6	$1{,}2 \cdot 10^{-3}$	$2{,}4 \cdot 10^{-2}$	$1{,}4 \cdot 10^{-1}$
10^5	$1{,}2 \cdot 10^{-2}$	$2{,}4 \cdot 10^{-1}$	1,0

Чем больше крупных капель в облаке, тем бо́льшую роль в образовании искусственных зародышей града играет механизм II. В облаках с большим количеством крупных капель механизм II превращает в зародыши града практически все крупные капли (за 30 с). Однако, если концентрация введенного реагента пре-

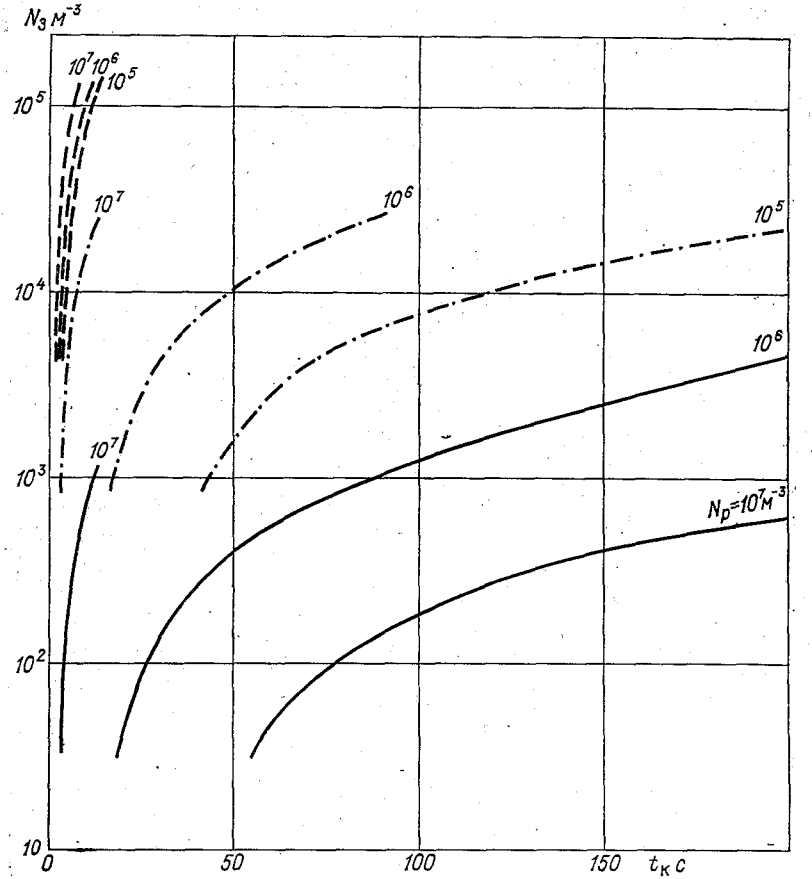


Рис. 4. Зависимость концентрации искусственных зародышей града $N_з$, образующихся при столкновении крупных облачных капель с 20-микронными ледяными частицами, от времени $t_к$ для спектра 1 (сплошные линии), для спектра 2 (штрих-пунктирные линии) и для спектра 3 (штриховые линии).

вышает 10^5 м$^{-3}$ (т. е. больше суммарного количества крупных капель в облаке), то основная часть зародышей града, как видно из табл. 5, в этом случае образуется на частицах реагента благодаря более медленному механизму I. Например, при $N_р = 10^7$ м$^{-3}$ даже в облаке с большой водностью (спектр 3) за счет механизма II создается только 1 % искусственных зародышей града, остальные возникают благодаря механизму I.

Выводы

1. Конкурентоспособными могут являться только такие ледяные частицы, которые по своим размерам сопоставимы с естественными ядрами града ($R \simeq 100$ мкм).

2. Часть частиц реагента, вырастая до размера 20 мкм, может замораживать крупные облачные капли и уже через 30 с создавать конкурентноспособные искусственные зародыши града. Количество таких зародышей ограничено числом крупных облачных капель.

3. Все остальные частицы льдообразующего реагента превращаются за счет сублимации и гравитационной коагуляции в конкурентноспособные искусственные ядра градин только через 3—4 мин. Это необходимо учитывать в методике воздействия на градовые облака, так как такой временной интервал для градовых процессов очень существен. За это время размеры естественных градин в облаке сильно увеличатся.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бартишвили Г. С. Зародыши и ядра градин.— Труды ВГИ, 1975, вып. 32, с. 3—15.

2. Бегалишвили Н. А., Надибаидзе Г. Л., Джапаридзе Н. Д. О кинетике коагуляции в смешанном конвективном облаке.— Труды ЗакНИГМИ, 1977, вып. 64(70), с. 91—96.

3. Бибилашвили Н. Ш., Мяконький Г. Б., Хоргуани В. Г. Об одном механизме возникновения искусственных конкурирующих зародышей градин.— Труды ВГИ, 1971, вып. 19, с. 93—101.

4. Женев Р. Град.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966. 106 с.

5. Карцивадзе А. И. О механизме искусственного воздействия на градовые процессы.— В кн.: Исследования по физике облаков и активным воздействиям.— М.: Гидрометеоиздат, 1967.

6. Механизм образования града, воздействия на градовые процессы и перспективы дальнейших исследований./А. И. Бродгандель, А. Д. Джураев, Т. В. Севастьянова и др.— Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 48(129), с. 3—31.

7. Надибаидзе Г. А. Численное моделирование кинетики коагуляционного роста градовых частиц в среде переохлажденных крупных капель.— Труды ЗакНИГМИ, 1978, вып. 67(73), с. 43—49.

8. Образование искусственных зародышей града./Г. С. Белова, Р. Б. Джваршеишвили, Н. Э. Ломидзе и др.— Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 48(129), с. 52—61.

9. Основы метода и средства активного воздействия на градовые облака./ И. Т. Бартишвили, И. И. Гайворонский, Л. И. Карцивадзе, Г. К. Сулаквелидзе.— Труды V Всесоюзного метеорологического съезда. Гидрометеоиздат, 1972, т. IV, с. 3—22.

10. Сулаквелидзе Г. К. Механизм образования града и принцип воздействия на градовый процесс.— Труды ВГИ, 1969, вып. 14, с. 5—17.

11. Тлисов М. И., Хоргуани В. Г., Экба Я. А. Зародыши градин.— Труды ВГИ, 1975, вып. 32, с. 16—25.

12. Шишкин Н. С. Об условиях роста снега, крупы и града в облаках.— Труды ГГО, 1966, вып. 186, с. 136—144.

13. Davis M. H., Sartor T. D. Theoretical collision efficiencies for small cloud droplets in stokes flow.— Nature, 215, 1967, p. 1371—1372.

14. Dessens H. La grêle et sa prevention.— Assosiation d'études des moyens de lutte contve les fleaux atmospheriques. No 013, Toylouse, 1965, p. 15—20.

15. Findeisen W. Zur der Regentropfenbilding ih reinen Wasserwolken.— Met. Z. 1939, v. 56, p. 365.

16. List R. Kennreichen Atmospherischer Eispartikeln, I Teil Graupeln als Wachstums Zentren von Hagelkornern.— Z. Ang. Math. Phys., 1958, 9a, p. 180—192.

17. Neiburger M. Coefficient of collision of about equally sizes cloud droplets.— Month. Wea. Rev., 1967, vol. 95, No 12.

18. Okita T. Size distribution of large droplets in precipitating clouds.— Tellus, 1961, vol. 13, No 4, p. 509—521.

19. Shafrir Uri., Neiburger M. Collision efficiencies of two spheres nambers up to 19,2.— Univers of California press Berkeley and Los Angeles, 1964.

Д. Д. Сталевич, Т. С. Учеваткина

КОНКУРЕНТНЫЙ РОСТ ЧАСТИЦ ОСАДКОВ ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ ЛЬДООБРАЗУЮЩИМИ РЕАГЕНТАМИ НА ГРАДОВЫЕ ОБЛАКА

В основу многих работ по воздействию на градовые облака с целью предотвращения градобитий положен механизм создания конкурирующих искусственных зародышей града в зоне формирования градовых процессов. Воздействие может быть эффективным, если при введении реагента в облако создается такая концентрация искусственных зародышей града, при которой на рост естественных градин будет приходиться меньшее количество влаги и конечный размер выпадающих из облака градин в связи с этим будет меньше, чем при естественном процессе.

Введенный в облако реагент распространяется внутри него благодаря турбулентной диффузии, восходящим и нисходящим потокам, а также гравитации. В связи с этим концентрация искусственных зародышей града является величиной переменной как в пространстве, так и во времени. Концентрация зародышей града, создаваемая за время превращения частиц реагента в конкурентноспособные зародыши града, может на сравнительно небольших расстояниях в зоне воздействия (около 1 км) отличаться более чем на 10 порядков. Поэтому эффект воздействия при различном удалении от места введения реагента может быть разным как в количественном, так и в качественном отношении.

В работах, посвященных воздействию на градовые облака, где за основной механизм воздействия принимается конкурентный рост частиц града, не учитывается факт неоднородности поля концентраций реагента при распространении последнего в облаке. В связи с этим предполагается, что во всех частях облака введенный реагент одинаково влияет на растущие градины и, следовательно, эффект воздействия везде одинаков.

В настоящей работе авторы делают попытку оценить, как происходит конкурентный рост ледяных частиц в различных частях

зоны воздействия при изменении расхода реагента в широких пределах.

В работе [2] описана схема расчета роста искусственных зародышей града. На ЭВМ были рассчитаны траектории роста ледяных частиц от размера частиц реагента до размера, которого они достигают при выпадении из облака. Рассматривались случаи введения реагента на различные уровни $H_в$ внутри облака: 2,00; 2,34; 2,66 км при температуре на его нижней границе $T_{н.г}$ = =6 °С. На уровнях введения реагента температура $T_в$ соответственно составляла —6, —8, —10 °С, что определяет число образующихся ледяных частиц в зависимости от льдообразующей активности реагента. В расчетах варьировалась также скорость восходящих потоков u в облаке: 1, 3, 5, 7, 10 м/с (табл. 1).

Таблица 1

Максимальные значения скорости роста (мкм/с) падающей в облаке ледяной частицы

$H_в$ км	u м/с				
	1	3	5	7	10
2,00	3,9	7,0	10,5	14,6	20,5
2,34	4,7	7,8	11,6	15,3	21,2
2,66	5,6	8,6	12,3	16,0	21,8

Расчеты роста ледяных частиц, образованных на частицах льдообразующего реагента, показывают, что скорость роста частиц меняется в процессе их падения в облаке, так как зависит от целого ряда факторов, переменных как в пространстве, так и во времени. К таким факторам относятся водность, размер растущей частицы, скорость ее падения, скорость восходящих движений, высота частицы над уровнем земли и т. д.

В табл. 2 приведены данные расчета, показывающие на каких уровнях H внутри облака падающая частица имеет скорость ро-

Таблица 2

Уровень (км) максимальной скорости роста частицы и водность облака на этом уровне

$H_в$ км		u м/с				
		1	3	5	7	10
2,00	H км	1,46	2,02	2,47	2,95	3,37
	q_w г/м³	2,3	2,9	3,2	3,6	3,8
2,34	H км	1,62	2,16	2,55	3,08	3,37
	q_w г/м³	2,5	3,0	3,3	3,6	3,8
2,66	H км	1,90	2,33	2,53	3,11	3,58
	q_w г/м³	2,8	3,1	3,3	3,6	3,9

ста, максимальную для всей ее траектории. В таблице также приводятся адиабатические значения водности облака q_w на этих уровнях.

При различных концентрациях введенного в облако реагента создаются различные условия для роста частиц; независимый рост частиц возможен только до некоторой критической концентрации $N_{кр}$. При концентрациях, превышающих критическую, частицы будут мешать друг другу и, следовательно, их размеры при выпадении из облака будут меньше.

Значение критической концентрации можно определить из сопоставления количества влаги, идущей на рост определенного количества частиц в определенном слое облака ΔH, с запасом влаги в этом слое:

$$\frac{4}{3}\pi\rho \sum_{H=H_1}^{H_2} N_{кр}(R_2^3 - R_1^3) = q_w \Delta H. \qquad (1)$$

где ρ — плотность льда, R_1 и R_2 — размеры частиц осадков соответственно на верхней и нижней границах слоя ΔH.

В табл. 3 представлены значения $N_{кр}$ ($м^{-3}$) для ледяных частиц.

Таблица 3

Критическая концентрация частиц реагента ($м^{-3}$)

$H_в$ км	u м/с				
	1	3	5	7	10
2,00	$2{,}8 \cdot 10^3$	$1{,}1 \cdot 10^3$	$4{,}1 \cdot 10^2$	$9{,}8 \cdot 10$	$7{,}9 \cdot 10$
2,34	$2{,}0 \cdot 10^3$	$8{,}6 \cdot 10^2$	$3{,}4 \cdot 10^2$	$9{,}1 \cdot 10$	$7{,}6 \cdot 10$
2,66	$1{,}8 \cdot 10^3$	$7{,}3 \cdot 10^2$	$1{,}2 \cdot 10^2$	$7{,}6 \cdot 10$	$6{,}1 \cdot 10$

Концентрация $N_{кр}$ рассчитана для уровней, на которых скорость роста частиц максимальна, поэтому $N_{кр}$ является той минимальной концентрацией частиц, при которой с данного уровня будет осуществляться последующий конкурирующий рост частиц осадков. При концентрациях, меньших $N_{кр}$, растущие частицы осадков на протяжении всего пути до выпадения их из облака, нигде не создают конкуренции друг другу в росте. При концентрациях частиц, превышающих $N_{кр}$ при прочих равных условиях, конкуренция будет создаваться раньше, т. е. при меньших размерах растущих частиц и на больших высотах в облаке. В этом случае конкуренция еще больше, чем при $N = N_{кр}$, будет уменьшать конечные размеры частиц осадков по сравнению с условиями независимого роста.

Как видно из табл. 3, значение $N_{кр.}$ сильно зависит от скорости восходящего потока внутри облака: при изменении ее от 1 до 10 м/с $N_{кр.}$ меняется в 30—40 раз.

Введенные в облако частицы льдообразующего реагента распространяются внутри облака благодаря конвективным движениям,

турбулентной диффузии и гравитации. На первой стадии роста частиц в облаке, пока они не достигли размера 100 мкм, основную роль в распространении частиц играют конвекция и турбулентная диффузия и только позднее — гравитация.

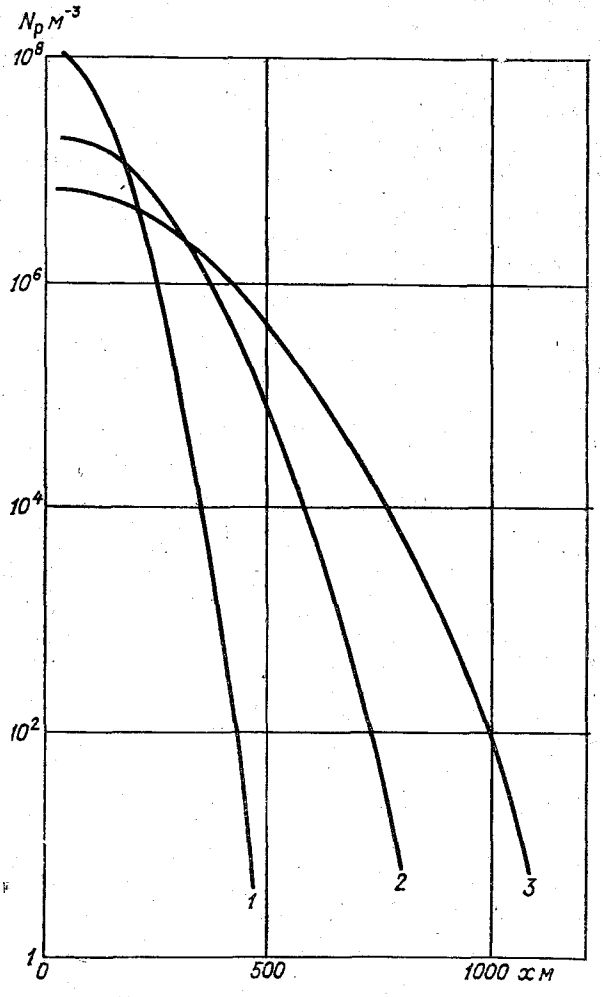


Рис. 1. Зависимость концентрации частиц реагента частиц в различные моменты времени: $t=1$ мин (*1*),

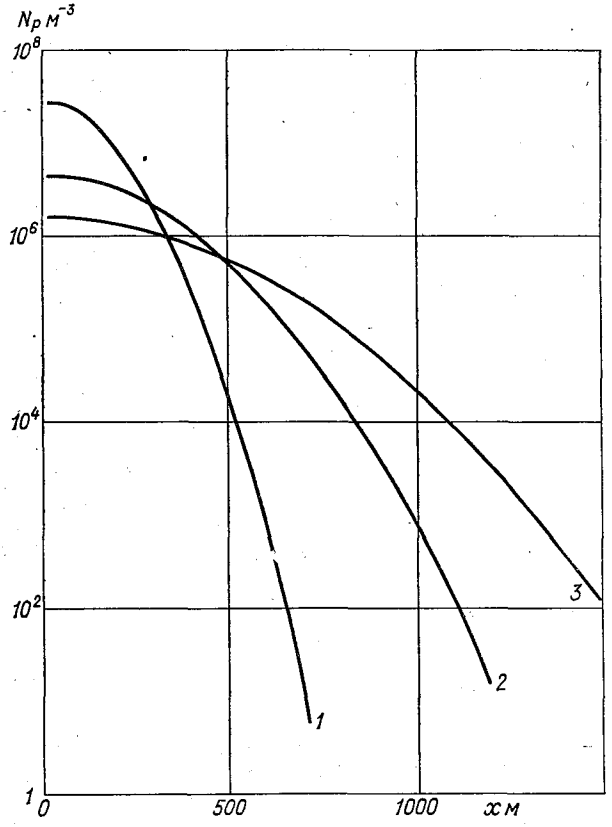
Слева $u=5$ м/с, $c=1{,}38$ см$^{1/8}$

В настоящей работе был рассмотрен также вопрос о распределении частиц реагента в облаке за время его превращения в зародыши града. В расчетах предполагалось введение реагента в облако способом точечного источника в количестве $Q = 10^{15}$ частиц. Такое количество частиц создается в облаке, в точке введения 1 кг реагента при его льдообразующей активности 10^{12} г$^{-1}$.

Для расчета было использовано решение уравнения турбулентной диффузии, полученное Сеттоном для случая точечного источника [6]:

$$N(x, y, z, t) = \frac{Qe^{-\frac{x^2+y^2+z^2}{c^2(wt)^m}}}{\pi^{3/2}c^3(wt)^{3/2m}}, \qquad (2)$$

где $N(x, y, z, t)$ — концентрация частиц реагента в точке с координатами x, y, z в момент времени t; w — средняя скорость ветра



N_p от расстояния x до источника мощностью $Q=10^{15}$ $t=2$ мин (2), $t=3$ мин (3).

справа $u=10$ м/с, $c=1{,}22$ см$^{1/3}$

на данном уровне. Обобщенный коэффициент турбулентной диффузии составляет $c=1{,}38$ см$^{1/3}$ при $u=5$ м/с и $c=1{,}22$ см$^{1/3}$ при $u=10$ м/с. Расчет распространения частиц в облаке производился на БЭСМ-6.

На рис. 1 представлены результаты расчета концентраций реагента в облаке в различные моменты времени. В соответствии

с расчетами времени образования искусственных зародышей града [2], при расчетах распространения частиц рассматривались первые 3 мин после введения реагента в облако. За это время все частицы реагента превращаются в зародыши града ($R = 100$ мкм).

Появление искусственных зародышей града в различных частях зоны воздействия (зоны распространения введенного в облако реагента) происходит с различной скоростью. Это связано [2] с тем, что при больших концентрациях реагента, т. е. вблизи точки воздействия, образование зародышей града происходит значительно быстрее благодаря механизму замораживания крупных капель. Здесь искусственные зародыши града появляются через 30 с после воздействия. На больших удалениях от точки воздействия, где концентрация частиц реагента на 4—5 порядков меньше, образование искусственных зародышей града идет за счет сублимации и коагуляции. Происходит это за 3—4 мин.

Разделив область воздействия на зону с быстрым образованием искусственных зародышей града (зона I) и зону их медленного появления (зона III), авторы рассчитали размеры этих зон для случаев воздействия на облака с различной водностью (спектры 1—3) при различных скоростях восходящего потока. Использованные в данной работе спектры размеров капель взяты из статьи Окиты [5]. В табл. 4 представлены результаты расчета зон. Отсчет расстояния x производился от точки введения реагента.

Таблица 4

Размеры зон Δx (м) и их удаленность x (м) от точки введения реагента

Спектр крупных капель	Зона					
	I		II		III	
	Δx	x	Δx	x	Δx	x
	$u=5$ м/с					
1	250	0	100	250	750	350
2	300	0	150	300	650	450
3	550	0	200	550	350	750
	$u=10$ м/с					
1	350	0	200	350	1100	550
2	450	0	200	450	450	650
3	750	0	300	750	600	1050

На рис. 2 представлены концентрации искусственных зародышей града, которые создаются путем замораживания крупных капель в зонах I и II при введении 1 кг льдообразующего реагента. Эти зародыши являются только частью всех искусственных зародышей, возникающих в зоне распространения реагента. Однако возникают они значительно раньше других: через 30 с.

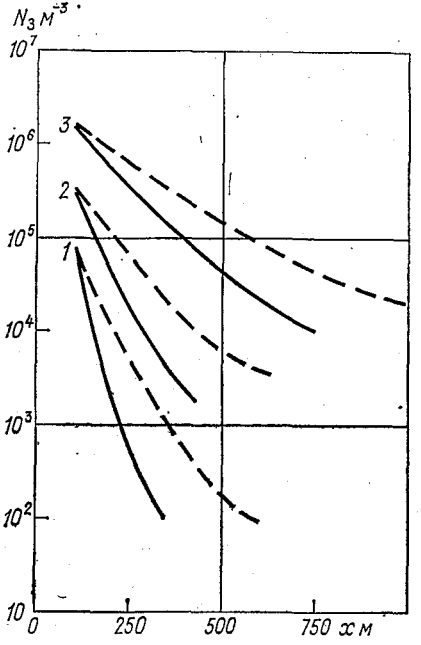


Рис. 2. Зависимость концентрации искусственных зародышей града $N_з$, образованных за счет замораживания крупных капель, от расстояния x до источника мощностью $Q=10^{15}$ частиц при скорости восходящего потока в облаке 5 м/с (сплошные линии) и 10 м/с (штриховые линии) для спектров крупных капель 1, 2 и 3 (соответственно кривые *1*, *2* и *3*).

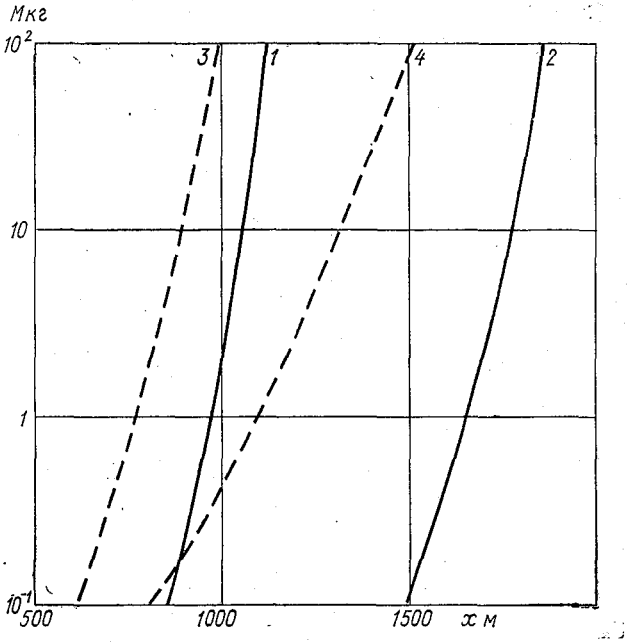


Рис. 3. Зависимость от расхода реагента расстояния, на котором в момент образования искусственных зародышей града создается критическая концентрация $N_{кр}$ при $u=5$ м/с (*1*) и $u=10$ м/с (*2*) и концентрация $N=10^4$ м$^{-3}$ при $u=5$ м/с (*3*) и $u=10$ м/с (*4*).

Имея данные о распространении реагента внутри облака, можно определить то удаление от точки введения реагента, на котором через 3 мин создаются концентрации ледяных частиц, равные $N_{кр}$ (см. табл. 3). При различных расходах реагента (от 0,1 до 100 кг) для облаков с разными значениями скорости восходящих потоков, авторами было рассчитано расстояние $x_{кр}$ (рис. 3). При $u=10$ м/с $x_{кр}=1500$ м; при $u=5$ м/с $x_{кр}=850$ м. В случае увеличения расхода реагента на 3 порядка $x_{кр}$ изменяется меньше. При расходе реагента $M=100$ кг $x_{кр}$ на 250—350 м больше, чем при расходе $M=0{,}1$ кг. Однако при этом общая площадь с концентрацией, превышающей $N_{кр}$ возрастает в 1,5 раза.

Полученные результаты можно применить к случаю, когда в облаке уже существуют естественные зародыши града. Из работ [1, 3, 4] известно, что концентрация естественных зародышей града $N_г$ составляет 1—10 м$^{-3}$.

Образованные с помощью льдообразующего реагента искусственные зародыши града при концентрации $N_{кр}+N_г$ будут создавать условия для конкурентного роста, т. е. роста, при котором конечный размер естественного града будет уменьшаться по сравнению со случаем отсутствия воздействия. При одном и том же расходе капельной влаги на рост естественных зародышей града в случае без воздействия и на сумму всех искусственных и естественных зародышей града при воздействии отношение размера града в случае без воздействия $R_г$ к размеру града в случае воздействия $R_и$ будет определяться следующим соотношением:

$$\frac{R_г}{R_и}=\sqrt[3]{\frac{N_и+N_г}{N_г}}. \qquad (3)$$

Для того чтобы уменьшить размер частиц града при воздействии в 10 раз $(R_г/R_и)=10$ необходимо, чтобы выполнялось соотношение $(N_и+N_г)/N_г=1000$. Таким образом, если $N_г=1$—10 м$^{-3}$ значение $N_и$ должно быть порядка 10^3—10^4 м$^{-3}$.

Расположение зоны с концентрацией искусственных зародышей града $N_и=10^4$ м$^{-3}$ рассчитывалось аналогично описанному выше случаю расчета зоны с концентрацией $N_{кр}$ (см. рис. 3). На рис. 3 штриховые линии отделяют зоны, где происходит уменьшение конечного размера града больше чем в 10 раз (слева) от зоны с меньшим эффектом. Последняя расположена справа от штриховой линии, но не дальше сплошной линии, устанавливающей крайнее положение зоны с минимальным эффектом воздействия. В зоне, расположенной справа от сплошной линии, условий для конкурирующего роста частиц нет. Искусственные зародыши града, которые появятся в этой зоне, будут даже создавать отрицательный эффект, так как не уменьшая конечного размера града, они будут увеличивать общее количество его частиц и тем самым усиливать его интенсивность.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Частицы льдообразующего реагента могут создавать конкуренцию естественным зародышам града только тогда, когда они вырастут до размера $R \approx 100$ мкм и в облаке будет создана концентрация зародышей града, превышающая критическую $N_{кр}$. Расчеты показали, что $N_{кр} \simeq 5 \cdot 10$ м$^{-3}$ при скорости восходящего потока $u = 10$ м/с и $N_{кр} \simeq 10^3$ м$^{-3}$ при $u = 1$ м/с.

2. Конкурентный рост приводит к уменьшению конечного радиуса града в 10 раз при концентрации 10^4 м$^{-3}$. При расходе льдообразующего реагента $M = 1$ кг такая концентрация создается на расстоянии от места введения реагента $x \simeq 750$ м при $u = 5$ м/с и расстоянии $x = 1100$ м при $u = 10$ м/с.

3. Конкурентный рост частиц града не происходит при концентрациях меньше $N_{кр}$. При расходе реагента $M = 1$ кг удаление зоны с концентрацией $N_{кр}$ от точки введения реагента составляет 1000 м при $u = 5$ м/с и 1650 м при $u = 10$ м/с. На большем удалении введенные частицы становятся дополнительными зародышами града, усиливающими его естественную интенсивность.

4. Чтобы избежать отрицательного эффекта от воздействия, необходимо вводить реагент одновременно в шахматном порядке на расстояниях $x < 2x_{кр}$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Женев Р. Град.— Л.; Гидрометеоиздат, 1966, с. 106.
2. Сталевич Д. Д., Учеваткиина Т. С. К вопросу об образовании искусственных зародышей града.— См. наст. сборник.
3. Сулаквелидзе Г. К. Ливневые осадки и град.— Л.: Гидрометеоиздат, 1967, с. 412.
4. Тлисов М. И., Хоргуани В. Г., Экба Я. А. Зародыши града.— Труды ВГИ, 1975, вып. 32, с. 16—25.
5. Okita T. Size distribution of large droplets in precipitating clouds.— Tellus, 1961, vol. 13, No 4, p. 519—521.
6. Sutton O. G. Micrometeorology.— New York, 1953, p. 333.

С. П. Гирс, Ю. А. Довгалюк, С. К. Онучина

К ИССЛЕДОВАНИЮ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ РАВНОВЕСИЯ В СИСТЕМЕ ГАЗ—ЗАРЯЖЕННАЯ КАПЛЯ

В 1893 г. Вильсоном были проведены лабораторные исследования эффективности действия отрицательных и положительных ионов в процессах образования зародышевых капелек воды. В результате проведенных опытов было установлено, что отрицательные ионы значительно более эффективны, чем положительные. Так, чтобы вызвать конденсацию на отрицательных ионах, степень расширения должна превышать значение 1,28 (четырехкратное пересыщение), тогда как для положительных ионов степень пересыщения должна превышать значение 1,31 (шестикратное пере-

Таблица 1

Значения пересыщения, при которых конденсация происходит на легких ионах [4]

Автор	Знак иона	T_1К	T_2К	V_2/V_1	$P(r_s)/P_\infty$
Вильсон	—	293	267,8	1,252	4,2
	+	293	—	1,31	6,0
Пржибрам	—	293	—	1,236	3,6
	+	293	—	1,31	6,0
Лейби	—	—	267,6	1,256	4,2
Андран	—	—	267,8	1,253	4,1
Пауэлл	—	291	266,5	1,245	3,98
Флад	—	—	265	1,252	4,61
Лоеб, Кип и Эйнарсон	—	295	—	1,25	—
Шаррер	—	292	—	1,25	4,14
Зандер и Дамкелер	—	—	265	—	3,9

Примечание. T_1 и T_2 — температуры в начале и конце расширения, V_1 и V_2 — объемы воздуха в начале и конце расширения.

сыщение) [4]. Позднее рядом исследователей также было получено экспериментальное подтверждение преобладающей роли отрицательных ионов в процессах образования зародышей [2]. Результаты некоторых экспериментов приведены в табл. 1.

Известно, однако, что условия фазового равновесия в системе пар — заряженная капля воды, полученные теоретическим путем на основе представлений феноменологической термодинамики, не содержат зависимости равновесной упругости пара от знака заряда капли. В связи с этим авторами настоящей статьи совместно с проф. Русановым А. И. и с. н. с. Кузьминым В. Л. (ЛГУ) было проведено уточнение термодинамических условий равновесия в указанной системе. В результате удалось получить члены, ответственные за эффект селективности действия атмосферных ионов.

Впервые влияние заряда на давление пара у поверхности малой капли было рассмотрено в работе Томсона [9]. Им было получено следующее выражение для упругости насыщенного пара над каплей радиуса r:

$$p(r) = p_\infty \exp A\left(\frac{2\sigma}{r} - \frac{q^2}{8\pi r^4}\right), \qquad (1)$$

где $A = \mu/\rho RT$; ρ — плотность вещества капли; σ — поверхностное натяжение; R — универсальная газовая постоянная; T — температура капли, q — заряд капли, P_∞ — упругость насыщенных паров над плоской поверхностью раздела.

Из формулы (1) следует, что при малых q понижение упругости пара над каплей за счет находящегося на ней заряда пропорционально q^2, т. е. зависит только от значения заряда и не зависит от его знака. При этом понижение существенно только для очень мелких капель ($r \simeq 10^{-7}$ см) [4], поэтому при расчетах конденсационного роста капель в облаках эта поправка отбрасывается.

Формула (1) получена в предположении, что заряд капли находится в ее центре, а наличие заряда изменяет энергию только объемных фаз системы пар — капля. Очевидно, что такой подход не является достаточно строгим, так как поверхностная фаза также испытывает влияние электрического поля, что должно быть также учтено в выражении для термодинамического потенциала системы.

В работе [1] на основе представлений статистической термодинамики была исследована зависимость поверхностного натяжения от напряженности приложенного поля E в системе газ — полярная жидкость. Проведя функциональное разложение логарифма большой статистической суммы в ряд по малому параметру $-\beta u$, где $\beta = 1/kT$, $u = dE$, d — дипольный момент отдельной молекулы воды, k — постоянная Больцмана, и ограничиваясь первыми тремя членами ряда, авторы [1] после ряда преобразований получили следующее выражение для большого термодинамического

потенциала рассматриваемой системы (при постоянных температуре и химических потенциалах):

$$\Omega = \Omega_0 - P_{z0}E - \frac{1}{2} V \varkappa E^2. \qquad (2)$$

Здесь индекс «0» относится к случаю, когда внешнее поле отсутствует; $\Omega = -kT \ln \theta$; $\Omega_0 = -kT \ln \theta_0$; P_{z0} — составляющая вектора поляризации всей системы в отсутствии поля, V — объем системы.

Поясним коротко физический смысл второго и третьего членов в уравнении (2). Наличие второго члена связано с поверхностными явлениями в двухфазной системе, так как из-за образования слоя ориентированных диполей на поверхности разрыва $P_{z0} \neq 0$. Третий член в уравнении (2) описывает вклад в большой термодинамический потенциал как объемных фаз, так и поверхностной фазы.

Выделяя из формулы (2) поверхностную часть термодинамического потенциала, получаем:

$$\bar{\Omega} = \bar{\Omega}_0 - P_{z0}E - \frac{1}{2} S \bar{\varkappa} E^2. \qquad (3)$$

Поскольку

$$\bar{\Omega} = \sigma S; \quad P_{z0} = \frac{S \Delta\varphi_0}{4\pi},$$

где S — площадь поверхности разрыва, $\Delta\varphi_0$ — скачок потенциала на границе газ—жидкость, то для величины поверхностного натяжения получаем следующее выражение:

$$\sigma = \sigma_0 - \frac{\Delta\varphi_0 E}{4\pi} - \frac{\varkappa E^2}{2}. \qquad (4)$$

Формула (4) описывает влияние приложенного электрического поля на поверхностное натяжение полярной жидкости, причем в этой формуле содержится член, линейный по напряженности внешнего поля. Следовательно, поверхностное натяжение зависит не только от значения, но и от знака приложенного поля, так как при перемене направления поля второй член в уравнении (4) также меняет знак. Из формулы (4) следует, что при $\Delta\varphi_0 > 0$ и $q < 0 (E > 0)$ значение поверхностного натяжения заряженной капли всегда меньше, чем незаряженной [1]. Отклонение значений σ при наличии внешнего поля от его значений в отсутствии поля незначительно, однако оно может играть важную роль в процессах, происходящих на начальной стадии развития облаков ($\Delta\varphi_0 E / 4\pi \simeq 10^{-11}$ Дж/см при $E = 10^5$ В/м).

Позднее Русановым была построена общая теория термодинамики искривленных поверхностей во внешних полях [3], на основе которой была получена уточненная формула Томсона Кельвина в виде

$$P(r_S) = P_\infty \exp \frac{1}{\rho k T} \left[\frac{2\sigma(r_S)}{r_S} - \frac{1}{8\pi} \left(\frac{1}{\varepsilon^\beta} - \frac{1}{\varepsilon^\alpha} \right) \frac{q^2}{r_S^4} \right]. \qquad (5)$$

В результате была выведена формула для поверхностного натяжения с коэффициентом $\varkappa$ в явном виде из соотношения (4):

$$\sigma(r_S)=\sigma_0(r_S)-\left[\frac{\Delta\varphi_0(r_S)q}{4\pi r_S^2}+\frac{\alpha(r_S)q^2}{2r_S^4}-\right.$$

$$\left.-\frac{\lambda q^2}{8\pi r_S^4}\left(\frac{1}{\varepsilon^\beta}-\frac{1}{\varepsilon^\alpha}\right)\right]\Big/\left(1+\frac{2\lambda}{r_S}\right), \qquad (6)$$

где

$$\Delta\varphi_0=\Delta\varphi_0(\infty)/(1+\zeta/r_S)^2;$$

$$\alpha(r_S)=\frac{1}{4\pi}\left(\frac{1}{\varepsilon^\beta}-\frac{1}{\varepsilon^\alpha}\right)\frac{\eta}{1+\eta/r_S}, \qquad (7)$$

ε^α — диэлектрическая постоянная воды, ε^β — диэлектрическая постоянная водяного пара, r_S — радиус капли. Параметры λ, ζ, η в уравнении (6) имеют размерность длины и по значению не превосходят толщины поверхностного слоя. В настоящее время не представляется возможным провести их точную теоретическую оценку. Можно, однако, определить их значения, используя для этого в качестве области возможных исходных данных значения критического пересыщения, полученные в камере Вильсона.

На рис. 1 приведены результаты расчетов пересыщения при различных значениях параметров λ, ζ, η. Значения λ, ζ, η варьировались в пределах от 10^{-7} до 10^{-9} см при фиксированной температуре. Из рисунка видно, что при изменении ζ, η, λ происходит смещение максимума функции $S(r)$, при этом изменяется заметно и само максимальное пересыщение.

Влияние параметров λ, ζ, η на величину пересыщения $S(r)$ при $q=0$ сводится к зависимости пересыщения $S(r)$ от параметра λ и проиллюстрировано на рис. 2, где S_T — томсоновская кривая, т. е. S_T определяется из уравнения

$$RT\ln S_T=2\sigma_\infty/r. \qquad (8)$$

С учетом параметров кривая $S=S(r)$ смещается вниз. Этот случай описывается уравнением

$$RT\ln S_\lambda=\frac{2\sigma(r)}{r}=\frac{2}{r}\left(\frac{\sigma_\infty}{1+2\lambda/r}\right). \qquad (9)$$

В табл. 2 и 3 также приведены примеры результатов расчетов значений пересыщения при фиксированной температуре в системе в зависимости от значений параметров λ, ζ, η. Расчеты выполнены на ЭВМ ЕС 1022. Из данных таблицы видно, что максимальные значения пересыщений достигаются при значениях λ, ζ, η, равных 10^{-9} см. Эти же значения пересыщений наиболее близки к значениям, наблюдаемым в экспериментах. Используя эти значения λ,

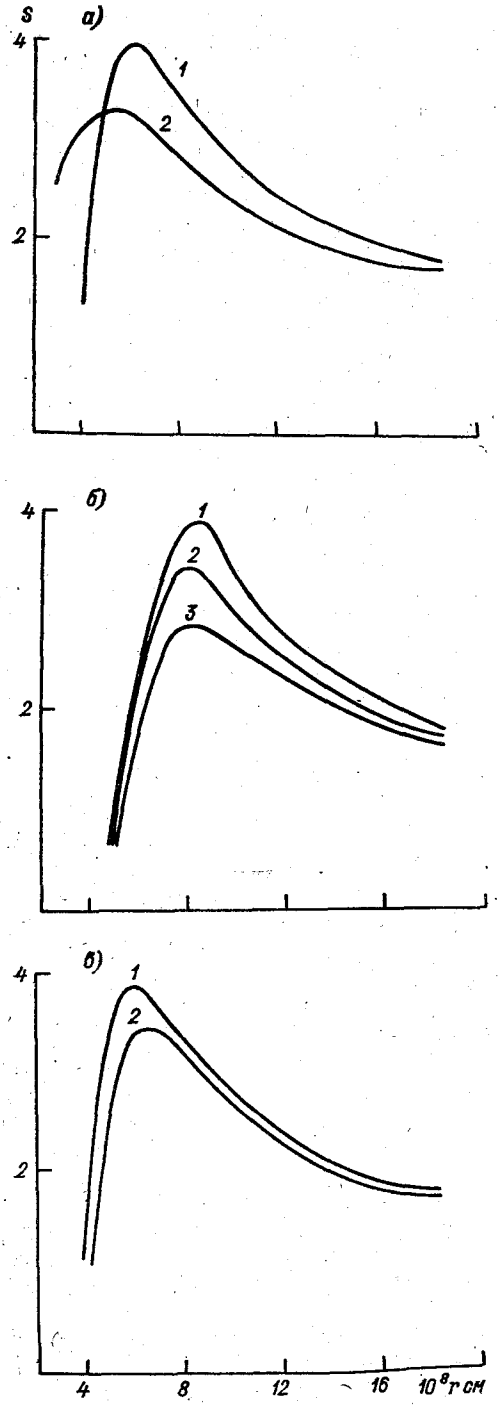


Рис. 1. Смещение максимума функции $S=S(r)$ при изменении коэффициентов λ, ζ, η.

а)

Кривая	λ	ζ	η
1	10^{-10}	0	0
2	10^{-8}	0	0

б)

Кривая	λ	ζ	η
1	10^{-10}	0	10^{-10}
2	10^{-10}	0	10^{-9}
3	$5\cdot10^{-9}$	0	10^{-9}

в)

Кривая	λ	ζ	η
1	0	0	10^{-10}
2	0	0	10^{-8}

ζ и η, рассчитаем отношение вероятностей возникновения зародышевых капелек на ионах различного знака [6]:

$$\frac{C_-}{C_+} = \exp\left(\frac{W_a^+ - W_a^-}{kT}\right).$$

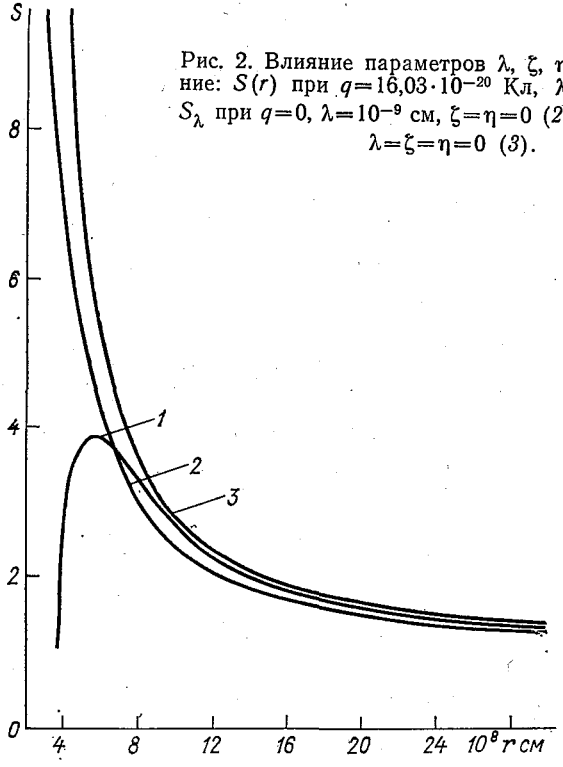


Рис. 2. Влияние параметров λ, ζ, η на пересыщение: $S(r)$ при $q=16{,}03\cdot10^{-20}$ Кл, $\lambda=\zeta=\eta=0$ (*1*); S_λ при $q=0$, $\lambda=10^{-9}$ см, $\zeta=\eta=0$ (*2*); S_T при $q=0$. $\lambda=\zeta=\eta=0$ (*3*).

Таблица 2

Значения пересыщения при различных значениях параметров λ, ζ, η при $t=0$ °С, $\sigma_\infty = 75\cdot10^{-5}$ Н/см

λ см	ζ см	η см	S_-	S_+	λ см	ζ см	η см	S_-	S_+
10^{-9}	10^{-9}	10^{-9}	3,720	4,294	10^{-8}	10^{-8}	10^{-7}	2,416	2,513
10^{-9}	10^{-9}	10^{-8}	3,487	3,853	10^{-8}	10^{-7}	10^{-9}	2,416	2,513
10^{-9}	10^{-9}	10^{-7}	2,894	3,099	10^{-8}	10^{-7}	10^{-8}	2,813	2,836
10^{-9}	10^{-8}	10^{-9}	3,730	4,204	10^{-8}	10^{-7}	10^{-7}	2,461	2,474
10^{-9}	10^{-8}	10^{-8}	3,609	3,808	10^{-7}	10^{-9}	10^{-9}	1,447	1,471
10^{-9}	10^{-8}	10^{-7}	2,961	3,076	10^{-7}	10^{-9}	10^{-8}	1,449	1,461
10^{-9}	10^{-7}	10^{-9}	3,932	3,984	10^{-7}	10^{-9}	10^{-7}	1,411	1,428
10^{-9}	10^{-7}	10^{-8}	3,643	3,680	10^{-7}	10^{-8}	10^{-9}	1,447	1,468
10^{-9}	10^{-7}	10^{-7}	2,983	3,007	10^{-7}	10^{-8}	10^{-8}	1,446	1,459
10^{-8}	10^{-9}	10^{-9}	2,861	3,098	10^{-7}	10^{-8}	10^{-7}	1,411	1,427
10^{-8}	10^{-9}	10^{-8}	2,776	2,942	10^{-7}	10^{-7}	10^{-9}	1,457	1,460
10^{-8}	10^{-9}	10^{-7}	2,416	2,528	10^{-7}	10^{-7}	10^{-8}	1,449	1,452
10^{-8}	10^{-8}	10^{-9}	2,940	3,069	10^{-7}	10^{-7}	10^{-7}	1,419	1,421
10^{-8}	10^{-8}	10^{-8}	2,792	2,914					

Таблица 3

Значения пересыщения при различных значениях параметров λ, ζ, η при $t=20$ °С, $\sigma_\infty = 72{,}75 \cdot 10^{-5}$ Н/см

λ см	ζ см	η см	S_-	S_+	λ см	ζ см	η см	S_-	S_+
10^{-8}	10^{-8}	10^{-9}	2,632	2,740	10^{-11}	10^{-11}	10^{-11}	3,341	3,922
10^{-9}	10^{-9}	10^{-8}	3,057	3,355	10^{-12}	10^{-12}	10^{-12}	3,342	3,925
10^{-8}	10^{-9}	10^{-9}	2,566	2,764	10^{-9}	10^{-6}	10^{-9}	3,395	3,396
10^{-8}	10^{-9}	10^{-8}	2,448	2,634	10^{-8}	10^{-9}	10^{-6}	2,072	2,147
10^{-9}	10^{-8}	10^{-8}	3,156	3,318	10^{-6}	10^{-8}	10^{-9}	1,049	1,050
10^{-9}	10^{-9}	10^{-9}	3,248	3,690	10^{-9}	10^{-5}	10^{-6}	2,432	2,432
10^{-10}	10^{-10}	10^{-10}	3,333	3,899	10^{-11}	10^{-6}	10^{-6}	2,480	2,480
10^{-10}	10^{-9}	10^{-9}	3,347	3,831	10^{-9}	10^{-6}	10^{-6}	2,432	2,433
10^{-8}	10^{-8}	10^{-8}	2,508	2,611	10^{-9}	10^{-9}	10^{-7}	2,585	2,754
10^{-7}	10^{-10}	10^{-9}	3,309	3,840					

При $|q| = 16{,}03 \cdot 10^{-20}$ Кл, $t=0$ °С, $r_0 = 10^{-4}$ см и $\lambda = \zeta = \eta = 10^{-9}$ см отношение $C_-/C_+ = 460\,000$; при $\lambda = \zeta = \eta = 10^{-8}$ см $C_-/C_+ = 450\,000$; при $\lambda = \zeta = \eta = 10^{-7}$ см $C_-/C_+ = 340\,000$.

Из приведенных данных видно, что вероятность образования зародышевых капель на отрицательных ионах существенно выше, чем на положительных, и с ростом значений λ, ζ, η эта вероятность уменьшается.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гирс С. П. и др. О гетерогенной нуклеации льда при искусственных воздействиях./С. П. Гирс, Ю. А. Довгалюк, В. Н. Каменцев — Метеорология и гидрология, 1976, № 11, с. 96—99.

2. Гирс С. П. и др. К изучению начальной стадии электризации адиабатических туманов./С. П. Гирс, Ю. А. Довгалюк, Я. М. Шварц — Труды ГГО, 1975, вып. 356, с. 58—62.

3. К исследованию механизма влияния заряда капли на скорость ее конденсационного роста./А. И. Русанов, В. Л. Кузьмин, С. П. Гирс, Ю. А. Довгалюк.— Труды ГГО, 1979, вып. 405, с. 27—32.

4. Мейсон Б. Дж. Физика облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1961, с. 45.

5. О влиянии изменения относительной влажности на электрические и структурные характеристики аэрозоля./С. П. Гирс, Ю. А. Довгалюк, Л. С. Ивлев и др.— Труды ГГО, 1976, вып. 372, с. 46—53.

6. Русанов А. И. К термодинамике нуклеации на заряженных центрах.— ДАН, 1978, т. 238, № 4, с. 831—834.

7. Русанов А. И., Кузьмин В. Л. О влиянии электрического поля на поверхностное натяжение полярной жидкости.— Коллоидный журнал 1977, т. XXXIX, вып. 2, с. 388—391.

8. Loeb G. P., Kip A. F., Einarsson A. W. On the nature of ionic sign preference in wilson cloud chamber condensation experiments.— J. Chem. Phys. 1938, 6, p. 264.

9. Thomson Y. Y., Thomson Y. P.— Conduction of Electricity through Gases, 1928, Cambridge Univ. Press. v. 1, p. 310.

А. М. Бакланов, Б. З. Горбунов, К. П. Куценогий, А. С. Сафатов, И. А. Скороденок, Н. В. Торопова

ВЛИЯНИЕ ДИСПЕРСНОСТИ НА ЛЬДООБРАЗУЮЩУЮ АКТИВНОСТЬ АЭРОЗОЛЕЙ ОКИСИ ЦИНКА

Введение

Способность инородной частицы инициировать фазовый переход метастабильной фазы в стабильную твердую фазу определяется энергетикой взаимодействия поверхности частицы с метастабильной и стабильной фазами вещества и взаимодействием между этими фазами [13]. Для воды основной вклад во все эти взаимодействия вносит водородная связь [10]. Энергетика взаимодействий с подложкой зависит от концентрации поверхностных центров, способных вступить в водородную связь с молекулами воды, а также от их природы и структуры. Действительно, при малых концентрациях активных центров с уменьшением их концентрации, проигрыш свободной энергии на границах раздела подложка — пар (жидкость) и подложка — лед увеличивается, так как в этом случае имеется большое число нереализованных связей. При больших концентрациях активных центров подложки не реализуются некоторые связи со стороны подложки, что также ведет к проигрышу свободной энергии. Очевидно, между этими крайними ситуациями должен существовать оптимум, когда проигрыш свободной энергии на границе раздела минимален.

Гипотеза о существовании оптимальной концентрации гидроксильных групп на поверхности реагента, при которой его льдообразующая активность максимальна, была выдвинута более 25 лет назад Гартеном и Хэдом [11, 12]. Однако только совсем недавно были предприняты попытки прямой проверки этой гипотезы [8]. В экспериментах с порошком двуокиси кремния было показано, что при увеличении концентрации поверхностных гидроксильных групп, достигаемой при модификации поверхности частиц реагента, вероятность образования ледяного кристалла на аэрозольной частице SiO_2 монотонно растет, достигает максимума,

при котором эта вероятность увеличивается почти на порядок, а затем монотонно падает.

Главным недостатком работы [3] явилось то, что при диспергировании порощка SiO_2 аэрозоль сильно коагулировал; это усложняло интерпретацию полученных результатов. Кроме того, SiO_2 обладает низкой льдообразующей активностью, надежное определение которой довольно трудоемко [3]. Таким образом, для надежного выяснения влияния концентрации поверхностных центров, способных вступить в водородную связь с молекулами воды, на льдообразующую активность реагента, исследуемый реагент должен удовлетворять следующим требованиям: во-первых, легко переводиться в аэрозольное состояние и быть устойчивым при модификации его поверхности водой и спиртами; во-вторых, быть прозрачными в ИК диапазоне, так как ИК спектроскопия — единственный метод контроля состояния поверхности реагента, который применим к таким образцам; в-третьих, обладать достаточно высокой льдообразующей активностью.

Классом веществ, среди которых наиболее вероятно найти сосоответствующий реагент, являются окислы металлов, так как они физически и химически достаточно стабильны и на их поверхности обычно имеются гидроксильные группы, которые при определенных условиях могут удаляться или быть заменены на другие группы.

Одним из окислов металлов, удовлетворяющим всем перечисленным выше требованиям, является окись цинка. В имеющейся к настоящему времени литературе в качестве характеристик льдообразующей активности различных веществ и окислов металлов приводятся либо пороговая температура нуклеации [2, 9, 14], либо выход ледяных кристаллов на 1 г реагента, причем только для одного-двух размеров частиц [7]. Одна пороговая температура не может служить надежной мерой льдообразующей активности реагента, так как при данной температуре переохлажденного тумана вероятность образования ледяного кристалла в значительной степени зависит от дисперсности реагента [5, 4]. В работах приводится мало данных о выходе ледяных кристаллов на 1 г реагента.

Поскольку исследование влияния степени модификации поверхности аэрозоля на его льдообразующую активность невозможно без знания льдообразующей активности исходного реагента, в данной работе внимание прежде всего было уделено изучению зависимости льдообразующей активности аэрозоля ZnO от его дисперсности.

Методическая часть

Методика определения дисперсности и льдообразующей активности аэрозоля, мерой которой является доля частиц, образующих ледяные кристаллы ξ, и удельный выход ледяных кристаллов, подробно описаны в [3].

Остановимся на методике получения и модификации аэрозоля ZnO. Обычная методика получения аэрозоля термоконденсационным методом для окиси цинка не применима, так как в диапазоне температур, которые можно поддерживать в генераторе, давление насыщенных паров ZnO мало и создание большой концентрации аэрозольных частиц в широком диапазоне размеров невозможно.

При проведении данных исследований в первых опытах использовался генератор, в котором аэрозоль окиси цинка получался возгонкой и окислением Zn непосредственно в потоке воздуха. Таким образом были получены экспериментальные точки на

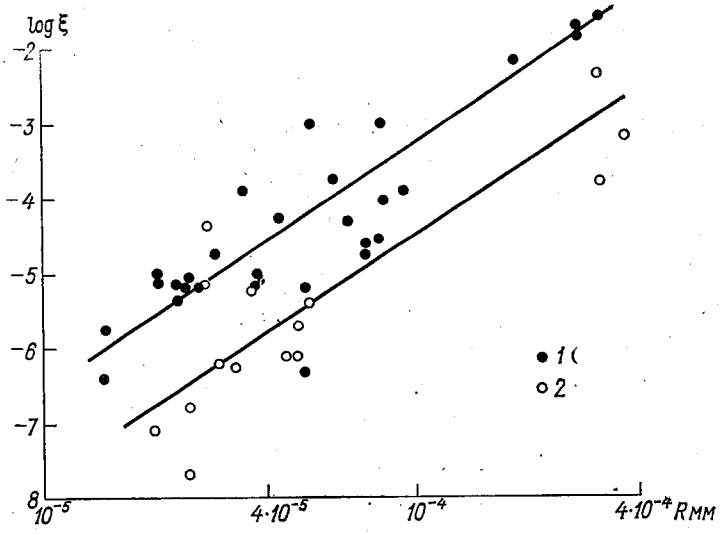


Рис. 1. Зависимость доли ξ частиц аэрозоля ZnO, образующих ледяные кристаллы, от среднего кубического радиуса частиц R при t=—20 °С (*1*) и при t=—10 °С (*2*).

рис. 1, соответствующие значениям ξ для частиц с размерами $(2—3)\cdot 10^{-4}$мм.

Однако работа по такой методике крайне сложна. Это связано с тем, что гранулы металлического цинка покрывались окисной пленкой, которая препятствовала испарению Zn. В результате получение стабильной во времени концентрации аэрозоля очень сложно (аэрозоль стабилен не более 10—15 мин). Кроме того, при таком способе получения ZnO изменение размера аэрозольных частиц в широких пределах оказалось невозможным.

Для получения стабильной во времени концентрации аэрозоля ZnO с регулируемым в широких пределах средним кубическим радиусом частиц, была создана установка (рис. 2). Принцип ее работы состоит в том, что в высокотемпературной зоне реактора-окислителя (9) происходит окисление заранее подготовленного аэрозоля металлического цинка. Эта установка позволила

получить аэрозоль ZnO с $R=(1{,}5—10)\cdot10^{-5}$ мм концентрация частиц составляла $10^6—10^8$ см$^{-3}$.

Аэрозоль металлического цинка получали в генераторе (*1*), где гранулы цинка при температуре 400—800 °С возгонялись в потоке аргона с объемным расходом $Q=1—3$ л/мин. Типичная зависимость среднего кубического радиуса аэрозольных частиц от температуры генератора при фиксированном Q приведена на рис. 3. Полученный аэрозоль Zn смешивался с очищенным воздухом ($Q=1—3$ л/мин) и в реакторе-окислителе при температуре около 1000 °С за счет кислорода воздуха происходило окисление

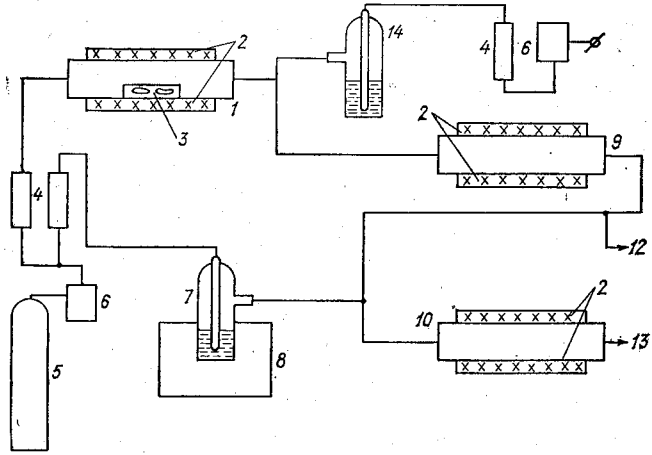


Рис. 2. Схема установки для получения аэрозоля цинка и ZnO.

1 — генератор аэрозоля металлического цинка; *2* — нагреватели с теплоизоляцией; *3* — гранулы Zn; *4* — ротамер; *5* — баллон с аргоном; *6* — фильтр с регулятором давления; *7* — колба со спиртом; *8* — водяная баня; *9* — реактор-окислитель; *10* — реактор-модификатор; *11* — воздушная сеть; *12* — выход немодифицированного аэрозоля; *13* — выход модифицированного аэрозоля; *14* — колба с водой.

Zn до ZnO. Полнота окисления аэрозоля контролировалась по прозрачности полученного аэрозоля в ИК области и прямым рентгеноструктурным анализом. Анализ рентгенограмм показал, что в спектре присутствуют линии, относящиеся только к ZnO, т. е. аэрозоль целиком состоит из окиси цинка. В опытах с немодифицированным аэрозолем ZnO, реагент сразу после получения подавался в камеру туманов, созданную на основе климатической камеры Feutron-3001, где при —10 и —20 °С определялась его льдообразующая активность. В другой серии опытов аэрозоль до поступления в камеру туманов предварительно подвергался модификации.

Средний кубический радиус аэрозольных частиц ZnO в каждом эксперименте определялся по счетной и массовой концентрации аэрозоля. Счетная концентрация измерялась с помощью фотоэлектрического счетчика аэрозольных частиц [8], куда аэрозоль

подавался через систему неселективных разбавителей. Массовая концентрация определялась из массы аэрозоля, осажденного на фильтр АФА-ХА-20 из потока аэрозоля. Отбор на фильтр осуществлялся в течение 30—60 мин, при этом на нем осаждалось около 10^{-2} г вещества.

Модификация поверхности аэрозоля ZnO проводилась в проточном реакторе *(10)* см. рис. 2 хемосорбцией паров этилового спирта при различных температурах. Пары спирта подавались в реактор в потоке аргона ($Q=1$ /л/мин), проходящего через колбу со спиртом (7), где происходило его насыщение до давле-

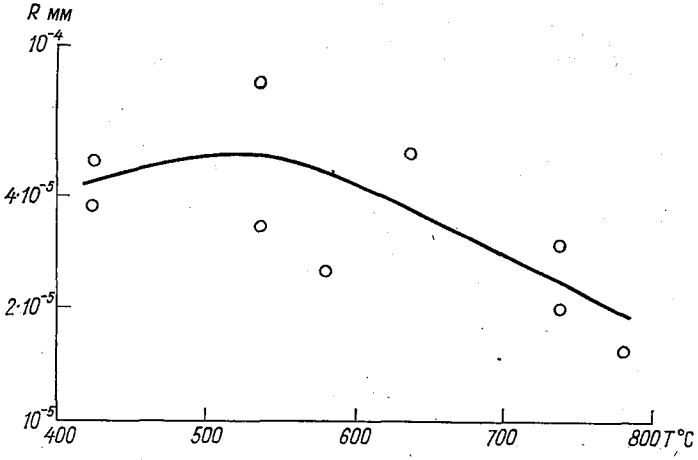


Рис. 3. Типичная зависимость среднего кубического размера R аэрозоля ZnO от температуры T генератора аэрозоля Zn при фиксированном потоке аргона $Q=1{,}3$ л/мин.

ния, соответствующего давлению насыщенных паров спирта при температуре 25 °С (примерно 80 гПа).

Известно, что в таких условиях происходит хемосорбция этилового спирта на порошках ряда окислов [1, 6]. Естественно было ожидать, что хемосорбция этилового спирта будет происходить и на аэрозольных частицах ZnO. Действительно, анализ ИК спектров полученных образцов показал, что на их поверхности находится от 0,05 до 0,2 монослоя этоксильных групп. ИК спектры поглощения образцов записывались на ИК спектрометре *UR*-20 в диапазоне 1200—4000 $см^{-1}$. Порошок ZnO зажимался между двумя стеклами из CaF_2.

Результаты и обсуждение

Результаты определения льдообразующей активности немодифицированного аэрозоля ZnO при —10 и —20 °С приведены на рис. 1. Из рисунка видно, что величина ξ монотонно растет с ростом среднего кубического радиуса частиц ZnO. Этот рост при изменении R от $2 \cdot 10^{-5}$ до $2 \cdot 10^{-4}$ составляет примерно 3 порядка в обоих случаях.

Выход ледяных кристаллов на 1 г реагента N связан с ξ следующим соотношением:

$$N = \frac{3\xi}{4\pi\rho R^3},$$

где ρ — плотность реагента (для ZnO $\rho = 5{,}5$ г/см^3, значение N с ростом R растет незначительно: при -10 °С $N \simeq 10^9$ г$^{-1}$, а при -20 °С $N \approx (1-5) \cdot 10^{10}$ г$^{-1}$.

Зависимость ξ от R для окиси цинка в целом аналогична соответствующим зависимостям для других веществ [4, 5, 7, 8]. Рост ξ с увеличением R естественно объяснить уменьшением барьера свободной энергии образования ледяного зародыша, обусловленным уменьшением кривизны поверхности частиц [13].

Измерение льдообразующей активности аэрозолей ZnO, модифицированных этиловым спиртом при различных температурах, показало, что хемосорбция этилового спирта при данных условиях эксперимента не оказывает заметного влияния на льдообразующую активность реагента.

Анализ ИК спектров поглощения образцов аэрозолей как чистого, так и модифицированного ZnO показал, что на поверхности всех образцов практически отсутствуют гидроксильные группы (их концентрация меньше $0{,}5 \cdot 10^{-12}$ мм$^{-2}$). В то же время, как следует из работы [3], максимум льдообразующей активности такого вещества, как SiO_2 приходится на концентрацию гидроксильных групп на поверхности частиц, составляющую примерно $3{,}5 \times \times 10^{-16}$ мм$^{-2}$; падение этой концентрации до $2{,}5 \cdot 10^{-12}$ мм$^{-2}$ приводит к уменьшению значения ξ почти на порядок. Поэтому, видимо, и в случае реагента ZnO следует ожидать, что создание на поверхности аэрозольных частиц более высокой концентрации гидроксильных групп должно привести к заметному росту его льдообразующей активности.

В заключение необходимо отметить, что в настоящей работе впервые получена зависимость льдообразующей активности окисла металла от его дисперсности. Кроме того, продемонстрирована принципиальная возможность модификации поверхности аэрозольных частиц непосредственно в потоке аэрозоля. Тем самым заложена основа для систематического исследования влияния концентрации поверхностных активных центров на льдообразующую активность аэрозолей окислов металлов и для изучения пути увеличения их льдообразующей активности путем модификации поверхности частиц аэрозоля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабушкин А. А., Уваров А. В. Исследование адсорбции и поверхностных реакций этилового спирта на окиси алюминия методом ИК спектроскопии.— ДАН СССР, 1956, т. 110, № 4, с. 581—584.

2. Башкирова Г. М., Красиков П. Н. Опыты по изучению некоторых веществ в качестве реагентов кристаллизации переохлажденного тумана и облачности.— Труды ГГО, 1957, вып. 72, с. 118—126.

3. Влияние поверхностных гидроксильных групп на льдообразующую активность частиц двуокиси кремния/Горбунов Б. З., Куценогий К. П., Сафатов А. С.— В кн.: Исследование льдообразующих аэрозолей и механизма гетерогенной нуклеации воды.— Киев, Знание, 1978, с. 9.

4. Горбунов Б. З., Куценогий К. П. Влияние дисперсности аэрозолей на их льдообразующую активность.— Труды ГГО, 1976, вып. 372, с. 71—82.

5. Исследование льдообразующих аэрозолей ацетилацетоната меди, возгоняемых пиросоставами/Бакланов А. М., Кравченко И. П., Куценогий К. П. и др. Тезисы докл. XIII Всесоюзн. конф. по вопросам испарения, горения и газовой динамики дисперсных систем.— Одесса, 1979, с. 7—9.

6. Исследования поверхностных соединений, образующихся при адсорбции этанола на γ-окиси алюминия, методом ИК спектроскопии поглощения/Боресков Г. К., Щекочихин Ю. М., Макаров А. Д., Филимонов В. Н.— ДАН СССР, 1964, вып. 156, № 64, с. 901—904.

7. Льдообразующие свойства аэрозолей окислов металлов/Вернидуб И. И., Карцивадзе А. И., Кулигин А. С., Жихарев А. С. Труды ИГАН ГрССР, 1967, XXV, вып. 1, с. 118—134.

8. Новая установка для исследования льдообразующей активности аэрозолей/Бакланов А. М., Гольдман Б. М., Горбунов Б. З. и др. Изв. СО АН СССР, сер. хим., 1976, вып. 4, с. 155—161.

9. Плауде Н. О. Исследование льдообразующих свойств аэрозолей иодистого серебра и иодистого свинца.— Труды ЦАО, 1967, вып. 80, с. 17—19.

10. Эйзенберг Д., Кауцман В. Структура и свойства воды.— М.: Гидрометеоиздат, 1975. 275 с.

11. Garten V. A., Head R. B. Hydrogen-bonding patterns and ice nucleation. Nature, 1964, 204, No 4958, p. 573.

12. Garten V. A., Head R. B. A teoretical basis of ice micleation by organic crystals. Nature, 1965, 205, No 4967, p. 160—162.

13. Fletcher N. H. The physics of rain clouds. Cainbridge. Univ. Press., 1962, 208 p.

14. Fukuta N. Experimental Investigation of ice-forming ability of various chemical substrates. Y. Met., 1958, 15, No 1, p. 17—26.

Т. Н. Громова, Л. А. Диневич, Н. В. Торопова,
Т. М. Унгерман

О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ОСАДКОВ НА ЗАЩИЩАЕМОЙ ОТ ГРАДА ТЕРРИТОРИИ

Введение

На территории Молдавской ССР на протяжении более 10 лет проводятся оперативные воздействия на градоопасные облака с целью предотвращения градобитий. При этом в атмосферу в течение каждого летнего сезона (апрель—сентябрь) вводятся тысячи килограммов различных примесей (льдообразующие реагенты; вещества, входящие в состав пиротехнических смесей). Таким образом, становится понятной актуальность изучения загрязнения атмосферы в этих районах.

Одним из путей исследования характера и степени загрязнения атмосферы примесями, вносимыми в нее при активных воздействиях, является определение химического состава осадков, выпадающих в районе проведения воздействий. В последние годы этим работам уделяется все больше внимания, о чем свидетельствует появление ряда публикаций [1, 3, 5, 6, 7]. Для надежной оценки изменения химического состава осадков, вызванных активными воздействиями, необходимы длительные и систематические исследования в одном районе, что диктуется, в частности, весьма изменчивым характером концентрации отдельных элементов и ионов в естественных условиях.

В данной работе обобщены результаты четырехлетнего периода (1976—1979 гг.) изучения общего химического состава и концентрации иода в осадках. Осадки отбирались на защищаемой от града территории (ЗТ) Сорокского отряда ВСБГ МССР (с. Баксаны).

В период выпадения осадков проводились стандартные для работ по градозащите радиолокационные наблюдения за перемещением и эволюцией облаков, а также метеорологические наблюде-

ния. Кроме того, были организованы специальные инструментальные и визуальные наблюдения за молниевой активностью грозовых облаков и плювиографические наблюдения [3, 7].

Методики сбора и химического анализа осадков

Атмосферные осадки относятся к слабоминерализованным природным водам, в связи с чем предъявляются особые требования как к методике отбора проб осадков, так и к методике определения их химического состава. Для сбора атмосферных осадков были изготовлены воронки и фляги из белого полиэтилена, что обеспечивало необходимую чистоту отбора проб дождя. Подробно методика отбора проб описана в работе [2]. Время отбора отдельной пробы зависело как от интенсивности, так и от длительности дождя. По мере выпадения осадков последовательно было отобрано для различных дождей от 1 до 40 проб.

Химический анализ осадков проводился в полевой лаборатории в тот же или на следующий день после отбора проб дождевой воды, с тем чтобы исключить возможность изменения концентрации ионов при хранении. Это весьма существенно, учитывая малую минерализацию дождевой воды.

При определении общего химического состава атмосферных осадков использовались методики, применяемые для анализа слабоминерализованных природных вод [2, 4]. Определялось содержание следующих макрокомпонентов: Cl^-, HCO_3^-, NO_3^-, SO_4^{2-}, NH_4^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, $Na^+ + K^+$. В связи с тем, что в качестве реагента для воздействий на градоопасные облака применяется PbI_2, во всех отобранных пробах определялась также концентрация I^- [3]. Кроме того, проводились измерения таких физико-химических параметров, как электропроводность $\varkappa$ и pH. Погрешность всех измерений не превышала 5 %. Минимальное количество воды, необходимое для анализа, составляло 100 мл. Для определения концентрации иода достаточно было 20 мл осадков.

Результаты исследований общего химического состава

В течение летних сезонов 1976—1979 гг. было отобрано 485 проб атмосферных осадков (90 дождей). Анализ данных, полученных с помощью наземного измерительного комплекса, позволил идентифицировать облака, из которых были собраны осадки и определить особенности их химического состава в соответствии со следующей классификацией: осадки, выпавшие из естественно развивающихся ливневых и грозовых облаков были отнесены к I и II группам; осадки, выпавшие из облаков, подвергнутых воздействию PbI_2,— к III группе.

Результаты химического анализа осадков разных типов представлены в табл. 1, где приведены средние значения концентрации основных ионов, а также минимальные и максимальные

Таблица 1

Химический состав атмосферных осадков (1976—1979 гг.)

Группа осадков	Значение	Концентрация										pH	$\times 10^6$ Ом$^{-1}$·см$^{-1}$	Число проб
		мг/л									мкг/л			
		M	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	NH_4^+	I^-			
I	Минимальное	3,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,9	20,7	197
	Максимальное	66,8	37,4	5,7	9,7	17,7	11,0	4,7	11,5	4,1	5,2	7,8	137,6	
	Среднее	21,7	10,0	1,9	2,3	1,5	2,8	1,1	1,7	0,4	1,5	5,5	48,0	
II	Минимальное	5,4	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	4,3	23,0	126
	Максимальное	78,9	39,8	4,0	7,9	39,6	18,6	7,3	10,2	2,4	6,0	8,2	109,2	
	Среднее	25,8	9,1	2,0	2,2	5,6	2,3	1,2	2,9	0,5	1,5	6,1	44,5	
III	Минимальное	6,3	1,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	4,2	19,0	162
	Максимальное	35,1	73,9	7,5	21,0	47,6	32,7	7,3	18,5	3,9	10,0	8,0	142,1	
	Среднее	34,6	14,9	2,0	2,5	5,3	5,4	1,2	2,8	0,5	3,0	5,8	47,1	
IV	Среднее	27,3	11,5	2,0	2,3	3,9	3,5	1,2	2,4	0,5	2,0	5,7	46,8	485
V	Среднее	30,3	10,5	2,5	1,8	7,7	2,5	1,8	2,2	1,3	—	5,7		—

значения. Суммарные средние данные о химическом составе осадков за 1976—1979 гг. объединены в IV группу; в V группе представлены средние многолетние данные за летний период для юго-запада ЕТС [7].

Из табл. 1 следует, что общая минерализация атмосферных осадков, собранных в летние периоды 1976—1979 гг. в среднем составляет 27,3 мг/л. При этом общая минерализация осадков III группы (34,6 мг/л) превышает соответствующие значения для осадков I и II групп. Аналогичный вывод можно сделать и относительно экстремальных значений минерализации.

Среди ионов, определяющих общую минерализацию, преобладающим анионом является сульфат-ион, а катионом — ион натрия или кальция. Концентрация сульфат-иона составляет 60 % анионного состава и 40 % общей минерализации. Концентрация ионов натрия и кальция составляет 30—40 % катионного состава и 10—15 % общей минерализации. В осадках III группы концентрация сульфат-иона и ионов $Na^+ + K^+$ в 1,5 раза превышает соответствующие значения концентрации этих элементов в осадках I и II групп.

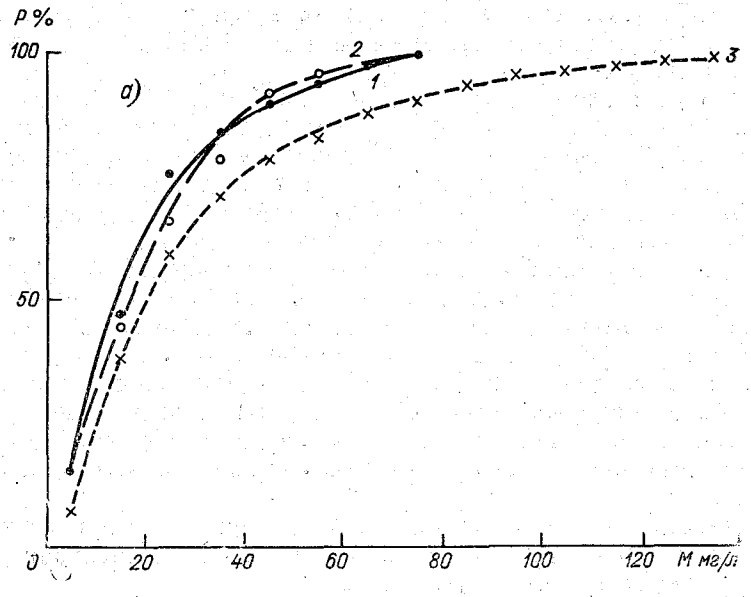
Концентрация ионов хлора для всех групп осадков в среднем составляет 2 мг/л, при этом нулевых значений концентрации Cl^- не обнаружено ни в одной пробе.

Различие в химическом составе осадков, выпавших из грозо-градовых облаков, подвергнутых воздействию, и осадков из естественно развивающихся облаков может быть наглядно представлено в виде интегральных кривых распределения числа проб атмосферных осадков по значениям общей минерализации, концентрации сульфат-иона и величины pH (см. рис. 1).

Как видно из рис. 1 *а*, минимальные значения общей минерализации (в интервале 0—10 мкг/л) в осадках I и II групп составляют 16 %, а в осадках III группы — всего лишь 7 %. Высокое значение общей минерализации, превышающее 45 мг/л, встречается в 10 % проб осадков, выпавших из естественно развивающихся облаков, и в 20 % проб осадков, выпавших из грозо-градовых облаков, подвергнутых воздействию (в 10 % этих проб минерализация превышает 70 мг/л).

Распределение содержания сульфат-иона в осадках разного типа (см. рис. 1 *б*) аналогично распределению значений общей минерализации. Действительно, число проб с минимальными значениями концентрации сульфат-иона (меньше 5 мг/л) в осадках I и II групп в 1,5 раза больше, чем в осадках III группы, а наиболее высокие значения (больше 30 мг/л) в пробах III группы встречаются в 10 раз чаще, чем в пробах I и II групп.

Рассмотрим распределение значения pH в осадках разного типа (см. табл. 1, рис. 1 *в*). Для атмосферных осадков I группы среднее значение pH составляет 5,5 при минимальном значении 3,9. При этом число проб со значением pH меньше 5,5 составляет 65 %. Для осадков II группы среднее значение pH равно 6,1, а число проб со значением pH меньше 5,5 составляет только 40 % общего



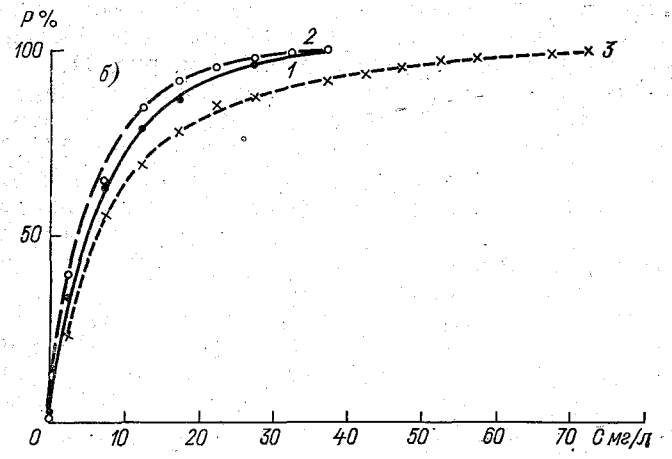


Рис. 1. Интегральные кривые распределения значений общей минерализации *M* (*а*), концентрации сульфат-иона *C* (*б*) и величины pH (*в*).

1 — гроза (с воздействием), *2* — гроза (без воздействия), *3* — ливень.

числа проб этой группы. Среднее значение pH осадков III группы ниже, чем осадков II группы, а количество проб со значением pH меньшем 5,5 на 15 % больше. Таким образом, атмосферные осадки из грозо-градовых облаков, подвергнутых воздействию, характеризуются в целом сравнительно более высокими значениями минерализации и более низкими значениями pH по сравнению с осадками, выпавшими из облаков, воздействие на которые не проводилось.

По мере выпадения осадков их минерализация уменьшается [3]. Вследствие этого целесообразно проанализировать особенности химического состава осадков в зависимости от длительности их выпадения.

В табл. 2 приведены значения концентрации основных ионов, общей минерализации и величины pH атмосферных осадков разной продолжительности, выпавших из ливневых и грозовых облаков: от 0 до 3 ч (кратковременные); более 3 ч (длительные); около 2 ч, но при интенсивности более 3 мм/ч.

Как видно из табл. 2, длительные осадки характеризуются более низкими значениями как общей минерализации, так и всех определяемых компонентов. Осадки, выпавшие из ливневых облаков, по своему анионному составу являются сульфатно-хлоридными, а по содержанию катионов — натриево-кальциевыми. При этом на сульфатные ионы в пробах кратковременных осадков ливневого типа приходится 70 % анионного состава. При длительном выпадении ливневых осадков концентрация превалирующих ионов уменьшается, но ионный состав остается прежним (сульфатно-хлоридный, натриево-кальциевый).

Соотношение ионов в осадках из грозовых облаков зависит от продолжительности их выпадения. По содержанию анионов кратковременные осадки грозового типа являются сульфатно-гидрокарбонатными, а среди катионов концентрация кальция

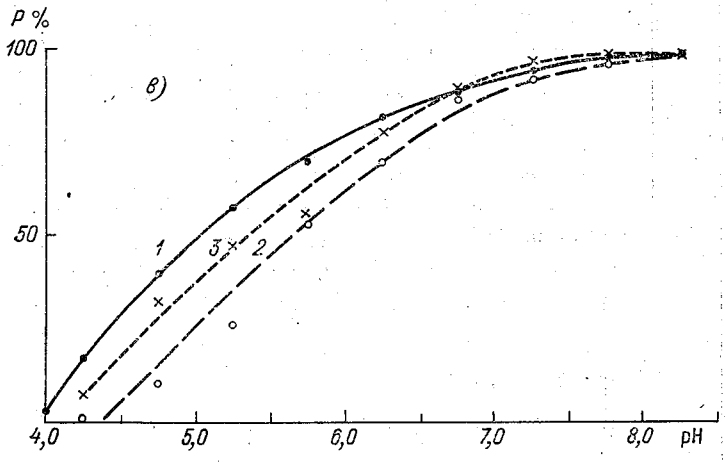


Таблица 2

Химический состав атмосферных осадков и облачной воды 1977—1979 гг.

Продолжительность осадков	Группа осадков	Концентрация, мг/л: М	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	NH_4^+	Концентрация, мкг/л: I^-	pH	$\varkappa 10^6$ Ом$^{-1}$·см$^{-1}$	Число проб
Кратковременные	I	26,3	12,6	1,9	2,8	1,8	3,2	1,3	2,2	0,5	1,8	5,7	55,2	138
	II	34,9	12,5	2,1	3,0	8,1	2,8	1,7	4,1	0,6	1,8	6,3	53,5	78
Длительные	I	12,7	4,8	1,7	1,4	1,1	2,1	0,5	0,8	0,3	1,0	4,9	33,6	59
	II	11,7	3,8	1,8	1,0	1,7	1,5	0,4	1,1	0,4	1,0	5,6	31,8	48
Облачная вода		14,8	7,2	1,9	0,9	0,6	1,2	0,8	0,8	1,4	—	5,2	29,0	170

превышает концентрацию натрия. При длительном выпадении осадков этого типа относительная концентрация гидрокарбонатного и кальциевого ионов уменьшается, и состав осадков становится сульфатно-хлоридным, натриево-кальциевым.

В табл. 2 включены также данные химического состава облачной воды, отобранной с самолета в летний период на юге ЕТС [7]. Как видно из табл. 2, общая минерализация облачной воды составляет 15 мг/л. По содержанию анионов она является сульфатно-хлоридной, а среди катионов концентрация ионов натрия выше концентрации ионов кальция ($SO_4^{2-} > Cl^-$, $Na^+ > Ca^{2+}$). Таким образом, при длительном выпадении осадков с интенсивностью менее 3 мм/ч, а также при выпадении осадков продолжительностью около 2 ч с интенсивностью более 3 мм/ч содержание макроэлементов значительно уменьшается и приближается к значениям, типичным для облачной воды.

Интересно провести сравнение концентрации примесей в осадках, выпадающих на ЗТ и вне ее. Вблизи защищаемой территории нет стационарного пункта сбора осадков. Ближайшая сетевая станция на территории МССР располагается в г. Кишиневе. Авторы воспользовались данными химического анализа осадков, собранных на этой станции и любезно предоставленными нам Р. Ф. Лавриненко. Методика сбора осадков на сетевых станциях предусматривает сбор суммарных проб за каждый месяц. Вследствие этого данные по химическому составу осадков, выпавших на ЗТ, были также представлены в виде средних месячных данных.

В табл. 3 приведены средние значения концентрации отдельных ионов и их суммы за июль на ЗТ (с. Баксаны) и вне ЗТ (ст. Кишинев). Данные по ЗТ приведены за годы, когда производился сбор и химический анализ осадков. Для ст. Кишинев использованы материалы тех лет, когда велись сетевые наблюдения.

Как видно из табл. 3, осадки, выпавшие в г. Кишиневе сравнительно мало минерализованы: средние месячные значения минерализации за период исследований меняются в диапазоне 10—25 мг/л. Осадки, выпавшие на ЗТ из облаков, не подвергнутых воздействию, имеют такие же значения минерализации, а выпавшие в период проведения воздействий отличаются большей минерализацией: средние значения составляют 30—40 мг/л. Подобные закономерности наблюдаются и для каждого макроэлемента в отдельности. Таким образом, осадки, выпавшие на ЗТ в период проведения воздействий, в среднем в 1,2—2,0 раза более минерализованы, чем осадки, выпавшие вне ЗТ, хотя на минерализацию осадков, выпавших на ст. Кишинев не могут не оказывать влияния техногенные загрязнения.

С другой стороны, на формирование химического состава осадков, выпадающих в месте их сбора на ЗТ (северо-восток МССР) могут влиять промышленные районы Украины. Различие

Таблица 3

Химический состав атмосферных осадков на ЗТ и вне ее (средние значения за июль)

Год	Q мм	Концентрация, мг/л									Концентрация, мкг/л	pH	$\varkappa \cdot 10^6$ Ом$^{-1}$·см$^{-1}$
		M	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	HCO_3^-	$Na^+ + K^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	NH_4^+	I^-		
						Кишинев							
1962	—	11,9	4,3	1,1	1,0	2,0	1,0	0,2	1,3	1,1	—	5,85	25,0
1963	56,3	10,0	3,6	1,2	—	2,6	0,3	0,7	1,0	0,6	—	6,12	18,0
1964	108,5	24,4	7,2	2,2	—	9,2	0,9	2,3	2,1	0,5	—	6,06	31,0
1965	44,3	25,1	7,4	2,0	—	8,6	1,7	1,5	2,6	1,2	—	5,34	50,0
1977	32,8	13,8	8,2	0,7	—	0,9	0,3	0,5	1,2	0,1	—	—	—
1979	83,7	25,4	6,0	1,4	—	10,5	1,5	0,5	0,3	5,2	—	6,20	55,0
						Баксаны							
1975	22,1	32,9	9,7	2,4	3,4	8,0	3,6	2,0	2,8	1,0	—	5,96	48,9
1976	55,1	30,8	10,8	2,0	—	10,4	1,8	2,6	3,2	—	2,3	5,60	—
1977	61,0	39,1	21,0	1,6	3,4	2,1	7,2	2,0	1,3	0,5	2,0	5,20	43,8
1978	44,8	27,8	10,1	1,9	2,3	5,6	4,4	0,6	2,7	0,2	1,9	6,00	55,6
1979	37,0	38,2	10,3	2,4	3,9	2,2	3,8	2,0	3,3	1,3	1,5	5,90	62,7

в минерализации осадков, выпадающих на сравниваемых территориях, свидетельствуют о возможном влиянии активных воздействий на химический состав атмосферных осадков, собранных в период проведения воздействий.

Результаты определения содержания иода

Рассмотрим теперь изменение содержания иода в осадках разного типа, выпавших на ЗТ, за четырехлетний период наблюдений. По предварительным данным на основании анализа небольшого числа проб осадков было показано, что концентрация иода меняется в зависимости от типа осадков [2]. Обратимся к данным, представленным в табл. 1. Содержание иода в осадках меняется от 0 до 10 мкг/л. Средняя концентрация иода в осадках I и II групп составляет 1,5 мкг/л, а в осадках III группы в среднем в 2 раза больше. Это увеличение концентрации иода при проведении воздействий наиболее наглядно проявляется при оценке интенсивности его выпадения с осадками в табл. 4.

Таблица 4

Интенсивность выпадения иода

Группа осадков	Значение	*I* мкг/(м²·мин)			
		1977	1978	1979	1977–1979
I	Минимальное	0,0	0,0	0,0	0,0
	Максимальное	0,32	1,20	1,91	1,91
	Среднее	0,08	0,10	0,09	0,09
II	Минимальное	0,01	0,0	0,0	0,0
	Максимальное	2,33	1,64	2,65	2,65
	Среднее	0,36	0,41	0,30	0,35
III	Минимальное	0,01	0,01	0,01	0,01
	Максимальное	4,56	16,74	5,64	16,74
	Среднее	0,63	1,46	0,99	1,10
	Среднее за лето	0,42	0,64	0,37	

Среднее значение интенсивности выпадения иода при воздействиях на порядок превышает соответствующее значение в пробах ливневых осадков.

На рис. 2 представлено распределение числа проб атмосферных осадков по значениям концентрации иода в них. Как видно из рисунка, в 90 % случаев концентрация иода в осадках, выпавших из естественно развивающихся ливневых и грозовых облаков, не превышает 2,5 мкг/л, тогда как в осадках, выпавших из грозо-градовых облаков, подвергнутых воздействию, концентрация иода заметно выше (5,5 мкг/л). Высокие значения концентрации иода (>5 мкг/л) в пробах осадков III группы встречаются в 12 %

случаев, в то время как в пробах осадков, выпавших из облаков I и II групп,— лишь в 1 % случаев. При этом максимальное значение концентрации иода в пробах III группы составляет 10 мкг/л, а в пробах I и II групп — соответственно 5 и 6 мкг/л. Нулевые значения концентрации иода (ниже предела чувствительности методики) отмечены только в пробах осадков из естественно развивающихся облаков.

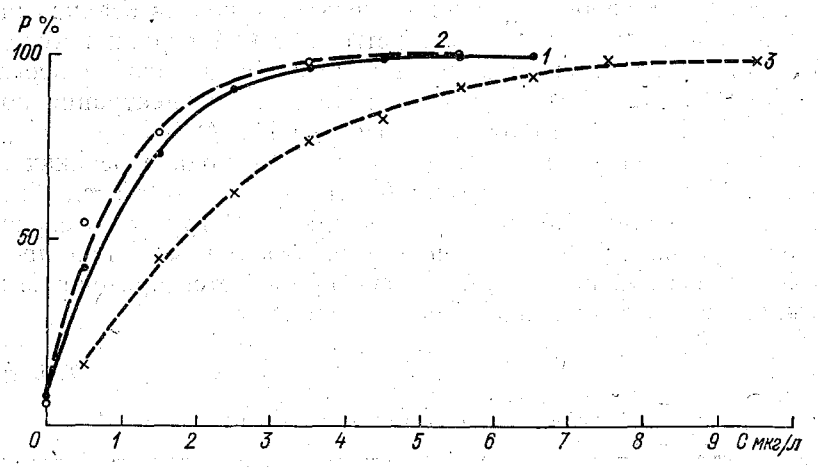


Рис. 2. Интегральные кривые распределения концентрации иода *C*.
1 — гроза (с воздействием), *2* — гроза (без воздействия), *3* — ливень.

Выводы

Анализ результатов проведенных исследований позволяет сделать следующие выводы.

1. Минерализация осадков разного типа различна. Наименее минерализованы ливневые осадки, наиболее — осадки, выпавшие из облаков, подвергнутых воздействию.

2. Минерализация осадков зависит от интенсивности и продолжительности их выпадения. После длительного выпадения осадков (около 3 ч) по химическому составу и минерализации они близки к облачной воде.

3. Среднее значение минерализации осадков, выпавших на ЗТ в июле в период проведения воздействий (30—40 мг/л), выше соответствующего значения минерализации осадков, выпавших вне ЗТ (10—25 мг/л) и мало меняется от сезона к сезону.

4. При проведении воздействий на грозо-градовые облака в пробах атмосферных осадков отмечено уменьшение величины pH до значений, характерных для ливневых осадков.

5. Концентрация иода в осадках, выпавших из облаков, подвергнутых воздействию, в 1,5—2,0 раза выше, чем в осадках из естественно развивающихся облаков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ветров В. А., Белова Н. И. Микроэлементы в незагрязненных пресных и ультрапресных поверхностных водах суши.— ВНИИГМИ—МЦД (обзорная информация). 1979, вып. 3. 58 с.

2. Громова Т. Н., Диневич Л. А., Унгерман Т. М. К вопросу о содержании иода в атмосферных осадках при активных воздействиях.— Труды ГГО, 1979, вып. 420, с. 89—97.

3. О химическом составе осадков из конвективных облаков/Т. Н. Громова, И. А. Скороденок, Н. Д. Татаренко, Т. М. Унгерман.— Труды ГГО, 1978, вып. 405, с. 91—97.

4. Петренчук О. П. Экспериментальное исследование атмосферного аэрозоля.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 263 с.

5. Распределение влажных выпадений свинца на территории Краснодарской противоградовой экспедиции./И. И. Бурцев, Л. В. Бурцева, Т. И. Воробьева, С. В. Шведов.— Труды ВГИ, 1975, вып. 32, с. 68—73.

6. Супаташвили Г. Д. Некоторые закономерности формирования химического состава осадков в Грузинской ССР.— Труды ИОАН, 1973, вып. 63, с. 79—91.

7. Химический состав атмосферных осадков на европейской территории СССР/В. М. Дроздова, О. П. Петренчук, Е. С. Селезнева, П. Ф. Свистов. Л.: Гидрометеоиздат, 1964. 209 с.

С. П. Гирс, В. К. Завируха, В. Н. Каменцев,
Р. М. Левит, В. П. Райкин, В. Д. Степаненко,
Д. К. Штивельман

ИССЛЕДОВАНИЕ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК УГЛЕРОДНЫХ ЭЛЕКТРОПРОВОДЯЩИХ ВОЛОКОН

Введение

Во многих натурных исследованиях по физике облаков используются пассивные радиолокационные отражатели (ПРО) [1, 3, 5].

Специалистами Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова было предложено использовать в качестве ПРО углеродные электропроводящие волокна, обладающие малой скоростью седиментации (0,1—0,2 м/с) и не загрязняющие окружающую среду [4].

Одной из основных характеристик ПРО является их рассеивающая способность в диапазонах волн, на которых работают РЛС, применяемые для исследования облачности.

Настоящая работа посвящена некоторым результатам лабораторных и полевых исследований эффективных поверхностей рассеяния углеродных волокон, разработанных специально для данных исследований и обладающих определенными электрофизическими свойствами.

Лабораторные исследования

Лабораторные исследования эффективных поверхностей рассеяния (ЭПР) σ углеродных волокон в зависимости от их длины и концентрации проводились в безэховой камере. Методика измерений описана в работе [2].

Образцы углеродных волокон различной концентрации и длины получали следующим образом. На две пенопластовые планки длиной 5 и 1 см равномерно с помощью диэлектрического клея наклеивались порции углеродных волокон длиной 29 см и весом 30 г.

В результате плотность волокон на короткой планке примерно в 5 раз превышала плотность волокон на длинной планке. Первые эксперименты были проведены с волокнами исходной длины, а затем от опыта к опыту волокна на обеих планках последовательно укорачивались до окончательной длины 1 см.

Рассеивающая способность углеродных волокон исследовалась при излучении передатчика на волне $\lambda=3$ см с горизонтальной и вертикальной поляризации.

На рис. 1 приведены результаты измерения ЭПР в зависимости от длины волокон при двух ортогональных поляризациях. Из рисунка видно, что значения ЭПР заключены в пределах от 10^{-4} м^2 до нескольких м^2, причем с увеличением длины волокон

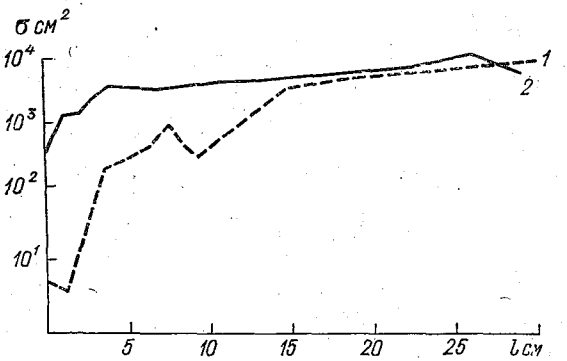


Рис. 1. Зависимость ЭПР углеродных волокон σ от их длины *l* при двух ортогональных поляризациях: горизонтальной (*1*) и вертикальной (*2*).

ЭПР сначала возрастает очень быстро, а начиная с некоторого значения остается практически постоянным. Для различных поляризаций эти значения различны: для параллельно поляризованной волны значение ЭПР не меняется начиная с длины волокон 5 см, а для перпендикулярно поляризованной — с 15 см. Для параллельно поляризованной волны значения ЭПР больше, чем для перпендикулярно поляризованной, причем эти различия существенны для малых длин волокон. Наибольшая разница в ЭПР наблюдается при длине волокон в 1 см. При длине волокон $\geqslant 15$ см значения ЭПР становятся практически одинаковыми.

На рис. 2 показана зависимость ЭПР от плотности пучка волокон. Из рисунка видно, что чем больше плотность пучка, тем меньше ЭПР. Для более плотного пучка ЭПР практически не зависит от длины волокон вплоть до 4 см и составляет $(2—3)\times 10^{-4}$ м^2. При длине волокон больше 4 см ЭПР возрастает до $(6—7)\times 10^{-4}$ м^2.

Для образца с меньшей плотностью пучка нитей зависимость ЭПР от длины волокон и плотности поляризации такая же, как и на рис. 1.

Из рис. 2 хорошо видно, что образец для исследования не «работает» как сплошное тело. Действительно, для размера планки,

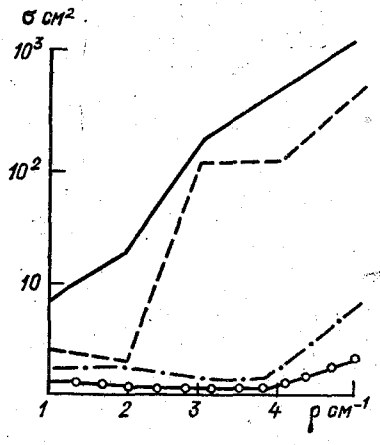


Рис. 2. Зависимость ЭПР углеродных волокон σ от относительной плотности пучка ρ.

1, 3 — вертикальная поляризация, для d_1 и d_2 соответственно; *2, 4* — горизонтальная поляризация для d_1 d_2 соответственно; $d_1/d_2=5$.

——— *1*; — — — *2*; —·—· *3*; —°—° *4*.

на которой вертикально крепятся волокна углена длиной 2 см, значения σ при горизонтальной поляризации меньше, чем при вертикальной поляризации. Это является достаточно веским подтверждением указанного вывода.

Натурные эксперименты

Для отработки вопросов практического применения углеродных волокон летом 1976 и 1977 гг. в районе пос. Корнешты на полигоне Молдавской противоградовой экспедиции были проведены специально организованные эксперименты. Одной из задач экспериментов являлась отработка способа ввода углеродных волокон в атмосферу без их повреждения. Кроме того, была поставлена задача с помощью радиолокационных наблюдений определить ЭПР порций волокон в атмосфере, радиус их радиолокационного обнаружения, возможное время наблюдений за ними и т. д.

Для доставки нитей в атмосферу были использованы противоградовые ракеты «Облако». Головная часть ракеты была модернизирована, чтобы можно было подрывать ее носовую часть. Волокна высыпались при зависании ракеты на парашюте.

Радиолокационные наблюдения проводились с помощью радиолокационных станций МРЛ-2, «СОН-4», в отдельных случаях использовались «Метеорит» и поляризационная приставка для МРЛ-2.

Всего было проведено 10 серий радиолокационных наблюдений за порциями углеродных волокон, вес которых составлял около 300 г, а длина варьировалась от 1,5 до 10 см.

На рис. 3 показаны эхо-сигналы от порций углеродных волокон, наблюдаемые на экранах индикаторов типа ИКО и ИДВ МРЛ-2, уровень которых превышал на 20—24 дБ уровень шумов приемно-индикаторного устройства. Минимальные расстояния, на которых обнаруживались эхо-сигналы от порций углеродных волокон, составляли 4—5 км, а максимальные 17—20 км. Время наблюдений эхо-сигналов от момента выброса волокон составляло 20—25 мин. Обычно порции волокон перемещались по направлению ветра и за время наблюдения смещались на 15—25 км.

По результатам радиолокационных наблюдений за порциями углеродных волокон в свободной атмосфере были рассчитаны численные значения их ЭПР σ.

Используя технические параметры МРЛ-2 и основное уравнение радиолокации

$$\overline{P} = \frac{P_t A^2 \sigma k}{4\pi R^4 \lambda^2}, \qquad (1)$$

где $\overline{P}$ — средняя мощность принимаемого сигнала (Вт); P_t — изучаемая передатчиком мощность импульса (Вт); A — эффективная площадь антенны (м²); σ — ЭПР цели (м²); k — коэффициент, учитывающий ослабление радиоволн на трассе распространения, который рассчитывается по формуле $K=K_1+K_2$, где K_1 характеризует ослабление в волноводном тракте, K_2 — в атмосферном; R — расстояние до цели (м); λ — длина волны РЛС (м), можно получить формулу

$$\sigma_{min} = 2R^4_{max} \cdot 10^{-20}. \qquad (2)$$

По формуле (2) были рассчитаны теоретические значения минимального обнаружения с максимальным ЭПР для углена, представленные на рис. 4.

В том случае, когда принятый эхо-сигнал равен чувствительности принимающего устройства РЛС ($P_2=P_{min}$) по формуле (2) можно определить величину σ, т. к. $\sigma=\sigma_{min}$. Расчеты показали, что ЭПР углена находятся в пределах от $3\cdot10^{-4}$ м² до $2\cdot10^{-3}$ м² при средних значениях $\overline{\sigma}=10^{-3}$ м² для длины волны $\lambda=3$ см. Были определены также значения ЭПР по результатам измерений средних значений мощности эхо-сигналов. Из 11 измерений следовало, что в 64 % случаев значения ЭПР находились в пределах 10^{-3}—10^{-2} м², в 36 % — превышали 10^{-2} м².

С использованием радиолокационной станции СОН-4 ($\lambda=10$ см) было проведено несколько наблюдений за углеродными волокнами в облаках, результаты которых показали принципиальную возможность подобных наблюдений. Для наблюдений за углеродными волокнами в кучево-дождевых облаках необходимо использовать радиолокаторы с большей длиной волны.

С помощью поляризационной приставки МРЛ-2 наблюдались поляризационные свойства углеродных волокон в атмосфере. На рис. 5 представлено изменение ЭПР углеродных волокон со временем для двух поляризаций. Как видно из рисунка, наибольшие

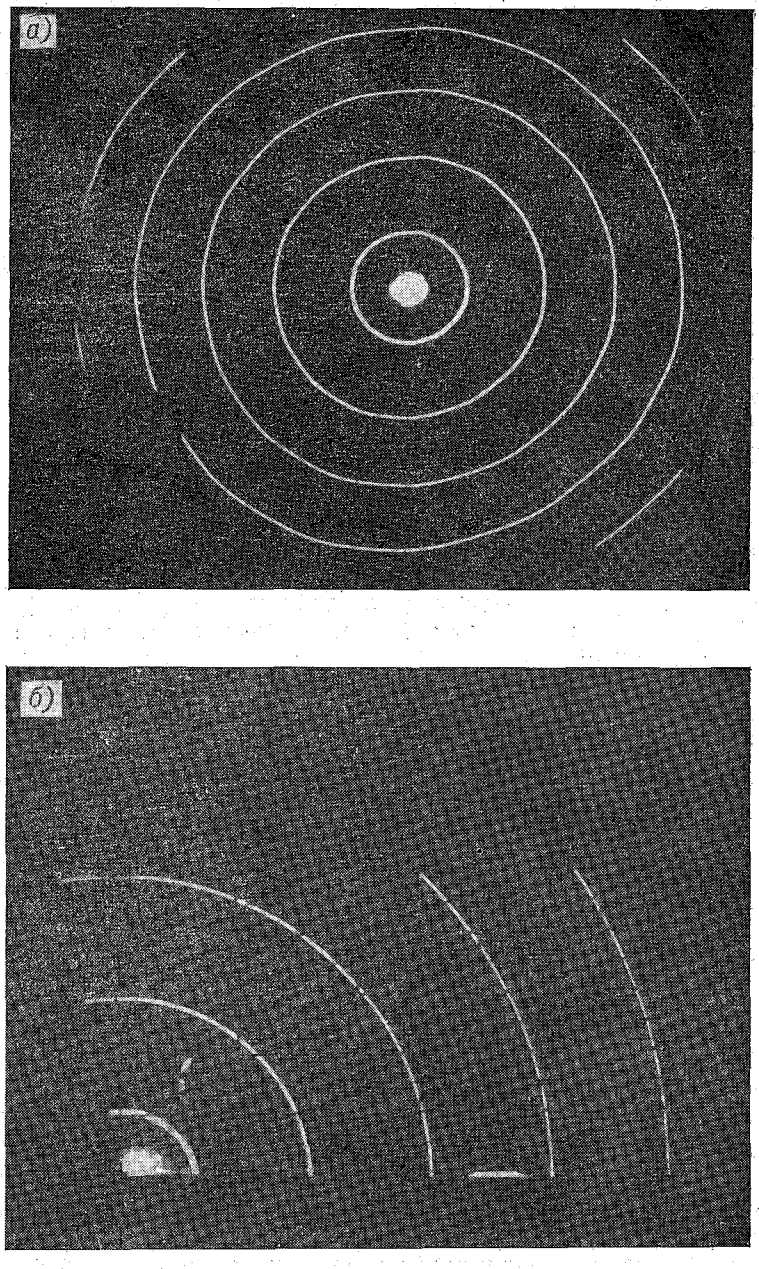


Рис. 3. Эхо-сигналы от порции углеродных нитей на экранах индикаторов МРЛ-2: ИКО (*а*) и ИДВ (*б*).

значения получаются при горизонтальной поляризации. Это говорит о том, что волокна падают горизонтально.

Эксперименты показали, что полученные радиолокационные характеристики углеродных электропроводящих волокон в общем удовлетворяют требованиям, предъявляемым к ПРО.

Таким образом, и седиментационные и радиолокационные характеристики углеродных электропроводящих волокон указывают на реальную возможность использования их в различных работах как по физике облаков, так и по активным воздействиям.

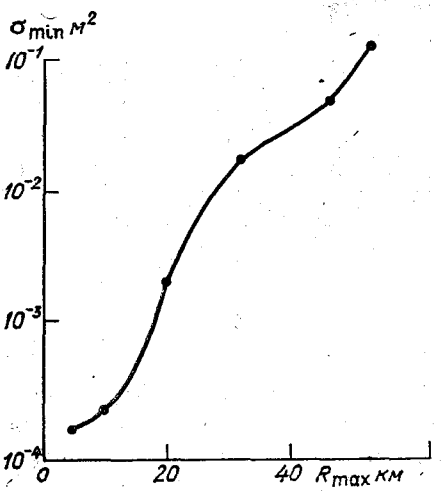


Рис. 4. Зависимость ЭПР углеродных волокон σ_{min} от расстояния R_{max}.

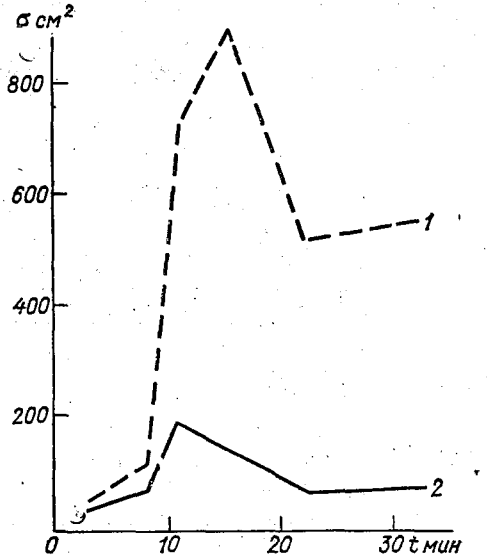


Рис. 5. Изменение ЭПР углеродных волокон σ со временем t.

1 — горизонтальная поляризация, *2* — вертикальная поляризация.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибилашвили Н. Ш., Евстратов В. В., Ковальчук А. Н. Некоторые результаты исследования структуры воздушных потоков в зоне кучево-дождевых облаков с помощью пассивных радиолокационных отражателей.— Труды ВГИ, 1974, вып. 28, с. 100—108.

2. Исследование характеристик рассеяния метеорологических и орнитологических объектов в безэховых камерах./В. К. Завируха, В. А. Сарычев, В. Д. Степаненко, Ю. Н. Щепкин. Труды ГГО, 1977, вып. 395, с. 40—47.

3. Назиров З. Н., Щупяцкий А. Б. Радиолокационные исследования воздушных потоков в облаках. Метеорология и гидрология, 1976, № 8, с. 102—106.

4. О возможности использования электропроводящих углеродных нитей для исследования воздушных потоков в облаках./С. П. Гирс, В. Н. Каменцев, М. Н. Серова и др. Труды ГГО, 1979, вып. 420, с. 82—89.

5. Файкхаузер Дж. К. Взаимодействие между грозовой и внешней средой на основании данных о движениях пассивных радиолокационных помех в средней тропосфере.— В кн.: Проблемы радиолокационной метеорологии. Пер. с англ.— Гидрометеоиздат, 1971, с. 18—29.

Е. В. Оренбургская, В. Ф. Замиралова

К ИССЛЕДОВАНИЮ УСЛОВИЙ, БЛАГОПРИЯТНЫХ ДЛЯ ТУШЕНИЯ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ ИСКУССТВЕННО ВЫЗЫВАЕМЫМИ ОСАДКАМИ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Введение

При организации и проведении работ по тушению лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками необходимо знать повторяемость облаков, пригодных для воздействий, в дни с высокой пожарной опасностью.

В настоящей работе рассматривается распределение числа дней с кучево-дождевыми облаками (Cb) и высокой пожарной опасностью по территории Западной Сибири в среднем за пожароопасный сезон (май—сентябрь). Исходным материалом послужили данные таблиц ТМ-1 за период с 1966—1975 гг. по 101 станции.

Распределение по территории и во времени числа дней с кучево-дождевыми облаками

Многолетний режим облачности зависит от характера циркуляционных процессов, подстилающей поверхности, а также от близости морей. Рельеф Западной Сибири отличается значительным разнообразием. Бо́льшая часть территории занята Западно-Сибирской низменностью. Северные районы Томской и Омской областей — плоская равнина. Южнее местность представляет собой сочетание низменностей и возвышенностей: Барабинская низменность, Кулундинская степь, Салаирский кряж и Кузнецкий Алатау в Новосибирской и Кемеровской областях, и далее на юг — Горная Шория. Массивы и кряжи располагаются в самых разнообразных направлениях по отношению к влагонесущим потокам. Юго-восточную часть Алтайского края и всю территорию Горно-Алтайской области занимает горная система Алтая с очень сложным рельефом.

Территория Западной Сибири богата реками, озерами и болотами, которые также оказывают влияние на повторяемость конвективных облаков.

Как видно из данных рис. 1, среднее месячное число дней с кучево-дождевыми облаками за пожароопасный период изменяется по территории в широких пределах от 5 до 23, увеличиваясь с северо-запада на юго-восток. Наиболее равномерно число дней с Cb распределяется на Западно-Сибирской низменности. На большей части станций кучево-дождевые облака наблюдаются в среднем от 10 до 15 дней в месяц. Исключение составляют северные районы и станции, расположенные в долинах крупных рек Оби и Иртыша, где конвекцию ослабляет близость холодных водных поверхностей. Число дней с Cb в этих районах в среднем уменьшается до 5 и не превышает 10. Повышенной повторяемостью конвективных облаков отличается левобережье рек Оби и Иртыша, где среднее число дней с Cb превышает 13, а в отдельных болотистых районах р. Конды (ст. Уват, Алтай) достигает 16—17. По мере продвижения к югу рельеф местности становится более сложным и это оказывает заметное влияние на распределение облаков. Вследствие расположения станций в различных условиях даже при небольшом расстоянии между ними возможны значительные расхождения в числе дней с Cb. Например, близко расположенные станции Северное и Кыштовка отличаются по числу дней с Cb в 2 раза. Повышенная повторяемость Cb до 20 дней наблюдается в районе Васюганья. Другим очагом повышенной повторяемости кучево-дождевых облаков (до 23 дней) является Алтай и отроги Западного Саяна. Интересно, что в районе Васюганья высота станций не превышает 200 м, а число дней с Cb сравнимо с повторяемостью на станциях, расположенных в горной местности на высотах более 1000 м. Наименьшее среднемесячное число дней с Cb (6—12 дней) наблюдается в Барабинской и Кулундинской степях. Заметное ослабление конвекции происходит вследствие близости не только крупных рек, но и озер. Так, в районе озера Чаны число дней с Cb (12 дней) меньше, чем на станциях, расположенных вдали от озера (до 15 дней). Помимо распределения числа дней с Cb по территории интересно рассмотреть распределение их по месяцам пожароопасного периода. Из-за большой протяженности территории и сложности рельефа максимальное число дней с Cb может наблюдаться в любой из месяцев пожароопасного сезона за исключением сентября (рис. 2).

В северных районах Западной Сибири (включая ст. Надым) наибольшей активности конвекция достигает в конце лета, а именно в августе. В более южных районах в течение двух месяцев (июль, август) сохраняется высокая по сравнению с другими месяцами повторяемость кучево-дождевых облаков. В Кулундинской, Барабинской, Ишимской степях максимум повторяемости Cb приходится на июнь—июль, в горных районах Алтая и Западного Саяна — на июль, в южных районах Васюганья — на май. В отрогах Алтая и Западного Саяна число дней с кучево-

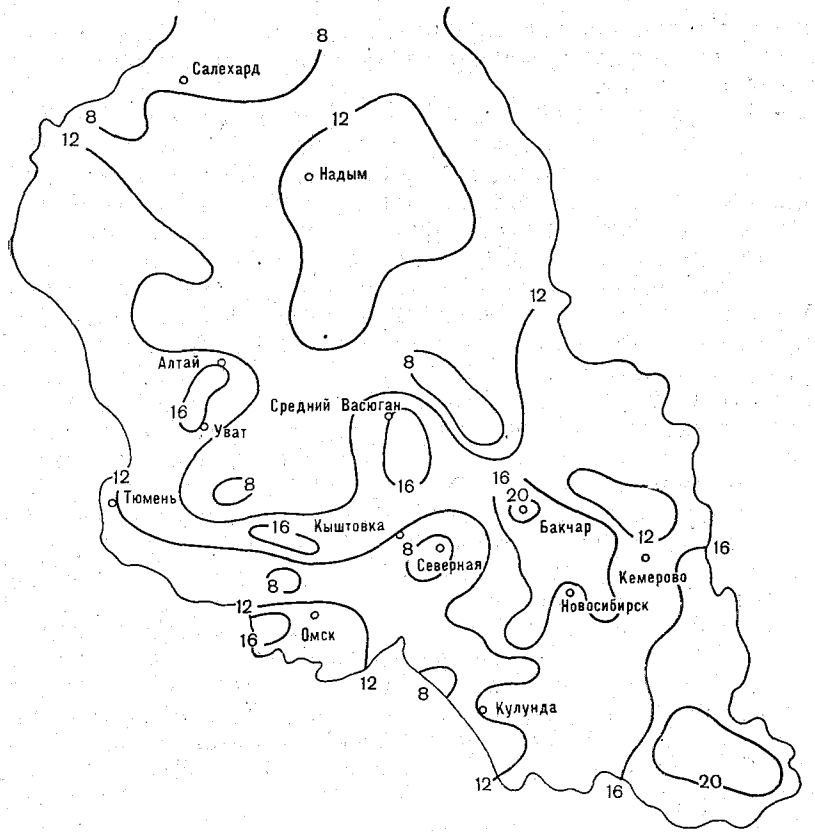


Рис. 1. Распределение среднего месячного числа дней с кучево-дождевыми облаками за пожароопасный сезон (май—сентябрь) по территории Западной Сибири.

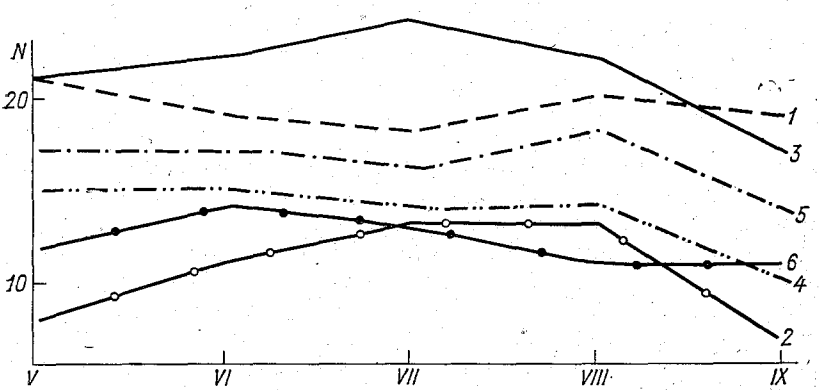


Рис. 2. Распределение среднего месячного числа дней N с Cb по месяцам пожароопасного сезона для различных станций.

1 — Бакчар, *2* — Казым, *3* — Усть-Кан, *4* — Новосибирск, *5* — Змеиногорск, *6* — Молчаново.

дождевыми облаками практически мало меняется с мая по август. Отдельные станции имеют максимум числа дней с Cb в июне.

Кроме сезонного хода, повторяемость кучево-дождевых облаков имеет колебания и в течение суток. Суточные колебания также наиболее ярко выражены на юге территории. На обширной Западно-Сибирской низменности повторяемость кучево-дождевых облаков достигает максимума в послеполуденные часы (17 ч) и только на небольшой части станций в районе Сибирских Увалов наблюдается ранее активное развитие конвекции (14 ч). В степных районах и Васюганье, наоборот, максимум повторяемости Cb наступает довольно поздно (18 ч) и, наконец, в горных районах повторяемость кучево-дождевых облаков, достигнув своего максимума в 16 ч, сохраняется неизменной до 19 ч.

Изменчивость числа дней с кучево-дождевыми облаками

Как уже отмечалось, территория Западной Сибири отличается большим разнообразием в распределении числа дней с кучево-дождевыми облаками. Одной из причин этого являются циркуляционные процессы, которые испытывают существенные колебания от года к году. Все эти изменения сказываются на изменчивости характеристик облачности. Полученные средние значения числа дней с Cb, являются недостаточно полной их характеристикой, поэтому были вычислены среднее квадратическое отклонение σ и коэффициент вариации C_v.

Максимальное значение σ за рассматриваемый период достигает 4,9 дня. Для 80 % станций среднее квадратическое отклонение не превышает 3 дней. Наибольшей изменчивостью ($\sigma>3$) отличается район Сибирских Увалов и его отрогов ($\sigma_{max}=5$), отроги Кузнецкого Алатау, Алтая ($\sigma_{max}=4$), южная часть Барабинской степи ($\sigma_{max}=4$), юго-западные районы Васюганья ($\sigma_{max}=3$). Коэффициент вариации C_v изменяется по территории от 0,06 до 0,36. Для 30 % станций значения C_v составляют более 0,20. Это характерно в основном для северных районов Западно-Сибирской низменности до Васюганья.

Пожарная опасность на территории Западной Сибири

Характеристика пожарной опасности рассчитывалась по методике, описанной в работе [1]. Наиболее часто пожары возникают при пожарной опасности выше II класса. В связи с этим учитывались дни с пожарной опасностью только III—V классов. Среднее месячное число таких дней за пожароопасный период изменяется на рассматриваемой территории от 4 до 19 дней, увеличиваясь с севера на юг. На Западно-Сибирской низменности условия для возникновения пожаров могут наблюдаться до 10 дней в месяц. На севере Ишимской, Барабинской степей число дней с высокой пожарной опасностью достигает 12—14. Наиболее часто высокая пожароопасность может возникать в Кулундинской степи (до 19 дней). В отрогах и горных районах Алтая и Западного Саяна

число дней с горимостью выше III класса не превышает 15 дней. Для 80 % станций месяцем с наибольшей пожарной опасностью является июль. Исключение составляют северные и центральные районы Ишимской степи, отроги Салаирского кряжа, где максимальная горимость приходится на сентябрь, в отрогах Алтая и Западного Саяна — на июнь.

Характеристика перспективности районов Западной Сибири для работ по тушению лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками

Наличие двух характеристик — числа дней с кучево-дождевыми облаками и с пожарной опасностью III—V классов — позволило

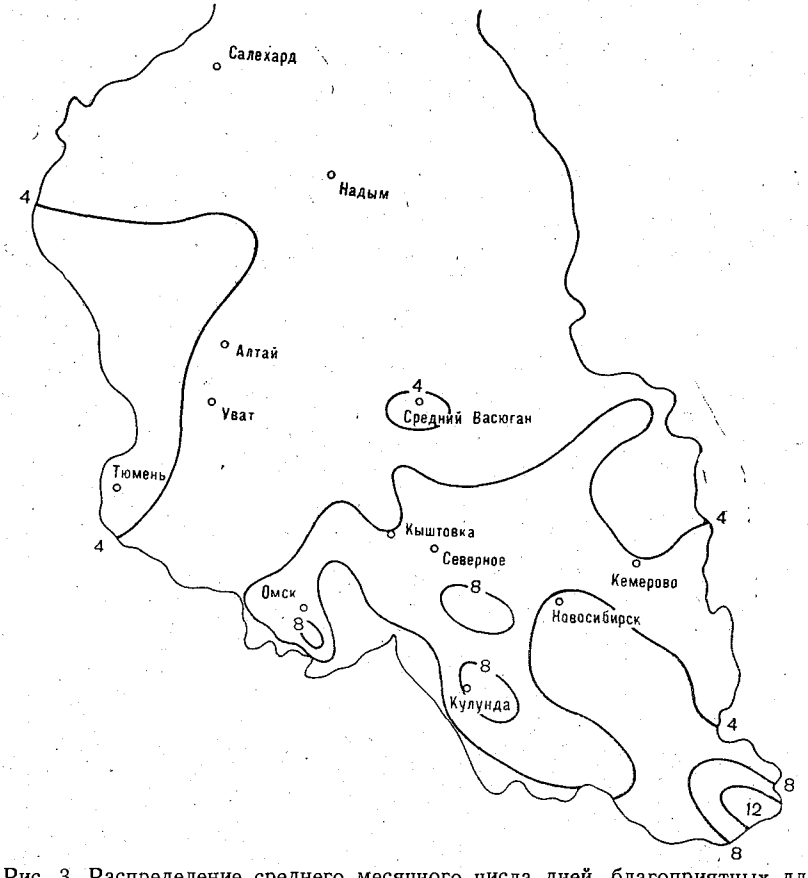


Рис. 3. Распределение среднего месячного числа дней, благоприятных для воздействий на конвективные облака с целью тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками, по территории Западной Сибири.

вычислить число дней, благоприятное для проведения работ по тушению пожаров искусственно вызываемыми осадками. Как из-

вестно, вероятность одновременного появления двух независимых событий равна произведению вероятностей этих событий. На основании этого нами было подсчитано число дней, благоприятное для вызывания осадков в рассматриваемом районе. На рис. 3 представлено распределение числа таких дней. Как и следовало ожидать, наименее перспективным районом для тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками является Западно-Сибирская низменность, особенно ее северные районы (в среднем до 4 дней в месяц). Южнее, в Ишимской, Барабинской, Кулундинской степях число дней, благоприятных для воздействий, увеличивается до 5—6, а в отдельных районах до 8 и даже до 10 (станции Барабинск, Кулунда). В предгорьях Алтая и Западного Саяна число таких дней не превышает 7, а для большинства станций — 4. Исключение составляет высокогорная станция Кош-Агач (15 дней).

Выводы

Выполненные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Наибольшее число дней с кучево-дождевой облачностью (до 20 в месяц) наблюдается в районе Васюганья, а также в горных районах Алтая и в отрогах Западного Саяна (до 23), наименьшее (5—12) — в северных районах Западно-Сибирской низменности, в долинах рек Оби, Иртыша и на берегах озер.

2. Для 80 % станций среднее квадратическое отклонение за 10 лет не превышает 3 дней. Исключение составляют район Сибирских Увалов, отроги Кузнецкого Алатау, Алтая, южная часть Барабинской степи, где оно достигает 4,9 дня.

3. Среднее месячное число дней с пожарной опасностью III—V классов изменяется по территории от 4 до 19, увеличиваясь с севера на юг. Наиболее высокая пожарная опасность наблюдается в Кулундинской степи (19 дней).

4. Перспективными областями для тушения пожаров искусственно вызываемыми осадками можно считать отдельные степные районы Барабинской, Кулундинской степей (до 8 дней в месяц), предгорья Алтая и Западного Саяна (до 7 дней), на остальной территории число таких дней не превышает 4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Оренбургская Е. В., Сумин Ю. П. Исследование условий, благоприятных для воздействий в пожароопасных районах Забайкалья. Труды ГГО, 1975, вып. 356, с. 74—80.

В. В. Клинго, В. В. Сергеев, В. В. Шлыков

О ВЛИЯНИИ ПОСТОЯННОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТЕМПЕРАТУРЫ ЗАМЕРЗАНИЯ ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫХ КАПЕЛЬ ВОДЫ

Введение

Вопрос о роли постоянного электрического поля как фактора, стимулирующего кристаллизацию переохлажденных капель в условиях кучево-дождевых облаков и тем самым влияющего на развитие термогидродинамических и электрических облачных процессов, нельзя считать в достаточной степени изученным.

В лабораторных исследованиях, проведенных многими авторами (некоторые из них упомянуты в работе [3]), отмечается влияние поля на замерзание капель, но это утверждение носит характер простой констатации самого факта действия поля без какого-либо анализа механизмов этого действия на процесс зародышеобразования.

Целью данной статьи является установление количественной связи между статистическими характеристиками температуры замерзания капель (средняя температура $\overline{T}$ и ее дисперсия S^2) и параметрами, описывающими взаимодействие поля с жидкой и твердой фазами воды, рассматриваемыми как диэлектрики. Как и в работах [3, 4], анализ проведен в рамках термодинамических представлений о механизме гомогенной нуклеации.

Общий характер зависимости $\overline{T}$ и S^2 от электрического поля

Прежде чем перейти к количественному расчету связи между вероятностью образования зародыша и значениями $\overline{T}$ и S^2 при действии электрического поля, найдем общий вид этой связи.

Если капли находятся в среде, охлаждающейся с постоянной скоростью, функция распределения температуры замерзания капель, начиная с температуры $T=273$ К имеет следующий вид [5]:

$$P(T)=1-\exp\left\{-\frac{vC}{\gamma}\int_{T}^{T_0} W(T,\xi)\,dT\right\}, \qquad (1)$$

где v — объем капли, γ — постоянная скорость охлаждения, $W(T, \xi)$ — вероятность образования зародыша как функция температуры и разности энергий взаимодействия электрического поля с твердой и жидкой фазами воды ξ, C — коэффициент пропорциональности между скоростью нуклеации $I(T, \xi)$ и $W(T, \xi)$, который считаем не зависящим от температуры и поля.

Запишем выражение для средней температуры замерзания капель:

$$\overline{T}(\xi)=\int_0^{T_0} T\,\frac{dP}{dT}\,dT=T_0-\int_0^{T_0}\exp\left\{-\frac{vC}{\gamma}\int_{T}^{T_0} W(T',\xi)\,dT'\right\}dT. \qquad (2)$$

Из формулы (2) следует, что $\frac{d\overline{T}}{d\xi}>0$, если $\frac{\partial W(T,\xi)}{\partial\xi}>0$, т. е. $\overline{T}$ возрастает с ростом ξ.

Значительно сложнее показать уменьшение дисперсии температур замерзания капель при условии $\frac{\partial W(T,\xi)}{\partial\xi}>0$.

В экспериментах, описанных в работе [8] наблюдалось увеличение $\overline{T}$ и уменьшение S с ростом напряженности электрического поля.

Количественная оценка членов, описывающих влияние электрического поля на скорость нуклеации, по данным экспериментов

Оценим действие постоянного электрического поля на скорость нуклеации I по экспериментальным данным о температуре замерзания капель дистиллированной и специально очищенной воды [8, 9]. Поскольку через скорость нуклеации ($I=CW$) выражаются все статистические характеристики температур замерзания капель, то тем самым будет найдено и влияние электрического поля на $\overline{T}$ и S^2.

Для обеспечения большей точности расчет I выполнялся следующим образом. С помощью найденной из опытов дифференциальной функции распределения температур замерзания капель $D(T)$ вычислялись значения $\overline{T}$ и S^2. Затем экспериментально полученная функция $D(T)$ сглаживалась по нормальному закону распределения. На основе сглаженной функции $D(T)$ и известного выражения для скорости нуклеации [1] для каждой температуры рассчитывались значения $I(T, \xi)$ и $I(T)$.

Таблица 1

Зависимость скорости нуклеации льда в переохлажденных каплях воды I ($с^{-1} \cdot см^{-3}$) от температуры без электрического поля и в поле по данным экспериментов [8, 9]

Номер серии	$10^{-5}E$ В/м	T К											
		259,5	258,5	257,5	256,5	255,5	254,5	253,5	252,5	251,5	250,5	249,5	248,5
1	0		0,30	0,90	2,17	4,31	7,34	11,11	15,44	20,19			
	5		0,88	3,88	8,61	16,52	26,44	40,40					
2	0	1,46	3,55	7,49	13,96	23,32	35,60	60,53	67,67	86,60	107,0	128,5	151,6
	6			8,56	29,36	68,68	127,9	198,4	276,4	357,4			
3	0			0,44	0,93	1,81	4,07	7,04	13,07	32,00			
	8	0,20	0,20	0,20	1,64	3,26	7,60	14,94					

Результаты расчета представлены в табл. 1. Они относятся к трем сериям опытов без электрического поля и с полем ($5 \cdot 10^5$, $6 \cdot 10^5$, $8 \cdot 10^5$ В/м. В первой серии (66 пар опытов) исследовалось замерзание капель дистиллированной воды диаметром 1,20—1,90 мм при скорости охлаждения $3{,}33 \cdot 10^{-2}$ К/с. Во второй серии из 66 пар опытов при той же скорости охлаждения капли дистиллированной воды имели диаметр 0,60—1,19 мм. В третьей серии (116 пар опытов) капли особо чистой воды диаметром 1,72—1,77 мм охлаждались со скоростью $3{,}08 \cdot 10^{-2}$ К/с при отсутствии электрического поля и со скоростью $2{,}73 \cdot 10^{-2}$ К/с в поле.

Используя приведенные в табл. 1 значения $I(T)$ и $I(T, \xi)$, на основании теоретически полученных выражений для вероятности образования зародыша [3] рассчитываем величину ξ (ξ_v для сферического зародыша в объеме капли, ξ_S для полусферического зародыша на поверхности капли).

Результаты расчетов ξ_v и ξ_S даны в табл. 2. Заметим, что значения коэффициентов поверхностного натяжения $\sigma_{2,3}$ были взяты

Таблица 2

Значения $10^{-6}\,\xi_v$ (Дж/м³) и $10^3\,\xi_S$ (Н/м) для различных экспериментальных случаев

Номер серии	Вычисляемая величина	T К							
		258,5	257,5	256,5	255,5	254,5	253,5	252,5	251,5
1	ξ_v^*	0,84	0,97	1,30	1,51	1,74	1,92		
	ξ_v^{**}	0,045	0,051	0,063	0,074	0,084	0,090		
	ξ_S^*	0,79	0,85	1,01	1,14.	1,23	1,28		
	ξ_S^{**}	0,08	0,08	0,10	0,11	0,12	0,12		
2	ξ_v^*		0,09	0,67	1,23	1,78	2,32	2,84	3,37
	ξ_v^{**}		0,0053	0,036	0,062	0,085	0,106	0,125	0,143
	ξ_S^*		0,09	0,56	0,95	1,26	1,52	1,75	1,96
	ξ_S^{**}		0,010	0,06	0,09	0,12	0,14	0,16	0,17
3	ξ_v^*			0,51	0,63	0,70	1,18		
	ξ_v^{**}			0,027	0,033	0,036	0,058		
	ξ_S^*			0,43	0,51	0,51	0,81		
	ξ_S^{**}			0,04	0,05	0,05	0,08		

* Значения поверхностного натяжения σ взяты из работы [2].
** Значения поверхностного натяжения σ взяты из работы [11].

в двух вариантах: $\sigma_{2,3} \approx 8 \cdot 10^{-3}$ Н/м [2], $\sigma_{2,3} \approx 22 \cdot 10^{-3}$ Н/м [11] — с учетом их температурной зависимости. Этим значениям ξ_v и ξ_S в эксперименте с дистиллированной водой соответствовали значения $\overline{T} = 252 \ldots 257$ К, $S^2 \approx 4 \ldots 6$ К без поля и $S^2 \approx 2 \ldots 4$ К при наличии поля. Значения ξ определялись для отношений $I(T, \xi)/I(T)$, что позволило не вводить в расчеты значения C и u при предположении об их независимости от электрического поля.

Сопоставим теперь значения ξ, приведенные в табл. 2, со значениями, найденными из теоретических выражений [3]:

$$\xi_v = \frac{N}{m} \rho_3 \frac{3\varepsilon_1}{2\varepsilon_1 + \varepsilon_2} E_1 (p_3 \overline{\cos\theta_3} - p_2 \overline{\cos\theta_2}); \quad (3)$$

$$\xi_S = \frac{N}{m} \rho_3 h_0 E_{\text{пов}} (p_3 \overline{\cos\theta_3} - p_2 \overline{\cos\theta_2}), \quad (4)$$

где $E_{\text{пов}}$ — максимальное значение поля у поверхности капли, N — число Авогадро, m — молекулярный вес воды, p_i — дипольный момент молекул H_2O, $\overline{\cos\theta_i}$ — средний косинус углов между направлениями поля и p_i фазы i, h_0 — толщина поверхностного слоя диэлектрика, в котором напряженность электрического поля можно считать равной ее значению в воздухе.

Подставляя в формулу (3) значения $\varepsilon_2 = 94$, $\varepsilon_3 = 104$, $p_2 = 0{,}61 \times \times 10^{-29}$ Кл·м, $p_3 = 0{,}87 \cdot 10^{-29}$ Кл·м, взятые из работы [10], получаем при $E = 8 \cdot 10^5$ В/м для особо очищенной воды:

$$\xi_v = 0{,}80 \cdot 10^4 (0{,}87 \overline{\cos\theta_3} - 0{,}61 \overline{\cos\theta_2}) \text{ Дж/м}^3. \quad (5)$$

Полученное значение ξ_u заведомо меньше значения, приведенного в табл. 2.

Проверим, соответствует ли ξ_S данным экспериментов.

Подставляя соответствующие значения в формулу (4), получаем:

$$\xi_S = 50{,}34 \cdot 10^4 h_0 (0{,}87 \overline{\cos\theta_3} - 0{,}61 \overline{\cos\theta_2}). \quad (6)$$

Таким образом, при образовании зародыша на поверхности поле $E = 8 \cdot 10^5$ В/м уже может оказать заметное влияние на увеличение вероятности его образования.

Оценка влияния электрического поля на среднюю температуру замерзания и ее дисперсию на основе теоретических выражений для скорости нуклеации

Исходя из теоретических представлений о гомогенном механизме нуклеации были проведены расчеты средней температуры замерзания капель и дисперсии температур замерзания.

В дифференциальной функции распределения температур замерзания капель

$$D(T, \xi) = \frac{\bar{v}}{\bar{\gamma}} I(T, \xi) \exp\left\{-\frac{\bar{v}}{\bar{\gamma}} \int_{T}^{273} I(T', \xi)\, dT'\right\} \qquad (7)$$

использовалось теоретическое выражение для скорости нуклеации

$$I(T, \xi) = C(T) \exp\left\{-\frac{(R+u)}{kT}\right\}, \qquad (8)$$

где k — коэффициент Больцмана; $C(T)$ — коэффициент, слабо зависящий от температуры (считался постоянным); R — работа образования зародыша, включающая действие электрического поля [3, 4].

В табл. 3 представлены результаты расчета влияния электрического поля на среднюю температуру замерзания $\overline{T}$ и ее дисперс-

Таблица 3

Результаты теоретического расчета влияния электрического поля на среднюю температуру замерзания капель $\overline{T}$ и ее дисперсию S^2

1. Случай нуклеации на поверхности капли под действием постоянного однородного электрического поля

$10^3\xi_S$ Дж	Вариант задания параметров					
	1		2		3	
	$\overline{T}$ К	S^2 К^2	$\overline{T}$ К	S^2 К^2	$\overline{T}$ К	S^2 К^2
0	243,33	0,0889	262,98	0,1252	220,05	4,237
0,05	243,36	0,0887	263,02	0,1244	220,14	4,210
0,10	243,40	0,0885	263,06	0,1235	220,22	4,184
0,50	243,67	0,0869	263,84	0,1168	220,86	3,979

2. Случай нуклеации на поверхности капли под действием поля иона

$10^{20}\xi_S$ Дж	Вариант задания параметров			
	2		3	
	$\overline{T}$ К	S^2 К^2	$\overline{T}$ К	S^2 К^2
0,1	263,05	0,1202	220,50	3,9288
0,6	263,42	0,0971	222,97	2,7150
2,0	264,26	0,0579	228,00	1,2686

3. Случай нуклеации в объеме капли под действием поля иона

$10^{20}\xi_v$, Дж	Вариант задания параметров			
	2		3	
	$\overline{T}$ К	S^2 К^2	$\overline{T}$ К	S^2 К^2
0,1	262,80	0,126	235,04	1,298
0,3	262,96	0,115	235,60	1,726
0,6	263,18	0,102	236,40	1,0151
2,0	263,95	0,073	248,26	0,8579

сию S^2, проведенных с использованием теоретического выражения (8) для $I(T, \xi)$ при различных значениях входящих в него параметров C, u, σ. Во всех случаях предполагалось, что радиус капель (0,74 мм) и скорость охлаждения (0,0333 К/с) были постоянными. Параметры C, u и σ задавались исходя из соответствующих литературных источников в трех вариантах комбинаций: 1) $\sigma_{2,3} \approx 22 \cdot 10^{-3}$ Н/м [11], $u = 1{,}8 \cdot 10^{-20}$ Дж [11], $\ln C = 71{,}38$ [12]; 2) $\sigma_{2,3} \approx 8 \cdot 10^{-3}$ Н/м [2], $u = 1{,}8 \cdot 10^{-20}$ Дж [11], $\ln C = 25$ [1]; 3) $\sigma_{2,3} \approx 22 \cdot 10^{-3}$ Н/м [11], $u = 15 \cdot 10^{-20}$ Дж [6], $\ln C = 71{,}38$ [12].

Из табл. 3 видно, что изменения $\overline{T}$ и S^2 под действием поля качественно подчиняются общей закономерности, доказанной выше. Количественно увеличение $\overline{T}$ даже при предельно возможной степени влияния однородного электрического поля на замерзание переохлажденных капель едва достигает 1 К, а уменьшение дисперсии — всего нескольких процентов. При $u = 15 \cdot 10^{-20}$ Дж получаются сильно заниженные значения средней температуры замерзания $\overline{T}$ и большие сдвиги ее под действием поля, что, по-видимому, говорит о завышении значения энергии активации, указанного в работе [6].

Расчеты, относящиеся к ионам, справедливы в предположении, что в любой области, предрасположенной к образованию зародыша, имеется ион. На самом деле облачные капли несут значительно меньшие заряды, поэтому найденные изменения $\overline{T}$ и S^2 под действием поля иона нужно рассматривать как предельно возможные и сильно завышенные. Расчеты влияния однородного электрического поля при образовании зародыша в объеме капли (их результаты не приведены в табл. 3) также показывают небольшое повышение средней температуры замерзания и уменьшение ее дисперсии при значениях $\xi_v \geqslant 10^6$ Дж/м.

Выводы

Изложенные выше результаты исследований позволяют сделать следующие выводы о влиянии постоянного электрического поля на статистические характеристики кристаллизации переохлажденных капель воды.

1. Теоретические соображения показывают, что если электрическое поле увеличивает вероятность образования зародыша, то это приводит к повышению средней температуры замерзания и уменьшению ее дисперсии. Эти закономерности наблюдаются в экспериментах с каплями дистиллированной воды [8].

2. Результаты теоретических оценок влияния электрического поля на замерзание переохлажденных капель воды в рамках обычных термодинамических представлений, дополненных учетом взаимодействия электрического поля с жидкой и кристаллической фазами воды как с диэлектриками [3, 4], показали: а) для объемной нуклеации теория дает значительно меньшие значения скорости нуклеации, чем эксперимент; б) в случае образования зародыша на поверхности капли только при достаточно сильной ориентации молекул H_2O в поверхностном слое теоретическая оценка скорости нуклеации I близка к ее экспериментальному значению.

3. Электрическое поле иона может заметно действовать на замерзание переохлажденных капель только в условиях сильной ионизации воздуха, обеспечивающей значительное заряжение капли.

4. Расчет показывает возрастание $\overline{T}$ при предельно возможных полях примерно на 1 К. Эксперименты с особо чистой водой при $E=8\cdot10^5$ В/м дают такие же результаты. Это увеличение $\overline{T}$ соответствует увеличению скорости нуклеации приблизительно в два раза.

5. Основная трудность количественного учета влияния электрического поля на кристаллизацию воды связана с отсутствием надежных сведений о физических параметрах процесса: C, u и в особенности, $\sigma_{2,3}$, от которого очень сильно зависит вероятность образования зародыша.

Зависимость коэффициента поверхностного натяжения от электрического поля также может повлиять на скорость нуклеации льда в переохлажденной воде. Возможность существования зависимости $\sigma(E)$ рассматривается в работе [7].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Качурин Л. Г. О вероятности образования ледяных зародышей в переохлажденной воде.— Метеорология и гидрология, 1976, № 8, с. 48—54.

2. Качурин Л. Г., Морачевский В. Г. Кинетика фазовых переходов воды в атмосфере.— Л., Изд. ЛГУ, 1965. 144 с.

3. Клинго В. В., Шлыков В. В. Теоретический расчет гомогенной кристаллизации переохлажденных водяных капель, находящихся в постоянном однородном электрическом поле.— Труды ГГО, 1979, вып. 420, с. 15—25.

4. Клинго В. В., Шлыков В. В. К влиянию электрического поля точечного заряда на гомогенную кристаллизацию переохлажденной водяной капли.— Труды ГГО, 1979, вып. 420, с. 26—32.

5. Косяков В. И., Шестаков В. А. Расчет функций распределения для гомогенной нуклеации льда в переохлажденной воде.— Изв. СОАН СССР. Серия химических наук, 1976, вып. 5, с. 8—14.

6. Мелешко Л. О. Определение температурной зависимости энергии активации воды.— В кн.: Кристаллизация жидкости.— Минск, 1965, вып. 2, с. 48—52.

7. Русанов А. И., Кузьмин В. Л. О влиянии электрического поля на поверхностное натяжение полярной жидкости.— Коллоидный журнал, 1977, т. 34, вып. 2, с. 388—391.

8. Шлыков В. В. Экспериментальное исследование влияния постоянного электрического поля на замерзание капель воды.— Труды ГГО, 1979, вып. 420, с. 68—75.

9. Шлыков В. В. О влиянии электрического поля на замерзание капель водных растворов некоторых веществ.— См. настоящий сборник.

10. Эйзенберг Д., Кауцман В. Структура и свойства воды.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 280 с.

11. Dufour L., Defay R. Thermodynamics of clouds.— Academic Press, New York and London, 1963, 255 p.

12. Syono S., Kimura R. Scatter of freezing points expected from the homogeneous nucleation.— J. Meteorological Soc. of Japan, 1967, s. 11, v. 45, No 2, p. 185—190.

В. В. Шлыков

О ВЛИЯНИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА ЗАМЕРЗАНИЕ КАПЕЛЬ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ НЕКОТОРЫХ ВЕЩЕСТВ

Введение

Исследование влияния электрических полей на кристаллизацию переохлажденных капель имеет важное значение для изучения фазовых переходов в грозовых облаках. Однако полученные к настоящему времени данные недостаточно полны и противоречивы. В частности, если факт влияния постоянного электрического поля на замерзание капель дистиллированной воды можно считать установленным [4], то влияние поля на замерзание воды, загрязненной различными веществами, изучено недостаточно, да и набор веществ, с которыми проводились исследования, ограничен [1, 5, 6]. Изучение же процессов, сопровождающих естественный ход развития облака, а также связанных с попытками вмешаться в этот ход, требуют значительно более широкого исследования влияния поля на кристаллизацию чистой и загрязненной воды.

Представленная работа сделана с целью дополнить имеющийся экспериментальный материал новыми данными.

Методика проведения опытов

Эксперименты проводились на установке, описанной в работе [2], по дифференциальной методике, изложенной в работе [4]. Установка состояла из двух одинаковых небольших цилиндрических холодильных камер, изготовленных из диэлектрика. Камеры одновременно охлаждались, и в них с помощью термисторных термометров определялась температура воздуха в месте расположения капель. Капли подвешивались на тонких стеклянных нитях в центре камер. Причем, методика проведения опытов во всех сериях была одинаковой: одновременно исследовалась температура замерзания двух капель, одна из которых находилась в камере

с постоянным однородным электрическим полем в центре плоского конденсатора, образованного полированными круглыми латунными пластинами, а другая капля (при прочих равных условиях) в другой камере, электрическое поле в которой отсутствовало.

После проведения серии опытов с каплями, загрязненными каким-либо веществом, камеры тщательно промывались, высушивались и только после этого проводились опыты с каплями, загрязненными другими примесями. Опыты с особо чистой водой проводились в двух других камерах, в которых кроме этой воды не работали ни с какими другими веществами.

Всего по этой методике было проделано пять парных серий опытов для разных видов загрязнений, что дало пять пар гистограмм температуры замерзания капель. Гистограммы строились с шагом 1° и затем середины этих одноградусных интервалов отождествлялись с точками, принадлежащими дифференциальной функции распределения температур замерзания капель. После этого для каждой функции распределения определялась средняя температура и ее дисперсия, а также степень ее соответствия нормальному распределению.

Вопрос о влиянии электрического поля в каждом конкретном случае рассматривался с точки зрения изменения дифференциальной функции распределения температур замерзания капель под действием электрического поля по сравнению с дифференциальной функцией параллельных опытов без поля, которые являлись фоновыми опытами.

В табл. 1 приводятся основные условия проведения опытов. К ним относятся: вид загрязнения, начальный, т. е. без учета испарения, диаметр капель в той или иной серии, средняя скорость охлаждения капель, значение напряженности электрического поля и число опытов. Отметим, что во всех случаях число опытов в серии с полем равнялось числу опытов в фоновой серии, т. к. опыты делались парами.

Таблица 1

Условия проведения опытов

Вид загрязнения	Начальный диаметр капель, мм	Средняя скорость охлаждения, 10^2 К/с	Напряженность электрического поля, 10^{-5} В/м	Число опытов
0,01 %-ный коллоидный раствор	1,73—1,78	$4{,}04 \pm 0{,}90$	8	76
Дождевая вода	0,80—1,00	$3{,}33 \pm 0{,}33$	6	101
0,01 %-ный раствор ПАВ алкилмоносульфата	0,80—1,00	$3{,}33 \pm 0{,}33$	6	66
0,1 %-ный раствор ПАВ выравнивателя А	0,80—1,00	$3{,}33 \pm 0{,}33$	6	66
Особо чистая вода	1,73—1,78	$2{,}90 \pm 0{,}50$	8	116

К сведениям, приведенным в таблице, необходимо добавить следующее. Коллоидный раствор AgI был получен в результате химической реакции:

$$Ag_2SO_4 + 2KI + H_2O = 2AgI + K_2SO_4 + H_2O.$$

Дождевая вода имела следующие характеристики: ее общая минерализация составляла $3{,}52 \cdot 10^{-3}$ кг/м^3, pH=4,68, электропроводность $36{,}2 \cdot 10^{-4}$ См/м. Особо чистая вода после многократной дистилляции и очистки от органических примесей была пропущена через ионообменные колонки. Ее электропроводность составляла 10^{-4} См/м.

Обсуждение результатов

В табл. 2 приведены экспериментальные значения дифференциальных функций распределения температуры замерзания переохлажденных капель $D(T_i)$ для серий опытов при наличии электрического поля и параллельных серий фоновых опытов при отсутствии поля. Все дифференциальные функции нормированы.

Для всех полученных дифференциальных функций распределения были рассчитаны средние температуры замерзания $\overline{T}$ и их дисперсии S^2, которые приведены в табл. 3. После этого для каждой пары серий опытов с полем и без поля была проведена оценка статистической значимости расхождения их средних температур и дисперсий по критериям Стьюдента и Романовского с надежностью 0,05 [3]. Вопрос о влиянии электрического поля на кристаллизацию капель воды, загрязненных теми или иными примесями, решался на основе наличия статистически значимого различия между $\overline{T}_E$ и $\overline{T}$, а также S_E^2 и S^2. Кроме того, каждая кривая сопоставлялась с теоретической кривой нормального распределения. В табл. 3 приведены значения критерия Пирсона для всех дифференциальных функций, а также разности средних температур $\Delta\overline{T} = \overline{T}_E - \overline{T}$ и отношения дисперсий S^2/S_E^2 для каждой пары серий опытов (в поле и фоновой). Случаи статистически значимого различия отмечены значком *.

Как видно из табл. 3, статистически значимое влияние поля наблюдается в трех случаях из пяти. Поле, во-первых, уменьшает значения $\overline{T}$ и S^2 для капель воды осадков, во-вторых, уменьшает значения $\overline{T}$ для 0,1 %-ного раствора поверхностно-активного вещества выравнивателя А и, в-третьих, повышает значение $\overline{T}$ для особо чистой воды. Как видно из этой же таблицы, функция распределения температуры замерзания капель весьма близка к функции нормального распределения ($P_{\chi^2} > 0{,}01$) для коллоидного раствора AgI, раствора выравнивателя А и особо чистой воды.

Особенный интерес в данных опытах, на наш взгляд, представляют результаты, полученные с каплями воды осадков, так как в них влияние электрического поля проявляется наиболее сильно. Для этих опытов дополнительно была построена гистограмма

Таблица 2

Зианения дифференциальных фуикций распределения температуры замерзания капель $D(T)$, полученные экспериментально

T К	Коллоидный раствор AgI		Дождевая вода		ПАВ алкилмоносульфат		ПАВ вмравниватель А		Особо чистая вода	
	$10^{-5}E$ В/м									
	0	8	0	6	0	6	0	6	0	8
271,5	0,013	0,026								
270,5	0,039	0,026								
269,5	0,039	0,132	0,010							
268,5	0,118	0,079	0,010							
267,5	0,250	0,197	0,030							
266,5	0,197	0,210	0							
265,5	0,224	0,118	0,069							
264,5	0,066	0,158	0,079							
263,5	0,026	0,053	0,089							
262,5	0,013		0,030		0,015	0,015				
261,5	0		0,030	0,010	0					
260,5	0,013		0,010	0,010	0,242	0,091	0,015			
259,5			0,010	0,030	0,182	0,258	0,030			0,017
258,5			0,069	0,049	0,212	0,409	0,197	0,030		0,017
257,5			0,069	0,148	0,197	0,091	0,212	0,167	0,034	0,017
256,5			0,248	0,455	0,061	0	0,364	0,303	0,069	0,129
255,5			0,178	0,218	0,015	0,121	0,106	0,167	0,121	0,207
254,5			0,069	0,069	0,046	0	0,015	0,197	0,216	0,284
253,5			0,010	0,010		0,015	0,030	0,136	0,241	0,241
252,5							0,030		0,207	0,086
251,5									0,103	
									0,009	

Таблица 3

Полученные экспериментально значения $\overline{T}$, S^2 и P_{χ^2} для серий опытов в электрическом поле и соответствующие им фоновые значения

Вид загрязнения	$\overline{T}$ К	$\overline{T}_E$ К	S^2	S_E^2	$\Delta\overline{T}=\overline{T}_E-\overline{T}$	S^2/S_E^2	P_{χ^2}	$P_{\chi_E^2}$
Коллоидный раствор AgI	266,8	266,9	3,37	3,84	+0,1	0,88	0,30	0,045
Дождевая вода	259,2	256,5	16,99	1,60	−2,7*	10,59*	<0,0001	0,002
Раствор алкилмоносульфата	258,8	258,5	2,89	2,42	−0,3	1,19	0,40	<0,0001
Раствор выравнивателя А	256,9	255,8	2,27	1,92	−1,1*	1,18	0,06	0,015
Особо чистая вода	253,8	254,8	2,39	2,11	+0,9*	1,14	0,30	0,40

распределения разности температур замерзания для каждой пары одновременных опытов с каплями, одна из которых замерзала в электрическом поле, а другая (при прочих равных условиях) вне поля, т. е. $\Delta T=T_E-T$.

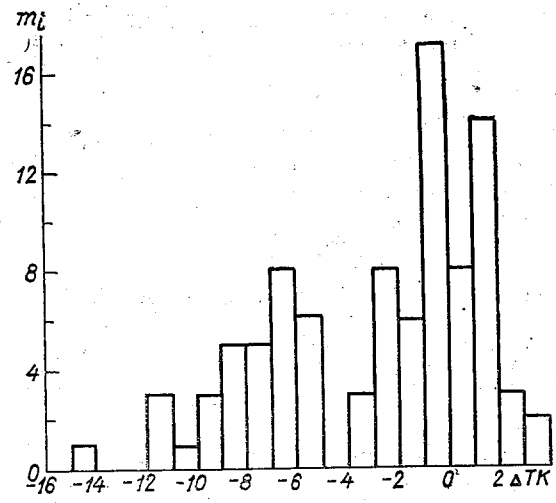


Рис. 1. Гистограмма разности температур замерзания пар капель воды осадков $\Delta T=T_E-T$.

При $\Delta T=0$ $m_i=4$.

С этой целью весь интервал разностей температур замерзания разбивался на одноградусные подынтервалы и затем определялось случаев m_i, соответствующих данному подынтервалу, наблюдавшееся в опытах. На рис. 1 приводится такая гистограмма для воды осадков.

Как видно из этого рисунка, в пределах $\Delta T = \pm 4$ К функция распределения разности температур замерзания пар капель дождевой воды имеет вид, близкий к симметричному. При $\Delta T < -4$ К наблюдается довольно много случаев отрицательных значений разности температур замерзания $\Delta T = -5 \ldots -12$ К. Эти ΔT и вносят основной вклад в понижение средней температуры замерзания серии капель и в уменьшение ее дисперсии при наличии электрического поля по сравнению с соответствующими значениями при отсутствии поля (см. табл. 3).

Выводы

1. Эксперименты показывают, что влияние электрического поля на такие статистические характеристики процесса замерзания переохлажденных капель, как средняя температура замерзания $\overline{T}$ и ее дисперсия S^2, существенно зависит от того, какие вещества растворены в воде.

2. Повышение средней температуры замерзания под действием поля в наших экспериментах наблюдается лишь в случае чистой воды и составляет примерно 1 К при $E = 8 \cdot 10^5$ В/м, что не противоречит полученным прежде результатам [4].

3. В случае дождевой воды и 0,1 %-ного раствора ПАВ выравнивателя А наблюдается понижение средней температуры замерзания капель. В остальных случаях (0,01 %-ный раствор ПАВ алкилмоносульфата и 0,01 %-ный коллоидный раствор AgI) влияния поля не наблюдается.

4. Дисперсия средней температуры замерзания капель уменьшается в случае дождевой воды. Уменьшение дисперсии происходит в 10 раз при напряженности электрического поля $6 \cdot 10^5$ В/м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Габарашвили Т. Г., Карцивадзе А. И. О замерзании водных растворов солей в электрическом поле.— Труды Института геофизики АН ГрузССР, 1967, т. 25, № 1, с. 109—111.

2. Грачев В. А., Шлыков В. В. Установка для исследования влияния сверхнизкочастотного электромагнитного поля на кристаллизацию переохлажденных капель воды и водных растворов.— Труды ГГО, 1977, вып. 389, с. 68—73.

3. РТМ 44—62. Методика статистической обработки эмпирических данных.— М.: Изд-во стандартов, 1966. 100 с.

4. Шлыков В. В. Экспериментальное исследование влияния постоянного электрического поля на замерзание капель воды.— Труды ГГО, 1979, вып. 420, с. 68—75.

5. Doolitle J. B., Vali G. Heterogeneous freezing nucleation in electric field.— J. Atm. Sci. 1975, vol. 32, No 2, p. 375—379.

6. Salt R. W. Effect of electrostatic field on freezing of supercooled water and insect.— Sci., 1961, 133, p. 458—459.

В. К. Толкачев

САМОЛЕТНЫЙ ИЗМЕРИТЕЛЬ ВОДНОСТИ ДОЖДЯ

Введение

Водность дождя, т. е. количество дождевой воды в единице объема облака или количество выпадающего из облака дождя, при решении некоторых задач геофизики является важной характеристикой, требующей самостоятельного изучения и точного измерения в пространстве и во времени. Так, например, оценка экономической эффективности искусственно вызываемых дождей сводится прежде всего к определению общего количества дополнительной влаги, выпавшей на поверхность земли в заданном районе.

Не исключается возможность сопоставления измеренной на самолете водности дождя с его радиолокационной отражаемостью и собственным радиотепловым излучением. Корреляционные связи здесь могут иметь место, поскольку с учетом средней скорости падения капель можно оценить интенсивность дождя по полуэмпирической формуле:

$$I = 3{,}6 W V_d, \qquad (1)$$

где I — интенсивность дождя, W — водность дождя, V_d — скорость падения капель на уровне измерений.

Если же в процессе измерения водности дождя на борту самолета оказывается возможным сохранить забранную пробу воды, то может проводиться последующий ее химический анализ, который в некоторых случаях позволяет, например, отличить искусственно вызванный дождь от естественных дождей.

Методы измерения водности дождя на самолете

В настоящее время известны отечественные и зарубежные разработки, нацеленные на непосредственное измерение водности дождя на борту самолета-лаборатории. В работе [3] описано устройство, в основу которого положен весовой метод измерения водности дождя. Прибор представляет из себя цилиндрический

корпус с окном площадью 55 см^2, через которое капли дождя в полете попадают в кассету со стекловатой или бумажным каплеуловителем. По объему воздуха, из которого забрана проба, и количеству воды в пробе, определяемому как разность масс кассеты до и после экспозиции, рассчитывается водность дождя.

Прибор имеет нижний предел измерения водности дождя, равный $0{,}02 \cdot 10^{-3}$ кг/м^3, что соответствует забору воды 0,2 г/мин. Такой предел измерений авторы считают удовлетворительным только для исследования ливневых дождей. По оценкам этих же авторов водность моросящих дождей не превышает $0{,}005 \cdot 10^{-3}$ кг/м^3 и, следовательно, не может быть измерена с достаточной точностью.

К приборам непосредственного измерения водности дождя относится разработанный Е. Брауном оптический измеритель [7]. В качестве каплеуловителя здесь используется вращающийся со скоростью 3600 об/мин конус с диаметром основания 5,08 см. Капли дождя оседают и по внешней поверхности скатываются к основанию вращающегося конуса. Вода стекает через боковое отверстие по тонкой (0,2 мм в диаметре) серебрянной проволоке, увеличивая ее оптический диаметр в зависимости от измеряемой водности вплоть до значения 1,2 мм. Это увеличение фиксируется с помощью оптической системы осветитель — фотодиод, установленной непосредственно у проволоки и отмечающей длительность фотоимпульсов рассеянного света. Указывается, что верхний предел измерений водности составляет $4{,}5 \cdot 10^{-3}$ кг/м^3; коэффициент захвата конуса для капель диаметром более 50 мкм асимптотически приближается к единице при скорости полета до 280 км/ч.

Естественно, что пригодными для измерения водности дождя являются также приборы, измеряющие тем или иным способом спектр размеров дождевых капель. Знание спектра размеров капель дождя позволяет рассчитать его водность как пространственно-временну́ю среднюю интегральную характеристику.

Наибольшее распространение в СССР получил самолетный измеритель размеров частиц (ИРЧ) конструкции А. Н. Невзорова [1]. Прибор основан на фотоэлектрическом ослаблении индивидуальными частицами светового потока, падающего на фотоэлектрический умножитель. Приемная площадь прибора составляет 6,7 см^2. Счет частиц ведется в диапазоне радиусов от 75 до 3000 мкм. Точность измерения концентрации частиц зависит от многих факторов и для сферических частиц не хуже 50 % при времени осреднения 1,5 с.

В последние годы в США Нолленбергом [8] разработан оптический измеритель концентрации и спектра размеров частиц облаков и осадков. В основу прибора положен фотоэлектрический дискретно-цифровой метод. Источником света служит гелий-неоновый лазер, который через оптическую систему освещает линейку из ста фотодиодов. На эту линейку фокусируется изображение (тень) частицы, размер которой определяется по числу затененных фотодиодов. Электронно-счетная система преобразует сигнал в двоичный код и отделяет неверно измеренные частицы,

т. е. несфокусированные или находящиеся на краю фотодиодной линейки. Приемная площадь позволяет исследовать объем воздуха около 1 л/с. Счет частиц ведется в диапазонах радиусов от 20 до 280 мкм и от 300 до 4500 мкм.

Самолетный измеритель водности дождя ГГО (СД-ГГО)

В ГГО им. А. И. Воейкова в семидесятые годы разрабатывался метод измерения водности дождя с борта самолета-лаборатории, основанный на сборе водяной пленки, образующейся на удобообтекаемой поверхности при пролете самолета через зону дождя [2]. Поскольку основная трудность измерения водности дождя связана с малым количеством воды, забираемым каплеприемниками, то при разработке прибора наибольшее внимание было обращено на отыскание формы коллектора с достаточно большой приемной поверхностью и с удовлетворительными характеристиками аэродинамического обтекания и захвата дождевых капель с целью забора проб, репрезентативных в пространстве и во времени. Этим требованиям в какой-то степени отвечает плоская, наклоненная под некоторым углом приемная поверхность с водосборными бортиками, сходящимися под углом у вершины, и с водосборным отверстием.

Угол наклона α плоского коллектора выбирается из следующих соображений. Понятно, что при $\alpha=0$, когда плоскость коллектора параллельна потоку дождевого аэрозоля, ее собирательная способность равна нулю. При постепенном увеличении угла наклона возрастают нормальная к потоку площадь коллектора и собираемое количество воды. Однако при дальнейшем увеличении угла наклона ($\alpha>30°$) воздушная подушка, образующаяся на поверхности коллектора, и упругие силы соударения капли препятствуют сепарации массы воды из потока. Остается допустить, что существует угол наклона плоской поверхности, при котором ее свойство сепарировать дождевые капли из потока оптимальны. Экспериментальные исследования сепарационных свойств плоскости в зависимости от угла ее наклона к потоку показали, что этот угол зависит от скорости потока и для реальных скоростей полета самолетов типа Ил-14, лежит в пределах 22—28°.

На рис. 1 приведена схема устройства для измерения водности дождя с самолета, иллюстрирующая принципы его работы. Поток дождевого аэрозоля со скоростью V (воздушная скорость полета) попадает на коллектор, выполненный из несмачиваемого материала. При этом капли, ударяясь, растекаются, образуя водяную пленку, которая под действием воздушного потока стекает вдоль бортиков к водосборному отверстию и попадает в измерительную кювету.

Водность дождя в этом случае определяется по формуле

$$W = \frac{M}{EK_1K_2VC\tau}, \qquad (2)$$

где W — водность дождя, M — количество собранной воды за промежуток времени τ, V — скорость полета, C — миделево сечение, E — коэффициент захвата, K_1 — коэффициент потерь при разбрызгивании капель, K_2 — коэффициент потерь на дополнительное испарение.

Найдем максимальную относительную погрешность измерений. Из уравнения (2) следует, что

$$\left|\frac{\Delta W}{W}\right| = \left|\frac{\Delta C}{C}\right| + \left|\frac{\Delta V}{V}\right| + \left|\frac{\Delta \tau}{\tau}\right| + \left|\frac{\Delta M}{M}\right| + \left|\frac{\Delta E}{E}\right| + \left|\frac{\Delta K_2}{K_2}\right| + \left|\frac{\Delta K_1}{K_1}\right|. \quad (3)$$

Оценим максимальный вклад каждого члена выражения (3) в общую погрешность измерения.

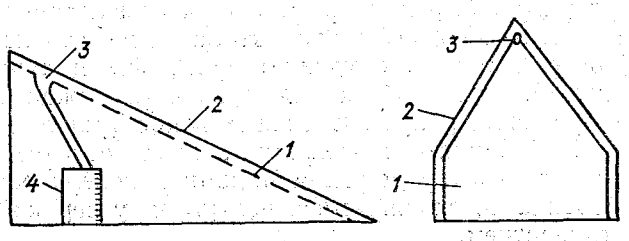


Рис. 1. Схема самолетного устройства для измерения водности дождя.

1 — приемная поверхность, *2* — водосборные бортики, *3* — водосборное отверстие, *4* — измерительная кювета.

Миделево сечение коллектора остается в полете постоянным и может быть измерено на земле с точностью не хуже 5 см². При выбранных нами размерах наклонного коллектора его миделево сечение равно 400 см², а значение члена $|\Delta C/C|$ составляет 1,2 %. Скорость горизонтального полета самолета Ил-14, на котором производились измерения водности дождя, может измеряться с точностью не хуже 10 км/ч, что при скорости самолета 270 км/ч дает погрешность $|\Delta V/V| = 3{,}7$ %.

Время забора пробы отмечается по секундомеру, и значение $\Delta\tau$ в этом случае не превышает 0,5 с. При 30-секундной экспозиции $|\Delta\tau/\tau| = 1{,}7$ %.

Погрешность за счет определения количества воды в пробе зависит от цены деления измерительной кюветы (в нашем случае 0,10 мл) и от количества собранной в пробе воды (обычно от 2 до 10 мл). При малых значениях водности $|\Delta M/M| = 2{,}5$ %. С увеличением водности этот член уменьшается.

При расчете интегрального коэффициента захвата E для наклонного коллектора последний рассматривался в качестве составной части фюзеляжа самолета или профиля Жуковского с эффективным диаметром 5 м [6].

В данном случае под коэффициентом захвата мы понимаем лишь соотношение траекторий частиц полидисперсного аэрозоля на бесконечном удалении от коллектора, лежащих в площади его миделевого сечения, к траекториям частиц, замыкающихся на коллекторе; причем само замыкание еще не означает полного захвата всей массы воды частиц коллектором (этот коэффициент правильнее было бы назвать коэффициентом соударения).

При скорости полета 270 км/ч коэффициент захвата коллектора для капель радиусом 200 мкм уже близок к единице, но не превышает в среднем значения 0,75 для капель мороси радиусом 100—200 мкм. В этом случае для выполненной конструкции средний коэффициент захвата может быть принят равным 0,97 с погрешностью ±3 % для дождевых капель и 0,75 с погрешностью ±10 % для капель мороси (или моросящего дождя). Отсюда значение члена $|\Delta E/E|$ оказывается равным 3,1 % для дождя и увеличивается до 10—12 % при измерении мороси.

Скорость испарения свободно падающей капли $dm_к/dt$ определяется выражением (4), взятым из работы [4]:

$$\frac{dm_к}{dt} = 4\pi r D \Delta\rho (1 + 0{,}22 F Re^{0{,}5}), \qquad (4)$$

где $\Delta\rho$ — разность плотностей пара у поверхности капли и в окружающей среде, D — коэффициент диффузии водяного пара в воздухе, r — радиус капли, F — ветровой множитель (для капель дождевого диапазона близок к единице), $Re = 2\delta r V_d/\eta$ — число Рейнольдса, δ — плотность воздуха, η — вязкость воздуха.

Растекаясь по коллектору, капля резко меняет скорость испарения за счет увеличения скорости обдува и испаряющей поверхности и значительно меньше — за счет кинетического нагрева. Однако вследствие непродолжительного действия этих факторов (капля стекает в водосборное отверстие в среднем за 2—3 с) потери на испарение в целом поддаются учету. Сравнивая скорость испарения свободно падающей капли и скорость испарения пленки воды с коллектора $dm_п/dt$, которая определяется из выражения

$$\frac{dm_п}{dt} = \Delta\rho V S_r, \qquad (5)$$

где S_r — испаряющая площадь пленки воды, образующейся от растекания отдельной капли, можно вычислить коэффициент потерь на дополнительное испарение при средних скоростях полета (таблица).

Если среднее значение коэффициента потерь на испарение принять равным 0,95±0,05, тогда $|\Delta K_2/K_2| = 10{,}5$ %.

При квазиупругом соударении капли с коллектором коэффициенты потерь на разбрызгивание и на образование вторичных капель за счет их срыва с волнообразной поверхности дрейфующей по коллектору пленки воды оценивались исходя из экспериментальных результатов работы [5], в которой приводится зависимость коэффициента отражения массы капли и среднего

Таблица

Значения коэффициента потерь на испарение при сепарации капель с учетом температуры и влажности воздуха по отношению к испарению свободно падающей капли

Относительная влажность, %	Температура воздуха, °С			
	0	10	20	30
60	0,972	0,940	0,920	0,900
70	0,980	0,968	0,954	0,932
80	0,988	0,981	0,971	0,960
90	0,999	0,995	0,990	0,984
100	1,0	1,0	1,0	1,0

массового диаметра от скорости соударения капли с твердой жесткой преградой. При скорости соударения менее 10 м/с капли растекаются по поверхности без образования вторичных капель. При скорости соударения от 10 до 20 м/с незначительная часть жид-

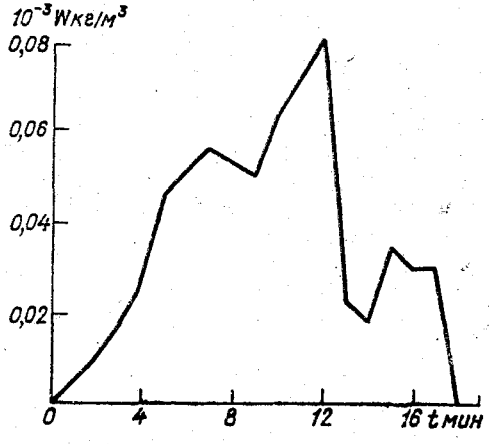


Рис. 2. Пример изменения водности дождя W со временем t в зоне конвективной облачности вторичного холодного фронта.

кости отражается от поверхности в виде отдельных фрагментов, часть из которых вновь попадает на коллектор. При больших скоростях соударения наблюдается резкое изменение характера взаимодействия — упругие деформации почти полностью разрушают каплю на мелкие брызги.

В результате расчета коэффициента потерь K_1 при разбрызгивании капель с учетом касательного взаимодействия потока с кол-

лектором для выбранного угла α и экспериментального коэффициента отражения [5] были получены следующие значения:

V км/ч	180	190	200	210	220	230	240	250	260	270
K_1	1	0,99	0,98	0,97	0,96	0,95	0,94	0,92	0,90	0,88

Среднее значение коэффициента потерь при разбрызгивании капель можно принять равным $0{,}94 \pm 0{,}06$, тогда $|\Delta K_1/K_1| = 12{,}8\ \%$.

Суммируя значения всех членов выражения (3), находим: $|\Delta W/W| = 35{,}5\ \%$. Отсюда получаем, что максимальная погрешность ΔW равна измеренному значению водности дождя W, умноженному на относительную погрешность, равную $\pm 18\ \%$. Если же пользоваться табличными значениями коэффициентов потерь K_1 и K_2, то суммарная относительная погрешность не превышает значения $\pm 10\ \%$.

Анализ погрешностей позволяет выяснить не только физические особенности, на которые следует особо обращать внимание при конструировании подобного рода приборов, но и указывает на существенные сложности отбора проб водяного аэрозоля при большой скорости движения.

На рис. 2 приведен пример измерения водности дождя в зоне конвективной облачности вторичного холодного фронта на высоте полета 300 м в летний сезон в Ленинградской области.

Выводы

1. Нижний предел измерений предлагаемым устройством составляет $0{,}005 \cdot 10^{-3}$ кг/м^3. Относительная погрешность равна $\pm 10\ \%$.

2. Работоспособность прибора ограничена скоростью полета 240—260 км/ч, что и определяет выбор типа самолета (Ил-14, Ан-2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. А. с. 140250 (СССР). Самолетный измеритель частиц облаков и осадков/А. Н. Невзоров.— Бюл. изобр., 1961, № 15.

2. А. с. 519623 (СССР). Устройство для определения водности дождя/ В. К. Толкачев.— Бюл. изобр., 1976, № 24.

3. Корниенко Е. Е., Мирмович Л. А. Самолетный прибор для измерения водности дождя.— Труды УкрНИГМИ, 1968. 74 с.

4. Литвинов И. В. Структура атмосферных осадков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 154 с.

5. Назаров О. И., Поворов О. А., Ягчени И. А. Удар капли о плоскую движущуюся пластину.— Теплотехника, 1975, № 4.

6. Тенешев Р. Х. Противообледенительные системы летательных аппаратов.— Машиностроение, 1967.

7. Brown E. N. A flowmeter to measure cloud liquid water.— Atmos. Technol., 1973, 1, p. 49—51.

8. Knollenberg R. G. Cirrus-contrail cloud spectra studies with the Sabreliner.— Atmos. Technol. 1973, 1 p. 52—55.

Г. М. Башкирова, И. А. Молоткова, В. Я. Никандров

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ КАПЕЛЬ ПРИ ВВЕДЕНИИ ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ ЧАСТИЦ ВНУТРЬ И НА ПОВЕРХНОСТЬ КАПЛИ

Введение

Определение температуры гетерогенной кристаллизации капель является одним из методов исследования льдообразующей активности веществ. В последнее время стали различать два механизма гетерогенной кристаллизации: 1) контактная нуклеация, при которой кристаллизация вызывается частицами на поверхности капли; 2) нуклеация в объеме, когда кристаллизация вызывается частицами, находящимися внутри капли [5]. Такому разделению способствовали результаты ряда экспериментов, показавшие, что температура контактной нуклеации капель выше температуры объемной нуклеации. Так, Н. Генадиев [7] получил, что разность этих температур составляет 6,0 °С для частиц AgI, а Аныж и др. [2, 6] — 5,4 °С для частиц CuS. Некоторыми авторами [13] обнаружено также понижение на 8—10 °С температуры кристаллизации капель суспензий относительно пороговой температуры действия этих веществ в переохлажденном тумане. Мейсон и др. установили этот эффект для окислов металлов, но не нашли его для ряда наиболее эффективных неорганических веществ, в том числе и для AgI. Таким образом, вопрос о дезактивирующем действии воды на льдообразующие частицы нельзя считать решенным.

Согласно гипотезе Флетчера [10], при погружении льдообразующих частиц в воду активные места на их поверхности будут подвергаться травлению или растворению. В некоторых случаях это может увеличить их активность (за счет растворения примесей или появления новых активных мест), но более вероятно, что она будет уменьшаться. Тогда вероятность кристаллизации капли при данной температуре будет определяться конкуренцией двух процессов: нуклеации и разрушения активных мест. При этом

скорость процесса взаимодействия воды с поверхностью частиц зависит от соотношения масс капли и частиц, их растворимости, физико-химических свойств поверхности, температуры. Следовательно, скорость процесса должна быть различной для разных веществ и зависеть от условий эксперимента.

В настоящей работе температура кристаллизации капель суспензии сравнивается с температурой контактной нуклеации для частиц порошков 1,5-диоксинафталина и фторфлогопита. Изучение этих веществ, найденных в качестве льдообразующих соответственно Фукутой [11] и Цеттльмойером [15], проводилось в соответствии с программой изыскания льдообразующих веществ — заменителей иодистого серебра. Для проверки использованной методики и сравнения полученных данных с результатами других авторов проведены также опыты с сернистой медью и флороглюцином.

Методика проведения опытов

Для изучения кристаллизации капель использовалась камера в виде куба объемом 6 л, охлаждаемая с помощью хладона-12. Капля дистиллированной воды или суспензии помещалась на кончик стеклянной нити толщиной 40 мкм, укрепленной горизонтально в микроманипуляторе, и подводилась в центр камеры на расстояние $0{,}5 \cdot 10^{-4}$ м от чувствительного конца микротермосопротивления. За температуру кристаллизации капли принималась температура, регистрируемая микротермосопротивлением, соединенным с микроамперметром, в момент начала замерзания капли. Опыты проводились с каплями диаметром $(0{,}9—1{,}2) \cdot 10^{-4}$ м. В некоторых случаях на стеклянную нить помещалось до трех капель. Наблюдения проводились с помощью горизонтального микроскопа при увеличении 16^{x}.

Для приготовления суспензий порошок растирался в агатовой ступке и определенная навеска смешивалась с необходимым объемом воды. Использовались суспензии с концентрацией от 10^{-3} до $5 \cdot 10^{-1}$ %.

Напыление частиц на поверхность капли производилось с помощью медицинского шприца объемом 2 см^3 с длинной иглой. После втягивания частиц растертого порошка в шприц игла вводилась в камеру через отверстие в ее передней стенке из оргстекла, и частицы выдувались в окрестности капли. В ряде опытов с частицами 1,5-диоксинафталина и сернистой меди игла перед распылением частиц выдерживалась в течение минуты при температуре камеры, чтобы избежать пересыщения в потоке частиц при введении теплого воздуха. Однако для указанных веществ влияния предварительного охлаждения иглы на температуру кристаллизации капель не обнаружено.

Порядок проведения опытов был следующим. Капля суспензии или дистиллированной воды помещалась в камеру при температуре 2—4 °С и охлаждалась со скоростью 1,0—1,5 °С/мин до

окончания кристаллизации. При этом, когда капля дистиллированной воды охлаждалась до некоторой температуры, на ее поверхность напылялись частицы исследуемого вещества. Эта температура выбиралась для каждого вещества как наивысшая температура, начиная с которой наблюдалась кристаллизация капель при контакте с частицами. Для частиц 1,5-диоксинафталина эта температура составила —4,5 °С, для сернистой меди —3,0 °С, для фторфлогопита и флороглюцина —0,5 °С.

Для определения размеров частиц замерзшая капля после таяния помещалась на предметное стекло, испарялась, а оставшиеся частицы фотографировались с помощью микроскопа МБИ-3 при увеличении в 80—300 раз. В некоторых случаях использовался электронный микроскоп УЭМВ-100К. С помощью проектора при общем увеличении в 300—1000 раз измерялись размеры частиц и затем подсчитывалась суммарная площадь поверхности частиц в капле в предположении, что частицы имеют сферическую форму. Хотя это предположение может привести к завышению суммарной площади поверхности частиц, такие факторы, как неучет частиц радиусом меньше 10^{-6} м, агрегация частиц при испарении капли на стекле, вероятно, приводят к занижению полученных значений, особенно при больших концентрациях частиц. Однако вследствие того, что частицы в суспензии и на поверхности капли близки по размерам, считали возможным применение такого метода определения суммарной площади поверхности частиц для сопоставления этой величины с температурой кристаллизации капель.

Результаты экспериментов

Температура кристаллизации капель суспензий и растворов. Результаты проведенных опытов по определению температуры кристаллизации капель суспензий 1,5-диоксинафталина, фторфлогопита и сернистой меди, а также растворов флороглюцина различной концентрации приведены на рис. 1, *а*. Здесь представлена зависимость медианных значений температуры кристаллизации капель $t_м$ от весовой концентрации вещества C.

Согласно работе [13], температура гетерогенной кристаллизации капель пропорциональна логарифму концентрации льдообразующих ядер в них и при постоянном распределении частиц по размерам — концентрации вещества:

$$\ln C = k - at_м,$$

где a и k — константы. Действительно, для всех указанных веществ увеличение концентрации приводит к повышению температуры кристаллизации капель. Однако найденная зависимость носит линейный характер только при $C < C_к$, где $C_к$ — некоторое значение концентрации вещества в суспензии, превышение которого приводит к замедлению или прекращению роста $t_м$. Эти предельные значения $t_м$ оказываются близкими к пороговому значе-

нию температуры кристаллизации тумана при распылении этих веществ или даже превышают ее (таблица). Такой результат под-

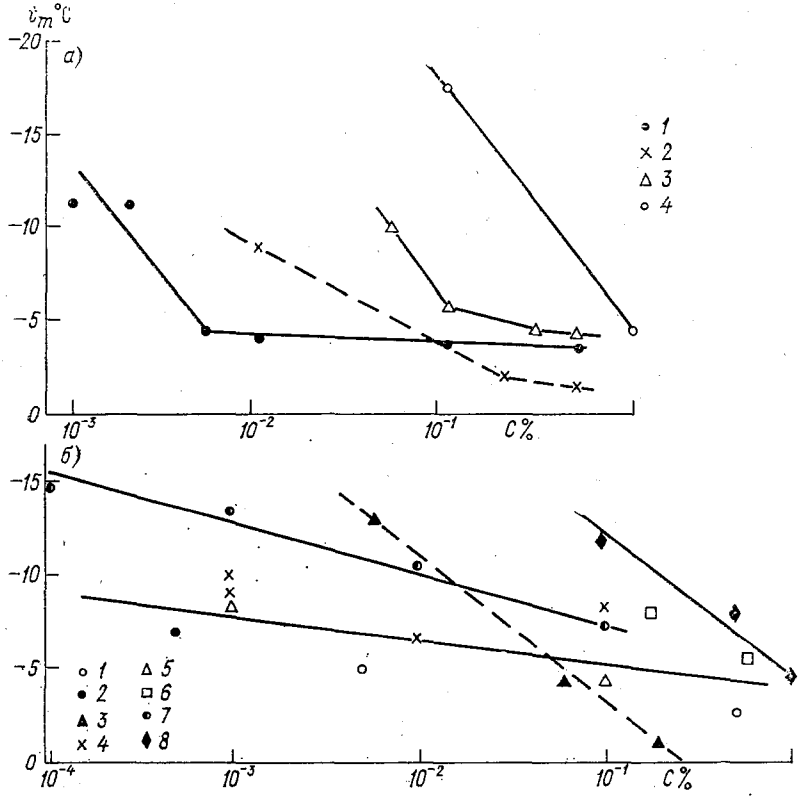


Рис. 1. Зависимость температуры кристаллизации капель t_m диаметром $d \approx 10^{-3}$ м от концентрации C льдообразующего вещества в этих каплях.

а — экспериментальные данные для 1,5-диоксинафталина (*1*), фторфлогопита (*2*), сернистой меди (*3*), флороглюцина (*4*); *б* — данные, заимствованные из различных источников, для AgI: *1* — [3], *2* — [1], *4* — [8], *5* — [14], *6* — [12]; для CuS: *7* — [6]; для PbI_2: *3* — [3]; для флороглюцина: *8* — [3].

Таблица

Сравнение наибольших медианных значений температуры кристаллизации капель суспензий с пороговыми значениями температуры кристаллизации тумана частицами тех же порошков

Вещество	$t_м$ °C	$t_{пор}$ °C
1,5-диоксинафталин	−3,5	−7,0
Фторфлогопит	−1,5	−11,0
Сернистая медь	−4,1	−3,0
Флороглюцин	−4,5	−4,0

тверждается данными других авторов, приведенными на рис. 1 *б* для основных льдообразующих веществ.

Нелинейная зависимость $t_м$ от C получена также Бертраном [9] для глин и Т. Н. Громовой и Н. В. Глики [3] для флороглюцина. Она может быть пояснена с помощью рис. 2 *а—в*, на котором

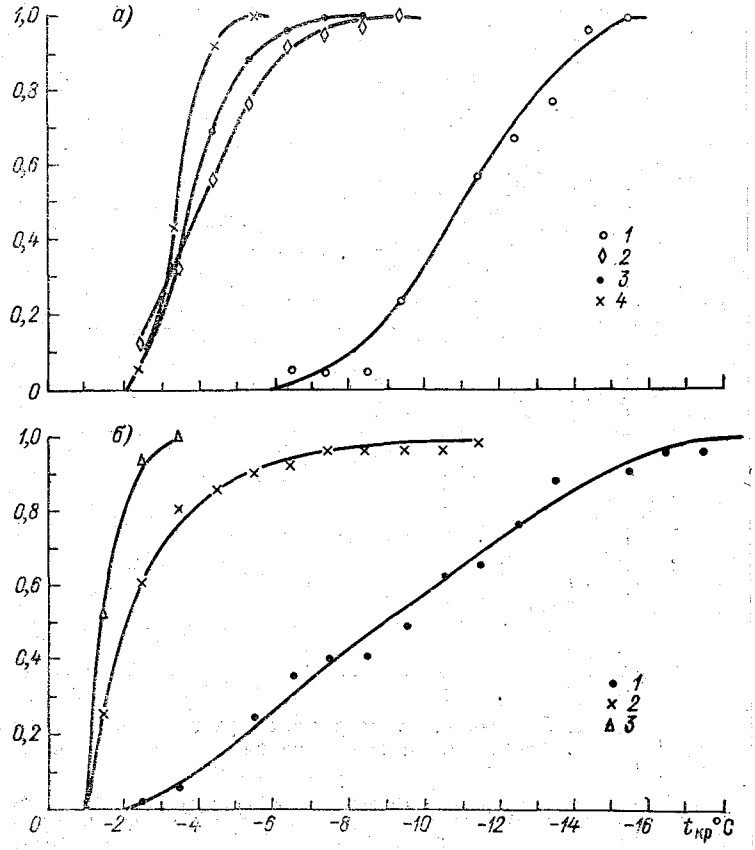
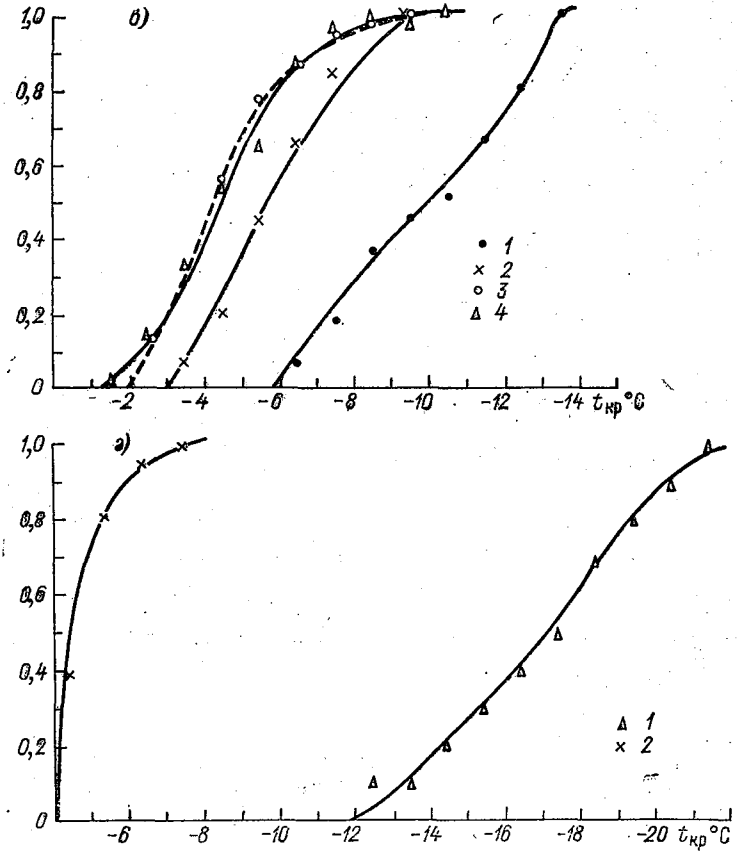


Рис. 2. Интегральные кривые распределения доли замерзших

а — для капель суспензии 1,5-диоксинафталина: *1* — C=0,002 %, *2* — C= пита: *1* — C=0,01 %, *2* — C=0,2 %, *3* — C=0,5 %; *в* — для капель суспензий капель раствора флороглюцина:

представлены интегральные кривые доли замерзших капель суспензии различных концентраций в зависимости от температуры для исследованных веществ. Как следует из вида кривых, увеличение концентрации частиц в капле сначала приводит к повышению медианной температуры кристаллизации капель за счет сдвига кривой в область высоких температур, что может быть связано с увеличением концентрации активных мест на поверхности частиц, действующих при более высоких температурах. Начиная с не-

которого значения концентрации $C_к$, различного для разных веществ, имеет место сужение диапазона температур кристаллизации без существенного сдвига влево и увеличения $t_м$ или характер кривой не меняется (в случае CuS). Это можно объяснить увеличением концентрации активных мест, действующих в данном



капель по значениям температуры кристаллизации $t_{кр}$.

0,01 %, *3* — C=0,1 %, *4* — C=0,5 %; *б* — для капель суспензии фторфлого-CuS: *1* — C=0,05 %, *2* — C=0,1 %, *3* — C=0,3 %, *4* — C=0,5 %; *г* — для *1* — C=0,1 %; *2* — C=1,0 %.

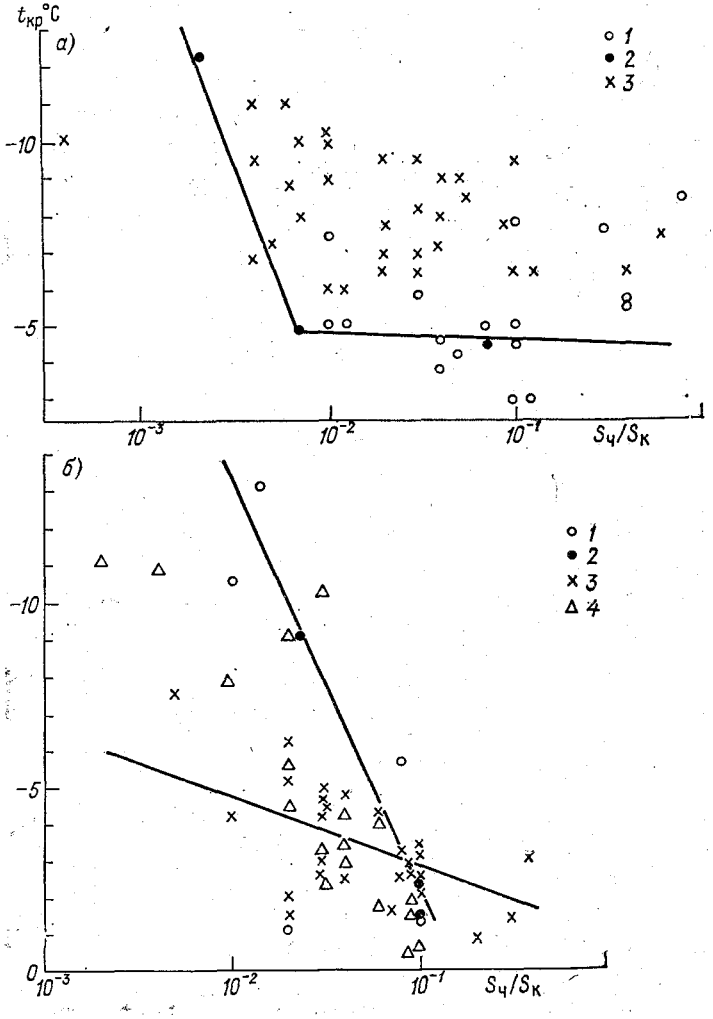
диапазоне температур, что не влияет на температуру кристаллизации капель.

Зависимость температуры кристаллизации капель раствора флороглюцина от концентрации показана на рис. 2 *г*. Полученное для 1 %-ного раствора медианное значение температуры кристаллизации составляет —4,5 °С. Такое же значение температуры кристаллизации капель 1 %-ного раствора флороглюцина получено в работе Т. Н. Громовой и Н. В. Глики [3].

Температура кристаллизации капель разбавленного раствора флороглюцина близка к температуре кристаллизации капель дистиллированной воды (см. рис. 2 *г*). Этот факт показывает, что с растворением частиц флороглюцина исчезают их активные центры льдообразования.

Температура кристаллизации капель с частицами на поверхности

Согласно флуктуационной теории гетерогенной нуклеации, вероятность образования зародыша льда пропорциональна суммарной площади поверхности льдообразующих частиц $S_ч$; в некоторых работах [6] температура кристаллизации капель сопостав-



ляется с этой величиной или, для исключения влияния размера капли, с величиной $(S_ч/S_к)$ [1], где $S_к$ — площадь поверхности капли.

Полученные данные о связи температуры кристаллизации капель, на поверхность которых нанесены частицы льдообразующих веществ, с величиной $S_ч/S_к$ приведены на рис. 3 для 1,5-диоксинафталина, фторфлогопита и сернистой меди соответственно. Поскольку применяемый метод напыления частиц на каплю не позволял дозировать количество частиц, для каждой капли определялась относительная суммарная площадь поверхности частиц, значения которой и наносились на график для соответствующего значения температуры кристаллизации $t_{кр}$. На тех же рисунках приведены данные для капель суспензий. При этом черными кружочками обозначены точки, соответствующие средним значениям относительной площади поверхности частиц с учетом данных, полученных с помощью электронного микроскопа, о спектре частиц, для суспензии данной концентрации. Эти значения сопоставлены с соответствующими средними значениями температуры кристаллизации капель суспензий. Там же приведены данные для

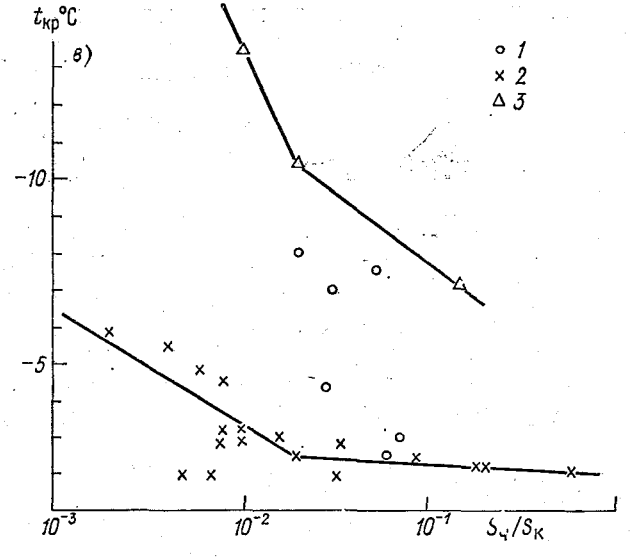


Рис. 3. Зависимость температуры кристаллизации капель $t_{кр}$ от значения отношения $S_ч/S_к$.

а — для 1,5-диоксинафталина: *1* — частицы в суспензии, *2* — средние значения для частиц в суспензии, *3* — частицы на поверхности капли; *б* — для фторфлогопита: *1* — частицы в суспензии, *2* — средние значения для частиц в суспензии, *3* — частицы, напыленные на поверхность капли при $t<0$ °С, *4* — частицы, напыленные на поверхность капли при $t>0$ °С; *в* — для сернистой меди: *1* — частицы в суспензии, *2* — частицы на поверхности капли, *3* — частицы в суспензии, по данным Аныжа и Левкова [6].

отдельных капель суспензий (белые кружки), которые с некоторым разбросом располагаются около линий, проведенных по средним данным.

Диапазон размеров частиц в суспензиях и на поверхности капель одинаков. Для всех испытанных порошков 95 % частиц имеет эффективный диаметр менее $(15—20) \cdot 10^{-6}$ м с максимумом распределения $(2—4) \cdot 10^{-6}$ м. Встречаются отдельные частицы размером до $80 \cdot 10^{-6}$ м.

Как следует из рис. 3 *а, б*, при некоторых достаточно больших значениях площади поверхности частиц температура кристаллизации капель суспензии может превышать температуру кристаллизации капель с частицами на поверхности. Для частиц 1,5-диоксинафталина это наблюдается при $S_ч/S_к > 5 \cdot 10^{-3}$, а для частиц фторфлогопита и сернистой меди — только при $S_ч/S_к \geqslant 10^{-1}$. При меньших значениях площади поверхности частиц температура кристаллизации капель суспензии быстро понижается, и контактная нуклеация становится более эффективной. Для частиц CuS превышение температуры контактной нуклеации над температурой кристаллизации капель суспензии при $S_ч/S_к = 2 \cdot 10^{-2}$ составляет около 5 °С, что согласуется с данными, полученными в работе [2]. Это свидетельствует о дезактивации активных мест на поверхности частиц в суспензии, которая тем больше, чем меньше концентрация частиц. Полученные результаты подтверждают вывод, сделанный Гокхейлом [12] для AgI, что при большой концентрации частиц в капле процесс дезактивации, связанный с растворением активных мест, идет медленно, и температура кристаллизации капли не зависит от местоположения частиц в ней.

Кристаллизация капель при контакте с частицами флороглюцина, площадь поверхности которых невозможно оценить вследствие их растворения, наблюдалась начиная с температуры —0,5 °С, в то время как температура кристаллизации капель раствора не превышала —4,0 °С при наибольшем значении концентрации вещества в капле. Это подтверждает существующее представление [5] о более сильной дезактивации льдообразующих мест на частицах растворимого вещества при попадании их в воду.

Кроме того, степень дезактивации частиц зависит от температуры и продолжительности их контакта с водой. В серии опытов, в которых частицы фторфлогопита напылялись на каплю при положительной температуре (5—10 °С), $t_{кр}$ при $S_ч/S_к < 2 \cdot 10^{-2}$ оказывается ниже, чем в случае напыления частиц при отрицательной температуре, и близкой к $t_{кр}$ капель суспензии (см. рис. 3 *б*). Это показывает, что при малой концентрации частиц может происходить их дезактивация в течение 12—25 мин пребывания на поверхности капли (включая 6—15 мин при $t > 0$ °С) в большей степени, чем в случае напыления при $t < 0$ °С, когда время контакта частиц с каплей до ее замерзания не превышает 2 мин.

В результате опытов было получено, что температура кристаллизации капель суспензий фторфлогопита и 1,5-диоксинафталина при $C \geqslant 0{,}1$ % остается постоянной в пределах 1 °С в течение не-

скольких суток, в то время как для капель суспензий CuS она понижается в течение двух суток на 2—3 °С.

На основании результатов проведенных экспериментов можно сделать следующие выводы.

1. При достаточно больших значениях суммарной площади поверхности частиц температура кристаллизации капли не зависит от того, находятся ли частицы на поверхности или внутри капли. Значение $S_ч/S_к$, при котором это имеет место, различно для разных веществ.

2. С уменьшением площади поверхности частиц проявляется дезактивация льдообразующих центров на поверхности частиц при погружении их в воду.

3. Среди испытанных веществ наиболее устойчивым к дезактивации в воде оказался 1,5-диоксинафталин.

Авторы выражают благодарность инженеру В. И. Филипповой за помощь в проведении опытов и обработке их результатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аджиев А. Х. О характере взаимодействия льдообразующих веществ с переохлажденными водяными каплями.— Труды ВГИ, 1975, вып. 32, с. 50—55.

2. Генадиев Н., Левков Л., Аныж Ф. Сравнение льдообразующей активности частиц CuS, находящихся внутри и на поверхности переохлажденных водяных капель.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1973, т. IX, № 1, с. 98—100.

3. Громова Т. Н., Глики Н. В. Некоторые характеристики условий кристаллизации переохлажденных капель водных растворов.— Труды ЦАО, 1963, вып. 51, с. 20—28.

4. Плауде Н. О. Исследования льдообразующих свойств аэрозолей иодистого серебра и иодистого свинца.— Труды ЦАО, 1967, вып. 80.

5. Плауде Н. О., Соловьев А. Д. Контактная нуклеация льда.— Труды ЦАО, 1978, вып. 132, с. 3—31.

6. Аниж Ф., Левков Л. Експериментални изследования върху зависимостта между ледообразуващата активност на CuS и концентрацията му в големи водни капки.— «Известия на геофиз. ин-т Бълг. АН», 1974, т. XIX, с. 43—53.

7. Генадиев Н. Дезактивиране на частици от сребърен йодид при контакт с вода.— «Изв. на геофиз. ин-т ВАН», 1970, т. 16, с. 11—30.

8. Левков Л. Експериментални изследования върху зависимостта между ледообразуващата активност на AgI и концентрацията му в големи переохладени водни капки.— Хидрология и метеорология, 1970, т. XIX, кн. 1, с. 37—45.

9. Bertrang J. Etude des temperatures de condelation de gouttes déau polluées.— J. de rech. atm., 1971, v. V, No 4, p. 175—184.

10. Fletcher N. H. On contact nucleation.— J. atm. sci., 1970, v. 27, No 7, p. 1097—1099.

11. Fukuta N. A study of the mechanism of contact ice nucleation.— Proc. of the VIII Jnt. Conf. on Nucl., Leningrad, 1973, Gidrometeoizdat, 1975, p. 58—65.

12. Gokhale N. R. Comparison of ice-nucleation efficiencies of chemical aerosols in a supercooled cloud and in bulk water.— Proc. Int. Conf. Cloud Physics, Tokyo, 1965, p. 176—180.

13. Mason B. J. Physics of clouds, 2-th ed, 1971, p. 191.

14. Rosinski J., Nagamoto C. T. Ice nucleation as a function of hydrogen ion concentration.— J. de rech. atm., 1972, v. VI, No 1—3, p. 469—478.

15. Shen J. H., Klier K., Zettlemoyer A. C. Ice nucleation by micas.— J. atm. sci., 1977, v. 34, No 6, p. 957—960.

И. А. Молоткова, В. Я. Никандров

К ВОПРОСУ О ДЕЗАКТИВИРУЮЩЕМ ВЛИЯНИИ ВОДЫ НА ЛЬДООБРАЗУЮЩУЮ АКТИВНОСТЬ ЧАСТИЦ НЕКОТОРЫХ ПОРОШКОВ

Введение

Для изучения обнаруженного в ряде работ [5, 8] явления дезактивации частиц льдообразующих веществ при взаимодействии с водой используются различные методы. Все они основаны на сравнении температуры кристаллизации капель с частицами на поверхности и температуры кристаллизации капель с частицами, погруженными в воду или длительно соприкасающимися с водой:

а) капель суспензий при близких значениях суммарной площади поверхности частиц [2, 4];

б) капель суспензии, полученной путем перемешивания капель с частицами на поверхности [5];

в) тех же капель после воздействия на них водяного пара [4];

г) капель с частицами на поверхности [8, 9] при повторной кристаллизации.

В работе [1] используется первый из указанных методов. Для того чтобы исключить ошибки этого метода, возникающие при определении суммарной площади поверхности частиц на капле, в данной работе для изучения поведения частиц 1,5-диоксинафталина, фторфлогопита, сернистой меди и флороглюцина при взаимодействии с водой используется последний из указанных методов. Он менее трудоемок, чем первый, и обеспечивает постоянство концентрации частиц на капле при многократной кристаллизации. Учитывая результат опытов Фукуты [8], который показал, что наиболее значительной является разность температур первых двух кристаллизаций, авторы ограничились двукратным замораживанием капель.

Методика проведения опытов аналогична описанной в работе [1]. После первой кристаллизации капли с частицами на по-

верхности при температуре t_1 капля нагревается до 8—10 °С и охлаждается до температуры второй кристаллизации t_2. Частицы находятся в контакте с поверхностью воды в течение нескольких минут до первой кристаллизации и в течение не менее 40 мин в период между таянием и второй кристаллизацией. В холодильной камере имеет место недосыщение относительно воды. Частицы в течение всего опыта остаются на поверхности капли.

Обсуждение результатов опытов

Данные о соотношении между температурами первой и второй кристаллизации (t_1 и t_2) капель с частицами льдообразующего вещества на поверхности приведены на рис. 1 для порошков 1,5-диоксинафталина, фторфлогопита, сернистой меди и флороглюцина. Данные о медианных значениях указанных температур $t_{м1}$ и $t_{м2}$ приведены в таблице. Из полученных данных следует, что соотношение между t_1 и t_2 зависит от вещества и состояния поверхности его частиц. Так, пребывание частиц 1,5-диоксинафталина и фторфлогопита на поверхности капли в течение 1,5—2,0 ч в ходе двух циклов замерзания и одного таяния вызывает как понижение, так и повышение температуры повторной кристаллизации капли. Количество случаев с понижением температуры составляет около 60 %. Однако изменение температуры невелико и в большинстве случаев значения t_2 отклоняются в обе стороны от значений t_1 не более чем на 1,0 °С. Только с понижением температуры первой кристаллизации в случае частиц 1,5-диоксинафталина, т. е. с уменьшением суммарной площади поверхности частиц в капле, появляется тенденция увеличения различия между t_1 и t_2, свидетельствующая о дезактивации частиц, что согласуется с результатами, полученными в работе [1]. Однако случаев с малой концентрацией частиц фторфлогопита на капле в данных опытах, судя по значениям t_1, не было и дезактивации частиц практически не происходило.

Таблица

Значения параметров двухкратной кристаллизации капель с частицами на поверхности

Параметры кристаллизации	1,5-диоксинафталин			Фторфлогопит	
	исходный	высушенный	увлажненный	исходный	высушенный
$t_{м1}$ °С	−7,8	−8,1	−9,0	−3,1	−4,7
$t_{м2}$ °С	−7,3	−7,3	−12,2	−3,8	−4,7
Повторяемость, %					
$t_2 < t_1$	54	23	69	59	49
$\lvert t_2 - t_1 \rvert \leqslant 1{,}0$ °С	54	77	31	37	62

Как видно из рис. 1 *б* и *г* и таблицы, результат взаимодействия частиц с водой зависит от предварительной обработки их поверхности. Высушивание порошка 1,5-диоксинафталина и фторфлогопита в эксикаторе с относительной влажностью $f=10\ \%$ или в печи при температуре 80 °С в течение 6 ч (фторфлогопита) и увлажнение исходных порошков в эксикаторе при $f=80\ \%$ в течение 20 ч несколько понижает температуру контактной нуклеа-

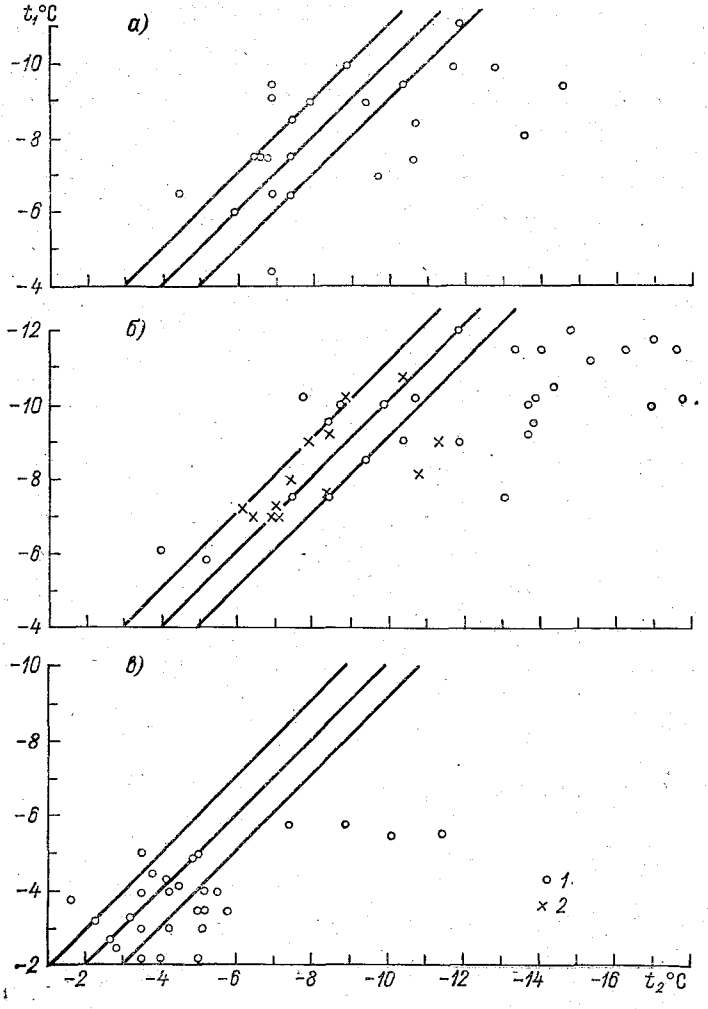
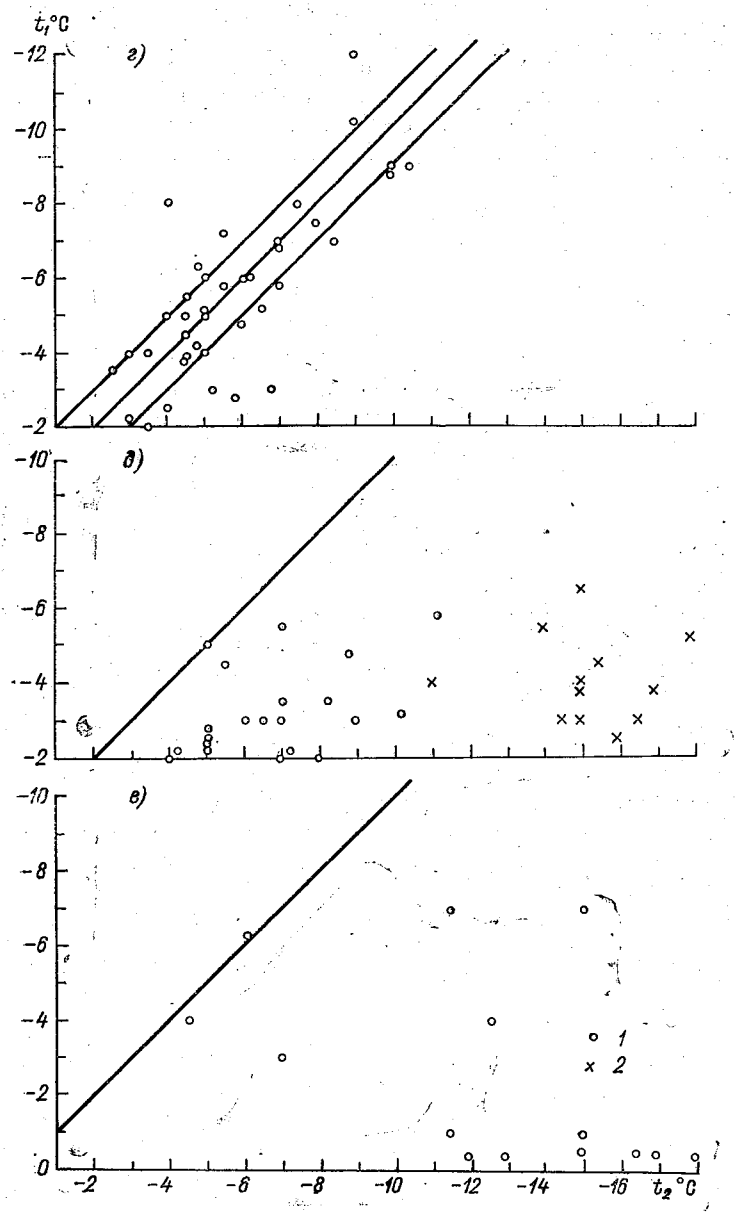


Рис. 1. Соотношение между значениями температур t_1 и t_2 двух последовательных замораживаний капель, загрязненных с поверхности частицами 1,5-диоксинафталина:

а — исходного, *б* — увлажненного (*1*) и высушенного (*2*); фторфлогопита: *в* — исходного, *г* — высушенного; сернистой меди: *д* — промытой и высушенной (*1*), хранившейся 10 лет (*2*); *е* — флороглюцина.

ции t_1. При этом для 1,5-диоксинафталина увлажнение сильнее влияет на t_1, чем высушивание. Для обоих порошков высушивание вызывает уменьшение числа случаев понижения t_2 относительно t_1 и увеличение числа случаев с t_2 в интервале $t_1 \pm 1{,}0\,°C$, т. е. ослабление дезактивации частиц в процессе кристаллизации капли и при последующем контакте с водой по сравнению



с исходным порошком. Предварительное увлажнение частиц 1,5-диоксинафталина, наоборот, приводит к усилению дезактивации частиц: число случаев с $t_2 < t_1$ увеличивается, а с $t_2 - t_1 = \pm 1{,}0$ °С уменьшается.

По данным работ [4, 6] обработка паром может понижать льдообразующую активность частиц, как это наблюдалось для AgI и CuS. В то же время адсорбированная пленка воды, образующаяся на поверхности частиц при увлажнении, облегчает ее взаимодействие с водой и, видимо, дезактивацию льдообразующих центров на их поверхности. Высушивание порошка, вероятно, увеличивает его гидрофобность и ослабляет взаимодействие с водой, в результате чего не наблюдается дезактивации частиц в процессе двухкратной кристаллизации капель.

На рис. 1 *д* и *е* представлены данные о температуре двух последовательных кристаллизаций капель с частицами сернистой меди и флороглюцина на поверхности. Для обоих веществ наблюдается значительное понижение t_2 по сравнению с t_1. В случае флороглюцина это связано с его хорошей растворимостью в воде. В большинстве случаев замерзание капли происходит сразу после контакта с частицами. В период между первой и второй кристаллизациями частицы растворяются в воде, и последующее замерзание аналогично замерзанию разбавленного раствора [1]. Медианное значение разности температур первой и второй кристаллизации капли в этом случае может достигать 17 °С. Если капля замерзает не сразу после контакта с частицами, их растворение частично происходит до начала кристаллизации. Это приводит к понижению температуры первой кристаллизации и уменьшению различия между t_1 и t_2.

Опыты с флороглюцином подтверждают вывод Флетчера [7] о том, что результат взаимодействия частиц с поверхностью воды зависит от конкуренции двух процессов — растворения и льдообразования.

В случае частиц сернистой меди кристаллизация капель происходит сразу после контакта с частицами, так что дезактивации льдообразующих центров до начала замерзания не происходит. Медианное значение разности температур первой и второй кристаллизации составляет 3,5 °С. В опытах Генадиева и др. [2] получена величина 5,4 °С. Значение этой разности температур зависит от концентрации частиц на капле и от свойств образца CuS. При использовании порошка CuS, хранившегося в течение 10 лет, медианное значение разности $t_1 - t_2$ составило 13 °С. Это объясняется окислением CuS в процессе хранения с образованием $CuSO_4$, растворимого в воде и понижающего температуру второй кристаллизации капель. Температура кристаллизации капель при контакте с частицами t_1 при этом практически не изменилась. После промывания и высушивания порошка CuS он не содержал растворимой примеси и использовался в описанных экспериментах.

Полученные данные показывают, что дезактивация льдообразующих центров на поверхности частиц флороглюцина и CuS

может происходить в течение минут или десятков минут при взаимодействии с водой. Для частиц 1,5-диоксинафталина разность температур первой и второй кристаллизации не зависит от того, происходит ли кристаллизация сразу после контакта или спустя несколько минут. По-видимому, дезактивация льдообразующих центров протекает более медленно, чем у других исследованных веществ, что согласуется с выводами, сделанными в работах [1, 8]. Значения разности $t_2 - t_1$, найденные Фукутой [8], составляют 2,6 и 4,0 °С для частиц порошка 1,5-диоксинафталина и флороглюцина соответственно. Они отличаются от полученных в данной работе, видимо, вследствие указанных выше причин.

На основании проведенных опытов можно сделать следующие выводы.

1. Для частиц порошка 1,5-диоксинафталина и фторфлогопита дезактивация в условиях опытов проявляется слабо, особенно после высушивания образцов.

2. Предварительное увлажнение порошка 1,5-диоксинафталина понижает льдообразующую активность частиц и усиливает их дезактивацию при взаимодействии с водой.

3. Понижение температуры при повторной кристаллизации капель с частицами сернистой меди и флороглюцина на поверхности указывает на дезактивацию их при контакте с водой.

4. Присутствие растворимой примеси ($CuSO_4$) в порошке CuS увеличивает разность температур первой и второй кристаллизации.

5. Результаты данной работы согласуются с результатами, полученными другим методом в работе [1].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башкирова Г. М., Молоткова И. А., Никандров В. Я. Исследование температуры кристаллизации капель при введении льдообразующих частиц внутрь и на поверхность капли.— См. наст. сборник.

2. Генадиев Н., Левков Л., Аныж Ф. Сравнение льдообразующей активности частиц CuS, находящихся внутри и на поверхности переохлажденных водяных капель.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1973, т. IX, № 1, с. 98—100.

3. Плауде Н. О., Соловьев А. Д. Контактная нуклеация льда.— Труды ЦАО, 1978, вып. 132, с. 3—32.

4. Върху ледообразуващата активност на частици от меден сулфид/ Н. Генадиев, В. Добисик, Л. Левков, Л. Кръстанов.— Хидрология и метеорология, 1971, 20, № 6, с. 33—37.

5. Генадиев Н. Дезактивиране на частици от сребърен йодид при контакт с вода.— Изв. на геоф. ин-т БАН, 1970, т. 16, с. 11—30.

6. Anyz F. The decay of nuclei from silver iodide and lead iodide after the contact with water.— Proc. of the VIII Int. Conf. on Nucl., Leningrad, 1973, Gidrometeoizdat, 1975, p. 81—87.

7. Fletcher N. H. On contact nucleation,— J. atm. sci., 1970, v. 27, No 7, p. 1098—1099.

8. Fukuta N. A study of the mechanism of contact ice nucleation.— Proc. of the VIII Int. Conf. on Nucl., Leningrad, 1973, Gidrometeoizdat, 1975, p. 58—65.

9. Genadiev N. P. Über die Verringerung der Aktivitat von AgI-Teilchen in Wassertropfen bei deren mehrfachen Einfrierung.— Compt. rend. de l'Acad. Bulg. Sci., 1971, v. 24, No 12, p. 1629—1632.

В. Д. Степаненко

О ВЕРОЯТНОСТИ ПРОХОЖДЕНИЯ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ НАД ЗАДАННЫМ УЧАСТКОМ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

При оценках возможной эффективности применения методов активного воздействия (АВ) на конвективные облака с целью вызывания осадков, необходимых для тушения лесных пожаров или орошения сельскохозяйственных угодий, весьма важными являются климатические характеристики указанных атмосферных образований. Такие характеристики обычно представляют в виде карт облачных ресурсов. Эти карты содержат статистические данные о среднем числе дней с кучеводождевыми облаками за пожароопасный сезон, а также среднее за сезон число дней, когда целесообразны воздействия с целью вызывания осадков [1, 2]. Целесообразность воздействия определяется вертикальными размерами конвективных облаков и распределением температуры воздуха по высоте. Известно, что воздействие на конвективные облака с целью вызывания осадков следует проводить, если вертикальная протяженность таких облаков не менее 2 км и их вершины достигают изотермы —5 °С [3].

Указанные выше данные позволяют приближенно определить вероятность $P_м$ наличия облачности, пригодной для воздействия. Однако эта характеристика не является достаточной для оценки возможной эффективности применяемых выше методов АВ на конвективные облака, поскольку остается неизвестной вероятность $P_п$ прохождения конвективных облаков, пригодных для воздействия над заданным участком земной поверхности.

Вследствие этого общая вероятность $P_о$ условий, благоприятных для воздействия, из-за независимости $P_м$ и $P_п$ будет равна их произведению:

$$P_о = P_м P_п. \qquad (1)$$

Именно $P_о$ и будет характеризовать возможную эффективность указанных методов АВ с точки зрения облачных ресурсов. В тех

случаях, когда наблюдаются облака Cb и Cu cong., связанные с атмосферными фронтами, проходящими над выбранным участком земной поверхности, можно полагать, что значения $P_п$ стремятся к единице. Для внутримассовых Cb и Cu cong. значения $P_п$ будут всегда заметно меньше единицы. Для их количественной оценки воспользуемся законом Пуассона. Его применение требует соблюдения следующих условий:

— облака, пригодные для воздействия, распределены в поле статистически равномерно со средней плотностью λ;

— указанные облака проходят над выбранной площадью S за время их движения независимым образом;

— облака проходят над площадью S поодиночке.

Можно считать, что применительно к нашей задаче эти условия выполняются. Тогда вероятность того, что хотя бы одно облако из системы конвективных облаков пройдет над площадью S, можно представить следующей формулой:

$$P_п = 1 - e^{-a}, \qquad (2)$$

где

$$a = S_э\lambda; \quad \lambda = 1{,}3/l_э^2; \quad S_э = DVt;$$
$$l_э = \bar{l} - d,$$

a — параметр Пуассона, $S_э$ — эффективная площадь области S, D — диаметр площади $S=\pi D^2/4$, l — среднее расстояние между облаками, d — диаметр облака, V — скорость движения облака, t — время прохождения облаков над заданной площадью.

С помощью указанной формулы были рассчитаны значения для нескольких случаев (условий):

1) поле мощных кучевых облаков, пригодных для воздействия, одинакового диаметра $d=1$ км, со средними расстояниями между центрами облаков $\bar{l}=10$ км и $\bar{l}=20$ км движется со скоростями $V=20$ км/ч и $V=40$ км/ч. Диаметр наземной площадки $D=1$ км (табл. 1);

Таблица 1

Вероятность прохождения мощных кучевых облаков над заданным участком земной поверхности при $D=1$ км, $d=1$ км (числитель) и $d=4$ км (знаменатель)

V км/ч	$\bar{l}$ км					
	10					
	t мин					
	5	10	20	30	40	50
20	0,026 / 0,06	0,052 / 0,113	0,102 / 0,214	0,150 / 0,259	0,194 / 0,352	0,231 / 0,451
40	0,052 / 0,113	0,101 / 0,214	0,188 / 0,352	0,268 / 0,513	0,348 / 0,613	0,406 / 0,700

Продолжение табл. 1

V км/ч	$\bar{l}$ км					
	20					
	t мин					
	5	10	20	30	40	50
20	0,006 / 0,008	0,011 / 0,017	0,024 / 0,034	0,035 / 0,050	0,047 / 0,066	0,058 / 0,081
40	0,012 / 0,017	0,024 / 0,034	0,047 / 0,066	0,069 / 0,097	0,092 / 0,127	0,113 / 0,157

2) при указанных выше условиях диаметр мощных кучевых облаков $d = 4$ км (табл. 1);

3) мощные кучевые облака имеют в начальный момент времени диаметр $d=1$ км, который в дальнейшем увеличивается по линейному закону в функции времени, т. е. $d(t)=d_0+kt$, где $k=0{,}1$ км/мин (табл. 2).

Таблица 2

Вероятности P_1 и P_2 прохождения развивающихся мощных кучевых облаков над заданным участком земной поверхности соответственно при $V_1=20$ км/ч и $V_2=40$ км/ч и вероятность P_3 встречи этих облаков с самолетом, летящим со скоростью 300 км/ч ($D=1$ км, $d_0=1$ км, $k=0{,}1$ км/мин)

P	$\bar{l}$ км					
	10					
	t мин					
	5	10	20	30	40	50
P_1	0,023	0,075	0,162	0,303	0,500	0,742
P_2	0,058	0,127	0,398	0,515	0,751	0,934
P_3	0,362	0,638	0,929	0,996	1,000	1,000

P	$\bar{l}$ км					
	20					
	t мин					
	5	10	20	30	40	50
P_1	0,006	0,012	0,030	0,051	0,074	0,104
P_2	0,003	0,026	0,060	0,197	0,143	0,299
P_3	0,011	0,182	0,362	0,533	0,685	0,809

Продолжение табл. 2

P	$\bar{l}$ км					
	30					
	t мин					
	5	10	20	30	40	50
P_1						
P_2						
P_3	0,040	0,081	0,163	0,251	0,341	0,431

Из анализа формулы (2) и таблиц видно, что при выбранных условиях при $\bar{l}=20$ км и постоянных размерах облака вероятность прохождения конвективных облаков над заданным районом весьма мала. Даже по истечении 40—50 мин она не превышает 12—16 %. Указанная вероятность существенно возрастает, если расстояние между облаками уменьшается. При $\bar{l}=10$ км и скорости движения облаков диаметром $d=1$ км, равной 20 км/ч, значения $P_{\text{п}}$ составляют 0,3—0,4 (при $t=40...50$ мин). Если же $d=4$ км и $V=40$ км/ч, значения $P_{\text{п}}$ составляют 0,6—0,7. Для интервалов времени $t=20...30$ мин $P_{\text{п}}=0{,}26...0{,}51$.

По климатическим данным, приведенным в работе [2], повторяемость дней с кучево-дождевыми облаками за сезон (май—сентябрь) для некоторых районов нашей страны изменяется от 5 до 24 %. Полагая эту повторяемость численно равной вероятности условий, благоприятных для воздействия, получим, что $P_0=0{,}05\times$ $\times 0{,}26=1{,}3\cdot 10^{-3}$ и $P_0=0{,}51\cdot 0{,}24=1{,}2\cdot 10^{-1}$.

При среднем расстоянии между облаками $\bar{l}=5$ км значение P_0 заметно возрастает.

В связи с решаемыми вопросами актуальным является получение климатологических данных о параметрах d и $\bar{l}$ при наблюдении конвективных облаков. Для развитых облаков Cu cong., а также Cb их можно получить, используя данные сети МРЛ. Эта же сеть дает возможность также определять число и местоположение указанных облаков в радиусе действия МРЛ.

Предложенная методика оказывается полезной при решении другой оперативной задачи, посвященной определению времени, затрачиваемого самолетом на поиск пригодного для воздействия облака. Соответствующие для этой задачи данные помещены в табл. 2. При этом скорость самолета была принята равной 300 км/ч и среднее расстояние между облаками $\bar{l}$ составляло 10 км. Из табл. 2 видно, что с вероятностью, близкой к единице, самолет встретит облака, пригодные для воздействия, затратив на это 20—30 мин. При $\bar{l}=20$ км вероятность указанной встречи за это же время существенно меньше (0,36—0,53).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Осипова Г. И., Прохорова Г. Н. Облачные ресурсы для активных воздействий в Архангельской области и Коми АССР в пожароопасный сезон.— Труды ГГО, 1975, вып. 356, с. 92—102.

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

3. Прихотько Г. Ф. Искусственные осадки из конвективных облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 175 с.

С. Л. Васильев, Г. Д. Кудашкин, Н. С. Шишкин

ОПЫТЫ ПО ВОЗДЕЙСТВИЮ НА КОНВЕКТИВНЫЕ ОБЛАКА С ЦЕЛЬЮ РЕГУЛИРОВАНИЯ ОСАДКОВ

Введение

В период с 17 июня по 17 июля 1979 г. Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова совместно с летным научно-исследовательским центром Центральной аэрологической обсерватории проводились опыты по воздействию на конвективные облака с целью отработки методики искусственного регулирования осадков. Воздействия на облака осуществлялись с самолета-лаборатории Ан-12 «Циклон» пиропатронами калибра 50 мм (ПВ-50). Пиросостав шашки активного дыма изделия ПВ-50 (вес 250 г) содержит 2 % AgI, что обеспечивает создание в облаке от одного изделия $2 \cdot 10^{15}$ льдообразующих ядер, активных при —10 °С. Пиропатрон ПВ-50 выстреливается вниз из кассетного устройства КДС-155. Использовались изделия ПВ-50 с временем горения ШАД 50±5 с и временем задержки начала горения 8±2 с и 25± ± 3 с. Изделия первого типа применялись для воздействия на облака с переохлажденной вершиной капельного строения, а второго типа — на облака с закристаллизованной вершиной. В ряде случаев производился групповой пуск изделий.

Эффект воздействия прослеживался с помощью установленной на самолете метеорологической РЛС с узконаправленным вертикально вниз лучом (λ=3,2 см). Контрольные проходы для наблюдений за результатами воздействия выполнялись с тем же курсом и на той же высоте, что и при воздействии. Интервал времени между проходами составлял от 5 до 10 мин, в зависимости от размеров облаков и числа облаков, последовательно подвергавшихся воздействию.

Воздействия на мощные кучевые облака

В период эксперимента было проведено 69 опытов по воздействию на Cu cong. с целью искусственного вызывания осадков. Успешное вызывание осадков отмечено в 63 случаях (91 %).

Время регистрации появления радиоэха после воздействия составляло от 5 до 18 мин, среднее значение составляло 13 мин. Возможно, что время обнаружения радиоэха оказалось завышенным, так как самолет не всегда мог находиться над облаком, на которое производилось воздействие, именно в тот момент времени, когда произошло зарождение радиоэха или начиналось выпадение осадков до земли.

При воздействии на Cu cong. расход пиропатронов составлял от 1 до 6 на облако. В большей части опытов расходовались 1—2 изделия ПВ-50 на облако. Увеличение расхода до 6 изделий приводило либо к разрушению облака без выпадения осадков, либо к выпадению слабых осадков.

Для облаков Cu cong. малой мощности (2,0—2,5 км) воздействие приводило, как правило, к выпадению слабых осадков. При мощности облаков 4,0—6,0 км преобладали сильные и умеренные осадки.

Воздействия на кучево-дождевые облака

За указанный период было проведено 10 опытов по воздействию на Cb с целью исследования возможности регулирования осадков. При этом расход изделий ПВ-50 варьировался в широких пределах от 1 до 27 на облако. Об интенсивности осадков в момент воздействия и при последующих проходах над облаком судили, так же как при воздействии на Cu cong., по величине радиолокационной отражаемости.

В семи опытах, когда в момент воздействия из облаков Cb выпадали слабые или умеренные осадки, затраты изделий варьировались от 1 до 4 на облако. После воздействия во всех случаях отмечалось усиление осадков до умеренных или сильных. В одном опыте, когда до воздействия выпадали слабые осадки, после воздействия 12 пиропатронами осадки усилились через 17 мин до умеренных, но через 35 мин после воздействия характеризовались как слабые.

В двух случаях, когда до воздействия из Cb выпадали сильные осадки, после пуска 24—27 пиропатронов через 17—18 мин произошло ослабление осадков до умеренных, сопровождавшееся отделением наковальни от основного тела облака, а через 44—45 мин осадки уже отсутствовали. Радиолокационные данные для одного из этих опытов приведены на рис. 1. Воздействие на Cb в тыловой части холодного фронта произведено в районе ст. Руссы 15 июля 1979 г. в 17 ч 16 мин. При каждом воздействии вводилось 12 изделий ПВ-50. Сильные осадки из основного Cb мощностью 7,1 км (высота верхней границы радиоэха около 9 км) и умеренные осадки из облака под наковальней доходили в момент воздействия до земли. Через 18 мин после воздействия было отчетливо видно отделение наковальни от основного тела Cb. Обе зоны осадков слились и их интенсивность можно было отнести к категории умеренных осадков. Протяженность зоны осадков вдоль пути полета увеличилась от 5 до 8 км.

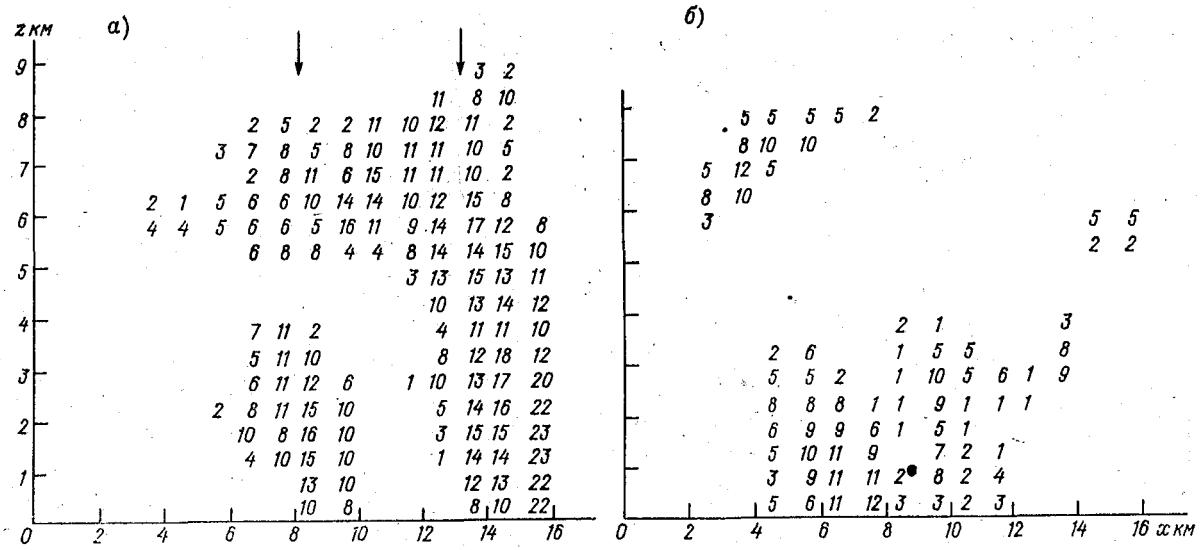


Рис. 1. Вертикальные разрезы радиоэха (отражаемость в условных единицах) от Cb, подвергнутого воздействию 15 июля 1979 г., в 17 ч 16 мин (момент воздействия) (*а*) и в 17 ч 34 мин (*б*).

Стрелками указано место введения реагента.

Для сравнения на рис. 2 приведены данные о радиолокационной отражаемости естественно развивавшегося Cb за 15 июля 1979 г. Наблюдения проводились в 18 ч 18 мин и 18 ч 33 мин. Высота верхней границы Cb достигала 8,5 км. Отчетливо прослеживалось уменьшение протяженности зоны осадков со временем (от

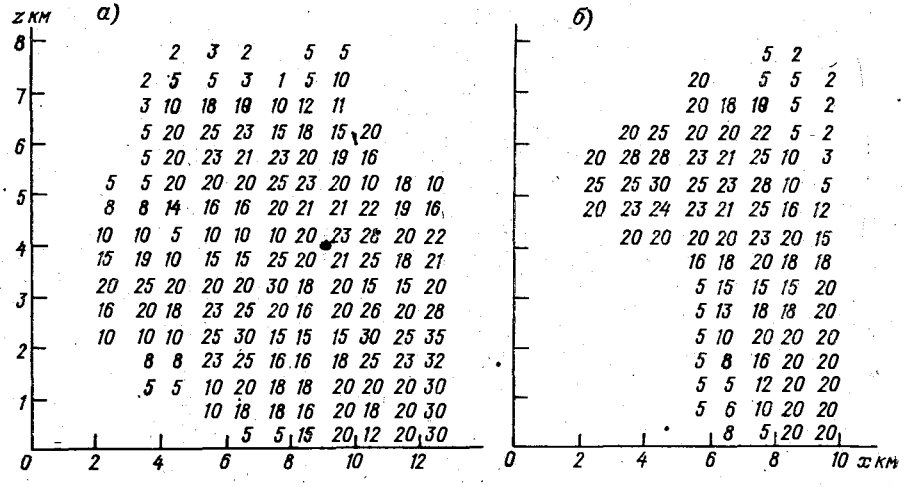


Рис. 2. Вертикальные разрезы радиоэха (отражаемость в условных единицах) от естественно развивающегося Cb 15 июля 1979 г. в 18 ч 18 мин (*а*) и 18 ч 33 мин (*б*).

7 до 4 км) и некоторое ослабление их интенсивности. Максимальная радиолокационная отражаемость составляла 30 условных единиц в 18 ч 18 мин и 20 единиц в 18 ч 33 мин. Вымывание осадками естественно развивающегося облака происходило менее интенсивно по сравнению с облаком, которое подверглось воздействию большим числом пиропатронов.

Анализ полученных данных

Представляет интерес рассмотреть результаты опытов с учетом вертикальной мощности облаков, подвергнутых воздействию, и расхода изделий ПВ-50.

Сводные данные о результатах воздействий на мощные кучевые и кучево-дождевые облака приведены в табл. 1.

В табл. 2 даны характеристики условий проведения опытов для 42 случаев, когда были получены наиболее полные данные наблюдений.

Как видно из таблиц, воздействию подвергались Cu cong. мощностью от 2 до 6 км и Cb мощностью от 4 до 8 км. При мощности Cu cong. до 4 км воздействие осуществлялось во всех случаях одним изделием ПВ-50 на облако. Для более мощных облаков рас-

Таблица 1

Результаты воздействий на облака Cu cong. и Cb в зависимости от их мощности и расхода изделий ПВ-50

Мощность облаков, км	Cu cong.								
	Число случаев	Расход ПВ-50				Результат воздействия			
		1	2	3	6	сильный	умеренный	слабый	разрушение
2,0—2,9	37	37	—	—	—	2	9	23	3
3,0—3,9	3	3	—	—	—	1	1	—	1
4,0—4,9	19	6	10	1	2	3	13	2	1
5,0—5,9	10	4	3	2	1	4	4	1	1
6,0—6,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7,0—7,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Мощность облаков, км	Cb									
	Число случаев	Расход ПВ-50					Результат воздействия			
		1	2	4	12	24—27	сильный	умеренный	слабый	разрушение
2,0—2,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3,0—3,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4,0—4,9	1	—	—	1	—	—	1	—	—	—
5,0—5,9	3	1	1	1	—	—	3	—	—	—
6,0—6,9	4	—	2	1	1	—	1	2	—	—
7,0—7,9	2	—	—	—	—	2	—	2*	—	—

* В обоих случаях произошло быстрое вымывание основного тела облака под наковальней с отделением последней.

ход изделий варьировался от 1 до 6 на облако. Отмечено, что при увеличенном расходе ПВ-50 возрастает число случаев выпадения слабых осадков или разрушения облаков (без выпадения заметных осадков) после воздействия.

При воздействии на Cb мощностью 4—6 км расходовалось от 1 до 4 изделий ПВ-50. Во всех случаях после воздействия выпали умеренные или сильные осадки.

При мощности Cb 6—8 км в двух случаях расход составил 2 изделия ПВ-50 на облако. В обоих случаях произошло усиление осадков от слабых до умеренных. Такой же результат получен при расходе 12 изделий ПВ-50 на облако. В двух случаях при расходе 24—27 изделий ПВ-50 на облако произошло ослабление осадков от сильных в момент воздействия до умеренных с быстрым вымыванием части основного тела облака под наковальней и отделением последней.

№ п/п	Дата	Мощность облака, км	Температура на ВГ облака, °С	Интенсивность осадков до воздействия	Протяженность зоны осадков до воздействия, км	Время воздействия, ч мин	Расход ПВ-50 на облако	Пара изде	
								задержка, с	
								Мощные куче	
1	10 июля	4,2	—18	—	—	16 47	1	8	
2		4,1	—18	—	—	16 53	1	8	
3		4,3	—19	—	—	17 41	4	8	
4		4,6	—22	—	—	16 55	1	8	
5	11 июля	4,1	—19	—	—	16 56	1	8	
6		3,8	—17	—	—	16 57	1	8	
7		3,4	—14	—	—	17 49	1	8	
8	12 июля	4,8	—17	—	—	12 52	2	8	
9		4,8	—17	—	—	12 54	2	8	
10		4,5	—15	—	—	12 57	2	8	
11		4,8	—17	—	—	13 00	2	8	
12		4,5	—15	—	—	13 02	1	8	
13		4,5	—15	—	—	13 03	1	8	
14		4,5	—15	—	—	13 04	2	8	
15		4,5	—15	—	—	13 05	2	8	
16		5,5	—21	—	—	17 09	2	8	
17		5,5	—21	—	—	17 12	2	8	
18		5,0	—18	—	—	17 39	2	8	
19	14 июля	4,7	—17	—	—	13 01	2	8	
20		4,8	—18	—	—	13 07	6	8	
21		5,0	—19	—	—	13 08	6	8	
22		4,5	—16	—	—	14 04	2	8	
23		5,3	—21	—	—	16 42	3	8	
24		5,0	—21	—	—	17 10	4	8	
25	14 июля	5,0	—19	—	—	17 11	4	8	
26		4,5	—16	—	—	18 46	3	8	
27		5,0	—19	—	—	18 47	1	25	
28	15 июля	5,2	—19	—	—	12 32	1	8	
29		3,9	—11	—	—	12 39	1	8	
30	17 июля	2,5	—15	—	—	15 19	2	8	
31		2,5	—16	—	—	15 20	2	8	
32		5,0	—19	—	—	15 25	2	8	
								Кучево-дожде	
33	11 июля	6,9	—38	Слабые	11	13 40	2	8	
34	12 июля	6,0	—26	Слабые	3	17 40	2	8	
35		5,0	—18	Слабые	—	17 39	2	8	
36	14 июля	6,0	—24	Слабые	4	15 05	12	8	
37		5,3	—21	Слабые	—	16 42	3	8	
38							3	8	
39		4,5	—16	Слабые	—	18 46	1	25	
40		5,0	—19	Слабые	—	18 47	1	25	
41	15 июля	7,1	—30	Сильные	5	17 16	24	25	
42		7,4	—34	Сильные	3,5	17 40	27	25	
43		6,8	—29	Умеренные	—	18 19	4	25	

Примечание. При проведении опыта 35 отмечались сильные грозовые

по воздействию на Cu cong. и Cb

Таблица 2

метр лия / горение, с	Период наблюдения после воздействия, мин	Изменение мощности облака, км	Интенсивность осадков	Протяженность зоны осадков, км	Период до окончания наблюдений после воздействия, мин	Интенсивность осадков к концу наблюдения	Протяженность зоны осадков в конце наблюдения, км
вые облака							
50	13	−0,2	Слабые	5	43	Осадков нет	—
50	10	−0,4	Умеренные	3	44	Слабые	2
50	11	−0,3	Сильные	6	26	Умеренные	10
50	13	−0,2	Умеренные	6,2	47	Осадков нет	
50	14	−0,3	Умеренные	4,5	39	Умеренные	4,2
50	14	+0,3	Слабые	5,1	40	Слабые	2,7
50	18	+0,3	Сильные	4	44	Умеренные	3
50	18	+0,2	Умеренные	6	35	Умеренные	6
50	18	+0,2	Умеренные	5	35	Слабые	6
50	18	−0,3	Умеренные	7	36	Слабые	8
50	20	+0,2	Умеренные	5	39	Умеренные	4
50	19	+0,3	Умеренные	2	40	Слабые	3
50	20	+0,2	Умеренные	3	41	Слабые	2
50	20	+0,3	Умеренные	5	42	Умеренные	6
50	20	−0,2	Умеренные	6,5	43	Умеренные	7
50	14	0,0	Умеренные	4	14	Умеренные	4
50	15	−1,0	Слабые	3	15	Слабые	3
50	9	+0,5	Слабые	2	31	Сильные	2,7
50	22	—	—	—	22	Облако разрушается	
50	25	−1,5	—	—	25	Облако разрушается	
50	25	−2,0	—	—	25	Облако разрушается	
50	15	−0,5	Сильные	7	43	Осадков нет	
50	21	−0,6	Сильные	9	21	Сильные	9
50	11	+0,5	Умеренные	4	23	Слабые	2
50	12	+0,7	Умеренные	4,5	42	Слабые	4
50	12	−0,2	Умеренные	7,2	44	Сильные	5
50	12	−0,7	Сильные	6,5	49	Осадков нет	
50	17	+1,0	Умеренные	4,5	31	Умеренные	8,5
50	14	−2,0	—	—	14	Облако развивается	
50	20	+0,6	Умеренные	9,6	20	Умеренные	9,6
50	18	+0,4	Умеренные	10	18	Умеренные	10
50	23	+0,6	Сильные	13	44	Сильные	13
вые облака							
50	11	0,0	Умеренные	15	53	Умеренные	25
50	15	+1,0	Умеренные	5	28	Умеренные	10
50	9	—	Сильные		118	Умеренные	
50	17	−0,3	Умеренные	15	35	Слабые	2,7
50	19	—	Сильные	—	21	Умеренные	—
50							
50	6	—	Сильные	—	49	Умеренные	—
50	12	—	Сильные	—	49	Облако разрушается	
50	18	−0,1	Умеренные	8	44	Осадков нет	
50	17	−0,5	Умеренные	11	45	Осадков нет	
50	4	—	Сильные	—	16	Умеренные	—

разряды.

Отметим, что в ряде случаев при воздействии на группу Cu cong. с общим основанием одно из облаков не обрабатывалось. При этом наблюдался интенсивный его рост с превращением в Cb, а его вершина при благоприятных аэрологических условиях достигала уровня 9÷10 км.

Выводы

1. При воздействии на отдельные Cu cong. реагентами гетерогенной кристаллизации, вводимыми в облако при помощи изделий ПВ-50 с общей льдообразующей активностью на изделие около $2 \cdot 10^5$ $г^{-1}$, расход должен составлять 1—2 изделия на облако мощностью 2—4 км и 3—4 изделия при мощности свыше 4 км.

2. При воздействии на отдельные Cb мощностью 4—7 км расход изделий ПВ-50 должен составлять не более 12 на облако.

3. Увеличение расхода сверх указанных пределов ведет к выпадению осадков с пониженной интенсивностью.

4. Приведенные выводы являются сугубо предварительными и требуют подтверждения на большом экспериментальном материале.

В получении экспериментальных материалов участвовали Г. И. Яников и другие специалисты ЛНИЦ ЦАО.

Н. Н. Бурчуладзе, Т. Н. Громова, В. Я. Никандров, Т. А. Першина, Н. С. Шишкин

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РОЛИ ЗАМЕРЗАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ ОБЛАЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЭЛЕКТРИЗАЦИИ КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА

Введение

Рассмотрим физические процессы, происходящие в мощных кучевых облаках в преддиссипационной стадии на уровне верхняя граница — надоблачный слой воздуха. Как известно, в период максимума конвекции достигается наибольшая упорядоченность и замкнутость системы внутренней и околооблачной циркуляции. В этих условиях над облаком устанавливается компенсирующая (как бы зеркальная) циркуляция воздуха с адиабатическим опусканием его из более высоких слоев к верхней границе облака [3].

Для ненасыщенного водяным паром воздуха изменение температуры с изменением давления при адиабатическом процессе определяется уравнением Пуассона, которое используется в расчетах для условий, когда изменение давления значительно, а приток тепла мал:

$$T_0/T_1 = (P_0/P_1)^{0,288},$$

где T_0 — температура данной массы воздуха до начала опускания, T_1 — температура этой массы воздуха после опускания, P_0 — давление воздуха на уровне начала опускания, P_1 — давление воздуха на уровне, где окончилось опускание.

Для расчета нами были взяты данные по стандартной модели атмосферы [2]. Из результатов расчетов следует, что на высоте верхней границы облака $H_{в.г}=10$ км $P_0=266{,}8$ гПа, $T_0=-50$ °С и относительная влажность 40 %. На высоте $H_{в.г}=7$ км $P_1=421{,}2$ гПа, $T_1=-30$ °С. Расчет показал, также, что относительная

влажность в опустившейся с высоты 10 км до 7 км и несколько нагретой массе воздуха в слое соприкосновения с облаком составит около 8—10 %. Если же принять высоту начала опускания воздуха равной 12—13 км, где относительная влажность воздуха составляет примерно 2—5 %, то воздух, опустившийся в слой соприкосновения с облаком, будет иметь относительную влажность не более 1 % [4].

Поскольку в облаке относительная влажность близка к 100 %, в зоне соприкосновения создаются условия для быстрого перехода облачных частиц в среду с низкой влажностью и малым давлением. В результате возникает интенсивное испарение облачных элементов, сопровождающееся их охлаждением, замерзанием и разрушением, а также электризацией как самих капель и кристаллов, так и образующихся при этом микроагрегатов [1].

В условиях пониженной влажности воздуха замерзание водяных капель может, как известно, происходить даже при положительной температуре воздуха, так как интенсивное испарение капель приводит к их охлаждению.

В работе [4] показано, что в абсолютно сухом воздухе температурный порог замерзания капель при нормальном давлении составляет 10,2 °С. При пониженном давлении этот порог может быть еще более высоким. Действительно, коэффициент диффузии какого-либо газа или пара в воздухе определяется формулой:

$$D = 1/3\bar{v}l,$$

где $\bar{v} = \sqrt{8\ kT/\pi m}$ — средняя скорость движения молекул, $l = kT/\sqrt{2}d^2\ P$ — длина свободного пробега молекул, k — постоянная Больцмана, T — абсолютная температура, m — масса молекулы, d — диаметр молекулы, P — давление воздуха.

Вычислив коэффициенты диффузии и подставив соответствующие значения в формулы приведенные в работе [4], можно получить порог замерзания водяного пара, который при давлении воздуха $P=400$ гПа и пренебрежимо малой влажности составляет 26 °С. Близкие температуры замерзания действительно отмечались в описанных ниже опытах.

В наших лабораторных опытах моделировались условия в известной мере аналогичные тем, которые имеют место в зоне соприкосновения надоблачного слоя и верхней границы облака: большой дефицит влажности и пониженное атмосферное давление. При этом имелось в виду что в этой зоне могут находиться как замерзшие, так и незамерзшие капли облака, взаимодействующие друг с другом.

Методика исследований

Для выполнения опытов была создана установка (рис. 1, 2), позволяющая моделировать фазовые переходы капель и льдинок в рассмотренных выше условиях и оценивать при этом эффект электризации облачных частиц (d=0,5—15 мкм) при их испаре-

нии и разрушении. На рисунках приведены общая схема установки и чертеж экспериментальной камеры, в которой проводились исследования испарения и замерзания капель чистой воды. Объем камеры составляет 120 см^3. Внутрь камеры вмонтированы термометр и микроманипулятор для подвешивания исследуемой частицы в поле зрения микроскопа. Камера герметизирована.

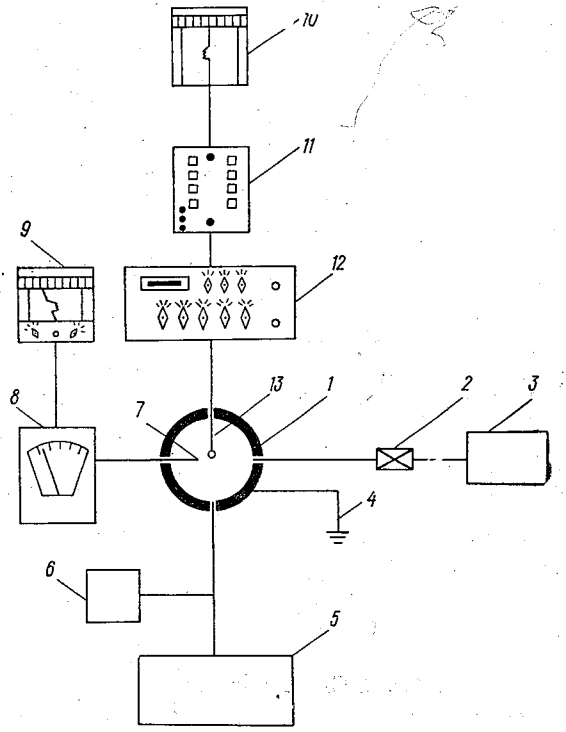


Рис. 1. Схема установки.

1 — камера, *2* — кран, *3* — микроманипулятор, *4* — заземление, *5* — вакуумный насос, *6* — манометр М-24-18, *7* — термометр, *8* — гальванометр, *9* — самописец И-39, *10* — самописец Н-37, *11* — усилитель И-37, *12* — электрометр ИТН-6, *13* — исследуемая капля.

Воздух откачивается через специальную втулку, где установлен контрольный измеритель давления. В задней стенке камеры на двух сапфировых изоляторах укреплен стержень, соединенный с высокочувствительным ($2 \cdot 10^{16}$ Кл) электрометром. На конце стержня, внутри камеры, на расстоянии 15 мм от держателя частицы, закреплен позолоченный волосок $d = 0{,}06$ мм. Установка экранирована. Все металлические части камеры и провода заземлены.

Процедура экспериментов состояла в следующем. Перед началом опытов с целью осушения камеры на ее дно засыпали высу-

шенный селикагель. Далее измеряли температуру внутри и вне камеры, а также влажность воздуха в помещении лаборатории. Каплю воды с помощью микроманипулятора вводили в камеру, насаживали на тщательно промытый волосок и иглу микроманипулятора выводили. Затем доступ наружного воздуха в камеру прекращался и включался вакуумный насос. Отметив время всех этапов подготовки камеры и начала разрежения в ней, включали самописец, фиксирующий изменение температуры в камере, зна-

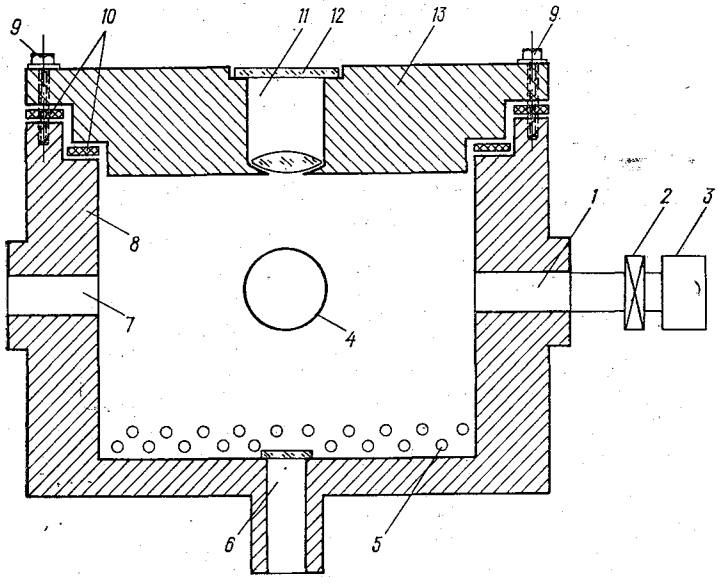


Рис. 2. Схема микрокамеры.

1 — отверстие для ввода исследуемой капли, *2* — кран, *3* — микроманипулятор, *4* — отверстие для визуального наблюдения, *6* — селикагель, *6* — отверстие для откачки воздуха, *7* — отверстие для ввода термометра, *8* — стенки камеры, *9* — болты для крепления крышки, *10* — резиновые прокладки, *11* — линза для фокусировки света, *12*, *13* — крышка.

чение и знак возникающего у капли заряда. В процессе дальнейших наблюдений за состоянием исследуемой частицы при ее охлаждении отмечалось время начала и конца замерзания капли, наличие или отсутствие отрывающихся от нее микрочастиц, а также другие существенные стороны ее деформации. На ленте самописца в это время регистрировалось изменение заряда исследуемой частицы, связанное с различного вида деформациями и отделением осколков. Бо́льшая часть опытов сопровождалась фотосъемкой процессов замерзания и разрушения исследуемых частиц.

Для привязки значения давления воздуха, изменяющегося в ходе эксперимента, к высоте в реальной атмосфере, применялся

авиационный высотомер. Для определения отношения давления воздуха в камере после и до разрежения применялся прибор, с которого снимались значения отношения $P_{экс}/P_{нач}$.

Результаты экспериментов и их обсуждение

Выполненные по описанной выше методике эксперименты (около 1000 опытов) позволили выявить роль замерзания и разрушения в электризации облачных элементов. Вначале приведем некоторые данные визуальных наблюдений. Температура и время начала замерзания капли размером 0,6 — 1,5 мм в разреженном воздухе камеры оказались зависящими от скорости разрежения и начальной температуры капли. Продолжительность замерзания в среднем составляла 5 с в разреженном воздухе камеры, а при обычных условиях (при той же температуре) увеличивалась в 3—5 раз. В начале опыта, обычно спустя 3—5 с после начала разрежения воздуха, в исследуемой капле наблюдалось быстрое перемещение пузырьков воздуха к ее поверхности. При этом наиболее быстро замерзающая поверхность капли подвергалась деформации. В отдельных случаях после начала замерзания в результате быстрого испарения капля срывалась с держателя, и тогда на очень тонком остаточном слое льда на держателе фиксировался большой заряд (до $-2 \cdot 10^{-13}$ Кл).

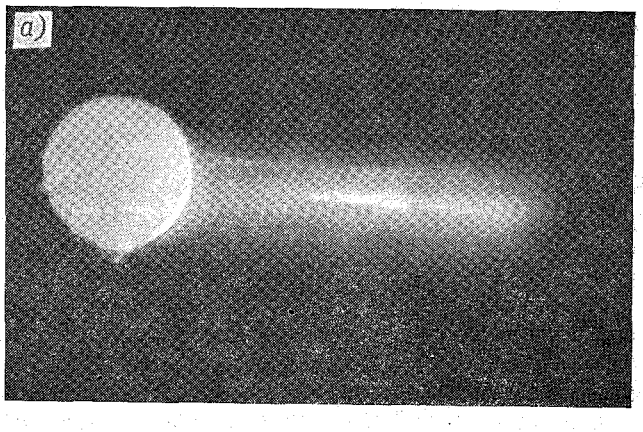
Анализ фотографий различных видов деформаций и разрушений жидких капель при замерзании в результате быстрого их испарения показал следующее. У поверхности замерзающих капель, как правило, можно наблюдать поток микроагрегатов, движущихся иногда в одном направлении, а нередко вокруг всей капли (рис. 3 *а*). Для переохлажденных капель с начальной температурой от —1 до —10 °С и со скоростью разрежения 0,2 км/с (до создания условий бурного испарения) это явление обычно сопровождается растрескиванием капли с выделением микрочастиц, но без разрушения на отдельные крупные куски

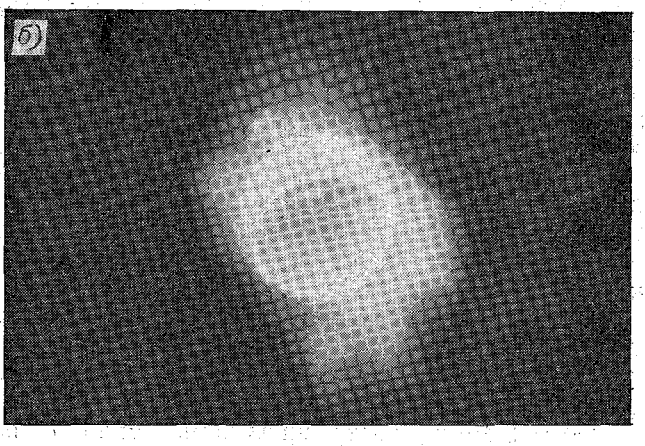
Таблица 1

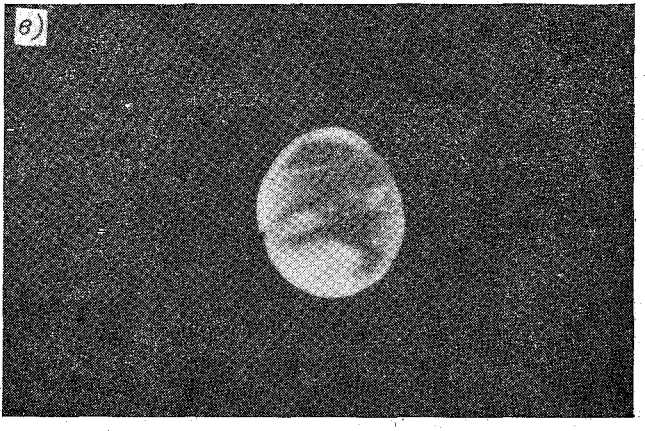
Заряжение замерзающих капель воды в условиях их бурного испарения

Начальная температура, °С от	до	Вид деформации	Число опытов	Знак заряда, число случаев		Значение заряда, 10^{14} Кл			
						среднее		предельное	
				отрицательный	положительный	q_-	q_+	q_-	q_+
—15	0	А	35	25	19	1,7	1,0	0,4; 15,0	0,4; 6,6
12	25	А	114	112	8	2,8	0,3	0,3; 36,0	0,6; 14,0
		Б	100	41	85	8,4	23,2	1,8; 42,0	1,2; 126,0

Примечание. А — начальный период замерзания капли, массовый выброс мельчайших частиц; Б — раскалывание капли, отрыв отдельных крупных осколков.


а)


б)


в)

(рис. 3 *б*). Для капель же с высокой начальной положительной температурой (от 12 до 25 °С) и той же скоростью разрежения не наблюдалось ни одного случая замерзания капли чистой воды и сопутствующих замерзанию явлений электризации и разрушения. В этих условиях происходило только их испарение. Замерзание же капель при указанных высоких начальных температурах наблюдалось при более значительных скоростях разрежения воздуха (в 4—5 раз больших). При этом процесс замерзания обычно сопровождался различного рода деформацией капли,

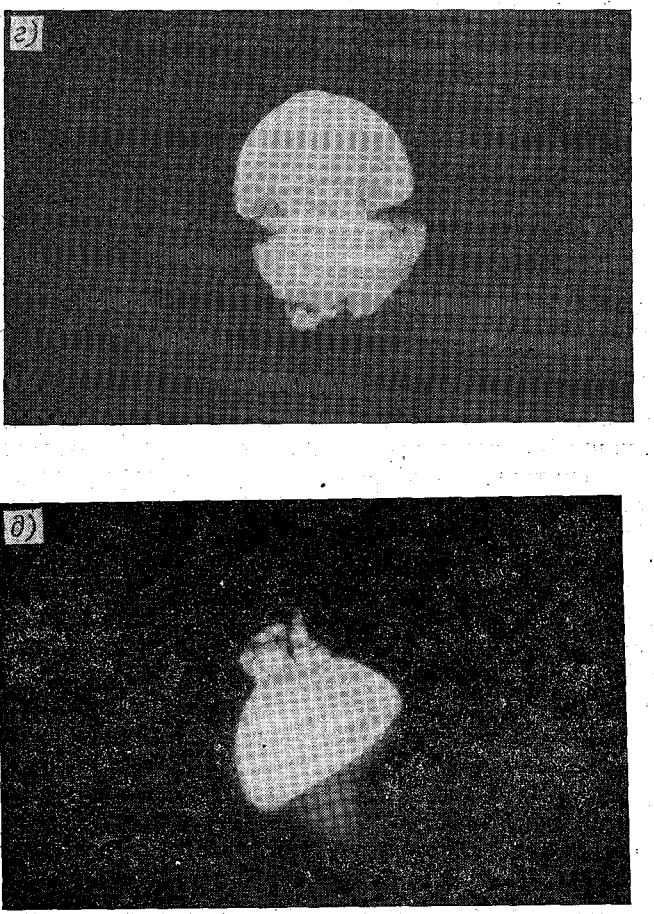


Рис. 3. Деформация капель при замерзании.

Вылет микрочастиц изнутри замерзающей капли и перемещение их потока в одном направлении (t=18 °С) (*а*); вылет микрочастиц изнутри замерзающей капли и распространение их во всех направлениях (*б*); растрескивание капли без разрушения (t=—2,2 °С) (*в*); деформация капель при замерзании в условиях недосыщения с разрушением замерзающей капли (t=24 °С) (*г*) и с разрушением отделившегося сплинтера и испарением (t=24 °С) (*д*).

нередко с разломом на крупные осколки (сплинтеры) (рис. 3 *в*). Для обоих диапазонов температур выделение испаряющимися и замерзающими каплями большого числа микроагрегатов приводит к тому, что сами замерзшие капли заряжаются преимущественно отрицательно (в то же время микроагрегаты, отрываясь, относят в среду положительные заряды) (таблица). В случае отрыва крупных осколков остающиеся на держателе частицы оказываются заряженными положительно. В общем же заряды различны и зависят от начальной температуры и характера процесса деформации и разрушения капель.

Заключение

Результаты проведенных лабораторных исследований показывают, что в процессе бурного испарения и замерзания облачных элементов в условиях большого дефицита влажности может происходить их интенсивное разрушение даже при положительной температуре окружающего воздуха. Эти процессы разрушения облачных элементов сопровождаются электризацией как самих замерзающих капель, так и отделяющихся от них микроагрегатов, причем знак и значение заряда частиц определяются интенсивностью и характером процесса их замерзания и испарения. Процессы бурного разрушения и электризации облачных элементов особенно интенсивно могут происходить в зоне соприкосновения верхней границы конвективного облака, находящегося на преддиссипационной стадии развития, и надоблачного воздуха. Есть основание считать, что следствия рассмотренных фазовых и микроструктурных процессов могут влиять на завершение формирования облачного диполя, предшествующего молниеобразованию.

Результаты опытов, выполненных при начальных положительных температурах воздуха, могут служить предпосылкой к объяснению молниеобразования в южных районах земного шара, где верхняя граница развивающихся облаков не достигает низких отрицательных температур, а характер взаимодействия верхней границы облака и надоблачного слоя аналогичен рассмотренному выше.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бекряев В. И. Электризация кристаллизующих водных аэрозолей как механизм генерации грозового электричества.— Труды ЛГМИ, 1964, вып. 26, с. 295—307.

2. Глаголев Ю. Д. Справочник по физическим параметрам атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 212 с.

3. Дьяченко П. В. О механизме горизонтального вовлечения и его возможной роли в развитии кучевых и кучево-дождевых облаков.— Метеорология и гидрология, 1960, № 1, с. 34—37.

4. Пинус И. З., Шметер С. М. Аэрология.— Гидрометиздат, 1956. 31 с.

5. Шишкин Н. С. Некоторые физические закономерности фазовых превращений гидрометеоров.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1953, № 1, с. 78—82.

С. А. Власов

К ИССЛЕДОВАНИЮ АДСОРБЦИИ ПАРОВ ВОДЫ НА ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ ВЕЩЕСТВАХ МЕТОДОМ ПЬЕЗОРЕЗОНАНСНЫХ КВАРЦЕВЫХ ВЕСОВ

Введение

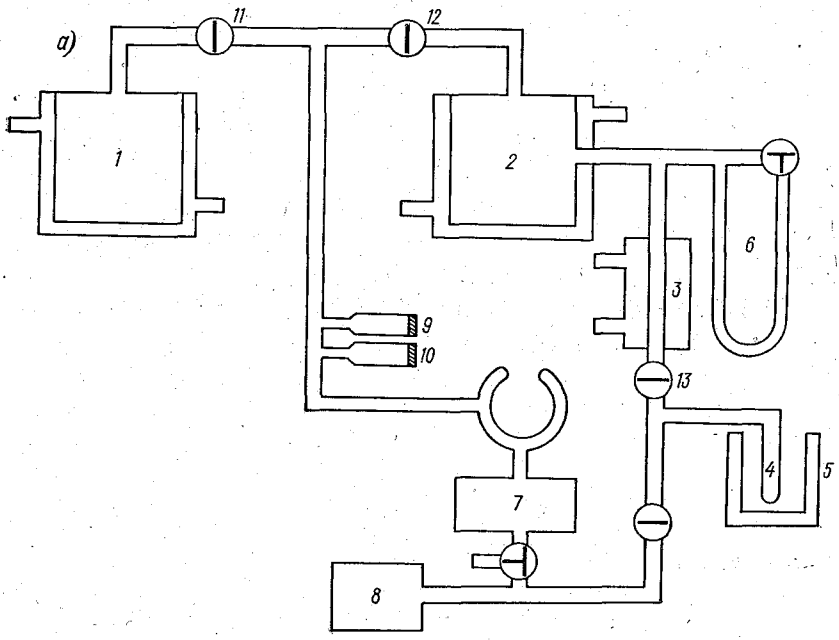
Адсорбция паров воды на поверхности льдообразующих веществ является определяющей стадией процесса гетерогенной нуклеации. За последнее десятилетие появился ряд работ, посвященных исследованию адсорбции паров H_2O и ее роли в процессе льдообразования [3—7, 9]. Несмотря на то, что эти исследования только начались и носят эпизодический характер, они уже внесли ощутимый вклад в понимание микрофизических процессов льдообразования. В свете этого важность и перспективность экспериментальных исследований адсорбции несомненны.

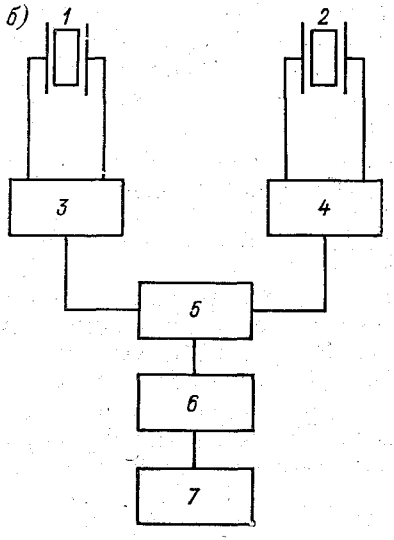
Для исследования адсорбции использован метод пьезорезонансных кварцевых весов. Измерения проводились на установке, описанной в работе [2]. Выбор метода был обусловлен его относительной простотой и высокой чувствительностью, а также тем, что исследуемые образцы приготавливаются в виде тонких пленок на поверхности кварцевых резонаторов, что допускает совместное исследование массы адсорбированной воды и проводимости пленки и таким образом дает возможность получать значительную информацию об адсорбате.

Для исследования гетерогенной нуклеации метод пьезорезонансных кварцевых весов применялся впервые. Теория метода изложена в работе [8]. Сущность его заключается в измерении сдвига собственной частоты кварцевого резонатора Δf при адсорбции молекул воды. Сдвиг частоты пропорционален массе молекул m, адсорбированных единицей макроскопической поверхности колеблющейся части кварцевого резонатора:

$$\Delta f = -\frac{f_0}{\rho_{кв} d} m,$$

где f_0 — частота кварцевого резонатора; $\rho_к$ — плотность кварца; d — толщина кварцевого резонатора.


а)
11
12
1
2
6
3
9
10
13
4
5
7
8


б)
1
2
3
4
5
6
7

Для исследования адсорбции на льдообразующих реагентах исследуемое вещество наносится в виде тонкой пленки на обе стороны кварцевого резонатра.

Описание установки и методики измерений

Установка состоит из трех блоков: 1) вакуумная система с подключенной к ней системой для впуска паров воды; 2) кварцевые весы; 3) система термостабилизации.

Схема вакуумной системы представлена на рис. 1 *а*. В ячейки *1*, *2*, снабженные рубашками для термостабилизации, помещаются, соответственно, опорный кварц и кварц с нанесенным на его поверхность исследуемым веществом (рабочий кварц). Краны *11*, *12* позволяют подключить обе ячейки к вакуумным насосам (диффузионному *7* и форвакуумному *8*) для создания в них вакуума $6{,}6 \cdot 10^{-6}$ гПа. Термопарный *9* и ионизационный *10* датчики предназначены для измерения давления.

К ячейке с рабочим кварцем *2* подключена система впуска паров воды, состоящая из теплообменника *3*, предназначенного для выравнивания температуры поступающих паров воды и

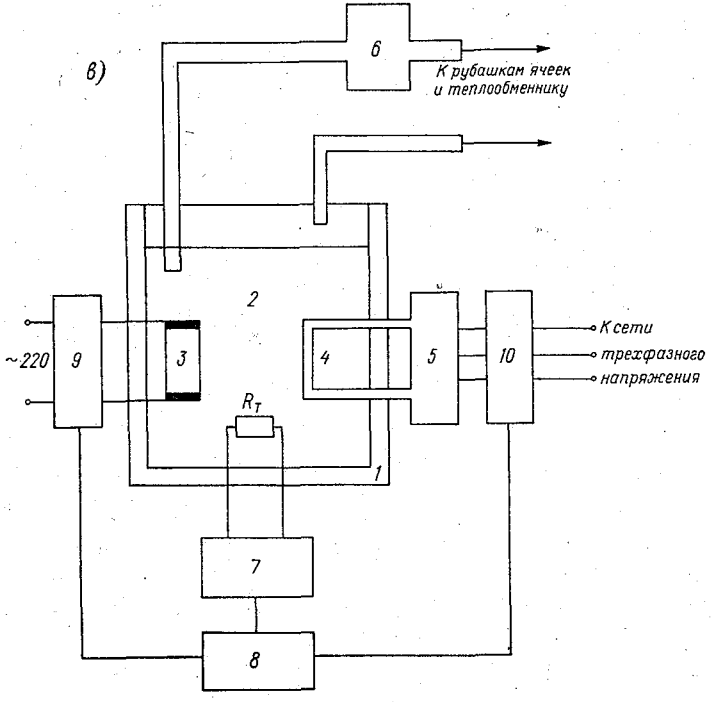


Рис. 1. Схемы вакуумной части установки (*а*), блока кварцевых весов (*б*) и блока термостабилизации (*в*).

температуры рабочего кварца, крана для подачи паров *13* и объема с дистиллированной водой *4*, помещенного в термостат *5*. Меняя температуру в термостате можно варьировать давление паров воды от 0 до давления насыщения при температуре рабочего кварца. Давление паров измеряется *U*-образным масляным манометром *6*.

Схема блока кварцевых весов приведена на рис. 1 *б*. Сигналы с генераторов *3* и *4*, стабилизированных соответственно опорным *1* и рабочим *2* кварцами, поступают на смеситель *5*. Сигнал с разностной частотой выделяется и усиливается усилителем *6* и поступает на электронно-счетный частотомер ЧЗ-36 *7*, позволяющий измерять разностную частоту с точностью до 0,1 Гц.

Схема блока термостабилизации представлена на рис. 1 *в*. В термостат *1* с рабочей жидкостью *2* (дистиллированная вода с этиленгликолем) помещены нагреватель мощностью 2 кВт *3*, испаритель *4* холодильного агрегата ФАК-1,5 *5*, система для принудительной циркуляции рабочей жидкости во внешней цепи с насосом *6* и калиброванное термосопротивление R_T. Термосопротивление подключено к мосту постоянного тока Р-333 *7*, который задает температуру. Если сопротивление R_T отличается от заданного значения, мост формирует сигнал рассогласования, который поступает на самопишущий потенциометр КСП-4 *8* с двухпозиционным регулирующим устройством. Если значение рассогласующего напряжения превышает заданный предел, то в зависимости от полярности сигнала двухпозиционное регулирующее устройство включает либо холодильный агрегат, либо нагреватель путем подачи сигнала на соответствующие тиристорные блоки запуска *9* и *10*.

Для точного измерения температуры в ячейки *1* и *2* (рис. 1 *а*) помещены калиброванные термосопротивления.

Блок термостабилизации позволяет поддерживать температуру в ячейках *1*, *2* и теплообменнике *3* (рис. 1 *а*) с точностью до 0,04 °С в интервале температур —20... 80 °С. Ошибка измерений за счет ухода температуры для используемых типов кварцевых резонаторов не превышает $0{,}5 \cdot 10^{-9}$ г/см^2. Ошибка измерений за счет изменения давления в ячейках не превышает $2 \cdot 10^{-9}$ г/см^2 при изменении давления от $1{,}3 \cdot 10^{-6}$ гПа до атмосферного давления [8].

Исследуемые вещества наносятся на обе стороны кварцевого резонатора путем термического распыления в вакууме. О толщине напыляемой пленки можно судить по изменению частоты кварцевого резонатора. Для измерений используются кварцевые резонаторы среза АТ, имеющие наиболее слабую зависимость частоты от температуры в исследуемом интервале температур. Перед проведением измерений подготовленные образцы подвергаются 20-часовому обезгаживанию в вакууме $6{,}6 \cdot 10^{-6}$ гПа при температуре 70 °С.

Результаты пробных измерений

Для проведения пробных измерений был использован кварцевый резонатор АТ среза с собственной частотой около 10 МГц, на который была напылена пленка AgI толщиной 0,5 мкм. Результаты измерений представлены на рис. 2, на котором изображена зависимость массы молекул H_2O, адсорбированных единицей макроскопической поверхности кварца m, от относительной влажности

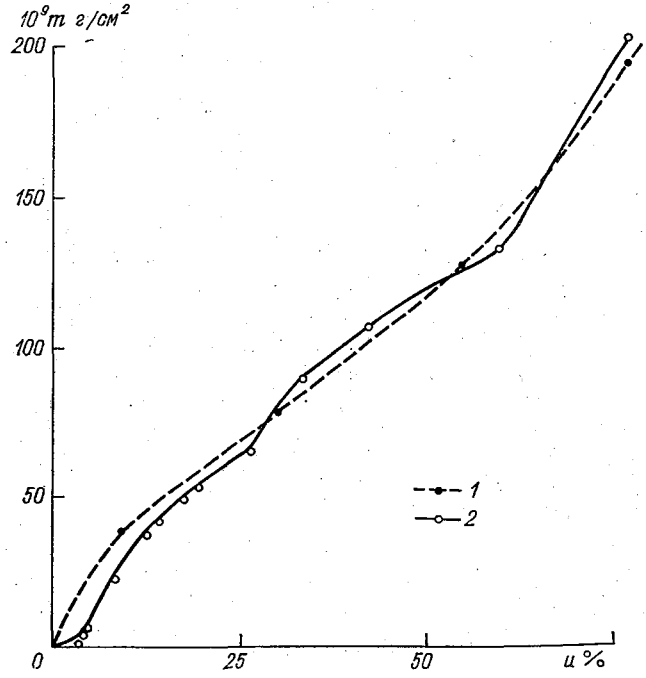


Рис. 2. Результаты измерения массы m паров воды, адсорбированных на иодистом серебре, при различных значениях влажности u и $T=20$ °С, по данным работы [4] (*1*) и по данным настоящей работы (*2*).

u при 20 °С, полученная по данным измерений на описанной установке, и зависимость $m(u)$, рассчитанная по данным работы [4]. Из рисунка видно, что кривая зависимости адсорбционной массы m от влажности u имеет два перегиба: при $u \approx 25$ % и $u \approx 60$ %. Для объяснения такого хода кривой были привлечены результаты работы [4], авторы которой изучали адсорбцию H_2O на порошке AgI вакуумно-статическим методом. Согласно работе [4], толщина монослоя при температуре 20 °С составляет $2{,}35 \cdot 10^{-6}$ моль/г. Используя это значение и результаты измерений адсорбции при 20 °С, представленные в той же работе, можно показать, что при завершении первого монослоя влажность составляет 25,5 %, а при завершении второго монослоя — 56,6 %. Полученные значения влажности близки к значениям, которые наблюдаются в точках

перегиба, кривой $m(u)$ (см. рис. 2). Таким образом, можно предположить, что по мере увеличения влажности происходит послойное заполнение поверхности с различной теплотой адсорбции в каждом монослое. Это свидетельствует о высокой степени однородности используемой пленки AgI, т. е. о малом количестве дефектов и неоднородностей, а также наличии на поверхности граней только с определенным индексом [1].

Для сравнения на рис. 2 нанесена кривая зависимости адсорбированной массы воды от влажности, полученная в результате пересчета адсорбции, выраженной в 10^{-6} моль/г [4], в массу адсорбированных молекул на единицу поверхности и последующего умножения всех полученных значений на одинаковый множитель, обеспечивающий наилучшее совпадение кривых. Значение множителя соответствует отношению истинной поверхности к макроскопической, т. е. коэффициенту шероховатости.

Как видно из рисунка, кривая *2* представляет собой «сглаженный» вариант кривой *1*. Плавный ход кривой *2* свидетельствует о значительной неоднородности поверхности адсорбента и существенной специфичности взаимодействия адсорбат—адсорбент. Коэффициент шероховатости, обеспечивающий наилучшее совпадение кривых, равен пяти, что кажется вполне достоверным. Таким образом, сравнение результатов измерений на установке с результатами работы [4] показывает их достаточно хорошее совпадение и дает информацию о характере адсорбции и состоянии поверхности образца.

В дальнейшем с целью углубленного изучения адсорбции как начальной стадии нуклеации льда планируется проведение совместных измерений массы адсорбата и проводимости пленки при различных значениях температуры и влажности среды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авгуль Н. Н. и др. Адсорбция газов и паров на однородных поверхностях/Н. Н. Авгуль, А. В. Киселев, Д. П. Пошкус.— М.: Химия, 1975. 383 с.
2. Батанова А. Е., Савельева З. И. Метод измерения адсорбции на поверхностях монокристалла.— ЖФХ, 1969, т. 43, № 9, с. 1618—1620.
3. Баханова Р. А., Кисилев В. И. ИК спектры поглощения воды, адсорбированной на некоторых льдообразующих реагентах и их связь с льдообразующей активностью.— Труды УкрНИГМИ, 1972, вып. 114, с. 64—72.
4. Богатова Н. Ф. и др. Адсорбция паров воды на кристалах йодистого серебра/Н. Ф. Богатова, Г. Г. Будераская, М. В. Товбин.— В кн.: Адсорбция и адсорбенты.— Киев: Наукова думка, 1972, вып. 1, с. 120—123.
5. Морачевский В. Г. и др. Процессы гетерогенного льдообразования и энергетика адсорбции/Н. А. Дубрович, В. Г. Морачевский, А. Г. Попов.— Труды ГГО, 1976, вып. 372, с. 62—70.
6. Москвитин Н. И. и др. Исследование адсорбции паров воды на ионных кристаллах/М. М. Дубинин, Н. И. Москвитин, А. И. Сарахов.— Изв. АН СССР, сер. хим., 1960, № 1, с. 9—14.
7. О роли адсорбции в гетерогенном замерзании воды/Дубрович Н. А., Морачевский В. Г., Попов А. Г., Потанин А. И.— ДАН СССР, 1973, т. 208, № 4, с. 885—887.
8. Sauerbrey G. Verwendung von schwingqurzen zur Wägung dünner Schichten und zur Mikrowägung.— Z. Phys. 1959. 155, s. 202—222.
9. Zettlemoyer A. C., Tchewrekdjian N., Hosler C. Z. Ice nucleation by hydro-phobic substrates.— ZAMP, 1963. 14(5), p. 496—502.

СОДЕРЖАНИЕ

В. В. Клинго, Г. Д. Кудашкин, Б. Ш. Файзуллин. Численное моделирование распространения льдообразующего аэрозоля в мощном кучевом облаке при введении его в подоблачный слой 3

В. В. Клинго, Г. Д. Кудашкин, Б. Ш. Файзуллин. К расчету диффузионного распространения аэрозольных реагентов в облачной среде от линейных источников 13

В. В. Клинго, В. В. Сергеев. К теоретической оценке пространственно-временного поля пересыщения водяного пара в окрестности замерзающей капли 22

Д. Д. Сталевич, Т. С. Учеваткина. К вопросу об образовании искусственных зародышей града 30

Д. Д. Сталевич, Т. С. Учеваткина. Конкурентный рост частиц осадков при воздействии льдообразующими реагентами на градовые облака 43

С. П. Гирс, Ю. А. Довгалюк, С. К. Онучина. К исследованию термодинамических условий равновесия в системе газ—заряженная капля 52

А. М. Бакланов, Б. З. Горбунов, К. П. Куценогий, А. С. Сафатов, И. А. Скородёнок, Н. В. Торопова. Влияние дисперсности на льдообразующую активность аэрозолей окиси цинка . . . 59

Т. Н. Громова, Л. А. Диневич, Н. В. Торопова, Т. М. Унгерман. О химическом составе осадков на защищаемой от града территории 66

С. П. Гирс, В. К. Завируха, В. Н. Каменцев, Р. М. Левит, В. П. Райкин, В. Д. Степаненко, Д. К. Штивельман. Исследование радиолокационных характеристик углеродных электропроводящих волокон 78

Е. В. Оренбургская, В. Ф. Замиралова. К исследованию условий, благоприятных для тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками на территории Западной Сибири 84

В. В. Клинго, В. В. Сергеев, В. В. Шлыков. О влиянии постоянного электрического поля на статистические характеристики температуры замерзания переохлажденных капель воды 90

В. В. Шлыков. О влиянии электрического поля на замерзание капель водных растворов некоторых веществ 99

В. К. Толкачев. Самолетный измеритель водности дождя 105

Г. М. Башкирова, И. А. Молоткова, В. Я. Никандров. Исследование температуры кристаллизации капель при введении льдообразующих частиц внутрь и на поверхность капли 112

155

И. А. Молоткова, В. Я. Никандров. К вопросу о дезактивирующем влиянии воды на льдообразующую активность частиц некоторых порошков 122

В. Д. Степаненко. О вероятности прохождения конвективных облаков над заданным участком земной поверхности 128

С. Л. Васильев, Г. Д. Кудашкин, Н. С. Шишкин. Опыты по воздействию на конвективные облака с целью регулирования осадков 133

Н. Н. Бурчуладзе, Т. Н. Громова, В. Я. Никандров, Т. А. Першина, Н. С. Шишкин. Экспериментальные исследования роли замерзания и разрушения облачных элементов в электризации конвективного облака 141

С. А. Власов. К исследованию адсорбции паров воды на льдообразующих веществах методом пьезорезонансных кварцевых весов . . . 149

Труды ГГО, вып. 457

ФИЗИКА ОБЛАКОВ И АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Н/К

Редактор О. В. Лапина. Техн. редактор Е. А. Маркова. Корректор И. В. Жмакина

Сдано в набор 23.09.81. Подписано в печать 18.01.82. М-32912. Формат 60×90¹/₁₆. Бум. тип. № 1. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 10. Кр.-отт. 10,25. Уч.-изд. л. 10,55. Тираж 620 экз. Индекс МОЛ-53. Заказ № 303. Цена 75 коп. Заказное. Гидрометеоиздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.