

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

06
Т78

ТРУДЫ
ВЫПУСК 202

ФИЗИКА ОБЛАКОВ
И
АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

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

444818

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД · 1967

Сборник содержит статьи, посвященные результатам теоретических и лабораторных исследований по физике естественного и искусственного осадкообразования, методике радиолокационных исследований облаков. Излагаются также данные аэроклиматических исследований облачности в связи с выпадением из нее осадков теплого времени года. Рассчитан на научных сотрудников, работающих в области физики облаков и активных воздействий на них.

47483

Ю. А. ДОВГАЛЮК, Б. Ш. БЕРИТАШВИЛИ

К РАСЧЕТУ КОНДЕНСАЦИОННОГО РОСТА И ИСПАРЕНИЯ КАПЕЛЬ В КУЧЕВЫХ ОБЛАКАХ

Рассмотрен конденсационный рост мелких облачных капель на начальной стадии существования облака при отсутствии гравитационной коагуляции капель. Рассмотрено также испарение капель в нисходящих потоках и условия существования их равновесного состояния. Расчеты, проведенные для выбранной модели облака, позволяют заключить, что рост и испарение коллектива капель в целом полностью определяются изменением удельной влажности, концентрацией капель и начальным значением среднего арифметического радиуса; изменение размера отдельных капель зависит в основном от массы гигроскопического ядра.

1. ВВЕДЕНИЕ

На начальной стадии развития облака основным процессом, определяющим формирование спектра капель, является процесс конденсации. Исследованию конденсационного роста отдельной капли посвящено значительное число работ [4, 8, 11, 12, 14], рост совокупности капель рассмотрен лишь в работах [2, 13]. Исследованию испарения капель в облаках, которое имеет особенно большое значение при распаде облаков, в теоретических исследованиях почти не уделялось внимания. Существенные ограничения, использованные в работах [3, 9] при решении последней задачи, а также стремление рассмотреть протекание этих процессов в коллективе капель определили постановку данной работы и проведение расчетов изменения размеров капель с высотой. Решение задачи выполнено при заданном виде распределения капель по размерам.

Ниже будут приняты следующие обозначения: A — тепловой эквивалент работы; $a = 1,45 \frac{W}{\rho r^6}$ и $b = \frac{3}{r}$ — постоянные в формуле распределения Хргиана — Мазина; C — концентрация пара на большом расстоянии от капли, C_r — равновесная концентрация пара у ее поверхности; c — теплоемкость воды; c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении; $D = 0,226 \left(\frac{T}{T_0} \right)^{1,81} \frac{p_0}{p}$ — коэффициент диффузии водяного пара в воздухе; e , E_∞ и E_r — соответственно упругость и насыщающая упругость водяного пара над плоской поверхностью воды и над поверхностью капли раствора; g — ускорение силы тяжести; i — коэффициент Вант-Гоффа; k — коэффициент теплопроводности; L — скрытая теплота конденсации; M' — масса растворенного в капле вещества; m — масса капли; n — концентрация капель (г^{-1}); p — давление воздуха; q — удельная влажность; R_1 — удельная газовая

постоянная сухого воздуха; R — универсальная газовая постоянная; r — радиус капли; r_e — равновесный радиус капли; $S = \frac{e(T) - E_\infty(T)}{E_\infty(T)}$ — относительное пересыщение; T — температура; t — время; W — влажность; w — вертикальная скорость; z — вертикальная координата; α — коэффициент конденсации (испарения); $\gamma_{ва}$ — влажноадиабатический градиент температуры; $\eta(r)$ — относительное число капель с радиусом r , содержащихся в 1 г облачного воздуха; μ и μ' — молекулярный вес воды и растворенного в капле вещества соответственно; ρ и σ — плотность и поверхностное натяжение воды, ρ' — плотность воздуха.

2. ФОРМУЛА ДЛЯ РАСЧЕТА ПЕРЕСЫЩЕНИЯ (НЕДОСЫЩЕНИЯ) В ОБЛАКАХ

Полученные ранее формулы для расчета величины пересыщения не учитывают выделения скрытого тепла конденсации, влияние примесей и поправки на коэффициент конденсации. Дадим более строгий вывод этой формулы.

Скорость конденсационного роста мелкой ($r < 10^{-2}$ см) неподвижной капли может быть описана уравнением [6]

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi r \varepsilon D \Delta C_r, \quad (1)$$

где

$$\varepsilon = \frac{B}{B + \frac{D}{r}}, \quad B = \alpha \sqrt{\frac{RT}{2\pi\mu}} \quad \Delta C_r = C - C_r.$$

Будем рассматривать только облака с интенсивными вертикальными движениями.

Учитывая, что капли с $r < 30$ мк при этом практически полностью увлекаются потоком, ветровой множитель при рассмотрении роста и испарения капель в потоке будем полагать равным единице.

Переходя к парциальным упругостям пара, представим ΔC_r как

$$\Delta C_r = \frac{\mu e(T)}{RT} - \frac{\mu E'_r(T_r)}{RT_r}, \quad (2)$$

где $E'_r(T_r)$, согласно [6], можно записать в виде

$$E'_r(T_r) = E_\infty(T_r) \left(1 + \frac{2\sigma\mu}{\rho RT_r} \frac{1}{r} - \frac{\omega M'}{r^3} \right). \quad (3)$$

Здесь

$$\omega = i \frac{3\mu}{4\pi\rho\mu'}.$$

Считая, что все молекулы NaCl в растворе диссоциированы, коэффициент Вант-Гоффа i примем приближенно равным двум. После несложных преобразований с использованием формулы Томсона и уравнения Клаузиуса — Клапейрона получим для величины разности концентраций пара

$$\Delta C_r = \frac{\mu E_\infty(T)}{RT} \left[\left(S - \frac{2\sigma\mu}{\rho RT} \frac{1}{r} + \frac{\omega M'}{r^3} \right) - \left(\frac{L\mu}{ART} - 1 \right) \left(1 + \frac{\omega M'}{r^3} \right) \frac{\Delta T_r}{T} \right]. \quad (4)$$

Ввиду того что обычно в облаках разность температур между каплями и окружающей средой составляет величину порядка десятой градуса [10], т. е. $\Delta T_r \ll T_r$, при выводе формулы (4) в разложении функций $E_\infty(T_r)$ и $\frac{1}{T_r}$ по ΔT_r мы ограничивались двумя первыми членами разложения.

Величина ΔT_r может быть определена из уравнения теплового баланса капли. Для мелких капель воды ($r < 10^{-2}$ см) изменением температуры за счет радиационных процессов можно пренебречь [7], поэтому уравнение баланса запишется в виде

$$mc \frac{dT_r}{dt} = L \frac{dm}{dt} - 4\pi r k \Delta T_r. \quad (5)$$

В работах [11, 14] показано, что для облачных капель релаксационный член, содержащий $\frac{dT_r}{dt}$, пренебрежимо мал по сравнению с остальными членами в уравнении (5) и может быть отброшен. Решая совместно (1), (4) и (5) относительно скорости роста отдельной капли, получим

$$\begin{aligned} \frac{dm}{dt} = & 4\pi r \varepsilon D \frac{\mu E_\infty(T)}{RT} \left(S - \frac{2\sigma_\mu}{\rho RT} \frac{1}{r} + \frac{\omega M'}{r^3} \right) \times \\ & \times \left[1 - \frac{1}{1 + \frac{kRT^2}{LD\varepsilon\mu E_\infty(T) \left(\frac{L\mu}{ART} - 1 \right) \left(1 + \frac{\omega M'}{r^3} \right)}} \right]. \end{aligned} \quad (6)$$

Это выражение совпадает с формулами, полученными в работах [4, 12, 14] в допущении $\varepsilon = 1$, $\frac{L\mu}{ART} \gg 1$ и $\frac{\omega M'}{r^3} \ll 1$, что соответствует росту крупных капель при $T_r = T$ в члене, содержащем поправку на кривизну. Влияние коэффициента конденсации на скорость роста капли в этих работах учтено путем введения поправки в коэффициент диффузии.

Уравнение (6) может быть использовано и для расчета скорости испарения капли при известном значении недосыщения ($S < 0$).

Для метеорологических ядер конденсации M' обычно не превышает 10^{-13} г [5], поэтому $\frac{\omega M'}{r^3} \ll 1$ для $r > 1$ мк и может быть отброшено.

Рассмотрим теперь рост совокупности капель в адиабатически поднимающемся объеме воздуха. Предположим, что размеры капель таковы, что они практически полностью увлекаются потоками и, следовательно, их гравитационную коагуляцию можно не учитывать. Тогда общее число капель в единице объема остается постоянным. Это допущение можно считать применимым к зоне конденсационного роста капель. Аналогичное допущение справедливо и при рассмотрении распада мелкокапельного кучевого облака. Экспериментальные данные [1, 15] подтверждают применимость указанных предположений. Согласно этим данным, в зоне конденсации концентрация капель в среднем можно положить примерно равной $3 \cdot 10^3$ см $^{-3}$, а в верхней и средней частях — $1 \cdot 10^3$ и $2 \cdot 10^2$ см $^{-3}$ соответственно.

Учитывая, что расстояние между каплями в облаках составляет величину порядка 100 мк, их тепловым и диффузионным взаимодействием можно пренебречь [14]. Тогда скорость суммарного конденсационного

прироста массы капель, содержащихся в 1 г облачного воздуха, можно записать в виде

$$\frac{dW}{dt} = n \int_0^{\infty} \eta(r) \frac{dm}{dt} dr. \quad (7)$$

Используя в качестве функции распределения капель по размерам формулу Хргиана—Мазина в виде

$$\eta(r) = \frac{n(r)}{n} = \frac{1}{n\bar{r}} ar^2 e^{-br} \quad (8)$$

и интегрируя (7) с учетом (6), получим

$$\frac{dW}{dt} = 4\pi n D \frac{\mu E_{\infty}(T)}{RT} \left[S(I_2 - I_4) - \frac{2\sigma\mu}{\rho RT} (I_1 - I_3) + \omega M' (I_5 - I_6) \right], \quad (9)$$

где

$$\begin{aligned} I_1 &= \int_0^{\infty} \varepsilon \eta(r) dr = 1 - \frac{1}{2} b\xi + \frac{1}{2} b^2 \xi^2 + \frac{1}{2} b^3 \xi^3 e^{b\xi} E_i(-b\xi), \\ I_2 &= \int_0^{\infty} \varepsilon \eta(r) r dr = \bar{r} \left[1 - \frac{1}{3} b\xi + \frac{1}{6} b^2 \xi^2 - \frac{1}{6} b^3 \xi^3 - \frac{1}{6} b^4 \xi^4 e^{b\xi} E_i(-b\xi) \right], \\ I_3 &= \int_0^{\infty} \varepsilon \beta \eta(r) dr = \frac{1}{(1+\Psi)(x-\xi)} \left\{ x \left[1 - bx + \frac{1}{2} b^2 x^2 + \right. \right. \\ &\quad \left. \left. + \frac{1}{2} b^3 x^3 e^{bx} E_i(-bx) \right] - \xi I_1 \right\}, \\ I_4 &= \int_0^{\infty} \varepsilon \beta \eta(r) r dr = \frac{\bar{r}}{(1+\Psi)(x-\xi)} \left\{ x \left[1 - \frac{1}{3} bx + \frac{1}{6} b^2 x^2 - \frac{1}{6} b^3 x^3 - \right. \right. \\ &\quad \left. \left. - \frac{1}{6} b^4 x^4 e^{bx} E_i(-bx) \right] - \xi I_2 \right\}, \\ I_5 &= \int_0^{\infty} \frac{\varepsilon \eta(r)}{r^2} dr = \frac{1}{2} b^2 [1 + b\xi e^{b\xi} E_i(-b\xi)], \\ I_6 &= \int_0^{\infty} \frac{\varepsilon \beta}{r^2} \eta(r) dr = \frac{1}{(1+\Psi)(x-\xi)} \left\{ \frac{1}{2} b^2 x [1 + bx e^{bx} E_i(-bx)] - \xi I_5 \right\}. \end{aligned} \quad (10)$$

Здесь введены следующие обозначения:

$$\begin{aligned} \beta &= \frac{1}{1 + \frac{kRT^2}{LD\varepsilon\mu E_{\infty}(T) \left(\frac{L\mu}{ART} - 1 \right)}}, \\ \xi &= \frac{D}{B}, \quad \varphi = \frac{kRT}{LD\varepsilon\mu E_{\infty}(T) \left(\frac{L\mu}{ART} - 1 \right)}, \quad x = \frac{\Psi\xi}{1+\Psi}. \end{aligned}$$

Будем считать, что весь избыток водяного пара, возникающий вследствие адиабатического охлаждения поднимающегося воздуха, мгновенно осаждается на каплях, т. е.

$$-\frac{dq}{dt} = \frac{dW}{dt}. \quad (11)$$

Тогда для величины пересыщения из (9) окончательно получим

$$S = \frac{1}{I_2 - I_4} \left[\frac{2\sigma\mu}{\rho RT} (I_1 - I_3) - \omega M' (I_5 - I_6) - \frac{dq}{dt} \frac{RT}{4\pi n D_\mu E_\infty(T)} \right]. \quad (12)$$

Величина $-\frac{dq}{dz} = \omega \frac{dq}{dz}$ выражает убывание удельной влажности в поднимающемся объеме облачного воздуха вследствие конденсации пара на каплях. Обычно она рассчитывается из уравнения

$$\frac{dq}{dz} = q \left(\frac{1}{E_\infty} \frac{dE_\infty}{dT^*} \gamma_{\text{ва}} + \frac{g}{R_1 T} \right), \quad (13)$$

выведенного в предположении о существовании в облаке в любой момент времени равновесной упругости пара $E_\infty(T)$ и не учитывающего зависимости протекания процесса конденсации от свойств коллектива капелек и от времени, в течение которого он происходит. Поэтому использование этой формулы означает, что система капель ведет себя в целом как плоская поверхность воды, мгновенно конденсирующая на себя весь избыток водяного пара.

Вследствие аналогичности процессов конденсации и испарения формула (12) может быть использована и для расчета недосыщения в нисходящих потоках внутри облаков. При этом величина $-\frac{dq}{dt}$ будет выражать увеличение удельной влажности опускающегося объема вследствие испарения облачных капель.

Значения интегралов $I_1 \div I_6$ были рассчитаны для условий $p = 900 - 700$ мб, $T = 0 - 10^\circ \text{C}$, $r = 4 - 20$ мк. Ввиду слабой зависимости от температуры и давления с погрешностью до 5% их можно считать зависящими только от r .

3. РОСТ КАПЕЛЬ В ВОСХОДЯЩИХ ПОТОКАХ В ОБЛАКАХ

Расчет роста отдельных капель в восходящих потоках может быть проведен на основе совместного решения уравнений (6) и (12). Однако для расчета пересыщения, зависящего от свойств коллектива капель, необходимо предварительно определить изменения их среднего арифметического радиуса с высотой.

Переходя в уравнении (6) от изменения массы капли к радиусу, умножая обе части уравнения на $\eta(r)$ и интегрируя в пределах от 0 до ∞ с использованием (10) и (12), получим

$$\frac{d}{dt} \bar{r}^3 = - \frac{dq}{dt} \frac{3}{4\pi \rho n}. \quad (14)$$

В распределении Хргиана—Мазина связь между средним кубическим и средним арифметическим радиусами дается соотношением

$$\bar{r}^3 = \frac{60}{b^3} = 2,22 \bar{r}^3.$$

Тогда для изменения среднего арифметического радиуса капель с высотой будем иметь

$$\frac{d\bar{r}}{dz} = - \frac{dq}{dz} \frac{1}{2,22 \cdot 4\pi \rho n \bar{r}^2}. \quad (15)$$

Поскольку изменение удельной влажности с высотой, рассчитываемое из уравнения (13), определяется только температурой и дав-

лением, величина $\frac{d\bar{r}}{dz}$ оказывается не зависящей от скорости восходящего потока. Из (15) следует, что непосредственная подстановка $r=\bar{r}$ в уравнение роста отдельной капли [2] завышает скорость роста $\bar{r}$ более чем в 2 раза.

Переходя в (15) к конечным разностям для случая $n=\text{const}$, получим

$$\Delta(\bar{r})^3 = -\frac{\Delta q}{27,88n\rho}. \quad (15')$$

Результаты расчета роста $\bar{r}$ с высотой по формуле (15) для различных начальных условий представлены на рис. 1.

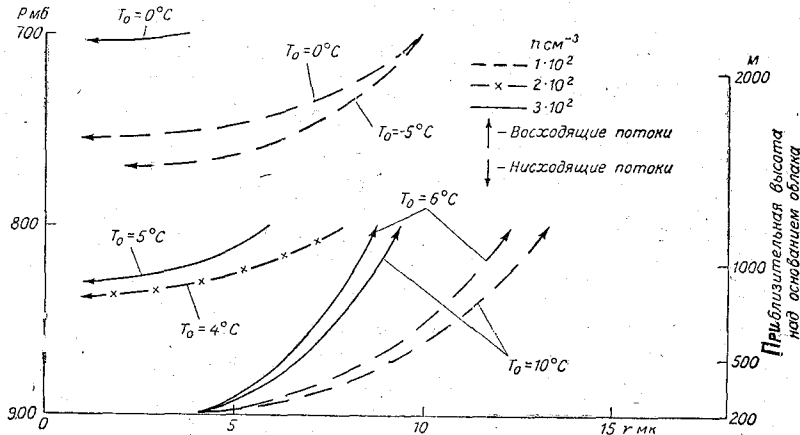


Рис. 1. Изменение среднего арифметического радиуса капель с высотой в вертикальных потоках при заданных начальных значениях T_0 и r_0 и при постоянной концентрации капель n .

По полученным значениям изменения $\bar{r}$ был рассчитан также ход пересыщения с высотой для скорости восходящего потока $w(z)$, линейно возрастающей от 1 до 10 м/сек. между уровнями 900—800 мб, и для постоянной скорости $w=5$ м/сек. (рис. 2). Оценка слагаемых в формуле (12) дает, что для $w \geq 1$ м/сек. можно считать

$$S \simeq \frac{1}{I_2 - I_4} \left(-\frac{dq}{dz} \right) w \frac{1}{4\pi n D_{\mu} E_{\infty}(T)}. \quad (16)$$

Ввиду того что выражение $\frac{1}{r} (I_2 - I_4)$ с ростом $\bar{r}$ меняется незначительно, убывание S с высотой при $w=\text{const}$ обусловлено в основном возрастанием $\bar{r}$. Возрастание же S в случае, когда вертикальная скорость линейно возрастает с высотой, вызвано преобладающим влиянием роста вертикальной скорости по сравнению с ростом $\bar{r}$.

Сопоставление с данными расчета величины пересыщения по формулам, предложенным в работах [14] и [2], представлено в табл. 1.

Результаты расчета роста отдельных капель по формуле

$$\frac{dr}{dz} = \frac{D_{\mu} E_{\infty}(T)}{\rho R T w r} \left(S - \frac{2\sigma_{\mu}}{\rho R T} \frac{1}{r} + \frac{\omega M'}{r^3} \right) (1 - \beta), \quad (16')$$

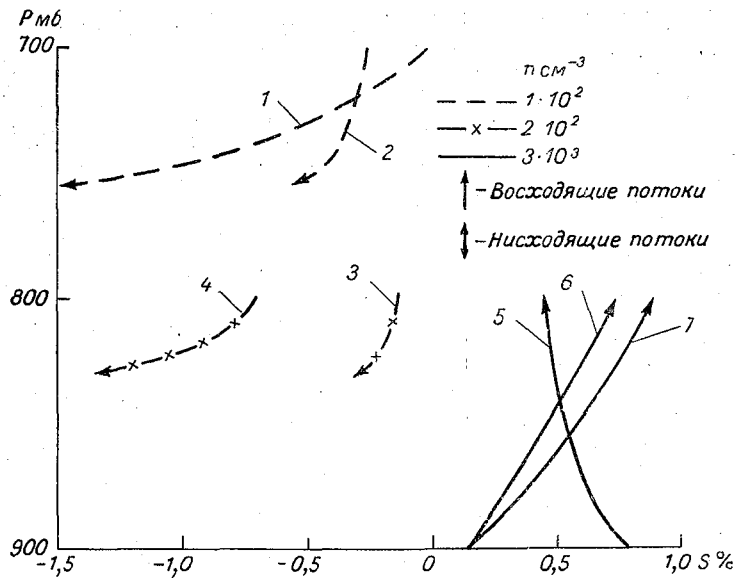


Рис. 2. Зависимость величины недосыщения S от глубины опускания облачного воздуха и величины пересыщения S от высоты над основанием облака.

- 1) $T_0 = -2^\circ\text{C}$, $\bar{r}_0 = 10$ мк, $w(z)$; 2) $T_0 = -2^\circ\text{C}$, $\bar{r}_0 = 10$ мк, $w = -1$ м/сек.;
 3) $T_0 = 4^\circ\text{C}$, $\bar{r}_0 = 8$ мк, $w = -1$ м/сек.; 4) $T_0 = 4^\circ\text{C}$, $\bar{r}_0 = 8$ мк, $w = -5$ м/сек.;
 5) $T_0 = 6^\circ\text{C}$, $\bar{r}_0 = 5$ мк, $w = 5$ м/сек.; 6) $T_0 = 10^\circ\text{C}$, $\bar{r}_0 = 4$ мк, $w(z)$; 7) $T_0 = 6^\circ\text{C}$, $\bar{r}_0 = 5$ мк, $w(z)$.

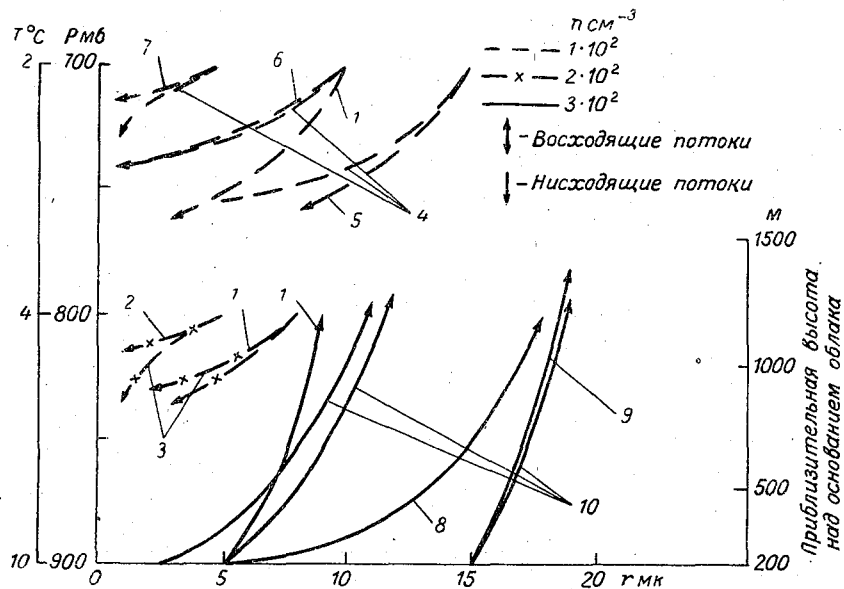


Рис. 3. Рост и испарение капель в вертикальных потоках в зависимости от w , T_0 , r_0 , r_0 и n .

- 1) ход $\bar{r}(z)$ для соответствующих случаев; 2) $M' = 10^{-15}$ г, $w = -1$ м/сек.; 3) $M' = 10^{-13}$ г, $w = -1$ м/сек.; 4) $M' = 10^{-15}$ г, $w(z) \uparrow$; 5) $M' = 10^{-11}$ г, $w(z) \uparrow$; 6) $M' = 10^{-13}$ г, $w = -1$ м/сек.;
 7) $M' = 10^{-15}$ г, $w(z) \uparrow$; 8) $M' = 10^{-10}$ г, $w = 5$ м/сек.; 9) $T_0 = 6^\circ\text{C}$, $M' = 10^{-13}$ г, $w(z) \uparrow$;
 10) $T_0 = 10^\circ\text{C}$, $M' = 10^{-13}$ г, $w = 5$ м/сек., $w(z) \uparrow$.

проведенного с использованием полученных данных, представлены на рис. 3. Расчет производился численно методом Адамса для модели облака с начальными значениями на уровне 200 м над основанием облака: $p=900$ мб, $T=10$ и 6°C , $\bar{r}=4$ и 5 мк. Концентрация капель принималась равной $3 \cdot 10^5 \text{ г}^{-1}$, градиент температуры $\gamma_{\text{ва}}=0,6^\circ/100 \text{ м}$. Из рассмотрения полученных кривых следует, что для выбранных значений ω рост отдельных капель практически не зависит от скорости восходящего потока и мало зависит от начальной температуры на уровне основания облака. Основной вклад в рост капли вносит величина растворенного в капле гигроскопического ядра, при массе которого $M' \geq 10^{-10} \text{ г}$ возможен рост капель конденсационным путем на расстоянии примерно 1 км до $r=18$ мк, обеспечивающем начало процесса коагуляции. При меньших значениях M' для дозревания капель до $r=18$ мк требуются значительно большие расстояния. Так, при $M'=10^{-11} \text{ г}$ это расстояние составляет ~ 2 км.

Таблица 1
Величина пересыщения (%) по данным различных авторов в зависимости от вертикальной скорости $p=800$ мб, $T=5^\circ\text{C}$, $n=3 \cdot 10^5 \text{ г}^{-1}$, $r=6$ мк

	ω см/сек.	
	1	100
П. Скуайрс	0,02	0,10
Л. Г. Качурин	0,02	0,06
По формуле (12)		
$M'=10^{-15} \text{ г}$	0,02	0,14
$M'=10^{-13} \text{ г}$	0,00	0,13

4. ИСПАРЕНИЕ КАПЕЛЬ В НИСХОДЯЩИХ ПОТОКАХ

Испарение коллектива облачных капель в нисходящих потоках (так же как и его рост в восходящих потоках) может быть описано изменением среднего арифметического радиуса по мере опускания рассматриваемого объема. В этом случае в формуле (15') величина $\Delta q > 0$. Ход $\bar{r}$ с высотой для различных начальных условий (рис. 1), рассчитанный по (15'), показывает, что расстояние, на котором $\bar{r}$ уменьшается практически до нуля, существенно убывает с возрастанием концентрации капель и начальной температуры.

По полученным значениям изменения r с высотой были рассчитаны величины недосыщения в зависимости от глубины опускания облачного воздуха (рис. 2). Расчет проводился для двух случаев: а) скорость нисходящего потока постоянна и равна 1 м/сек.; б) скорость нисходящего потока линейно возрастает с высотой от 0,1 до 5 м/сек. между уровнями 700—800 мб.

Далее для этих же случаев были проведены расчеты испарения отдельных капель. Из (6') следует, что возможно уменьшение капли до такого размера, когда влияние недосыщения и кривизны, способствующее ее испарению, будет выравнено влиянием растворенного в капле гигроскопического ядра, и испарение капли прекратится. Поскольку в уравнении (6') $1 > \beta > 0$, то значение равновесного радиуса r_e , соответствующее этому состоянию, может быть найдено из уравнения

$$S - \frac{2\sigma\mu}{\rho RT} \frac{1}{r} + \frac{\omega M'}{r^3} = 0 \quad (17)$$

при заданных S , T и M' . Величины r_e , рассчитанные для значений недосыщения, соответствующих различным $\omega(z)$ (рис. 2) при $T=0^\circ\text{C}$, приведены в табл. 2.

Из уравнения (6') следует также, что при $r > r_e$ капли в потоке с заданным недосыщением испаряются, а при $r < r_e$ — растут. Учитывая это, под путем испарения мы будем понимать расстояние, на котором радиус капли уменьшается до значения r_e . (Аналогичная оценка, проведенная для случая роста капель в восходящих потоках, показала, что при величинах пересыщений, полученных выше, и $M' \geq 10^{-15}$ г все капли растут, а при $M' \leq 10^{-16}$ г величина r_e составляет десятки доли микрона.)

Результаты расчета пути испарения отдельных капель, проведенного с использованием соответствующих значений S , полученных по формуле (16), представлены на рис. 3. Из рассмотрения кривых следует, что путь испарения капли определяется в основном ее начальным размером и массой растворенного в ней гигроскопического ядра.

Сопоставление путей полного испарения отдельных капель при $w = \text{const}$ и $w(z)$ показывает, что в начале пути при $|w(z)| < 1$ м/сек. скорость испарения капель мала по сравнению со случаем $w = -1$ м/сек. В дальнейшем, когда $|w(z)| \geq 1$ м/сек., пути испарения практически не зависят от скорости нисходящего потока вследствие пропорциональности S и w (16).

Заметное возрастание пути испарения наиболее мелких капель ($r \leq 5$ мк) при $M' = 10^{-13}$ г по сравнению со случаем $M' = 10^{-15}$ г, когда влияние растворенного ядра несущественно вплоть до $r \approx 0,1$ мк, обусловлено замедлением скорости испарения вследствие компенсации недосыщения падением равновесной упругости пара над каплей раствора.

ВЫВОДЫ

Рассмотрены рост и испарение мелких капель в вертикальных потоках при условиях, характерных для роста и распада кучевой облачности. Расчет величины пересыщения (недосыщения) для выбранной модели облака проведен для коллектива капель, подчиняющихся распределению Хргиана—Мазина. Полученные результаты позволяют заключить, что изменение среднего арифметического радиуса капель, характеризующее рост и испарение коллектива в целом, полностью определяется изменением удельной влажности рассматриваемого объема, концентрацией капель и начальным значением r ; изменение размера отдельных капель с высотой при скоростях вертикального потока 1 м/сек. и более зависит в основном от массы растворенного в капле вещества. Дорастание капель до размера $r = 18$ мк в слое 1—2 км над основанием облака возможно на ядрах, содержащих 10^{-10} г соли и более. Путь испарения капель с $r = 5$ —10 мк составляет величину порядка 300—600 м для $M' \leq 10^{-13}$ г. Капли с начальным радиусом $r \geq 15$ мк, содержащие 10^{-11} — 10^{-12} г соли, «выживают» на пути полного испарения капель среднего арифметического радиуса. Если же содержание соли в каплях превышает 10^{-10} г, то они растут даже при скорости нисходящего потока —1 м/сек. Граница перехода одного процесса в другой определяется величиной равновесного радиуса, зависящего от значений S и M' .

Таблица 2

Значения равновесного радиуса r_e мк в зависимости от величины недосыщения $S\%$ и массы гигроскопического ядра M' г при $T = 0^\circ \text{C}$

$S \%$	$M' \text{ г}$			
	10^{-12}	10^{-13}	10^{-14}	10^{-15}
—0,02	7,5	3,0	1,0	0,4
—0,30	3,5	1,6	0,7	0,3
—0,90	2,5	1,1	0,5	0,2

Ход рассмотренных выше процессов по высоте оказывается не зависящим от скорости вертикального потока, однако протекание их во времени определяется в основном этой величиной. Предположение о постоянстве вертикальной скорости во времени, использованное в данной модели, не позволяет рассмотреть образование полидисперсности спектра капель в результате флуктуаций пересыщения и других параметров. Поэтому необходимо также провести исследование влияния пульсаций w на скорость конденсационного и коагуляционного роста капель.

В работе не рассматривалась стадия образования капель на ядрах конденсации, поскольку при расчетах предполагалось, что величины L , ρ , σ и i не зависят от концентрации раствора. Для размеров капель, близких к размеру ядра, это приводит к существенным погрешностям.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зайцев В. А. Размеры и распределение капель в кучевых облаках. Тр. ГГО, вып. 13, 1948.
2. Качурин Л. Г. О пересыщении пара и конденсационном росте капель в водяных облаках. Метеорология и гидрология, № 8, 1953.
3. Качурин Л. Г. и др. Анализ зон осадков из фронтальных облаков слоистых форм. Тр. ЛГМИ, вып. 5—6, 1956.
4. Мазин И. П. К теории формирования спектра размеров частиц в облаках и осадках. Тр. ЦАО, вып. 64, 1965.
5. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Гидрометеиздат, Л., 1961.
6. Тимофеев М. П. и Швеи М. Е. Испарение мелких капель воды. Метеорология и гидрология, № 2, 1948.
7. Фукс Н. А. Испарение и рост капель в газообразной среде. Изд. АН СССР, М., 1958.
8. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Гидрометеиздат, Л., 1964.
9. Findeisen W. Das Verdampfen der Wolken- und Regentropfen. Met. Zs., Bd. 56, Nr. 12, 1939.
10. Fukuta N. Activated ice nucleation by sprayed organic solutions. J. Atm. Sci., 22, no. 2, 1965.
11. Howell W. E. The growth of cloud drops in uniformly cooled air. J. Met., 6, no. 2, 1949.
12. Mordy W. A. Computations of the growth by condensation of a population of cloud droplets. Tellus, vol. 11, no. 1, 1959.
13. Neiburger M., Chien C. W. Computations of the growth of cloud drops by condensation using an electronic digital computer. Geophys. Monog., no. 5, 1960, p. 191—210.
14. Squires R. The growth of cloud droplets by condensation. I. General characteristics. Austr. J. Sci. Res., ser. A, 5, no. 1, 1952.
15. Squires P. The spatial variation of liquid water and droplet concentration in cumuli. Tellus, vol. 10, no. 3, 1958.

Д. Д. СТАЛЕВИЧ, Т. С. УЧЕВАТКИНА

ОБ ОПТИМАЛЬНЫХ РАСХОДАХ ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ РЕАГЕНТОВ ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ НА ОБЛАКА С ЦЕЛЬЮ ВЫЗЫВАНИЯ ИЗ НИХ ОСАДКОВ

В работе рассмотрен рост льдообразующих частиц, введенных в облако с целью вызывания из него осадков.

В расчетах принималось во внимание турбулентное рассеяние этих частиц внутри облака, а также последовательное вымывание облака выпадающими из него осадками. Выявлена зависимость количества осадков от температуры на уровне введения и от количества введенного реагента. На основе этого определены оптимальные нормы расхода различных льдообразующих реагентов и ширина зоны осадков.

ВВЕДЕНИЕ

Для проведения работ с целью искусственного вызывания осадков весьма важно знание оптимального расхода реагентов. Температурные пороги различных реагентов, применяемых при воздействии, и их льдообразующая активность, т. е. количество частиц, получаемое от 1 г реагента, определяют в лабораторных работах. Но на вопрос о расходах реагентов, необходимых для получения максимального положительного эффекта при различных условиях воздействия, лабораторные исследования ответа не дают. Поэтому в данной работе была сделана попытка теоретическим путем решить эту задачу применительно к воздействиям на облака льдообразующими реагентами.

Процесс роста частиц реагента в мощных кучевых облаках ранее был исследован в работе [1]. В ней рассматривалось движение растущих в облаке частиц только под действием гравитации. В настоящей работе учитывается, во-первых, что частицы на начальной стадии роста перемещаются как под действием гравитации, так и под влиянием турбулентного перемешивания, и, во-вторых, что рост частиц зависит от предшествующего изменения водности облака за счет вымывания его уже выпавшими частицами осадков.

1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОПТИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ДЛЯ ЛЬДООБРАЗУЮЩЕГО РЕАГЕНТА С ЭФФЕКТИВНОСТЬЮ 10^{12} ЧАСТИЦ НА 1 г

В качестве объекта воздействия было принято мощное кучевое облако капельно-жидкой структуры. Предполагалось, что его нижняя граница находится на высоте 1 км, температура нижней границы $+6^\circ$; температурный градиент в облаке был принят влажноадиабатическим. Скорость восходящего потока в облаке в период его роста принималась равной 1 м/сек., и предполагалось, что к моменту воздействия развитие

облака прекращается. Перемещение облака с воздушной массой не учитывалось.

В расчетах предполагалось, что воздействие осуществляется с помощью льдообразующего реагента, обладающего следующими свойствами.

1. Частицы реагента имеют сферическую форму, сохраняемую и в процессе роста.

2. Начальный радиус частиц $r = 10^{-6}$ см.

3. 1 г вещества дает 10^{12} частиц.

4. Все частицы реагента являются активными.

Способ введения реагента в облако считался тождественным мгновенному точечному источнику. Мощность источника равна производительности реагента N , т. е. общему числу льдообразующих частиц.

В расчетах был рассмотрен случай воздействия внутрь облака мощностью 4 км на уровнях 2,00, 2,34 и 2,66 км. Эти высоты соответствуют в нашем случае температурам на уровне воздействия $-6, -8, -10^\circ \text{C}$.

От источника частицы реагента распространяются благодаря турбулентному перемешиванию в различных направлениях. Одновременно они растут, и при достижении размера $R = 100$ мк скорость их падения становится соизмеримой со средней скоростью расширения зоны кристаллизации (1 м/сек). Турбулентное рассеяние частиц рассматривалось в работе лишь до этого момента. В дальнейшем учитывалось только падение под действием силы тяжести.

Расчеты выполнялись следующим образом. С помощью результатов работы [1] определялось время t , необходимое для увеличения размера частиц до величины $R = 100$ мк. Для определения распространения частиц использовалось решение уравнения турбулентной диффузии при меси, полученное Сеттоном для случая точечного источника [2],

$$q(x, y, z, t) = \frac{Ne}{\pi^{3/2} c^3 (\omega t)^{3/2 m}} \exp \left[-\frac{x^2 + y^2 + z^2}{c^2 (\omega t)^{3/2 m}} \right], \quad (1)$$

где q — концентрация диффундирующего вещества; x, y, z — текущие координаты; ω — средняя скорость ветра на данном уровне; c — обобщенный коэффициент турбулентности Сеттона; $m = 2 - n$; n — параметр, характеризующий температурную стратификацию; $n = 0,33$ — при умеренной инверсии, $n = 0,25$ — при нулевом или небольшом вертикальном градиенте температуры, $n = 0,2$ — при неустойчивой стратификации.

С помощью формулы (1) рассчитывалось распределение в пространстве введенных в облако частиц. Результаты расчетов, выполненных для разных уровней введения, представлены на рис. 1.

За границу зоны воздействия принималась, как и в работе Л. И. Красновской [3], концентрация, равная 1 частице в 1 л воздуха. Ширина зоны воздействия в зависимости от введенного в облако числа частиц реагента и высоты их введения дана на рис. 2. Из графика видно, что, чем больше высота введения реагента, тем меньше получается ширина зоны выпадения осадков (d). Это объясняется тем, что на большей высоте частицы вырастают до 100 мк быстрее благодаря большей водности облака.

Для последовательного расчета роста частиц облако разбивалось на слои толщиной $\Delta H = 100$ м, в каждом из которых концентрация частиц принималась равной среднему значению, полученному по формуле (1). Рост каждой группы частиц, начиная с нижней границы зоны кристаллизации, последовательно рассчитывался с учетом сублимации и коагуляции с облачными каплями в каждом из нижележащих слоев.

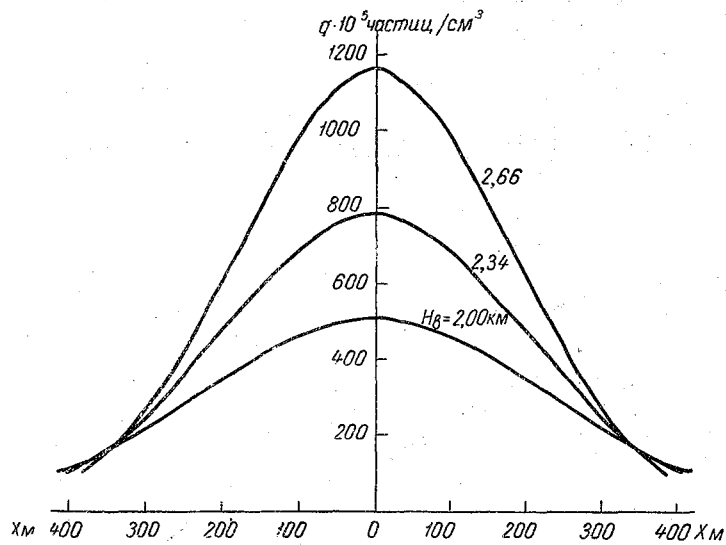


Рис. 1. Распределение концентрации частиц в зоне воздействия в зависимости от высоты введения реагента ($N_0 = 10^{12}$ частиц/г).

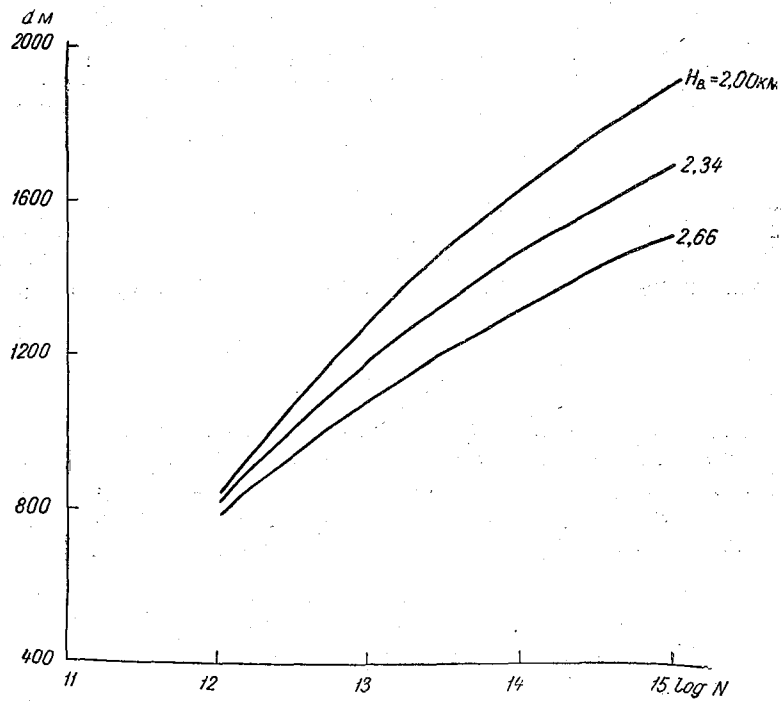


Рис. 2. Ширина зоны выпадения осадков в зависимости от расхода реагента и высоты его введения.

с некоторого значения M , дальнейшее его увеличение не приводит к росту количества осадков на единицу массы реагента. Этот расход можно принять за оптимальный.

Оптимальный расход связан с температурой на уровне воздействия зависимостью, которая представлена на рис. 5.

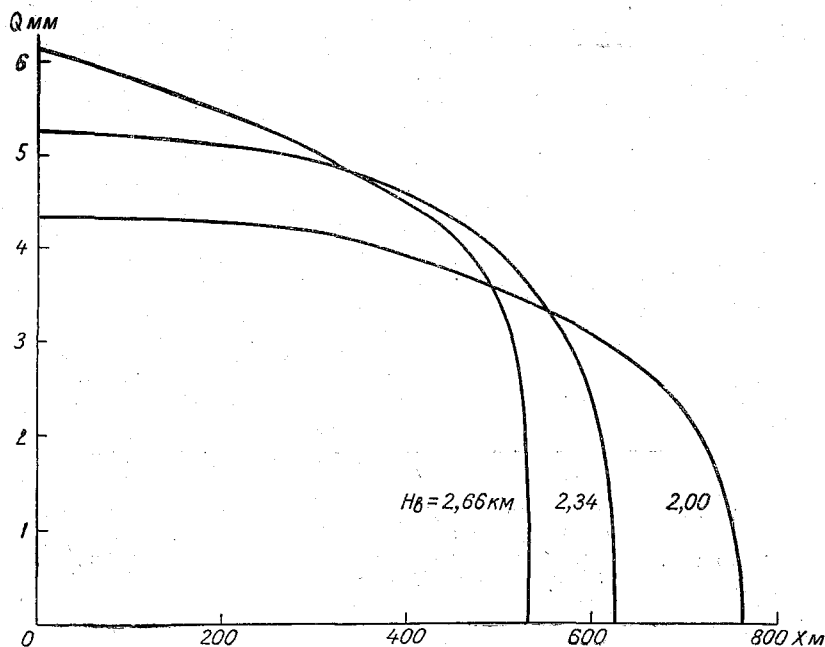


Рис. 6. Распределение количества осадков в зоне осадков при различных расстояниях от точки воздействия.

На рис. 6 приведено количество осадков на разных расстояниях от центра зоны воздействия. Расчеты количества осадков в этом случае проводились тем же способом, что и для центра зоны воздействия.

2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОПТИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ РЕАГЕНТОВ

В практике активных воздействий используется ряд льдообразующих реагентов. К ним относятся йодистое серебро (AgJ), йодистый свинец (PbJ_2), сернистая медь (CuS), флороглюцин $[\text{C}_6\text{H}_3(\text{OH})_3]$, метальдегид $[(\text{CH}_3\text{CON})_4]$. В зависимости от метода получения льдообразующих частиц (термическая возгонка, распыление растворов или порошков и т. д.) их начальный размер и льдообразующая активность реагента различны.

Начальные размеры частиц рассматриваемых реагентов находятся в пределах от 10^{-6} до 10^{-4} см. В работе [1] было показано, что для этого интервала размеров частиц конечные результаты расчета роста частиц осадков практически одни и те же. Поэтому данные расчетов, полученные в настоящей работе, пригодны для всех льдообразующих реагентов.

Эффективность льдообразующих реагентов отлична от принятой в вышеописанных расчетах $\left(\frac{10^{12} \text{ частиц}}{\text{г}}\right)$. Чтобы дать практические

рекомендации для реальных реагентов, необходимо учесть их истинную эффективность в зависимости от температуры на уровне воздействия. Данные лабораторных исследований льдообразующей активности различных реагентов приведены в табл. 1.

Таблица 1

Т° С	AgJ		PbJ ₂		C ₆ H ₅ (OH) ₃		(CH ₃ COH) ₄	CuS
	дым, пиростав [4]	0,01%-ный раствор [5]	дым, пиростав, [6]	0,6%-ный раствор [5]	раствор в эфире [7]	дым [7]	дым [8]	порошок на цеолите [9]
-15	2·10 ¹³	10 ¹⁴	10 ¹³	10 ¹³	6·10 ¹³	5÷6·10 ¹²	—	6·10 ¹¹
-12	—	—	—	—	—	—	7·10 ¹¹	—
-10	4·10 ¹²	3·10 ¹³	2·10 ¹²	10 ¹²	2·10 ¹²	2÷3·10 ¹²	3·10 ¹¹	2·10 ¹¹
-7	5·10 ¹¹	3·10 ¹²	2·10 ¹¹	10 ¹¹	8·10 ¹⁰	5÷6·10 ¹¹	—	4·10 ¹⁰
-6	—	3·10 ¹¹	—	—	—	—	—	—
-5	2·10 ⁹	3·10 ¹⁰	—	—	4·10 ⁹	—	3,2·10 ¹⁰	—
-4	—	—	—	—	6·10 ⁸	—	—	—

Так как в предыдущих расчетах общее число частиц, введенных в облако, составляло $N=N_0M$, то, заменяя принятое выше значение N_0

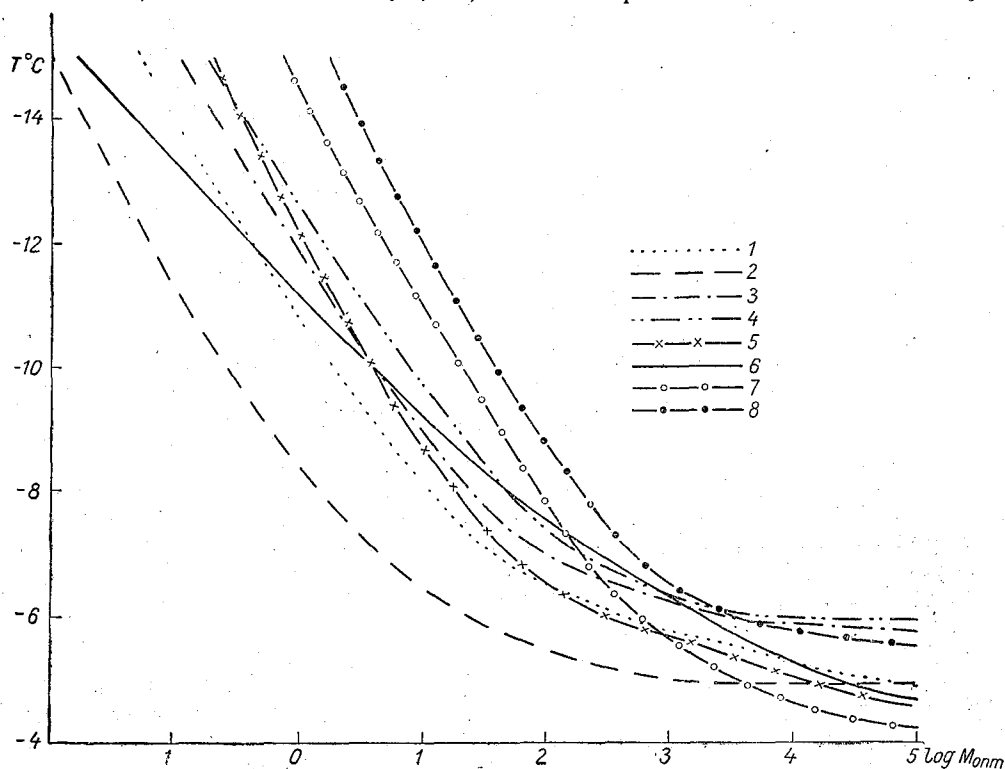


Рис. 7. Оптимальный расход различных реагентов в зависимости от температуры на уровне их введения.

1 — AgJ дым, пиростав; 2 — AgJ 0,01%-ный раствор; 3 — PbJ₂ дым, пиростав; 4 — PbJ₂ 0,6%-ный раствор; 5 — C₆H₅(OH)₃, дым; 6 — C₆H₅(OH)₃ раствор в эфире; 7 — (CH₃COH)₄ дым; 8 — CuS, порошок на цеолите.

на истинное значение эффективности, можно было определить значение $M_{\text{опт}}$ для соответствующего реагента. Результаты представлены на рис. 7. Из графика видно, что оптимальные расходы реагентов сильно

зависят от температуры на уровне их введения. При температуре -15°C оптимальный расход для точечного источника не превышает долей грамма, при температуре -4 , -6°C он достигает десятков килограммов. Поэтому при низких температурах можно практически с одинаковым успехом использовать для воздействий любой из рассмотренных реагентов. При небольшой отрицательной температуре оптимальные дозировки для всех рассмотренных реагентов очень велики и применение некоторых реагентов может быть нецелесообразным. Определенным преимуществом при этих температурах по сравнению с другими реагентами обладают метальдегид и флороглюцин. Видимо, следует искать пути к увеличению эффективности льдообразующих реагентов при малой отрицательной температуре воздуха.

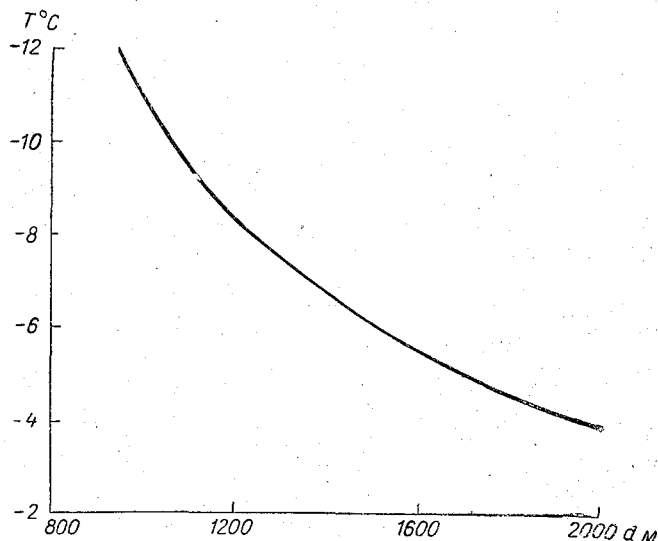


Рис. 8. Ширина зоны осадков, которая получается при воздействии различными реагентами при оптимальном их расходе в зависимости от температуры на уровне их введения.

Многие из рассматриваемых льдообразующих реагентов уже испытывались в естественных условиях. Данные этих полевых экспериментов хорошо согласуются с результатами настоящей работы. Так, например, в работе [10] показано, что для получения положительного эффекта при воздействии на переохлажденные конвективные облака водными растворами йодистого свинца при температуре -8 , -10°C целесообразный расход реагента составляет 10—50 г. Рис. 7 дает нам те же самые расходы PbJ_2 в этом интервале температур. В работе [11] описаны результаты опытов с использованием другого реагента — коллоидного раствора йодистого серебра. Осадки были получены в опытах с расходом реагента 2—3 г AgJ (20—30 л раствора) и температурах на уровне введения -8 , -10°C . Наши расчетные данные имеют тот же порядок величины расхода реагента (0,5—2 г AgJ). Расход такого реагента, как CuS (в виде порошка), полученный на основе теоретических исследований, приблизительно на порядок больше того расхода, который использовался в полевых опытах, описанных в работе [9]. Но проанализировав результаты полевых экспериментов, авторы работы [9] пришли к выводу, что использованная ими дозировка слишком мала и в последующих опытах должна быть увеличена.

Наряду с оптимальными расходами реагента в настоящей работе была определена также ширина зоны осадков, которая получается при воздействиях такого рода с использованием оптимальных дозировок (рис. 8). Эти данные также достаточно хорошо согласуются с результатами полевых опытов, проведенных в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова под руководством Ю. П. Сумина в 1963—1965 гг.

Хорошее согласование результатов теории с данными испытаний в естественных условиях позволяет сделать заключение о возможности использования результатов настоящей работы для практических целей.

Теоретические расчеты могут быть положены в основу рекомендаций по оптимальным расходам льдообразующих реагентов при проведении опытов по активным воздействиям на конвективные облака с целью вызывания из них осадков. При этом полученные зависимости позволяют выявить возможности различных реагентов при определенных температурах, а также преимущества или недостатки того или иного метода введения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Учеваткина Т. С. Расчеты роста капель и сферических ледяных частиц в облаках при естественном осадкообразовании и при активных воздействиях. Тр. ГГО, вып. 176, 1965.
2. Sutton O. G. Micrometeorology, New York, 1953.
3. Красновская Л. И. Физические основы искусственных воздействий на переохлажденные облака с помощью хладореагентов. Тр. ЦАО, вып. 58, 1964.
4. Аксенов М. Я., Вернидуб И. И., Карцивадзе А. И., Окуджава А. М., Плауде И. О., Шишминцев В. В. Исследование льдообразующей активности аэрозоля йодистого серебра, генерируемого при горении пиротехнических составов. Тр. ин-та геофизики АН Груз. ССР, т. XX, 1962.
5. Громова Т. Н., Красиков П. Н. Исследования льдообразующих свойств растворов йодистого серебра и йодистого свинца. Тр. ГГО; вып. 176, 1965.
6. Аксенов М. Я., Вернидуб И. И., Гайваройский И. И., Карцивадзе А. И., Плауде И. О., Соловьев А. Д., Шишминцев В. В. Получение льдообразующего аэрозоля йодистого свинца с помощью пиротехнических составов. Тр. ЦАО, вып. 44, 1962.
7. Громова Т. Н., Преображенская Е. В. Исследование льдообразующих свойств растворов органических веществ. См. наст. сб.
8. Fukuta N. Ice nucleation by metaldehyde. Nature, 199, 1963.
9. Бычков Н. В., Гайваронский И. И., Громова Т. Н., Леншин В. Т., Серегин Ю. А., Сумин Ю. П., Ярцева Н. Н. Исследования кристаллизующих свойств сернистой меди при воздействиях на переохлажденные конвективные облака. Тр. науч. совещания по физике облаков и активным воздействиям. Гидрометеониздат. М., 1967.
10. Громова Т. Н., Красиков П. Н., Леншин В. Т., Никандрова Г. Т., Химач М. А., Шишкин Н. С. Опыты по воздействию на переохлажденные облака водными растворами йодистого свинца. Тр. ГГО, вып. 126, 1962.
11. Громова Т. Н., Красиков П. Н., Леншин В. Т., Шишкин Н. С. Опыты по воздействию на переохлажденные облака коллоидным раствором йодистого серебра. Тр. ГГО, вып. 156, 1964.

В. И. БЕЛЯЕВ, В. В. ВЯЛЬЦЕВ

К ВОПРОСУ О МЕТОДИКЕ РАССЕЯНИЯ ОБЛАКОВ НА БОЛЬШИХ ПЛОЩАДЯХ

Выполнены приближенные расчеты расширения зон кристаллизации при воздействии на слоистообразную облачность с учетом крупномасштабной турбулентной диффузии. Произведено сравнение с данными наблюдений по рассеянию облачности на больших площадях.

1. ВВЕДЕНИЕ

Во время опытов по рассеянию переохлажденных облаков на больших площадях в ряде случаев наблюдалось расширение областей, первоначально закристаллизовавшихся под влиянием засева твердой углекислотой. Характерный пример такого расширения приведен в работе [1]. В этой статье описывается случай, когда первоначально засеянная зона, имевшая площадь приблизительно 25×45 км, примерно через 8—10 час. расширилась до размеров порядка 150 км в диаметре. При этом зона имела неправильную, несколько вытянутую форму. Аналогичные явления наблюдались в отдельных опытах при дальнейшей отработке методики раскрытия больших площадей от облачности, описанной в работе [2].

Результаты, полученные в работах [3] и [4], позволили произвести несложную оценку возможности расширения закристаллизовавшихся областей переохлажденных облачных массивов. Выполненная оценка дала положительный ответ на поставленный вопрос, т. е. была показана теоретически возможность значительного расширения первоначально закристаллизовавшейся области на переохлажденном облачном массиве под влиянием атмосферной турбулентной диффузии зародышей ледяных кристаллов. Поставленные вслед за этим эксперименты вновь подтвердили наличие явления расширения закристаллизовавшихся зон. В настоящей статье описаны результаты теоретических исследований В. И. Беляева и экспериментальных исследований В. В. Вяльцева по изучению указанного явления. Экспериментальные исследования были выполнены в экспедициях Института прикладной геофизики.

2. ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ОБЛАКОВ, ПОЛОЖЕННЫЕ В ОСНОВУ РАСЧЕТОВ

Представленная в работе [3] схема распространения кристаллизации в облачном массиве приведена на рис. 1. Согласно этой схеме, область кристаллической фазы отделена от области жидкой фазы четкой границей — фронтом кристаллизации. Как известно, капли испаряются

в среде ледяных кристаллов в течение нескольких секунд, а кристаллы в среде водяных капель в течение нескольких минут вырастают до размера выпадающих частиц (10^{-3} — 10^{-2} см). Таким образом, с одной стороны, кристаллы не могут проникать глубоко в область жидкой фазы, а с другой—капли не могут проникать в область кристаллической фазы. Это обстоятельство является одной из причин существования четких границ у фронтальной зоны. На основе анализа системы уравнений, описывающей процесс кристаллизации во фронтальной зоне, в работе [3] было показано, что положение фронта кристаллизации в про-

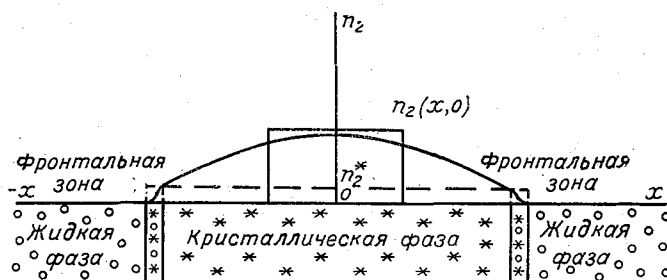


Рис. 1. Схема распространения кристаллизации в переохлажденном облачном массиве.

странстве может быть отождествлено с положением значения «фронтальной» концентрации, определяемой простым соотношением

$$n_2^* = \frac{W + \Delta q}{m_2}, \quad (1)$$

где W —водность облака, Δq —дефицит влажности по отношению ко льду в облаке, m_2 —масса выпадающего кристалла.

Соотношение (1) имеет очень простой физический смысл. Рассмотрим некоторый объем во фронтальной зоне. Пусть в этот объем поступают ледяные кристаллики сначала в малом, а затем во все увеличивающемся количестве. Сначала, пока кристаллов немного, убыль концентрации пара, вызванная их ростом, компенсируется притоком влаги из области жидкой фазы. По мере увеличения числа кристаллов наступит такой момент, когда они смогут взять на себя не только ту влагу, которая находится в зоне, но и ту, которая за время процесса придет из области жидкой фазы. Соответствующее значение концентрации кристаллов и будет тем критическим фронтальным значением, которое определяется формулой (1).

Рассмотренные соображения в первую очередь объясняют основной характер рассеяния облаков при засеивании их с самолета твердой углекислотой, а именно появление в облаках просвета. Действительно, при простой замене водяного облака ледяным прозрачность облака не увеличивается и просвет появляться не должен. Согласно же изложенной схеме процесса, представленной на рис. 1, в области кристаллической фазы, между фронтами, присутствуют в основном ледяные зародыши и почти нет крупных ледяных частиц, которые вырастают и выпадают преимущественно во фронтальной зоне. В результате этого при распространении кристаллизации в облаке в нем должен появляться просвет.

С другой стороны, можно утверждать и обратное: появление просвета при воздействии на переохлажденное облако может рассматри-

ваться как факт, качественно подтверждающий предлагаемую схему процесса.

Поскольку положение фронта кристаллизации в пространстве связано с определенным значением концентрации ледяных зародышей, то оно может быть прослежено по движению фронтальной концентрации зародышей. На основе этого вывода исследование распространения кристаллизации в переохлажденных облаках в первом приближении может быть сведено к решению чисто диффузионной задачи о поле концентрации кристаллов.

В случае плоских источников ледяных зародышей, возникающих в облаках при засеве их углекислотой с самолета, положение фронта грубо может быть описано известным соотношением

$$X^2 = 4t \left(\ln \frac{\varepsilon}{2n_2^* \sqrt{\pi}} - \frac{1}{2} \ln t + \ln \alpha \right), \quad (2)$$

где X — расстояние от фронта до плоскости засева (половина ширины засеянной зоны); ε — концентрация зародышей в плоскости засева в начальный момент времени;

$$t = \int_0^{\tau} K(\tau') d\tau', \quad (3)$$

где $K(\tau')$ — коэффициент турбулентной диффузии, τ — время;

$$\alpha = \operatorname{erf} \left(\frac{L}{4\sqrt{t}} \right) \operatorname{erf} \left(\frac{H}{4\sqrt{t}} \right); \quad (4)$$

L — длина; H — ширина плоскости засева. Для грубой оценки порядка величин можно положить $\alpha \approx 1$.

Согласно соотношению (2), в полном соответствии с фактическими наблюдениями происходит вначале увеличение величины X , а затем ее уменьшение, т. е. зона вначале расширяется, а затем сжимается. Максимальное значение величины X и соответствующий ему момент времени могут быть вычислены по формулам:

$$X_{\max} = \sqrt{2K^* \tau_{\max}} = \frac{1}{\sqrt{2\pi l}} \frac{\varepsilon}{n_2^*}; \quad (5)$$

$$\tau_{\max} = \frac{1}{K^* l} \left(\frac{\varepsilon}{2n_2^* \sqrt{\pi}} \right)^2, \quad (6)$$

где K^* — эффективное значение коэффициента турбулентной диффузии в момент $\tau_{\max}$, получаемое из соотношения

$$t_{\max} = \int_0^{\tau_{\max}} K(\tau) d\tau = K^* \tau_{\max}, \quad (7)$$

l — ширина зоны кристаллизации.

Соотношения (1), (5) позволяют оценить значение величины ε , характерное для рассеяния переохлажденных облаков слоистых форм.

3. КОСВЕННАЯ ОЦЕНКА ВЕЛИЧИН ε И K^*

Поскольку порядок $(W + \Delta q)$ составляет 10^{-6} г/см³, а величина m_2 приблизительно 10^{-6} г, то для n_2^* имеем порядок, равный 1 см⁻³.

Расширение закристаллизовавшихся областей происходит на расстоянии от 2 до 10 км. Поэтому характерным значением для порядка величины $X_{\max}$ может считаться 10^5 — 10^6 см. Из соотношения (5) следует, что $\varepsilon = 10^5$ — 10^7 см⁻².

Затем можно оценить количество ледяных зародышей, возникающих в расчете на 1 г твердой углекислоты, сбрасываемой в облака. При мощности облаков несколько сотен метров и при дозировках твердой CO_2 порядка сотен граммов на 1 км линии засева имеем 10^{-7} г CO_2 на 1 см^2 плоскости засева. На основе этих данных получаем, что на 1 г сброшенной в облако твердой CO_2 в нем образуется 10^{12} — 10^{14} ледяных зародышей.

Полученное значение очень хорошо согласуется с оценками В. Я. Никандрова [5], полученными теоретическим путем в результате рассмотрения физического механизма образования ледяных зародышей у поверхности твердой CO_2 .

Таким образом, из теоретических соображений и из многочисленных опытов по активному воздействию на переохлажденные облака слоистых форм, на основе данных которых в приведенных выше оценках были взяты характерные величины, следует, что число ледяных зародышей, образующихся в расчете на 1 г твердой CO_2 , имеет порядок 10^{12} — 10^{14} . Эта величина и будет положена в основу дальнейших расчетов.

Соотношение (6) позволяет на основе данных $X_{\text{макс}}$ и $\tau_{\text{макс}}$, полученных при экспериментах, оценить значение коэффициента K^* , определенного формулой (7).

При значениях $X_{\text{макс}}$, имеющих порядок 10^5 — 10^6 см, и при $\tau_{\text{макс}} \approx 3 \cdot 10^3$ сек., согласно формуле (7), величина K^* имеет порядок 10^6 — 10^8 $\text{см}^2/\text{сек}$. В то же время из закона «четырёх третей» для K , имеющего вид

$$K = 0,6 X_{\text{макс}}^{1/3},$$

при тех же значениях $X_{\text{макс}}$ получаем K^* также порядка 10^6 — 10^8 $\text{см}^2/\text{сек}$.

Следовательно, оценочные формулы, полученные на основе представления о фронтальной концентрации как индикаторе положения фронта кристаллизации, дают значения для коэффициентов атмосферной турбулентной диффузии, согласующиеся с точки зрения порядков величин с законом «четырёх третей».

Как известно, засев некоторой площади на облачном массиве твердой углекислотой производят при полете самолета вдоль некоторых линий, приблизительно параллельных между собой. Если расстояние между линиями меньше $X_{\text{макс}}$, то засеянная площадь превращается в зону кристаллической фазы.

4. ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ РАСШИРЕНИЯ ЗОН КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ ФАЗЫ

На основе полученных выше результатов рассмотрим возможность дальнейшего расширения зоны кристаллической фазы за счет крупномасштабной атмосферной турбулентной диффузии.

Диффузионную задачу о распространении кристаллических зародышей в облачном массиве в системе координат, перемещающейся со скоростью среднего ветра, можно сформулировать следующим образом:

$$\frac{\partial n_2}{\partial \tau} = K_z \frac{\partial^2 n_2}{\partial z^2} + K \left(\frac{\partial^2 n_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 n_2}{\partial y^2} \right); \quad (8)$$

$$n_2(0, x, y, z) = f(x, y, z);$$

$$n_2(\tau, x, y, z) = 0 \text{ при } x, y, z \in L_1, \quad (9)$$

$$n_2(\tau, x, y, z) = n_2^* \text{ при } x, y, z \in L_2, \quad (10)$$

где L_1 и L_2 внешняя и внутренняя границы фронтальной зоны шириной l , коэффициент K выбирается в соответствии с характерным масштабом явления, а n_2^* определяется соотношением (1). В случае когда начальное значение концентрации ледяных зародышей много больше значения фронтальной концентрации, для расчетов первого приближения условие (10) может быть заменено более простым

$$n_2(\tau, x, y, z) = 0 \text{ при } x, y, z \rightarrow \pm \infty. \quad (11)$$

Если засеянная область представляет собой квадрат со стороной $2h$, то начальное условие (9) имеет вид

$$n_2(0, x, y, z) = \begin{cases} \varepsilon & \text{при } -h \leq x \leq h, -h \leq y \leq h, -H \leq z \leq H. \\ 0 & \text{вне квадрата} \end{cases} \quad (12)$$

Начало координат выбрано в центре квадрата. Мощность облачного массива принята равной $2H$. При условиях (11), (12) решение рассматриваемой задачи имеет вид

$$n_2(\tau, x, y, z) = \frac{\varepsilon}{8} \left[\Phi\left(\frac{x+h}{\sqrt{2K\tau}}\right) - \Phi\left(\frac{x-h}{\sqrt{2K\tau}}\right) \right] \left[\Phi\left(\frac{y+h}{\sqrt{2K\tau}}\right) - \Phi\left(\frac{y-h}{\sqrt{2K\tau}}\right) \right] \left[\Phi\left(\frac{z+H}{\sqrt{2K_z\tau}}\right) - \Phi\left(\frac{z-H}{\sqrt{2K_z\tau}}\right) \right]. \quad (13)$$

Если в этом выражении положить $n_2 = n_2^*$, то с его помощью можно оценить, какую концентрацию зародышей ε необходимо создать в квадратной области со стороной $2h$, чтобы через время τ в точке с координатами x, y, z наблюдалась фронтальная концентрация ледяных частиц и вместе с ней граница рассеянной зоны.

Рассмотрим переохлажденный облачный массив с характерными параметрами: водностью $W = 0,2 \cdot 10^{-6}$ г см⁻³, величиной $\Delta q = 0,2 \cdot 10^{-6}$ г см⁻³, размером выпадающих частиц $5 \cdot 10^{-3}$ см, мощностью $2H = 1000$ м. Горизонтальную протяженность массива будем считать бесконечной.

Пусть в рассматриваемом массиве засеяна квадратная площадь со стороной $2h = 50$ км. Оценим, какое количество CO_2 необходимо сбросить на указанный квадрат, чтобы закристаллизовавшаяся зона через время $\tau = 10$ час. расширилась до размера 75 км, т. е. ее граница подошла, например, к точке $x = 75$ км, $y = 0$, $z = 0$. В соответствии с законом «четырех третей» положим $K = 1,3 \cdot 10^9$ см²/сек., а $K_z = 3 \cdot 10^6$ см²/сек.

С помощью формулы (13) находим, что для достижения указанного эффекта в засеваемом квадрате необходимо создать концентрацию порядка $\varepsilon = 100$ см⁻³. При такой концентрации ядер их общее число в квадрате, засеянном твердой CO_2 , должно составить $N = 1 \cdot 50 \cdot 50 \times 10^{15} \cdot 100 = 2,5 \cdot 10^{20}$. Для средних условий можно принять, что 1 г твердой CO_2 дает $3 \cdot 10^{13}$ ядер. В таком случае для создания указанного выше количества ядер на облачный массив необходимо сбросить количество CO_2 , равное $2,5 \cdot 10^{20} : 3 \cdot 10^{13} = 8 \cdot 10^6$ г = 8 т.

Число ядер, которое непосредственно пошло на рассеяние облаков в квадрате 150×150 км, можно оценить по формуле

$$N' = \frac{(2x)^2 H (W + \Delta q)}{m_2} = 1,8 \cdot 10^{19}.$$

Величина N' на порядок меньше N , и потому в данном случае условие (11) может быть использовано вместо условия (10) для грубой оценки возможности расширения кристаллической зоны.

Итак, в рассматриваемом примере, если район 50×50 км засеян 8 т твердой углекислоты, то через 10 час. можно ожидать расширения рассеянной площади до 150×150 км. При этом величина раскрытой площади оказывается на порядок больше по сравнению с первоначально засеянной. Для решения диффузионной задачи (8) с условием (9) может быть рекомендован приближенный метод, при котором решение составляется из находимых для последующих промежутков времени $[\tau_{m+1}, \tau_m]$ решений уравнения (8) с начальными и граничными условиями, которые в случае одномерной задачи имеют вид:

$$\begin{aligned} n_2^{(1)}(x, 0) &= n_2(x, 0), \\ n_2^{(m)}(x, \tau_{m-1}) &= \begin{cases} n_2^{(m-1)}(x, \tau_{m-1}) & \text{при } x \leq x^*, \\ 0 & \text{при } x > x^* \end{cases} \quad m=2,3,4 \dots, \end{aligned} \quad (14)$$

где

$$\begin{aligned} n_2^{(m-1)}(x^*, \tau_{m-1}) &= n_2^*, \\ n_2^{(m)}(x, \tau) &= 0 \quad \text{при } x \rightarrow \infty. \end{aligned}$$

Решение при этом будет находиться с шагом по времени $\Delta\tau = \tau_m - \tau_{m-1}$.

В качестве примера использования изложенного приближенного метода расчета перемещения фронтальной концентраций рассмотрим случай, когда на облачном массиве равномерно засеян твердой углекислотой круг радиуса R . Задачу будем рассматривать в полярных координатах r, φ . В силу симметрии все величины не будут зависеть от φ . Как и в предыдущем случае, выбираем систему координат, перемещающуюся со скоростью среднего ветра. Начальное условие будет иметь вид

$$n_2(r, 0) = \begin{cases} \varepsilon & \text{при } r \leq R \\ 0 & \text{при } r > R. \end{cases} \quad (15)$$

Как известно, решение диффузионной задачи при произвольном начальном условии $f(r)$ записывается следующим образом:

$$n_2(\tau, r) = \frac{z}{\pi a} \int_0^R \int_0^\pi f(\rho) e^{-\frac{(r^2 + \rho^2 - 2r\rho \cos \varphi)}{a}} \rho d\rho d\varphi, \quad (16)$$

где $a = 4 \int_0^\tau K d\tau'$. При этом мы пренебрегаем вертикальной турбулентной диффузией, поскольку она не влияет на порядок величин.

Далее, строя на основе соотношения (15) начальные условия по формулам, аналогичным (14), с помощью выражения (16) последовательно получаем решение для моментов времени $\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_m$.

Коэффициент K определяем по закону «четырех третей», взяв в качестве масштаба облака среднеквадратичное значение координат ледяных зародышей.

В силу линейности задачи достаточно задать лишь отношение ε к фронтальной концентрации n_2^* . В данном примере зададим его как $\frac{n_2}{\varepsilon} = 0,001$, поскольку обычные условия в облаке соответствуют значениям $n_2^* \sim 0,1 - 1 \text{ см}^{-3}$, а реальные дозировки CO_2 позволяют задать значение $\varepsilon \sim 100 \text{ см}^{-3}$.

Результат расчета перемещения фронта кристаллизации приведен на рис. 2.

Таким образом, указанный метод позволяет рассчитывать перемещение фронтальной концентрации. Он может быть использован для случаев, когда расход зародышей на рассеяние облаков сравним с их общим числом.

Следует отметить, что проведенные вычисления являются приближенными не только вследствие сделанных упрощений, но еще и по той причине, что в них не была принята во внимание эволюция облака кристаллических зародышей под влиянием взаимодействия его с окружающими слоями воздуха по вертикали и под влиянием изменения термо-

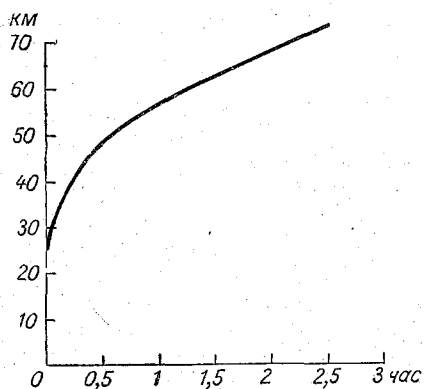


Рис. 2. Увеличение радиуса закристаллизовавшейся зоны переохлажденного облачного массива во времени.

динамических условий в атмосфере, обусловленных метеорологическими процессами крупного масштаба.

Нами рассмотрена возможность расширения кристаллических зон на облачном массиве в результате лишь одного процесса — атмосферной турбулентной диффузии кристаллических ядер. Очевидно, если бы мы получили при этом отрицательный результат, т. е. установили бы, что за счет турбулентной диффузии кристаллическая зона не может существенно расширяться, то не было бы смысла в дальнейших уточнениях теории.

Если не рассматривать случаев резких изменений крупномасштабных метеорологических условий в районе проведения экспериментов,

то основными факторами, подлежащими учету, будут процессы взаимодействия кристаллической зоны с окружающими ее слоями воздуха.

В участках переохлажденного облака, до которых еще не дошел фронт кристаллизации, влияние кристаллизации практически не сказывается и происходит процесс естественной эволюции облака. В кристаллическом облаке зародышей концентрация пара, как правило, будет меньше, чем в окружающем пространстве, поскольку это облако возникло на месте водяного. В силу этого к облаку будет направлен поток пара из окружающего пространства, который будет способствовать увеличению размеров кристаллических зародышей. Очевидно, что наиболее крупные зародыши в спектре их распределения по размерам, а также крупные ледяные частицы, занесенные в результате турбулентной диффузии в кристаллическое облако из фронтальной зоны, в первую очередь воспримут на себя этот приток пара и выпадут из облака. В результате происходит известный экспериментаторам процесс «просветления» зоны воздействия, наблюдаемый спустя некоторое время после начала воздействия. Таким образом, если слоистое облако находится в состоянии подвижного равновесия, то при оценке возможности расширения зоны для процессов распространения кристаллизации небольшой продолжительности можно не учитывать взаимодействие с окружающей облако средой, поскольку приток пара в кристаллическое облако будет лишь просветлять его, приводя к выпадению крупных частиц, но не изменяя значительно общего числа кристаллических зародышей. Для перемещения же фронта кристаллизации существенно в

первую очередь число ледяных частиц, а не их размер, поскольку во фронтальной зоне, в непосредственном контакте с жидкой фазой, мелкие частицы не намного отстают от крупных в своем росте до размеров выпадения.

Вместе с тем для расчетов крупномасштабных процессов кристаллизации переохлажденных облаков, продолжающихся в течение многих часов, безусловно необходимо учитывать эволюцию облачного массива как кристаллического, так и водяного.

Однако можно заранее предполагать, что влияние внешних факторов хотя и может существенно видоизменить ход процесса крупномасштабной кристаллизации облачного массива, тем не менее оно не способно полностью устранить возможность существенного расширения кристаллических зон.

Таким образом, как показывают приближенные оценки, в принципе возможно существенное расширение первоначальных закристаллизовавшихся зон на облачных массивах благодаря турбулентной диффузии ледяных кристаллов, если концентрация последних окажется достаточно большой.

5. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Как показали расчеты, выполненные в предыдущем параграфе, для получения значительного расширения закристаллизовавшихся зон на облачных массивах необходимо применять дозировки твердой CO_2 , намного превышающие обычные их значения. Другими словами, на обрабатываемой площади необходимо создавать местный «перезасев» облака.

Экспериментальное исследование явления расширения кристаллических областей было проведено в экспедициях Института прикладной геофизики в течение зим 1961—62 и 1962—63 гг.

Ниже приводится описание двух наиболее характерных опытов этих экспедиций.

Порядок проведения экспериментов сводился к тому, что в сравнительно небольшой отрезок времени производился засев намеченной для обработки площади облаков большим количеством реагента для создания перезасева облака, приводящего к образованию в нем значительного количества ядер кристаллизации.

В первом опыте, проведенном 29 декабря 1961 г. в районе г. Морозовска (Ростовская область), воздействию подвергалась однослойная внутримассовая облачность (рис. 3) слоистых форм, имевшая высоту

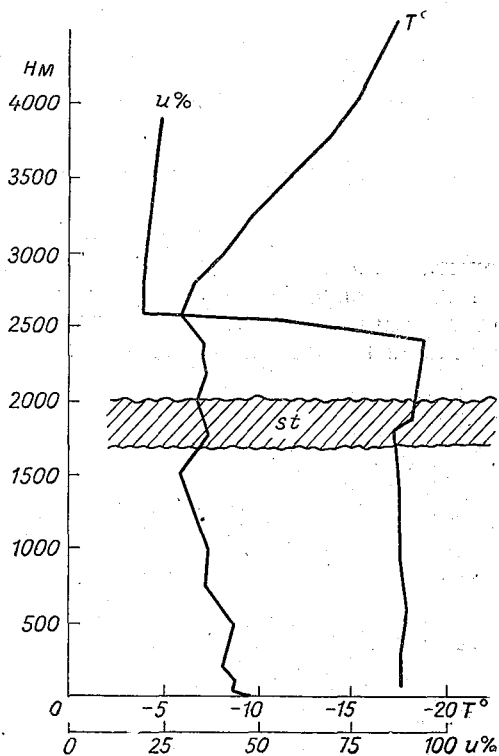


Рис. 3. Данные зондирования атмосферы 29 декабря 1961 г. в 10 час.

нижней границы 1700 м, а верхней — 2000 м, при температуре воздуха у земли — $9,5^{\circ}$, у нижней границы — 7° , у верхней — $6,8^{\circ}$ и в облаках на высоте 1900 м — $7,4^{\circ}$. Облачность была обработана на площади 180 км² (15×12 км) в течение 1 часа 22 мин. с прокладкой полос через интервалы от 0,5 до 1 км при дозировке реагента 4250 г/км. В течение

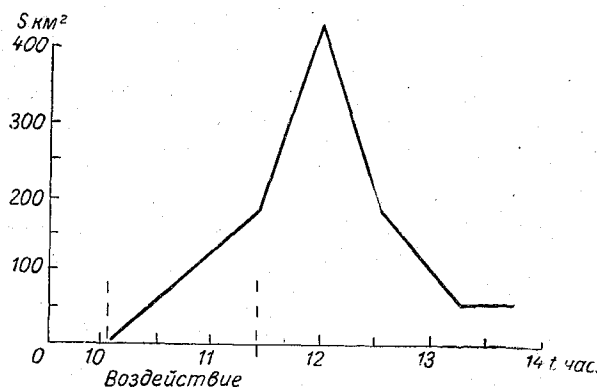


Рис. 4. Изменение площади зоны в опыте 29 декабря 1961 г.

опыта было израсходовано около 2000 кг реагента. Наблюдения показали, что «проработка» облачности, обработанной реагентом, т. е. кристаллизация и рассеяние ее, начиналась очень быстро, буквально сразу же за проходом самолета над облаками. Спустя 15 мин. после окончания засева облачность на

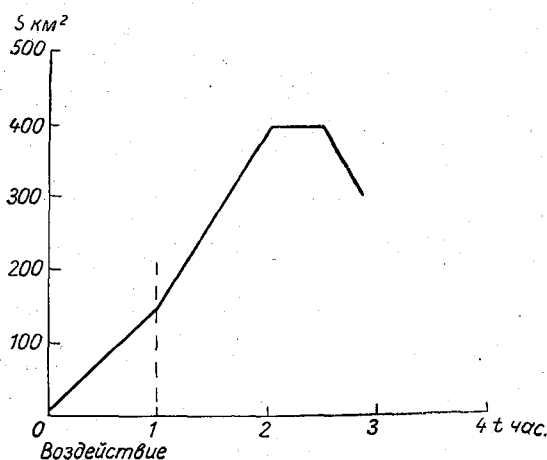


Рис. 5. Изменение площади зоны в опыте 15 февраля 1963 г.

обработанной площади полностью рассеялась, размеры зоны стали значительно большими по сравнению с первоначальными. Через 35 мин. после засева к 12 ч. 00 мин. раскрытая от облаков зона имела размеры 12×40 км, т. е. увеличилась более чем вдвое.

Спустя 1 час 10 мин. после засева она стала уменьшаться и к 12 час. 50 мин. приобрела размеры 8,5×22 км, к 13 час. 15 мин. — 12,0×4,5 км, а к 13 час. 50 мин. — 9,5×6,5 км. К 14 час. процесс уменьшения размеров зоны

прекратился. К 14 час. 20 мин. раскрытая площадь вышла из массива облачности в пространство, свободное от облаков. На рис. 4 приводится график изменения площади зоны во времени.

Во втором опыте, проведенном 15 января 1963 г. в районе г. Магнитогорска, воздействие осуществлялось на однослойную слоистую облачность с высотой нижней границы 1200—1500 м (по данным АМСГ) и верхней — 3100 м. В начале опыта в 10 час. 30 мин. температура у

верхней границы облаков была $-9,5^{\circ}$. Засев был осуществлен параллельной прокладкой полос по направлению и против ветра через интервалы 0,5 км с дозировкой 4500 г/км. В течение 1 часа на площади 150 км² (15×10 км) было израсходовано более одной тонны реагента.

Сразу же после окончания засева обнаружилось, что кристаллизация распространилась на всю площадь, обработанную реагентом CO₂, затем эта площадь значительно расширилась. Первый замер зоны, произведенный через 30 мин. после окончания засева, показал увеличение зоны почти до 400 км² (25×16 км), т. е. более чем в два раза.

Полная проработка зоны до видимости земли наступила сравнительно поздно, спустя приблизительно 1 час после окончания засева. Задержку полной проработки можно объяснить очень большой мощностью облачного слоя (более 1500 м).

Спустя 1 час 30 мин. после засева размеры зоны стали уменьшаться, а вместе с этим стала ухудшаться и видимость земли. За 30 мин. зона затянулась снизу, образовав огромную чашу — провал в облаках. Объяснить это явление можно наличием градиента скорости по высоте, приводящим к отставанию в движении нижних слоев облачности относительно верхних. Изменение размеров зоны представлено на рис. 5.

Анализируя оба опыта, можно с уверенностью прийти к заключению, что перезасев на малой площади приводит к значительному расширению рассеянной зоны (в наших опытах более чем вдвое) за счет распространения фронта кристаллизации во все стороны относительно участка облачности, обработанного реагентом.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты представляют, по нашему мнению, большой интерес для дальнейшего развития методики рассеяния переохлажденных облаков на больших площадях. Есть основание полагать, что наиболее экономичные методы воздействия на облачные системы должны быть основаны на использовании крупномасштабной диффузии при распространении зародышей фазовых переходов воды в облаках. При дальнейших исследованиях процесса расширения больших закристаллизовавшихся областей на облачных массивах наряду с разработкой методики рассеяния облаков можно получить ценные сведения об атмосферной турбулентной диффузии. В частности, по движению фронта кристаллизации можно оценивать величину коэффициента турбулентной диффузии масштаба десятков и сотен километров. Этот коэффициент имеет весьма важное значение для оценки возможных результатов крупномасштабных опытов по воздействию на облака. Но его значения, как известно, в настоящее время еще не определены с достаточной точностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев В. И., Павлова И. С. О возможности влияния на погоду искусственным рассеянием облачности. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1962.
2. Беляев В. И., Павлова И. С., Рябов В. М. О методике рассеяния облаков на больших площадях. Изв. АН СССР, сер. геофиз. № 9, 1963.
3. Беляев В. И. К теории распространения кристаллизации в переохлажденных облаках. ДАН СССР, т. 151, № 4, 1963.
4. Беляев В. И. Метод Лагранжа в кинетике облачных процессов. Гидрометеиздат, Л., 1964.
5. Никандров В. Я. Искусственные воздействия на облака и туманы. Гидрометеиздат, Л., 1959.

Концентрированные растворы веществ готовились заранее, а перед опытами рассчитанные объемы их вливались в баки с горячей водой. Ввиду того что за время от приготовления водного раствора PbJ_2 в баках до проведения опытов температура его понижалась, вследствие чего раствор мог оказаться пересыщенным, а PbJ_2 выпасть в осадок, при составлении соотношений растворов температура принималась на $7-10^\circ$ ниже, чем фактическая температура воды в баках при их заполнении. Обычно раствор PbJ_2 готовился только в одном баке, а в другом баке сохранялась чистая вода, которая использовалась при промывке трубопроводов и распылителя после окончания воздействий.

Отметим, что баки заполнялись горячей водой примерно за полчаса до вылета; разведение же растворов в баках происходило каждый раз в полете лишь после того как было установлено, что условия для воздействий благоприятны.

МЕТОДИКА ВОЗДЕЙСТВИЙ И НАБЛЮДЕНИЙ С САМОЛЕТА

Прежде всего следует отметить, что основная цель воздействий водными растворами PbJ_2 на конвективную облачность в 1961 г. заключалась не только в уточнении некоторых особенностей кристаллизующих свойств реагента в естественных условиях, но и в постановке массовых засевов мощной кучевой облачности над определенным участком Валдайского ливнемерного куста, принимаемого в день с воздействиями за опытный. Выбор опытного и эквивалентного ему по площади контрольного участков определялся направлением переноса воздушных масс в слое 850—500 мб.

Опыты выполнялись сериями, при этом детальные наблюдения с самолета, как правило, производились лишь за одним из облаков, подвергнутых воздействию; за всеми другими облаками эпизодически велись радиолокационные наблюдения с земли при помощи РЛС высокого потенциала ГГО и РЛС «Кобальт» ГГИ, которыми руководили Г. И. Шкода и Н. В. Зотимов. Кроме того, за каждый день воздействий по данным учащенной осадкомерно-плювиографической сети, насчитывающей 108 стационарных точек, Н. А. Зыковым (ВНИГЛ ГГИ) составлялись карты осадков за дневной срок (08—20 час.), а также за 4-часовой интервал, начиная с момента первых воздействий каждого дня. В последнем случае по данным РЛС на картах отмечались также ареалы зон осадков. Детальные исследования очагов искусственных осадков, начиная с момента обнаружения их на ИКО РЛС высокого потенциала, удалось выполнить для пяти дней, из которых подробный анализ можно было провести только для трех дней с воздействиями (22 и 26 июля, а также 9 августа 1961 г.). Результаты этих наблюдений описаны в статье [7].

Перед началом каждой серии воздействий определялось состояние облачного поля: количество и форма облаков, наличие или отсутствие облаков с закристаллизованными вершинами, тенденция облаков к росту или распаду. Особое внимание уделялось также определению высот оснований конвективных облаков, верхней границы основного облачного слоя и отдельных вышерасположенных вершин; отмечалось наличие зон осадков в поле зрения и их приблизительное удаление от облаков, выбранных для воздействия.

Воздействия водными растворами PbJ_2 производились на изолированные облака капельного строения или на группу (гряды) из нескольких конвективных облаков вертикальной мощностью не менее 1,5 км

с температурой на уровне вершины от -3°C и ниже при условии отсутствия выпадения естественных осадков из этих облаков и признаков кристаллизации вершин. Около 85% выбранных для воздействия облаков имели температуру на верхней кромке не выше -6°C , вертикальную мощность не менее 2,0 км (рис. 1).

Обычно в качестве контрольного оставлялось одно из близких облаков примерно одинаковой мощности с теми, на которые производились воздействия.

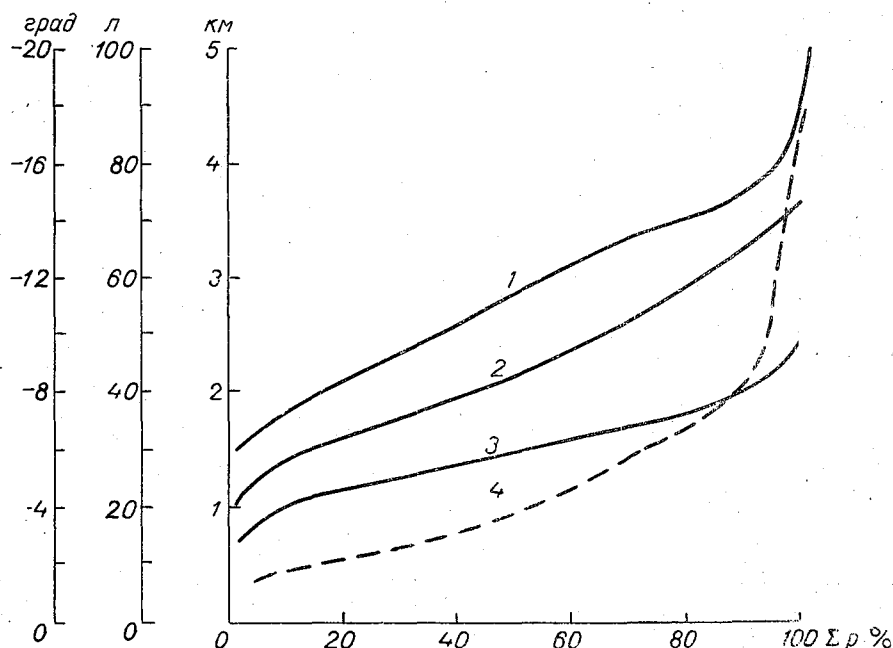


Рис. 1. Основные характеристики условий воздействия на облака водным раствором йодистого свинца.

1 — мощность облаков (км), 2 — температура на уровне воздействия ($^{\circ}\text{C}$), 3 — мощность переохлажденной части облака (км), 4 — расход реагента на одно облако (л).

Введение реагента в облако осуществлялось путем распыления водного раствора йодистого свинца из баков при заходе непосредственно в верхнюю часть облака (на 20—50 м ниже верхней кромки). Для наблюдений за результатами воздействия и дополнительного зондирования надоблачного слоя производился набор высоты на 300—500 м выше уровня воздействия. Наблюдения за состоянием вершины облака (обычно заключительного в серии воздействий) с целью установления изменения ее высоты и фазового состояния велись в течение 7—12 мин. после воздействия. Если фотографирование облаков производилось до воздействия, то оно повторялось и после воздействия через каждые 2—3 мин. В случае, когда после первого воздействия облако продолжало развитие по вертикали, производилось повторное воздействие по той же схеме.

При наблюдении за эффектом воздействия на изолированное облако полет осуществлялся по кругу, вокруг облака, с постепенным набором высоты. Одновременно производились наблюдения за состоянием контрольного облака. При воздействиях на гряду мощных кучевых облаков наблюдения за состоянием облаков производились при полете встречно-параллельными курсами так, чтобы облака, подвергнутые воз-

действию, оставались в стороне солнца, что обеспечивало наиболее выгодные условия обнаружения «нижнего солнца», свидетельствующего о кристаллизации вершин. В отдельных случаях одновременно выполнялись сравнительные опыты, в которых использовались другие, испытанные ранее, реагенты. Эти воздействия производились, как правило, на отдельные мощные кучевые облака при непременном прослеживании эффекта с самолета. Они выполнялись преимущественно на периферии ливнемерного куста с учетом выноса таких облаков за пределы осадкомерной сети полигона.

После завершения наблюдений за верхней кромкой облаков выполнялся быстрый спуск к нижней границе одного из конвективных облаков, подвергнутых воздействию в данной серии, где велись наблюдения за появлением осадков, особенностями формирования и эволюцией зоны осадков. Протяженность зоны осадков по горизонтали измерялась в двух взаимно-перпендикулярных направлениях. При пересечениях зон дождя (на уровне с температурой не ниже $+2$, $+4^{\circ}\text{C}$) производился забор проб капель на участках наибольшей интенсивности дождя. Наблюдения за зонами осадков в отдельных случаях удавалось провести до полной их деградации с визуальной отметкой интенсивности осадков, местоположения зон и изменения высот оснований дождящих облаков.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ОПЫТОВ

В период проведения воздействий водными растворами йодистого свинца на мощную кучевую облачность в районе Валдайского ливнемерного куста применялись истинные растворы 0,1%-ной и 0,2%-ной концентрации, что соответствовало насыщению растворов при температуре воды соответственно 40 и 60°C .

Минимальный расход жидкого реагента на одно облако составлял 6 л; в 90% случаев объем введенных в отдельные облака растворов не превышал 40 л. Повышенные расходы (от 40 до 90 л на облако) в большинстве своем получались в результате двух- и даже трехкратных воздействий на вершины мощных кучевых облаков, которые после первого воздействия продолжали развиваться.

Мощности переохлажденной части облаков были весьма различными, но не превосходили 2,5 км, причем 90% из них не превышали 2,0 км.

Распределение температур на уровне воздействия, мало отличавшихся от температур вершин (за исключением опытов 16 июня 1961 г., когда верхние части мощных кучевых облаков проникали в нижнюю часть инверсионного слоя), было сравнительно равномерным во всем диапазоне от -5 до -15°C (см. рис. 1).

Из 110 облаков, подвергнутых воздействию, исследования с самолета проведены в 63 случаях. Данные о вертикальной мощности облаков и температуре на уровне воздействия приведены на рис. 2, где для большей полноты нанесены также данные опытов 1960 г. [4]. Из рис. 2 отчетливо видно, что йодистый свинец в виде водного раствора оказывается эффективным при вызывании осадков, начиная с температур -7°C и ниже при вертикальных мощностях облаков от 2,0 км и более. Однако, если вся толща облаков была переохлаждена, осадки (от слабых до умеренных) отмечались и под облаками вертикальной мощностью 1,5—2,0 км.

Значения вертикальной мощности и достаточно низких температур на уровне верхней границы облака все же не всегда однозначно опре-

деляют результат воздействия. Так, в опытах № 5 ($H=2,56$ км, $t=-7,8^\circ$, расход раствора 20 л), № 35 ($H=3,54$ км, $t=-8,4^\circ$, расход раствора 25 л) и № 36 ($H=3,36$ км, $t=-7,0^\circ$, расход 10 л) после воздействия облака хотя и закристаллизовались в своих верхних частях, но

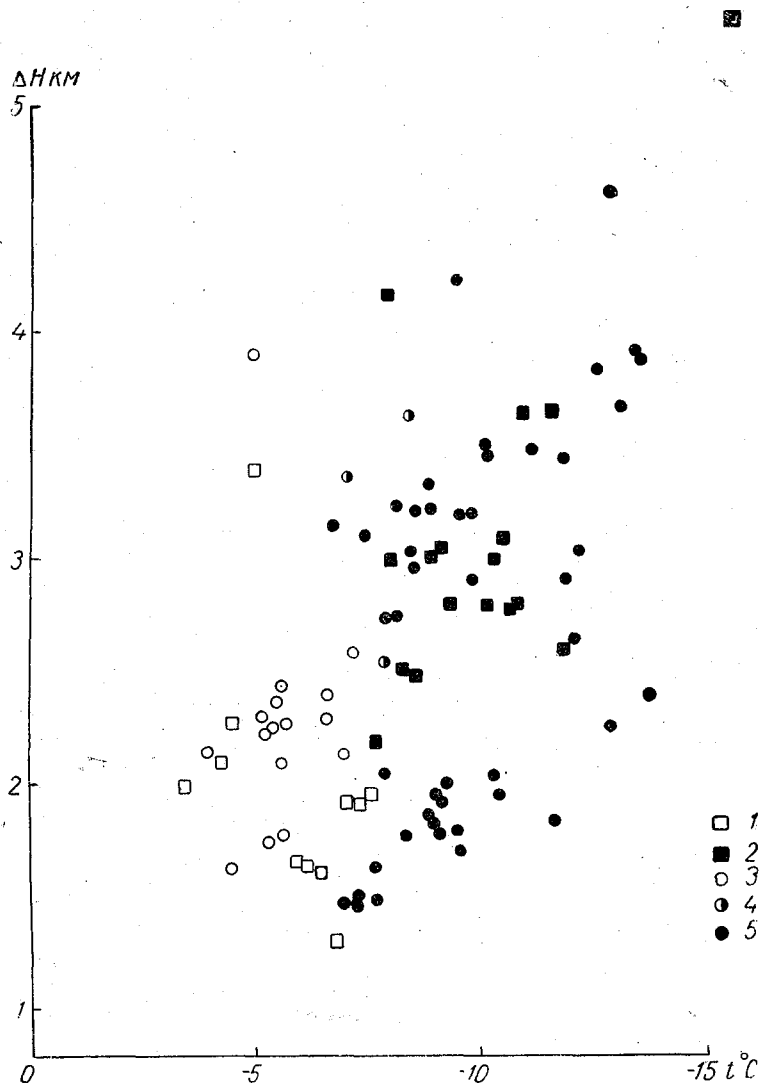


Рис. 2. Данные о результатах опытов по воздействию водными растворами йодистого свинца.

1 — без осадков (1960 г.), 2 — осадки или кристаллизация вершины облака (1960 г.), 3 — без осадков, 4 — кристаллизация вершины, 5 — осадки.

осадков не дали; при этом в опытах № 35 и № 36 облака сравнительно быстро развалились на верхние (закристаллизовавшиеся) и нижние (капельные) части. Очевидно, существуют еще какие-то неучтенные факторы, могущие оказывать заметное влияние на процесс осадкообразования в облаках.

На основании некоторых результатов исследований [11] можно предположить, что кристаллизация переохлажденного тумана под влия-

нием ядер йодистого свинца должна происходить медленнее, чем при наличии в тумане ядер йодистого серебра. Это подтверждено нашими опытами 1960 г. по кристаллизации переохлажденных облаков растворами PbJ_2 [4], которые показали, что в проявлении льдообразующих свойств PbJ_2 отмечается некоторое запаздывание. Т. Н. Громова и П. Н. Красиков полагают в связи с этим, что данные лабораторных опытов по выходу числа ледяных частиц под действием ядер йодистого свинца, по-видимому, несколько занижены [6].

То обстоятельство, что процесс кристаллизации переохлажденной части мощного кучевого облака при воздействии водными растворами PbJ_2 происходит медленнее, а сопровождающие его оптические явления выражены менее резко, чем при воздействиях твердой углекислотой (CO_2) или йодистым серебром, еще не означает, что эффективность растворов йодистого свинца в опытах по вызыванию осадков является существенно меньшей. Действительно, если за эталон принять коллоидные растворы AgJ (или пиромеси с AgJ), то на основании сравнения соответствующих результатов воздействия на переохлажденные облака конвективных форм нетрудно подметить, что хотя после воздействия растворами PbJ_2 зоны осадков формируются медленнее, чем под действием AgJ , они сохраняются, как правило, более длительное время (обычно свыше одного часа), что особенно четко выражено для участков зон с повышенной интенсивностью осадков.

В случае применения PbJ_2 деградация зон осадков отчетливо замедлена. При этом существенных различий в максимальной интенсивности искусственных осадков, вызванных воздействиями AgJ и PbJ_2 , особенно в интервале температур ниже $-8^\circ C$, не отмечается [4, 5].

Таким образом, хотя получение водных растворов PbJ_2 требует некоторой предосторожности, связанной с известной токсичностью йодистого свинца, общая эффективность истинных водных растворов PbJ_2 (особенно при весовой концентрации PbJ_2 в растворе, не превышающей 0,1%) весьма близка к эффективности реагентов, полученных на основе йодистого серебра.

Попытка оценить возможный эффект воздействий на конвективные облака над Валдайским ливнемерным кустом была сделана также по наземным данным за дни с воздействиями.

Как уже отмечалось, при проведении опытов по воздействию территория Валдайского ливнемерного куста делилась на две равные по площади части, одна из которых принималась на каждый конкретный день в качестве опытной, а другая оставалась контрольной. Вследствие такого подхода к выбору опытного и контрольного участков последние (в зависимости от фактического переноса облаков) могли меняться ото дня ко дню.

Оценить вклад искусственных осадков только по пунктам, где они выпадали в результате воздействия, оказалось невозможным из-за недостаточной густоты pluвиографической сети и малой продолжительности воздействий. Кроме того, в некоторых случаях определению пунктов выпадения искусственных осадков мешало наличие естественных осадков, близких по времени выпадения к искусственным. Поэтому оценка осадков производилась, исходя из их фактических количеств, выпавших на опытную и контрольную площади полигона.

Анализ был выполнен в двух вариантах. Первый вариант включал все пункты наблюдений, расположенные на участке воздействия, и все пункты на участке контроля. При этом в связи с тем, что контрольной площадкой в разные дни могла быть северная или южная, западная или восточная половина полигона, на которой воздействие не производи-

лось, различие в орографии и в числе пунктов между участками (достигающие в отдельные дни 20% от общего числа пунктов наблюдения) не могли оказаться существенными, особенно при большом числе дней с воздействиями. В этом варианте оценка среднего количества осадков производилась для периода 08—20 час. и, кроме того, в 4-часовом интервале времени от начала воздействия.

В результате проведенных оценок за 14 дней с воздействиями средние количества осадков на опытной площадке оказались большими, чем на контрольной соответственно на 7 и 18%. Эти превышения, однако, не выходят за пределы естественной изменчивости количеств осадков в районе Валдая за летние месяцы.

Статистическая оценка по методу Маркова, равно как и по критерию Стьюдента [13], показала, что различия между количеством осадков на площадях воздействия и контрольных незначительны. Во втором варианте анализа, выполненном Г. И. Осиповой и Ю. С. Фридман, учитывались не все пункты наблюдений на каждой площадке воздействия и контроля, а лишь равное число пунктов на участке воздействия и контроля (всего около 80 пунктов), близких между собой по высотам и местоположению [14]. Сравнение производилось лишь для сокращенных (4-часовых) интервалов времени для 15 дней июня—августа (включая 19 июля, когда при воздействиях вместо растворов PbJ_2 применялся другой реагент). В этом варианте анализа, не исключающем известного субъективизма в отборе осадкомерно-плювиографических пунктов, среднее количество осадков на опытной площадке оказалось на 36% больше, чем на контрольной (это значение превышения сохраняется и для 14 рассматриваемых нами дней с воздействиями). Однако и во втором варианте анализа различия между показаниями опытного и контрольного устройств оказываются статистически незначимыми.

Полученные результаты следует объяснять в основном малым числом опытов и небольшой их суммарной продолжительностью по сравнению с продолжительностью естественных осадков, а также редкой сетью пунктов наблюдения. Поэтому такие данные об эффективности воздействия можно рассматривать лишь в качестве предварительных.

Для получения статистически значимого результата требуется проведение большего числа опытов со значительной суммарной их продолжительностью, а также организация достаточно густой плювиографической сети.

Вместе с этим необходимо отметить, что оценку вклада дополнительных осадков, полученного в результате воздействий, следовало бы производить, разделяя случаи с естественным образованием кучеводождевых облаков и случаи, когда они отсутствуют. Очевидно, что положительные опыты по вызыванию искусственных осадков во втором случае всегда будут способствовать формированию дополнительных осадков над опытной площадкой. При воздействиях же в дни с кучеводождевыми облаками (особенно в период относительно интенсивной конвекции) предварительно следовало бы каждый раз использовать некоторый объективный критерий, указывающий, что вмешательство в процесс естественного осадкообразования действительно целесообразно.

Любое механическое суммирование двух выше отмеченных эффектов (даже при использовании так называемого принципа случайности) приводит к малым разностям сравнительно больших величин, что не способствует выяснению истинного положения в оценке вклада искусственных осадков.

ВЫВОДЫ

1. Водный раствор PbJ_2 может быть рекомендован в качестве реагента для воздействия на мощные кучевые облака с целью искусственного вызывания осадков при вертикальной мощности облаков более 2,0 км (если же вся толща облака переохлаждена, то при мощности свыше 1,5 км) и температуре на уровне верхней границы — $7,0^\circ C$ и ниже.

Распад облаков без выпадения из них осадков после воздействия происходит лишь в сравнительно небольшом числе случаев.

2. Выпадение осадков обычно начинается через 12—18 мин. после воздействия; продолжительность осадков чаще всего заключалась в пределах от 40 мин. до 1,5 часа, достигая иногда 2,5—3,0 час.

3. Средний расход водного раствора йодистого свинца на одно облако составлял 20 л, при этом в облако вводилось 20—30 г. PbJ_2 . При соответствующих значениях мощности и температуры на уровне воздействия расход реагента, не превышающий 1 г на 1 км^2 , оказывается в состоянии обеспечить искусственное вызывание осадков с целью их увеличения или перераспределения на заданных площадях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакулина Е. В., Громова Т. Н., Красиков П. Н. О методике применения водных растворов йодистого свинца для воздействия на переохлажденные облака и туманы. Тр. ГГО, вып. 126, 1962.
2. Башкирова Г. М., Красиков П. Н. Опыты по изучению некоторых веществ в качестве реагентов кристаллизации переохлажденного тумана. Тр. ГГО, вып. 72, 1957.
3. Башкирова Г. М., Першина Т. А. О характере замерзания капель водных растворов йодистого свинца. Тр. ГГО, вып. 176, 1965.
4. Громова Т. Н., Красиков П. Н., Леншин В. Т., Никандрова Г. Т., Химач М. А., Шишкин Н. С. Опыты по воздействию на переохлажденные облака водными растворами йодистого свинца. Тр. ГГО, вып. 126, 1962.
5. Громова Т. Н., Красиков П. Н., Леншин В. Т., Шишкин Н. С. Опыты по воздействию на переохлажденные облака коллоидным раствором йодистого серебра. Тр. ГГО, вып. 156, 1964.
6. Громова Т. Н., Красиков П. Н. Исследования льдообразующих свойств растворов йодистого серебра и йодистого свинца. Тр. ГГО, вып. 176, 1965.
7. Зыков Н. А., Леншин В. Т., Морозова Т. И., Шишкин Н. С., Шкода Г. И. О радиолокационных наблюдениях за результатами воздействий на мощные кучевые облака. Тр. ГГО, вып. 186, 1966.
8. Красиков П. Н., Нефедов А. С. Результаты лабораторных опытов по исследованию льдообразующей активности некоторых веществ в переохлажденных туманах. Тр. ГГО, вып. 104, 1960.
9. Красиков П. Н., Никандров В. Я. Исследования средств искусственного воздействия на облака и туманы. Тр. ВНМС, т. V, 1963.
10. Литвинов Г. И., Сварчевский В. Н. Летающая лаборатория. Геофизическое приборостроение, вып. 11, 1962.
11. Москвитин Н. Н., Дубинин М. М., Сарахов А. И. Исследование адсорбции паров воды на ионных кристаллах. I. Методика и результаты исследования адсорбции паров воды на кристаллах йодистого и хлористого серебра. Изв. АН СССР, сер., хим., № 12, 1959.
12. Москвитин Н. Н., Дубинин М. М., Сарахов А. И. Исследование адсорбции паров воды на ионных кристаллах. II. Неравновесная адсорбция воды на кристаллах йодистого свинца. Изв. АН СССР, сер., хим., № 1, 1960.
13. Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. Физматгиз, М., 1961.
14. Осипова Г. И., Фридман Ю. С. К вопросу об оценке эффективности воздействия на облака с целью увеличения осадков. Тр. ГГО, вып. 156, 1964.
15. Schaefer V. J. Silver and lead-iodides as ice-crystal nuclei. J. Met., vol. 11, № 5, 1954.

Т. Н. ГРОМОВА, Е. В. ПРЕОБРАЖЕНСКАЯ

ИССЛЕДОВАНИЕ ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ СВОЙСТВ РАСТВОРОВ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ

В статье приводятся результаты лабораторных опытов по исследованию льдообразующих свойств растворов органических веществ при распылении их в переохлажденный туман. Наиболее детальные исследования проведены с растворами флороглюцина, показавшими высокую льдообразующую активность.

Получены данные о верхних температурных порогах образования ледяных частиц и льдообразующей эффективности в зависимости от концентрации раствора и типа растворителя.

Дано описание результатов предварительных полевых опытов по воздействию эфирными растворами флороглюцина на переохлажденные облака.

Лабораторные и полевые опыты проводились в 1961—1962 гг.

1. ВВЕДЕНИЕ

Известно, что наиболее активными реагентами кристаллизации переохлажденных облаков и туманов после твердой углекислоты как по температурному порогу образования ледяных частиц, так и по льдообразующей эффективности являются йодистое серебро и йодистый свинец.

Работы, выполненные рядом исследователей, показали, что среди неорганических соединений активными льдообразующими свойствами обладает весьма ограниченное количество веществ. Поэтому естественно, что в настоящее время все большее внимание уделяется исследованию льдообразующей способности органических соединений [9, 11, 14—27]. Уже имеются прямые и косвенные данные о присутствии таких соединений в атмосферном воздухе [22] и осадках [23]. Органические частицы найдены и в капельках тумана.

В опытах Комабаяши и Икебе [24] исследовалась льдообразующая активность ряда бензойных соединений. Ими же испытывались хиноны, фенолы и некоторые ароматические карбоксильные кислоты (температурный порог их действия около -10°). В процессе исследования неразстворимых в воде органических соединений [19] семь из тридцати испытанных Хидом стероидов показали способность служить ядрами кристаллизации. Для наиболее активных стероидов — эндростенолона, тестостерона, 3-метилхолестена-3 β , эндростерона, прегненелона, андростена-3,17-диона и холистерола, приготовленных из расплава, температурный порог кристаллизации оказался равным -5° .

Более высокую активность показали испытанные Хидом [20] феназины. При возгонке неразмельченного порошка в холодильную камеру

кристаллизация тумана начиналась при -6° , а при распылении тонко размельченных порошков этих же веществ кристаллы появлялись уже при температуре $-3,5^{\circ}$.

В работах [18, 21] было найдено два класса соединений — стероиды и замещенные флуорены, — которые можно включить в число высокоактивных соединений с начальной температурой кристаллизации в области $-2,5$, $-5,0^{\circ}$. Самым активным веществом оказался 9-гидроксиметилфлуорен-9-ол с температурным порогом кристаллизации $-2,5^{\circ}$, т. е. выше, чем для йодистого серебра.

Пауэрами [27] было проведено испытание некоторых трудно растворимых в воде аминокислот в качестве льдообразующих веществ. Пороговые температуры образования ледяных ядер ряда аминокислот обнаружили активность выше -10° , при этом наибольшую активность показали *l*-лейцин и *l*-триптофан ($T = -5^{\circ}$).

В 1949—1951 гг. В. В. Пиотрович [9] проводил лабораторные опыты по испытанию флороглюцина в качестве льдообразующего реагента кристаллизации тумана. При возгонке порошка на металлической пластинке, нагреваемой на электроплитке, ледяные кристаллы при введении в туман начинали образовываться при температуре -5 , -7° . При температуре -10° возгонка 1 г флороглюцина вызывала образование от 10^{11} до 10^{12} кристаллов льда.

Были также проведены опыты по определению влияния ряда факторов (температура воздуха, адсорбция частичек флороглюцина водой, влияние прямой и рассеянной радиации и др.) на способность частиц флороглюцина образовывать кристаллы льда. При этом оказалось, что частицы флороглюцина, фиксированные на пластинках после трехсуточного хранения в темноте при отрицательной температуре воздуха, сохраняли свойства образовывать ледяные кристаллы. После хранения задымленных пластинок в темноте при положительной температуре ($18-25^{\circ}$) в течение двух суток при внесении пластинок с частицами флороглюцина в переохлажденный туман наблюдалось массовое образование кристаллов льда. Частицы флороглюцина полностью теряли свойства образовывать кристаллы льда после суточного хранения пластинок на свету.

Опытами по исследованию влияния воды при положительной температуре на свойства частиц флороглюцина установлено, что они при этом теряют свойства образовывать ледяные кристаллы. Смачивание пластинок водой при температуре около 0° , как утверждает В. В. Пиотрович, не исключает активности частиц флороглюцина, т. е. в последующем некоторая доля частиц образует кристаллики льда.

Для объяснения потери активности автор полагает, что «после испарения воды безводный флороглюцин кристаллизуется в иной модификации, уже не способной образовывать кристаллы льда». В. В. Пиотрович допускает также возможность разложения водою частичек безводного флороглюцина. Что касается сохранения льдообразующей активности частиц флороглюцина, смоченных водой при температуре около 0° , то автор объясняет этот факт ослаблением процессов разложения и растворения флороглюцина с понижением температуры.

Нам представляется, что полученные в работе [9] данные о влиянии различных факторов на льдообразующую активность флороглюцина нуждаются в более тщательной проверке. В работе [9] приводятся также данные опытов по воздействию флороглюцином на переохлажденные облака с самолета. Опыты показали неопределенные результаты.

В. В. Пиотрович допускает, что более низкая эффективность флороглюцина в полевых опытах по сравнению с лабораторными, объясняется дефектами распыления флороглюцина, которое производилось посредством возгонки его на электроплитке. При этом наблюдалось горение и разложение вещества.

Лабораторные исследования льдообразующих свойств флороглюцина проводились также Г. М. Башкировой и П. Н. Красиковым [1], но они определяли только температурные границы появления единичных кристаллов и полной кристаллизации, которые соответственно оказались равны -6 и -9° .

В исследованиях, выполненных в последние годы Гартемом и Хидом [17], наибольшую активность показали следующие органические вещества: α — феназин ($-3,5^{\circ}$), флороглюцин (-4°) и метальдегид (-5°).

Из большого числа исследованных Фукутой и Мейсоном [16] органических соединений наиболее эффективными оказались стероиды; некоторые из них образуют ледяные кристаллы при температурах порядка -1° .

Фукута [14] нашел, что самым активным льдообразующим веществом является метальдегид с температурным порогом $-0,4^{\circ}$. Это тетрагональные кристаллы, которые сублимируются при температуре 112° и частично разлагаются уже при температуре 80° . Льдообразующие свойства метальдегида зависят от метода его приготовления, распыления и от размера частиц. Лабораторные исследования показали, что метальдегид не разлагается под действием солнечного света, чем выгодно отличается от йодистого серебра.

В работе Парунга и Лоджа [26] изучались льдообразующие свойства ряда замещенных фенолов и бензойных кислот. Наиболее высокую активность показали: *p*-гидроксibenзальдегид ($-1,5^{\circ}$), *p*-гидроксiacетoфeнoн ($-2,0^{\circ}$), *p*-фторфeнoл ($-3,0^{\circ}$), *p*-хлoрфeнoл ($-5,0^{\circ}$) и *p*-гидроксibenзoйнaя кислoтa ($-5,0^{\circ}$). Авторы делают попытку найти объяснение действия органических веществ в качестве льдообразующих ядер и установить зависимости, на основе которых можно предсказывать пороговую температуру и относительное число кристаллов при температуре ниже пороговой.

Фукута [15] исследовал льдообразующие свойства растворов таких органических веществ как 1,5-дигидроксинафталин, метальдегид, феназин и флороглюцин в различных органических растворителях. Более высокую активность ($T = -1,0^{\circ}$) показали эти вещества при распылении их в растворах хлороформа, метилхлорида, этилового эфира, трихлорфторметана и этилхлорида.

Лангер и Росинский [25] исследовали более 30 органических веществ. Наиболее активным из них оказался флороглюцин с порогом действия -2° . Испытание этого вещества производилось путем распыления порошка, водной и спиртовой эмульсии и путем его нагревания.

Было проведено 20 полевых опытов с флороглюцином в слоистых облаках при температурах от -7 до -17° [11]. Наиболее активным оказался раствор флороглюцина в спирте. Раствор флороглюцина в воде не дал никакого эффекта.

Авторы статьи [25] считают, что если удастся разработать достаточно совершенную систему распыления вещества, то флороглюцин по эффективности воздействия превзойдет йодистое серебро.

Таким образом, наиболее активными по температурному порогу действия оказались метальдегид, диозгенин, флороглюцин, холестерол,

тестерон, прегненелон, 9-гидроксиметилфлуорен-9-ол, α -феназин, *p*-гидроксиацетофенон, *p*-гидроксibenзальдегид и 1,5-дигидроксинафталин, которые вызывают образование ледяных кристаллов уже при температуре -2° . Относительно способа применения и механизма действия органических веществ на переохлажденный туман существуют пока лишь предварительные соображения, которые нуждаются в дальнейшей всесторонней экспериментальной и теоретической проверке.

Однако сейчас уже ясно, что возможность использования органических соединений в качестве льдообразующих ядер, с одной стороны, открывает перспективы выбора (из огромного класса органических веществ) и синтеза эффективных заменителей йодистого серебра, с другой стороны, ставит на повестку дня необходимость разработки новых средств и методов их введения в переохлажденные облака и туманы.

2. ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПЕРЕОХЛАЖДЕННОГО ТУМАНА С ПОМОЩЬЮ РАСТВОРОВ ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ ВЕЩЕСТВ

Задачей опытов являлось исследование эффективности и оптимальных концентраций растворов ряда льдообразующих органических веществ при распылении их в переохлажденный туман.

Льдообразующая эффективность характеризовалась верхними температурными пределами появления ледяных частиц и полной кристаллизации тумана, а также числом ледяных кристаллов, образующихся при расходе единицы массы реагента в зависимости от температуры тумана.

Опыты проводились в холодильной камере ГГО объемом 300 л. Камера могла охлаждаться до температуры -30° с помощью фреонового компрессора. Измерение температуры производилось спиртовым термометром, установленным в центре камеры. Туман в камере создавался либо путем подачи горячего водяного пара из кипятильника, либо распылением дистиллированной воды с помощью пульверизатора. Распыление растворов производилось или непосредственно в холодильную камеру, или в аэрозольную камеру объемом 1 м^3 при положительной температуре воздуха. Из этой камеры определенный объем аэрозоля с помощью шприца вносился в переохлажденный туман, полученный в холодильной камере. Количественное определение выхода ледяных кристаллов на 1 г реагента производилось с помощью специального заборника проб кристаллов. Отпечатки кристаллов на стеклянных пластинках, покрытых лаком, позволяют судить об их форме, размере и концентрации. Более подробно методика проведения опытов с растворами льдообразующих веществ изложена в работе [4].

Как уже указывалось выше, некоторые вещества, особенно органические соединения, иногда трудно путем нагревания перевести в высокодисперсное состояние без изменения химического состава вследствие их малой летучести. Поэтому нами проводились исследования веществ путем распыления их в виде растворов.

Характеристика препаратов и результаты их испытаний приводятся в табл. 1.

Как видно из табл. 1, почти все препараты из 18 исследованных органических веществ, за исключением флороглюцина, оказались неактивными: 14 препаратов вызвали появление единичных ледяных кристаллов в переохлажденном тумане при температуре -14 , -15° и ниже, при распылении трех препаратов наблюдались единичные кристаллы только при температуре около -9 , -10° .

Таблица 1

Льдообразующие свойства некоторых органических веществ

Номер препарата	Химическая формула	Кристаллическая структура	Способ распыления вещества в туман	Растворитель и концентрация раствора	Температура (°C)	
					появление единичных кристаллов	полная кристаллизация
215 (пирогаллол)	$C_6H_3(OH)_3$ (1, 2, 3 — триокси — бен- вол)	—	Распыление раствора	Насыщенный эфирный раствор —	ниже —15	
216 (пирокатехин)	$C_6H_4(OH)_2$	Моноклиническая	Возгонка порошка с платиновой палочки	Насыщенный эфирный раствор	ниже —16	
217 (резорцин)	$C_6H_4(OH)_2$	Ромбическая	Распыление раствора	То же	ниже —16	
218 (хининизарин)	$C_{14}H_8O_6$	"	Возгонка порошка	Насыщенный эфирный раствор	ниже —15	
219 (фенитрен)	$C_{14}H_{10}$	Моноклиническая	Распыление раствора	То же	ниже —16	
156 (холичлорид)	$CH_2ONCH_2N(CH_3)_3Cl$	—	"	"	ниже —15	
220 (шиауровая кислота)	$C_8N_3(OH)_3 \cdot 2H_2O$	Моноклиническая	"	1 %-ный водный раствор	—14, —15	
225 (п-хинон диоксим)	$HON=C_6H_4=NON$	"	Распыление порошка	вор —	—9, —10	—18
226 (п-хинон монооксим)	$HON=C_6H_4=O$	Ромбическая	Распыление раствора	Насыщенный эфирный раствор	ниже —16	
227 (шавелевая кислота)	$COOH$ $COOH \cdot 2H_2O$	"	"	То же	ниже —16	
228 (пентаэритрит)	$COOH$ $(CH_2OH)_4C$	"	"	Вода	ниже —15	
229 (ксилит)	$CH_2OH-(CHON)_3-CH_2OH$	Тетрагональная	"	"	—9	—14
		Ромбическая	"	"	—15	

Номер препарата	Химическая формула	Кристаллическая структура	Способ распыления вещества в туман	Растворитель и концентрация раствора	Температура (°C)	
					появление единичных кристаллов	полная кристаллизация
Тиомочевина 61 (тиомочевина с медью комплексной) Каффора	CSN_2H_4 $[\text{Cu}(\text{CSN}_2\text{H}_4)_2\text{Cl}]$	Ромбическая —	Распыление раствора " "	Вода "	—14, —15 —14, —15	
	$\text{C}_{10}\text{H}_{16}\text{O}$	Гексагональная —	" "	Спирт Эфир Вода	—15 —13 —13	—17, —18
	$[\text{Cu}(\text{CSN}_2\text{H}_4)_3\text{Cl}]$	—	" "	0,1 %-ный эфирный раствор Водный раствор ам- миака	—10 —8, —9	—15, —17 —12
66 (тиомочевина с медью тройной комплексной) Металлдегид	$(\text{CH}_3\text{CHO})_4$ $\text{C}_6\text{H}_3(\text{OH})_3$ (1, 3, 5 — триоксiben- зол) То же	Тетрагексаго- нальная Ромбическая	" "	Водный раствор гли- перина Диметалфталат 1 %-ный водный раст- вор	ниже —15 —15 —5	—7
Флороглюцин	"	"	" "	Насыщенный эфирный раствор	—1	—4
"	"	"	" "	Насыщенный спирто- вый раствор	—6, —7	—9, —10

Примечание. В опытах применялись этиловый эфир и этиловый спирт.

Представляло особый интерес провести исследование льдообразующей активности раствора метальдегида, так как согласно недавно опубликованным данным Фукуты [14], это вещество, введенное в переохлажденный туман в виде порошка, вызывает его кристаллизацию при $-0,4^\circ$, а выход ледяных кристаллов на 1 г вещества при температуре $-0,6^\circ$ составляет 10^4 . Исследуя активность метальдегида, Фукута пришел к выводу, что льдообразующие свойства этого вещества существенно зависят от метода его приготовления и размера частиц. Так, например, нагревание метальдегида выше 80° вызывает его испарение и частичное разложение, что отрицательно сказывается на льдообразующих свойствах этого вещества.

Нами было проведено исследование льдообразующих свойств раствора метальдегида в эфире с концентрацией 0,1 и 0,01% (в воде метальдегид не растворяется). Результаты предварительных опытов показали, что 0,1%-ный раствор метальдегида в эфире вызывает появление ледяных кристаллов при температуре ниже -10° . При этом выход ледяных кристаллов на грамм вещества составляет $6 \cdot 10^9$ ($t = -15^\circ$) и $7 \cdot 10^{10}$ ($t = -20^\circ$), а для раствора с концентрацией метальдегида 0,01% при $t = -20^\circ$, $N = 1,5 \cdot 10^{11}$.

Низкая льдообразующая активность раствора метальдегида в эфире, полученная в наших опытах, по-видимому, обусловлена наличием в растворе очень крупных кристаллов этого вещества; это связано с тем, что метальдегид очень трудно и медленно растворяется в эфире. Вероятно, более тщательные опыты позволят в дальнейшем получить более высокие результаты выхода ледяных кристаллов.

Из табл. 1 следует, что ни одно из указанных в таблице органических веществ, за исключением флороглюцина, не показало достаточной активности и не может быть применено для воздействия на облака и туманы с практической целью. Поэтому дальнейшие более детальные исследования в лабораторных и естественных (полевых) условиях проводились только с растворами флороглюцина.

Рассмотрим физико-химические свойства флороглюцина — $C_6H_3(OH)_3$. Более подробно остановимся на изложении методики приготовления растворов.

Флороглюцин (1, 3, 5 — триоксибензол) относится к классу органических соединений; молекулярный вес 126,14; по внешнему виду — это бесцветные или желтоватые кристаллы ромбической формы ($a = 6,79 \text{ \AA}$, $c = 13,70 \text{ \AA}$). Кристаллизуется с двумя молекулами воды, которые теряет при температуре выше 110° ; плавится при температуре $217-219^\circ$, при более высокой температуре возгоняется и частично разлагается; растворяется в воде (1,13 г на 100 мл H_2O при $25^\circ C$). Хорошо растворим в ацетоне, спирте, эфире, цемоле и пиридине; легко растворим в щелочах [18, 19]. Нами была определена плотность флороглюцина, которая оказалась равна $0,632 \text{ г/см}^3$ при $18^\circ C$.

Как было отмечено выше, флороглюцин является эффективным льдообразующим реагентом. Однако применение этого вещества для воздействия на облака путем возгонки оказалось затруднительным. Это объясняется тем, что при нагревании флороглюцина выше 200° часть его разлагается, обугливается и горит и только некоторое количество возгоняется, образуя активные льдообразующие ядра. Кроме неизбежных потерь реагента, такой способ введения его в облако с самолета является опасным в пожарном отношении.

В наших лабораторных опытах испытывались преимущественно методы распыления растворов флороглюцина.

В качестве растворителей были использованы вода, спирт, ацетон, эфир, водный раствор аммиака, водный раствор глицерина, четыреххлористый углерод.

Данных о растворимости флороглюцина в спирте, эфире, ацетоне и некоторых других растворителях в нашем распоряжении не имелось, поэтому были сделаны попытки приближенного (с точностью до $\pm 0,5\%$) определения растворимости флороглюцина в этих веществах. Полученные нами значения приводятся в табл. 2.

Таблица 2

Растворитель	Химическая формула	Растворимость флороглюцина (г) в 100 мл растворителя при $t = +18^\circ \text{C}$
Ацетон	$(\text{CH}_3)_2 \text{CO}$	20
Спирт	$\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$	40
Аммиак (25%)	$\text{NH}_4\text{OH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$	10
Вода	H_2O	1
Этиловый эфир	$(\text{C}_2\text{H}_5)_2\text{O}$	1
Глицерин	$\text{CHON}(\text{CH}_2\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	1
Диметилфталат	$\text{C}_6\text{H}_4(\text{COOCH}_3)_2$	0,5
Четыреххлористый углерод	CCl_4	Нерастворим

При работе с водными растворами флороглюцина было замечено, что при повышении температуры воды растворимость флороглюцина в ней существенно изменяется.

Нами было проведено определение растворимости флороглюцина при различных температурах. При этом оказалось, что растворимость

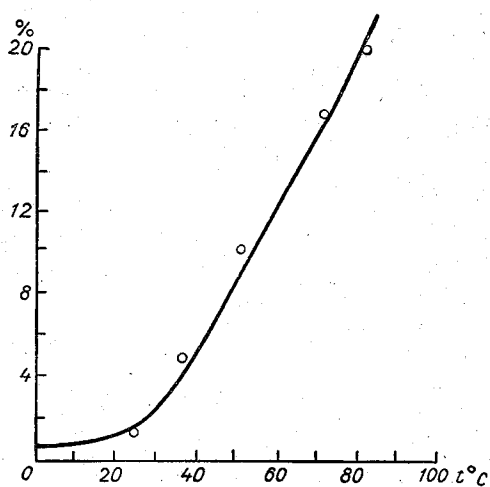


Рис. 1. Зависимость растворимости флороглюцина в воде от температуры.

флороглюцина в воде значительно увеличивается с повышением температуры. Из рис. 1 видно, что растворимость его изменяется более чем в 20 раз при изменении температуры от 20 до 80° .

В интервале температур от 0 до 20° растворимость флороглюцина в воде увеличивается примерно в два раза, тогда как растворимость (при этих условиях) йодистого свинца — не более чем в 1,5 раза.

В опытах использовались водные растворы флороглюцина следующих концентраций: 1,13 г в 100 мл H_2O (приблизительно 1%-ный раствор, насыщенный при $+25^\circ \text{C}$), 0,113 г в 100 мл H_2O ($1/10$ концентрации насыщенного раствора, или 0,1%), 0,0113 г в 100 мл H_2O ($1/100$ кон-

центрации насыщенного раствора, или 0,01%). Растворение флороглюцина в других растворителях производилось в тех же соотношениях, что и в воде.

Растворы заданной концентрации льдообразующего вещества приготавливались непосредственно перед опытом и распылялись в пере-

охлажденный туман по методике, подробно изложенной в [4]. Длительное хранение готовых растворов приводило нередко к их старению, т. е. к изменению льдообразующих свойств за счет образования кристалликов вещества при изменении температуры окружающего воздуха или при испарении растворителя (особенно эфира), что могло привести к существенному изменению концентрации раствора.

Результаты лабораторных опытов по определению льдообразующей активности флороглюцина приводятся в табл. 3.

Таблица 3

Верхние температурные пределы образования ледяных кристаллов при введении флороглюцина в переохлажденный туман

Способ введения флороглюцина в туман	Температура (°C)	
	появление единичных кристаллов	полная кристаллизация тумана
Распыление 1%-ного водного раствора	—5,0	—7,0
Распыление 1%-ного ацетонового раствора . .	—5,0	—7,0
Распыление 1%-ного спиртового раствора . . .	—6,0—7,0	—9,0—10,0
Распыление 1%-ного эфирного раствора	—1,0	—4,0
Распыление 10%-ного аммиачного раствора . .	—8,0—9,0	—12,0
Распыление 0,5%-ного глицеринового раствора	—15,0	Не определялась
Распыление 0,5%-ного раствора в диметилфталате	—15,0	
Испарение порошка на платиновой печке	—5,0—6,0	—7,0—8,0

Как видно из табл. 3, распыление в туман растворов флороглюцина в воде, ацетоне и испарение порошка флороглюцина на платиновой печке вызывает появление единичных ледяных кристаллов при —5, —6°, а полную кристаллизацию — при —7—8°, т. е. верхние температурные пределы кристаллизации близки для этих методов.

Образование ледяных кристаллов при введении спиртовых растворов флороглюцина происходит при более низких температурах ($t_{\text{ед}} = -6^\circ$, $t_{\text{полн}} = -9-10^\circ$) что, по-видимому, объясняется отрицательным влиянием паров спирта на кристаллизацию тумана. При более высокой температуре происходит образование ледяных кристаллов после распыления растворов флороглюцина в эфире: верхние температурные пределы появления единичных кристаллов и полной кристаллизации в тумане соответственно равны —1 и —4°.

Более высокие температурные пределы кристаллизации при воздействии эфирными растворами флороглюцина можно объяснить следующим образом. Этиловый эфир является весьма летучим веществом. Ниже дана относительная летучесть (скорость испарения) некоторых органических растворителей:

Этиловый эфир $(C_2H_5)_2O$	1
Ацетон CH_3COCH_3	2,1
Хлороформ $CHCl_3$	2,5
Четыреххлористый углерод CCl_4	3,0
Дихлорэтан $C_2H_4Cl_2$	4,1
Этиловый спирт (94%-ный) C_2H_5OH	8,3

Приведенные числа показывают, во сколько раз медленнее по сравнению с этиловым эфиром (скорость испарения которого принята за единицу) испаряется данный растворитель (при одинаковых условиях).

При распылении эфирных растворов капельки их быстро испаряются, и вследствие этого происходит дополнительное охлаждение частиц флороглюцина и окружающего воздуха. Согласно экспериментальным данным, приведенным в [28], за счет испарения эфира температура может понизиться на 20°.

Можно полагать, что над охлажденной частицей в этот момент возрастет пересыщение, а следовательно, образование ледяного зародыша может произойти при более высокой температуре тумана. При столкновении такой частицы с каплей тумана (если оно вообще имеет место) более вероятно замерзание последней, чем в том случае, когда сталкиваются частицы флороглюцина и капли, имеющие одинаковую температуру.

Из приведенных в табл. 4 данных видно, что существует определенная зависимость пороговой температуры появления единичных кристаллов в тумане от концентрации раствора, т. е. чем больше концентрация флороглюцина в растворе, тем при более высоких температурах он проявляет свои льдообразующие свойства. Исключение составляет раствор флороглюцина в эфире, эффективность действия которого не зависит (в пределах концентраций от 0,01 до 1%) от количества растворенного вещества.

Таблица 4

Температура появления единичных кристаллов
при введении в переохлажденный туман
растворов флороглюцина разных концентраций

Растворитель	Концентрация раствора (%)	Температура (° С) появления единичных кристаллов
Вода H ₂ O	1,0	—5,0
	0,01	—6,0—7,0
	1,0—0,01	—1,0
Этиловый эфир (C ₂ H ₅) ₂ O . . .	10,0	—5,0
Ацетон (CH ₃) ₂ CO	1,0	—5,0
	0,1	—10,0
	0,01	—15,0

Такую зависимость, по-видимому, можно объяснить тем, что с увеличением концентрации раствора увеличиваются размеры образующихся в результате охлаждения капель кристалликов флороглюцина.

Как показали теоретические [13, 29] и экспериментальные [12] исследования, температура образования ледяного кристалла существенно зависит от начального радиуса зародыша и повышается с ростом последнего.

В табл. 5 приведены данные выхода ледяных кристаллов при воздействии флороглюцином на переохлажденный туман в камере при температурах —7, —10 и —15°. Из этих данных видно, что при возгонке флороглюцина выход ледяных частиц на 1 г реагента при —10° ($4 \cdot 10^{10}$) почти в четыре раза меньше, чем при распылении растворов флороглюцина в воде, ацетоне, и спирте ($1,5 \cdot 10^{11}$). Значительно больший выход ледяных кристаллов получен при воздействии на туман эфирными растворами флороглюцина. При температуре —15° на 1 г флороглюцина образуется $6 \cdot 10^{13}$ ледяных кристаллов, т. е. в 15—30 раз больше, чем при других способах. Это также можно объяснить тем, что при распылении эфирного раствора в результате испарения эфира об-

разуется большое число мелких частиц флороглюцина, проявляющих свою активность благодаря дополнительному охлаждению [28].

В табл. 6 приведены данные о выходе ледяных кристаллов при распылении в туман водных растворов флороглюцина с концентрациями 1,0; 0,1; 0,01% и эфирного раствора флороглюцина с концентрацией 1,0% в широком диапазоне изменения температуры.

Как видно из табл. 6, наблюдается существенная зависимость выхода ледяных кристаллов от концентрации водного раствора флороглюцина. Наибольшее число ледяных кристаллов образуется при рас-

Таблица 5

Число ледяных кристаллов, образующихся
в переохлажденном тумане при расходе 1 г
флороглюцина после распыления его растворов,
содержащих 1,13 г реагента на 100 мл растворителя

Температура (°C)	Растворитель		
	вода	ацетон	эфир
—7	$8 \cdot 10^9$	$2 \cdot 10^9$	$8 \cdot 10^{10}$
—10	$1,5 \cdot 10^{11}$	$1,5 \cdot 10^{11}$	$2 \cdot 10^{12}$
—15	$2 \cdot 10^{12}$	$4 \cdot 10^{12}$	$6 \cdot 10^{13}$

Примечание. Возгонка 1 г флороглюцина на платиновой печке дает выход $N = 4 \cdot 10^{10}$ ледяных кристаллов при $t = -10^\circ$.

пылении 0,1%-ного раствора. Наличие оптимальной концентрации обусловливается, по-видимому, размерами образующихся в каплях активных частиц, как это видно на примере йодистого свинца [4].

Таблица 6

Выход ледяных кристаллов при распылении в туман
эфирного и водных растворов флороглюцина

Температура (°C)	1%-ный эфирный раствор	Водные растворы флороглюцина с концентрацией		
		1%	0,1%	0,01%
—3,5	$2 \cdot 10^8$	—	—	—
—4,0	$6 \cdot 10^8$	—	—	—
—4,5	$8 \cdot 10^8$	—	—	—
—5,0	$4 \cdot 10^9$	—	—	—
—7,0	$8 \cdot 10^{10}$	$2,5 \cdot 10^9$	$8 \cdot 10^9$	10^9
—10,0	$2 \cdot 10^{12}$	$3 \cdot 10^{10}$	$1,5 \cdot 10^{11}$	$1,8 \cdot 10^{11}$
—15,0	$6 \cdot 10^{13}$	$3,5 \cdot 10^{11}$	$2 \cdot 10^{12}$	$2,6 \cdot 10^{11}$
—20,0	$4 \cdot 10^{14}$	—	10^{13}	—
—25,0	$9 \cdot 10^{14}$	—	—	—
—30,0	$3 \cdot 10^{15}$	—	—	—

При изменении концентрации водного раствора флороглюцина на два порядка число образующихся ледяных кристаллов изменяется только в 10 раз. Уменьшение выхода ледяных кристаллов с увеличением и уменьшением концентрации раствора по сравнению с оптимальной концентрацией, объясняется, с одной стороны, непроизводительными

затратами флороглюцина в случае высоких концентраций (1%) (очень большим содержанием его в каплях раствора), с другой стороны, недостаточным содержанием его в каплях для кристаллизации последних в случае малых концентраций (0,01%) [2].

Обращает на себя внимание отмеченная ранее для растворов PbJ_2 [4] относительно высокая эффективность разбавленных (0,1%, 0,01%) водных растворов флороглюцина.

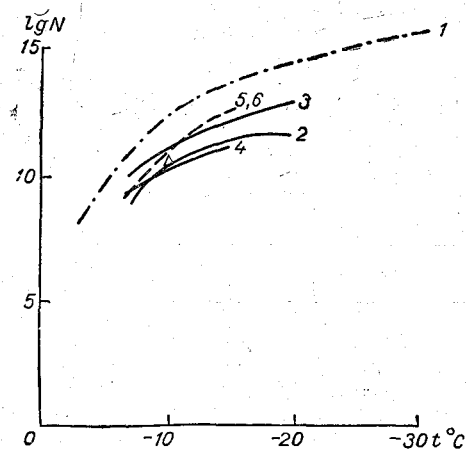


Рис. 2. Кривые зависимости выхода ледяных кристаллов от температуры для 1%-ного эфирного раствора флороглюцина (1), 0,01%-ного (2), 0,1% (3) и 1,0%-ного (4) водных растворов флороглюцина, 1%-ных ацетонового (5) и спиртового (6) растворов флороглюцина; Δ — выход ледяных кристаллов, полученных при возгонке порошка флороглюцина при $-10^\circ C$.

Кривые зависимости числа ледяных кристаллов, образующихся при введении растворов флороглюцина различной концентрации, от температуры тумана приведены на рис. 2. Кривая 1 характеризует выход ледяных кристаллов при распылении 1%-ного эфирного раствора флороглюцина, кривая 2 — 0,01%-ного водного раствора, кривая 3 — 0,1%-ного и кривая 4 — 1%-ного водных растворов флороглюцина. Кривые 5 и 6 построены по данным для 1%-ного ацетонового и 1%-ного спиртового растворов флороглюцина.

Таким образом, результаты опытов показывают, что водные и ацетоновые растворы флороглюцина дают более высокий выход ледяных кристаллов по сравнению с испарением порошка реагента.

Что касается наиболее эффективного способа распыления эфирных растворов флороглюцина, то, безусловно, он имеет явные преимущества перед всеми другими способами. Флороглюцин, распыленный таким образом, обладает самыми высокими льдообразующими свойствами как в отношении выхода ледяных кристаллов, так и в отношении температурных порогов льдообразования. При этом отсутствуют и такие недостатки метода распыления водных растворов, как необходимость использования большого количества воды для получения необходимого числа ледяных зародышей и потери части раствора из-за крупнокапельной фракции.

На рис. 3 приведены кривые зависимости выхода ледяных кристаллов от температуры тумана при распылении растворов йодистого серебра (1), йодистого свинца (3) и флороглюцина (2, 4) оптимальных концентраций. Как видно из рис. 3, из водных растворов трех льдообразующих веществ близких концентраций (около 0,1%) наибольшей активностью (при температурах от -5 до -15°) обладает коллоидный раствор йодистого серебра. Выход ледяных кристаллов при распылении водных растворов йодистого свинца и флороглюцина при тех же условиях соответственно на один-два порядка ниже.

Более высокую эффективность показали эфирные растворы флороглюцина. При распылении таких растворов выход ледяных кристаллов во всем интервале рассматриваемых температур значительно выше, чем при распылении водных растворов йодистого свинца и флороглюцина; причем разница в выходе ледяных кристаллов может достигать одного-двух порядков. При температурах в пределах от -5 до -15° число

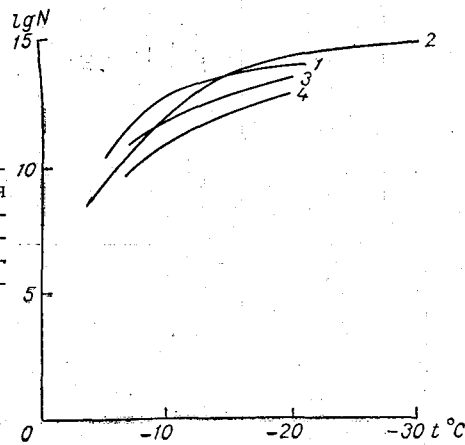


Рис. 3. Кривые зависимости выхода ледяных кристаллов от температуры для 0,01%-ного коллоидного раствора йодистого серебра (1), 1%-ного раствора флороглюцина в эфире (2), 0,06%-ного раствора йодистого свинца (3) и 0,1%-ного раствора флороглюцина в воде (4).

ледяных кристаллов, образующихся при распылении в туман 1%-ного раствора флороглюцина в эфире, близок к числу кристаллов от 0,1%-ного коллоидного раствора йодистого серебра (разница в выходе в среднем не превышает один порядок). При понижении (ниже -15°) и повышении (выше -5°) температуры переохлажденного тумана эффективность эфирного раствора флороглюцина повышается и в некоторых случаях (при температуре ниже -10°) выход ледяных кристаллов может стать больше, чем при распылении коллоидного раствора йодистого серебра.

Существенно также, как уже отмечалось нами, что температурный порог кристаллизации для эфирных растворов флороглюцина на два-три градуса выше, чем для других рассмотренных реагентов кристаллизации.

Таким образом, полученные нами результаты по лабораторному исследованию эфирных растворов флороглюцина позволяют сделать заключение о возможности и целесообразности их испытаний в полевых условиях для воздействия на переохлажденные облака.

3. ПОЛЕВЫЕ ОПЫТЫ ПО ВОЗДЕЙСТВИЮ НА ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫЕ ОБЛАКА РАСТВОРАМИ ФЛОРОГЛЮЦИНА

В работах по искусственному воздействию на облака и туманы применяются различного типа установки, предназначенные для распыления жидкостей (растворов льдообразующих гигроскопических и других веществ) с самолета в количествах 300—600 л [5, 6, 7].

При распылении малых количеств растворов льдообразующих веществ, и особенно при использовании в качестве растворителя эфира, было неудобно пользоваться жидкостной установкой такого типа. В этом случае растворы готовились на самолете непосредственно перед опытом в стеклянной мерной посуде. За 1 мин. перед началом опыта раствор выливался в двойной полиэтиленовый мешочек (емко-

Результаты опытов по воздействию на облака растворами фтороглюцина, проведенных в 1961—1962 гг.

Дата	Время воздействия (час, мин.)	Район проведения опыта	Тип облачности	Вертикальная мощность (км)		Температура (°C) на уровне воздействия	Количество раствора (мл) и фтороглюцина	Результаты опытов
				облака	переохлажденной части облака			
18 VII 1961	13 02	Крестцы	$\frac{8}{8}$ Cu cong., Cu med.	3,0	0,80	-5,8	10 фг, 850 эф, 50 ап	Вершина облака стала быстро оседать и через 5 мин. распалась. Контрольная вершина продолжала расти. Наблюдения за осадками не производились.
	13 20	"	$\frac{8}{8}$	3,14	0,94	-6,2	24 фг, 280, эф 280 ап	Вершина облака стала быстро оседать. Спуск под нижнюю границу ($H=1420$ м, $T=+10,4^\circ$). В 13 час. 34 мин. — дождь.
5 VIII	12 55	Куженкино	$\frac{9}{4}$ Cu, Cu med., As, Ci	3,04	1,02	-5,3	3 фг, 90 эф, 10 ап	13 час. 40 мин. площадь зоны осадков около 13 км ² . Дождь от слабого до умеренного и сильного продолжался в течение 40 мин.
	13 49	"	"	2,32	0,76	-3,6	10 фг, 50 эф, 150 ап	Оседание облака на 100—150 м. Осадков нет.
	13 52	"	"	2,49	0,94	-5,2	10 фг, 150 эф, 50 ап	Осадков обнаружено не было.
	14 20	"	"	2,89	1,00	-5,4	250 ап, 25 фг	Осадков обнаружено не было.
9 VIII	13 20	Боровичи	$\frac{4}{4}$ Cu, Cu med.	3,42	1,58	-6,5	50 ап, 10 фг	Облако начало распадаться, осело на 50 м, нижняя граница потемнела, стала рваной. Осадков не наблюдалось.
	13 25	"	"	3,21	1,27	-7,1	300 ап, 10 фг	Дожды заход в одно облако. Оседание облака, испарение отдельных участков вершины. Под нижней границей — слабый дождь (через 16—20 мин.); через 5 мин. стало заметно распадение облака на две части. Контрольное облако продолжало развиваться. В 18 час. 50 мин.

18 XII	13 14	Псков	$10/10$ Ac	0,38	0,38	-16,0	10 эф, 16 ац, +10 фг	осадки от слабых (5,4 км) до умеренных (1,8 км)
19 XII	11 50	Витебск	$10/3$ AC, Sc	0,98	0,98	-7,1	(30 фг + 140 эф + +10 ац) × 3	Воздействие на изолированную грядку Ac. 13 час. 19 мин. — нижнее Солнце, одновременно отмечается глория. 13 час. 30 мин. — нижнее Солнце отчетливое, облако распадается
19 XII	15 07	Червень	$10/3$	1,10	1,10	-9,5	20 фг, 420 эф, 30 ац	11 час. 45 мин. — под самолетом просматривается сплошной слой St. Проведен сброс трех пакетов через 30 сек.
23 V 1962	18 13	Ивенец	$6/3$ Cu, Cu cong.	1,98	1,18	-6,7	10 фг, 900 эф, 100 ац	12 час. 00 мин. — в слое St видны три зоны разрыва, в которые просматривалась Земля
16 VII	11 36	Ивенец	$5/5$ Cu, мед. Cu cong.	3,92	1,12	-6,3/-5,8	10 фг, 700 эф, 100 ац	16 час. 30 мин. — нижнее Солнце
4 VII	20 10	Плещеницы	$10/10$ Cu, Sc, As	2,40	1,50	-7,8	10 фг, 1000 эф	Через 3—5 мин. провал в облаке, оседание. 18 час. 20 мин. — интенсивный распад на 2 части, 18 час. 31 мин. — распад
10 IX	12 42	Череповец	$10/10$ Sc, Cu cong.	2,50	1,63	-7,7	10 фг, 500 ац	Оседание облака; 12 час. 02 мин. — под HГ отдельные капли; 12 час. 05 мин. — зона слабых осадков ~ 1 км. 12 час. 15 мин. — осадков нет; облако распалось на отдельные части
14 IX	16 28	Великие Луки	$6/3$ Cu, Sc	1,25	1,12	-7,6	10 фг, 550 эф, 50 ац	Через 2—3 мин. разрушение верхних. 20 час. 23 мин. — оно сравнялось с общим облачным полем
26 IX	13 41	Псков	$10/10$ Cs	1,83	1,83	0,9	2 фг, 140 эф, 5 ац	Через 3 мин. оседание верхних, провалы; через 13 мин. нижнее Солнце. 13 час. 11 мин. — возобновился рост облаков
								Оседание облака на 100 м и его разрушение. 16 час. 25 мин. — осадков не наблюдалось
								На поверхности облачного ноля четкая глория

Примечание. В таблице приняты следующие условные обозначения: эф — эфир, ац — ацетон, фг — флороглютин.

стью от 0,5 до 2 л), открытый сверху. При воздействии мешочек выбрасывали из люка, расположенного в хвостовой части самолета при проходе последнего по верхней кромке облака.

Как показали наблюдения во время полевых опытов, при таком способе введения раствор быстро выливается из мешочка, при этом он распыляется воздушным потоком на мелкие капли, которые мгновенно испаряясь, образуют активные льдообразующие центры в виде частиц флороглюцина. Опыты проводились с растворами флороглюцина в эфире или в смеси эфира с ацетоном. Иногда распылялся раствор флороглюцина в ацетоне (без эфира).

Описанный способ воздействия имеет преимущества в том, что позволяет осуществлять диспергирование растворов без применения специальных жидкостных установок и баллонов с сжатым воздухом и в то же время получать достаточно узкий спектр активных льдообразующих частиц ($0,05 < r < 10$ мк)¹. При этом общий расход реагента, включая растворитель, значительно (в 10—100 раз) меньше, чем в случае применения водных растворов AgJ и PbJ₂.

Во избежание некоторой опасности и неудобства при приготовлении эфирных растворов на самолете было решено попытаться использовать для воздействия стеклянные запаянные ампулы, содержащие раствор флороглюцина заданной концентрации.

Воздействия на конвективные облака. Опыты проводились на самолете ИЛ-14 в летний период 1961—1962 гг.² в облаках мощностью от 1200 до 3400 м; температура на уровне воздействия была от —3,6 до —7,8°.

Для воздействия выбирались наиболее развитые вершины облаков, не имеющие признаков естественной кристаллизации.

В некоторых случаях одно из соседних облаков выбиралось в качестве контрольного (тогда наблюдения проводились как за облаком, на которое было произведено воздействие, так и за контрольным).

Из табл. 7 видно, что после воздействия в трех случаях выпадали осадки от слабых до умеренных, а иногда и до сильных; в других трех случаях наблюдалась кристаллизация облаков и в двух случаях — рассеяние облаков.

В четырех опытах, когда температура на верхней границе была выше —6°, никаких изменений в облаке не происходило.

Следует заметить, что для опытов выбирались в основном облака с температурой на верхней границе, близкой к пороговой. Это делалось для того, чтобы исследовать самый интересный интервал температур от —4 до —7°, в котором все известные в настоящее время кристаллизующие реагенты, кроме AgJ и твердой CO₂, не дают положительного результата.

В случаях, когда температура на уровне воздействия была около —6° или ниже, через 2—5 мин. после введения реагента начиналось оседание вершины облака (на 100—200 м), образование провалов. Кристаллизация облака (по оптическим явлениям) наблюдалась не всегда.

Как было показано выше, льдообразующая активность раствора флороглюцина в эфире, как и любого другого льдообразующего вещества, при температуре выше —5° значительно уменьшается, и максимальное число ледяных кристаллов, которое может образоваться в этих

¹ Размер частиц при распылении эфирных и ацетоновых растворов флороглюцина определялся на кафедре физики атмосферы ЛГУ с помощью поточного ультрамикроскопа.

² Полевые опыты проводились под руководством В. Т. Леншина. В опытах принимали участие авторы.

условиях при введении 1 г флороглюцина, не превышает 10^9 . Возможно, что этого количества реагента в ряде случаев оказалось недостаточно для получения заметного эффекта при воздействии (расход флороглюцина в этих опытах не превышал 30 г).

Из-за малого количества опытов трудно пока сделать окончательные выводы. Работы должны быть продолжены как в направлении усовершенствования методики введения вещества, так и в плане проведения большого числа полевых опытов.

Воздействия на слоисто-кучевые облака. Опыты проводились зимой 1961—62 г. Мощность облаков, подвергавшихся воздействию, составляла от 300 до 1100 м, температура на уровне воздействия была в интервале от -1 до -16° .

Всего было проведено 4 опыта. Из табл. 7 видно, что в трех случаях воздействие привело к кристаллизации облаков, их оседанию и разрушению. В одном случае, когда эффекта отмечено не было, температура на уровне воздействия была выше -3°C .

Предварительные полевые опыты по воздействию растворами флороглюцина на переохлажденные облака различных форм показывают принципиальную возможность их кристаллизации при температурах порядка -5 , -6° , близких к порогу при воздействии коллоидным раствором AgJ и выше, чем при воздействии раствором PbJ_2 , [24, 25].

Если при этом учесть, что расход флороглюцина составляет всего несколько грамм (1—10 г), а расход растворителя (эфира) несколько сот миллилитров (100—1000 мл), т. е. в десятки раз меньше, чем то количество воды, которое расходуется в опытах при воздействии растворами AgJ и PbJ_2 [5, 6, 7], то становится ясно, что распыление раствора флороглюцина в эфире при наиболее удачном способе его введения может стать наиболее эффективным способом воздействия на переохлажденные облака и туманы.

К сожалению авторы не имели возможности провести детальные опыты с растворами флороглюцина из-за отсутствия этого вещества в количестве, необходимом для испытания его в полевых условиях.

Таким образом, полевыми опытами установлено:

1. Растворы флороглюцина в эфире с ацетоном могут быть использованы в качестве кристаллизующих реагентов, способствующих выпадению осадков при достаточной (>2 км) мощности облаков, или для рассеяния слоистообразных форм облаков при температуре от -5 , -6° и ниже.

2. Оптимальное количество пассивной примеси (растворителя), необходимой для растворения флороглюцина, в десятки и сотни раз меньше, чем для AgJ и PbJ_2 , применяемых в виде водных растворов (5, 6, 7), поэтому растворы флороглюцина можно рекомендовать для использования в малых объемах (например, в виде ампул) в пиропатронах и ракетах.

3. Для установления более надежных границ применимости растворов флороглюцина в эфире в качестве кристаллизующего реагента требуются дополнительные исследования в естественных условиях.

ВЫВОДЫ

1. Показана возможность применения флороглюцина в виде растворов для воздействия на переохлажденные облака и туманы; разработана методика приготовления растворов, пригодная для практического использования в лабораторных и полевых опытах.

2. Лабораторными опытами установлено, что использование флороглюцина в виде эфирного раствора оказалось наиболее эффективным средством кристаллизации тумана. Для него предельные температуры образования ледяных кристаллов ($t_{ед} = -1^\circ$, $t_{полн} = -4^\circ$) выше, чем у всех известных льдообразующих веществ, а выход ледяных частиц на 1 г вещества составляет от $8 \cdot 10^{10}$ до $6 \cdot 10^{13}$ при температуре тумана -7 , -15° , т. е. ближе к результату, полученному с йодистым серебром.

3. Предварительные полевые опыты по воздействию на облака путем распыления с самолета ацетоновых и эфирных растворов флороглюцина показали возможности их использования для кристаллизации переохлажденных облаков и вызывания из них осадков.

При выполнении необходимых исследований возможно распространение этого метода и на другие льдообразующие реагенты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Башкирова Г. М., Красиков П. Н. Опыты по изучению некоторых веществ в качестве реагентов кристаллизации переохлажденного тумана. Тр. ГГО, вып. 72, 1957.
2. Громова Т. Н., Глики Н. В. Некоторые характеристики условий кристаллизации переохлажденных капель водных растворов. Тр. ЦАО, вып. 51, 1963.
3. Громова Т. Н., Глики Н. В., Красиков П. Н. Влияние примесей поверхностно-активных веществ на льдообразующую активность растворов флороглюцина, йодистого серебра и йодистого свинца. Тр. ГГО, вып. 186, 1966.
4. Громова Т. Н., Красиков П. Н. Лабораторные исследования льдообразующих свойств растворов йодистого серебра и йодистого свинца. Тр. ГГО, вып. 176, 1965.
5. Бакулина (Преображенская) Е. В., Громова Т. Н., Красиков П. Н. О методике применения водных растворов йодистого свинца для воздействия на переохлажденные облака и туманы. Тр. ГГО, вып. 126, 1962.
6. Громова Т. Н., Красиков П. Н., Леншин В. Т., Никандрова Г. Т., Химач М. А., Шишкин Н. С. Опыты по воздействию на переохлажденные облака водными растворами йодистого свинца. Тр. ГГО, вып. 126, 1962.
7. Громова Т. Н., Красиков П. Н., Леншин В. Т., Шишкин Н. С. Опыты по воздействию на переохлажденные облака коллоидными растворами йодистого свинца. Тр. ГГО, вып. 156, 1964.
8. Папилов И. И., Палатник Л. С. Ориентированная кристаллизация. Изд-во «Металлургия», М., 1964.
9. Пиотрович В. В. Флороглюцин — кристаллизатор капель воды переохлажденного тумана и облачности. Тр. ГГО, вып. 186, 1966.
10. Справочник химика, т. I, II. Госхимиздат, М.-Л., 1962, 1963.
11. Graham J. R. Phloroglucinol seeding of undercooled clouds. J. Atm. Sci., vol. 20, no. 6, 1963.
12. Edwards G. R., Evans L. F. Ice nucleation by silver iodide. I. Freezing as Sublimation. J. Met., vol. 17, no. 6, 1960.
13. Fletcher N. H. The physics of rainclouds. Camb. Univ. Press, 1962.
14. Fukuta N. Ice nucleation by metaldehyde. Nature, 199(4892), 1963.
15. Fukuta N. Activated ice nucleation by sprayed organic solutions. J. Atm. Sci., 22, 1965.
16. Fukuta N., Mason B. J. Epitaxial growth of ice on organic crystals. J. Phys. a. Chem. Solids, 26(6), 1963.
17. Garten V. A., Head R. B. Carbon particles and ice nucleation. Nature, vol. 21, no. 4924, 1964.
18. Head R. B. Nucleation de la glace par des substances organiques. Bull de l'Obs. v. de Puy de Dôme, n° 4, 1961.
19. Head R. B. Steroids as ice nucleations. Nature, vol. 191, no. 793, 1961.
20. Head R. B. Ice nucleation by α -phenazine. Nature, vol. 196, 1962.
21. Head R. B. Nucleation by some cyclic compounds. Phys. a. Chem. Solids, vol. 23, 1962.
22. Isono K., Ikeve Y. On the ice-nucleating ability of rock forming minerals and soil particles. Kucé ceu, vol. 38, no. 5, 1960.
23. Junge C. E. Air chemistry and radioactivity. Acad. Press. N. Y. a. L., 1963.

24. Komabaysi M., Ikeve Y. Organic ice nuclei: ice forming properties of some aromatic compounds. J. Met. Soc., Japan., ser. II, 39, no. 2, 1961.
25. Langer G., Rosinski J. A., Bernsen S. Organic crystals as icing nuclei. J. Atm. Sci., vol. 20, no. 6, 1963.
26. Parungo F. P., Lodge J. P. Molecular structure and ice nucleation of some organics. J. Atm. Sci., vol. 22, no. 3, 1965.
27. Power B. A., Power R. F. Some aminoacids as ice nucleators. Nature, vol. 164, no. 4834, 1960.
28. Serpolay R. Sur action de certains liquides frigoriferes sur le nuages surfoudus. Puy de Dôme Observ. Bull., ser. 2, n° 4, 1954.
29. Iuskeselieva L. Mechanism of ice crystal formation in the atmosphere. Doklad Bolg. A. N., t. 16, no. 3, 1963.

Г. А. ЧИКИРОВА

ИССЛЕДОВАНИЕ КИНЕТИКИ ПОГЛОЩЕНИЯ ВЛАГИ ЧАСТИЦАМИ ИОНООБМЕННЫХ СМОЛ В СРЕДЕ, НАСЫЩЕННОЙ ВОДЯНЫМ ПАРОМ, И В ТУМАНЕ

В статье приводятся результаты лабораторных исследований поглощения влаги индивидуальными частицами ионообменных смол в слабом потоке (0,8 м/сек.) насыщенного водяным паром воздуха и в тумане.

Все исследованные образцы отличаются замедленной кинетикой роста частиц в условиях насыщения и в тумане по сравнению с ростом гигроскопических частиц.

ВВЕДЕНИЕ

Проведенные лабораторные опыты имели целью выяснение возможности использования явления набухания ионообменных смол при поглощении влаги [1, 2] применительно к проблеме искусственного вызывания осадков. Ставилась задача определения скорости роста отдельных частичек ионообменных смол в движущемся тумане и в условиях насыщения, т. е. косвенным путем по изменению объема частичек ионита проследить за кинетикой поглощения влаги этими частицами. Были исследованы образцы ионообменных смол СДВ-10Т-1, СДВ-ЗТ, КУ-2-2, КУ-23 и КФ-1 [3].

Перед проведением опытов порошки (гранулы) названных образцов предварительно высушивались в термостате при температуре около 100°С и размалывались в шаровой мельнице.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ОПЫТОВ И АППАРАТУРА

Установка представляла собой горизонтальную аэродинамическую трубу диаметром 10 см и длиной 70 см, соединенную с аэрозольной кубометровой камерой (рис. 1). В камере создавался туман путем распыления дистиллированной воды с помощью форсунки и компрессора с давлением 3—4 атм. Водность тумана в начале опыта обычно составляла 2,5—3 г/м³. Спектр капель тумана представлен на рис. 2. В процессе опыта контролировалась температура и влажность воздуха в камере. Туман протягивался через аэродинамическую трубу. Во всех опытах поток в трубе сохранялся постоянным (0,8 м/сек.).

Наблюдаемая частица подвешивалась в середине аэродинамической трубы на волоске диаметром 1—2 мк и фотографировалась фотоаппаратом «Зенит» через микроскоп с увеличением 8×15 в проходящем световом пучке. Осветительная часть состояла из лампочки, конденсора и

теплового фильтра. Для создания в трубе среды, насыщенной водяным паром, стенки ее обклеивались фильтровальной бумагой и смачивались водой. Состояние насыщения водяными парами в трубе контролировалось неизменностью размера подвешенной водяной капли в течение

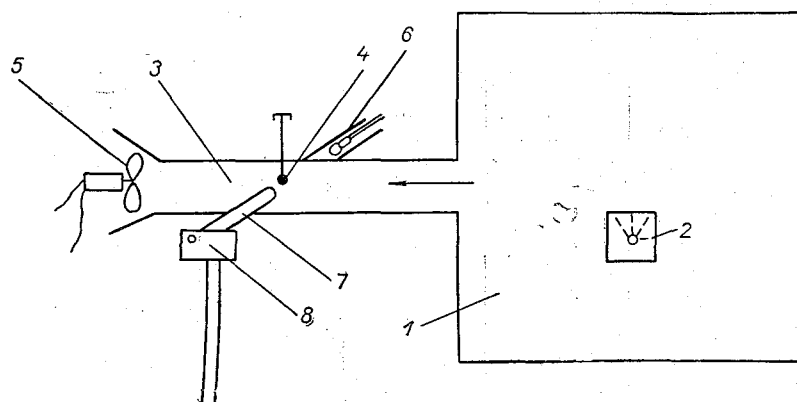


Рис. 1. Схема установки.

1 — аэрозольная камера, 2 — форсунка, 3 — горизонтальная труба, 4 — частица вещества, 5 — крыльчатка с мотором, 6 — подсветка, 7 — тубус микроскопа, 8 — фотоаппарат.

опыта. Кроме того, надежность проведения эксперимента на данной установке определялась хорошим совпадением опытных и расчетных

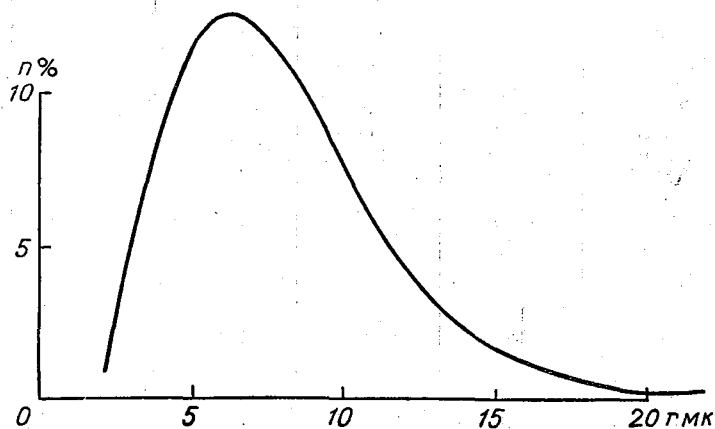


Рис. 2. Спектр капель тумана.

данных для скорости роста гигроскопических частичек. В табл. 1 приведены значения для капелек насыщенного раствора NaCl , полученные опытным путем и рассчитанные А. Д. Соловьевым [4] в условиях насыщения над водой.

Проводились две серии опытов, в которых исследовался рост частичек ионообменных смол в среде, насыщенной водяными парами, и в тумане.

В первой серии опытов отверстие из камеры в трубу закрывалось фильтром, который задерживал капельки тумана. Результаты опытов сведены в табл. 2, где приведены начальный размер r_0 и изменение $\frac{r_p^3}{r_0^3}$ за время 5, 10 и 20 мин.

Таблица 1

Номер опыта	Начальный размер r_0 мк	Время роста (мин.)	$\frac{r_p^3}{r_0^3}$ опытное	$\frac{r_p^3}{r_0^3}$ рассчитанное
4	12	20	55	58
16	23	5	11	11
	23	10	16,5	17
	23	20	25	26,5
	23	30	28	30
17	25	3	9	9

Таблица 2

Номер опыта	Реагенты (марка)	Температура (°C)	Начальный размер r_0 мк	$\frac{r_p^3}{r_0^3}$ через		
				5 мин.	10 мин.	20 мин.
4	КУ-23	21,3	28,0	1,4	1,4	1,4
6	КУ-23	21,6	16,5	1,3	1,3	1,3
8	КУ-23	21,5	12,0	1,3	1,3	1,3
15	КФ-1	19,5	13,0	1,5	1,6	1,6
23	КФ-1	18,6	27,0	1,2	1,3	1,3
31	СДВ-10Т-1	20,1	29,0	2,0	2,4	2,6
37	СДВ-10Т-1	19,5	16,0	2,3	2,7	2,7
35	СДВ-10Т-1	19,3	20,0	2,7	3,0	3,4
34	КУ-2-2	19,8	20,0	1,3	1,5	1,5
39	КУ-2-2	19,5	15,0	1,7	1,7	1,7
40	КУ-2-2	19,8	12,0	1,6	1,8	1,8
45	СДВ-3Т	18,7	60,0	2,0	2,4	3,3
44	СДВ-3Т	20,1	12,0	3,4	4,6	4,5
65	СДВ-3Т	19,7	20,0	3,0	3,7	4,7
18	NaCl	19,4	18,0	12,7	17,0	24,0
17	NaCl	19,8	23,0	11,0	16,0	25,0

Как видно из таблицы, объем частичек ионита марки СДВ-3Т в среде, насыщенном водяным паром, за 20 мин. увеличивается в 3—4 раза по сравнению с первоначальным.

В таблице также приведены значения конденсационного роста капелек насыщенного раствора NaCl (опыты, 17, 18), где объем капли того же размера увеличивается в 25 раз за то же время. На рис. 3 приведены серии фотографий отдельных опытов роста частиц ионита и конденсационного роста частицы NaCl.

Во второй серии опытов частица помещалась в слабый поток тумана. Рост частички ионита происходил как за счет конденсации, так и за счет соударения капелек тумана с подвешенной частицей. Проведение опытов в тумане осложнялось часто слиянием соседних капель на волоске, при этом массы частиц складывались.

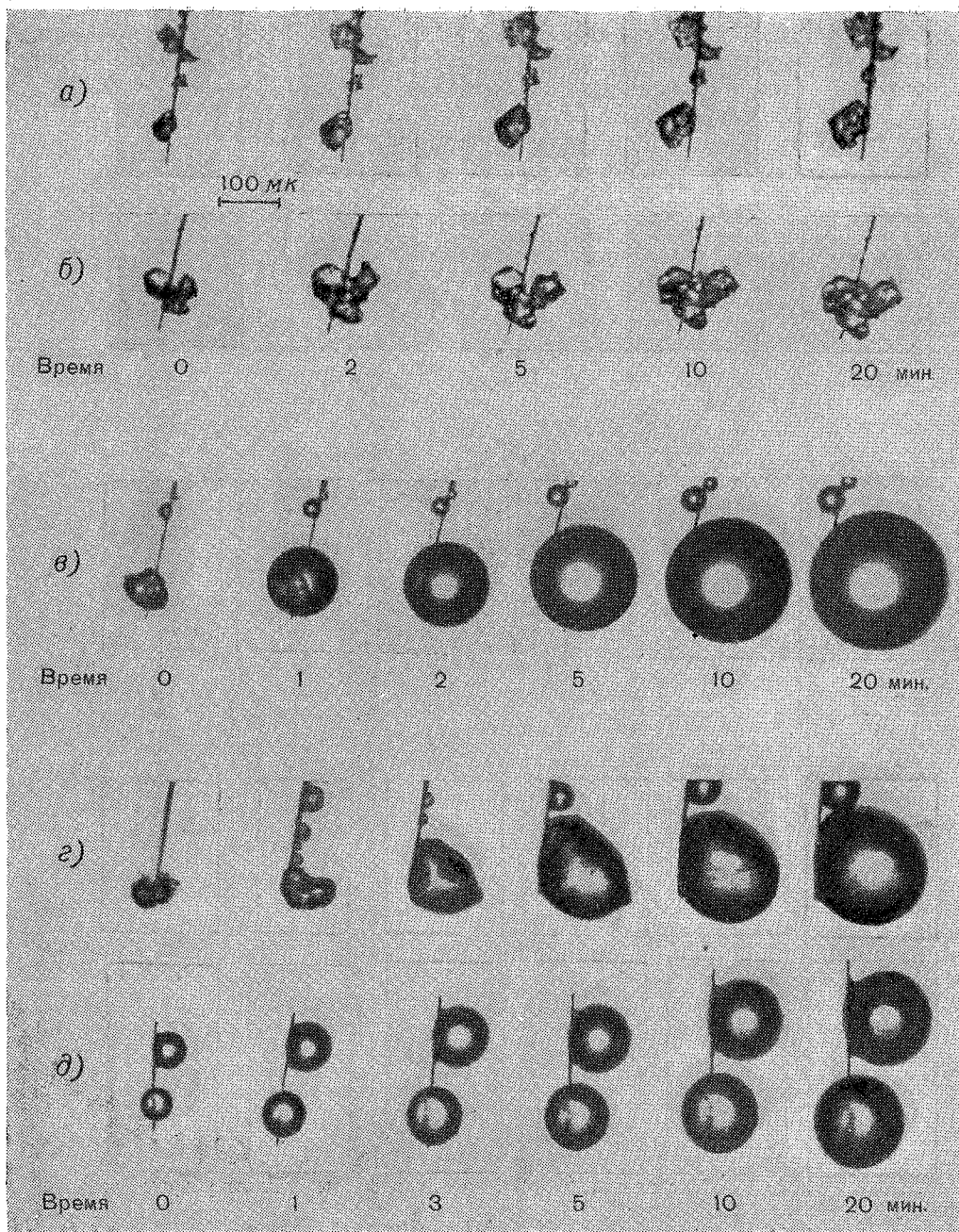


Рис. 3. Фотографии частиц, растущих в среде, насыщенной водяным паром (а, б, в) и в тумане (г, д).

а — частицы ионита марки СДВ-10Т-1, б — частицы ионита марки СДВ-3Т, в — частица хлористого натрия, г — частицы ионита СДВ-3Т, д — капли дистиллированной воды.

В табл. 3 приведены значения отношения $\frac{r_p^3}{r_0^3}$ для различных начальных размеров частичек ионита и капель воды. Наибольшая эффективность роста получена для веществ марки СДВ-10Т-1 и СДВ-3Т, частицы которых увеличивали свой объем в среднем на 30—40% быстрее по сравнению с каплями воды за то же время. На рис. 3 а, б представлены фотографии роста частиц ионита и капли воды в тумане.

Таблица 3

Номер опыта	Реагент (марка)	Температура (°С)	Начальный размер r_0 мк	$\frac{r_p^3}{r_0^3}$ через		
				5 мин.	10 мин.	20 мин.
5	КУ-23	20,9	25,0	3,0	6,0	11,0
7	КУ-23	21,4	17,0	9,0	17,0	31,0
9	КУ-23	21,0	18,0	8,0	14,5	26,0
16	КФ-1	20,2	23,0	2,5	5,0	10,0
20	КФ-1	20,1	12,0	6,0	13,0	—
32	КФ-1	20,2	25,0	5,0	9,0	13,0
42	КФ-1	19,7	18,0	7,0	11,0	21,0
26	СДВ-10Т-1	18,8	12,0	10,0	25,0	43,0
29	СДВ-10Т-1	19,8	9,0	14,5	30,0	57,0
49	СДВ-10Т-1	18,5	20,0	7,0	13,5	23,0
28	СДВ-10Т-1	18,9	40,0	4,0	8,5	12,5
36	КУ-2-2	19,5	17,0	5,0	9,5	15,5
38	КУ-2-2	20,2	23,0	3,5	7,0	11,0
39	КУ-2-2	19,5	12,0	7,0	21,0	—
59	СДВ-3Т	18,3	28,0	7,5	12,0	21,0
60	СДВ-3Т	18,5	18,0	10,5	19,0	39,0
61	СДВ-3Т	18,1	29,0	8,0	13,0	24,0
21	Вода	20,5	12,0	7,0	19,0	32,0
33	Вода	19,2	14,0	8,5	15,5	27,0
46	Вода	19,3	24,0	4,0	7,5	13,0

ВЫВОД

Полученная эффективность поглощения влаги частицами испытанных ионитов мала, поэтому они не могут быть рекомендованы для целей искусственных воздействий на облака. Это подтверждается и результатами опытов, проведенных в большой камере при массовом распылении тех же ионитов в виде порошков в туман.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пашков А. Б., Салдадзе К. М. Ионнообменные высокомолекулярные соединения. Госхимиздат, М., 1960.
2. Ионный обмен и его применение. Изд. АН СССР, 1959.
3. Краткий справочник по химии. Изд. АН УССР, 1962.
4. Соловьев А. Д. Поглощение влаги гигроскопическими частицами в облаке. Тр. ВНМС, т. V, Гидрометеиздат, Л., 1963.

Т. Н. ГРОМОВА, Н. П. ТВЕРСКОЙ

К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНОСТИ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ С ПОМОЩЬЮ ЭЛЕКТРОННОГО МИКРОСКОПА

Показана возможность исследования аэрозоля органических веществ (на примере флороглюцина и метальдегида) с помощью электронного микроскопа (ЭМ-5). Выявлена характерная форма и определены средние размеры частиц, образующихся как при тепловой возгонке, так и при других методах диспергирования этих веществ.

1. ВВЕДЕНИЕ

За последнее время при исследованиях льдообразующих реагентов, вызывающих кристаллизацию переохлажденных облаков, широко стал применяться электронный микроскоп.

С его помощью были рассмотрены частицы некоторых неорганических веществ, изоморфных льду, таких как йодистое серебро, йодистый свинец и др. [1, 2, 3]. Было выяснено, что привлечение методов электронной микроскопии позволяет изучать не только форму и размеры льдообразующих частиц, но и решать некоторые вопросы, касающиеся механизма взаимодействия частиц с каплями тумана. Особенно широко такие исследования проводились Исоно, Фукута и др. [12—17].

В настоящее время большое внимание уделяется органическим веществам, способным служить активными ядрами (зародышами) образования льда.

Так, в работах [2, 3, 12] показано, что метальдегид, диозгенин, флороглюцин, холестерол, тестерон, прегненелон, 9-гидроксиметилфлуорен-9-ол, α -феназин являются очень активными льдообразователями, сравнимыми по пороговой температуре с йодистым серебром или превосходящими его.

В практическом отношении особый интерес представляет метальдегид [6, 7] и флороглюцин [4, 5, 8], способные вызывать кристаллизацию переохлажденных капель при температурах соответственно $-0,4$ и -2°C .

Как известно, существенное влияние на льдообразующую активность вещества оказывает его дисперсность [6].

Для перевода метальдегида и флороглюцина в высокодисперсное состояние используются различные способы.

Наряду с непосредственным диспергированием сухого препарата применяются методы распыления эфирного, спиртового и водного растворов [1], а также методы тепловой возгонки, при которой вещество сублимируется в потоке горячего воздуха [7].

Частицы и их агрегаты, образующиеся при различных способах

диспергирования, могут иметь не только разные размеры и формы, но и обладать различной льдообразующей активностью. В частности, при тепловом методе возгонки может происходить разложение вещества с нарушением его химического состава.

Целью настоящей работы является выяснение возможности исследования органических веществ, таких как метальдегид и флороглюцин, под электронным микроскопом марки ЭМ-5 и влияние различных методов и условий диспергирования на форму и размеры этих частиц.

2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ С ПОМОЩЬЮ ЭЛЕКТРОННОГО МИКРОСКОПА

При исследовании органических веществ с помощью электронного микроскопа встречаются большие методические трудности [9].

Под действием пучка электронов большинство органических веществ претерпевает значительные изменения, а иногда даже полностью возгоняется. При этом существенное влияние оказывает как термическое воздействие электронного пучка, так и его ионизирующее действие [10, 11].

Метальдегид [метацетальдегид $(\text{CH}_3\text{CHO})_4$] — бесцветные иглы или призмы из этанола. Это — тетрагональные кристаллы, которые сублимируются при 112°C . Частичное разложение вещества начинается при 80°C . Льдообразующие свойства метальдегида зависят от метода его приготовления, диспергирования и размера частиц [7]. Флороглюцин (1, 3, 5-гидроксibenзол $\text{C}_6\text{H}_3(\text{OH})_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) — бесцветные или желтоватые кристаллы ромбической формы или кристаллический порошок, темнеющий на свету. Кристаллизуется с двумя молекулами воды, которые теряет при температуре выше 110°C ; плавится при температуре $217\text{—}219^\circ\text{C}$; при температуре 180°C возгоняется и частично разлагается. При температуре выше 200°C разлагается.

Разрушение этих кристаллов в вакууме в результате электронного облучения является тривиальным фактом.

Первоначально в наших исследованиях частицы метальдегида и флороглюцина, помещенные в электронный микроскоп ЭМ-5, под действием электронного пучка (при нормальной его интенсивности) мгновенно меняли свою форму и частично возгонялись.

Чтобы избежать этого, были приняты специальные меры, которые заключались, с одной стороны, в возможности уменьшения плотности электронного пучка и ограничения облучения исследуемых частиц в электронном микроскопе, а с другой стороны, в обеспечении укрепления исследуемых веществ на подложке. Для уменьшения плотности электронного пучка в электрическую схему электронного микроскопа были введены сопротивления, позволившие изменить режим работы генераторной лампы 6НЗ и диода смещения 2Д9С.

Нить накала выставлялась таким образом, чтобы расстояние между управляющим электродом и вершиной катода было по возможности большим. Как конденсаторная, так и объективная диафрагмы изготавливались минимальными, 0,05 и 0,01 мм соответственно. Кроме того, использовалась специальная методика введения объекта под электронный пучок. Первоначально изучаемые частицы просматривались при малом увеличении и минимальной плотности тока электронного пучка. Такое облучение объекта позволяло несколько укреплять образцы, что делало их менее летучими при последующем увеличении плотности тока. Затем, найдя участок сетки, содержащий интересующие нас частицы, мы выводили его из центра экрана за пределы элек-

тронного пучка. На соседнем участке находили подходящий для фокусировки объект, на котором поднимали освещенность и увеличение до рабочего значения, и производили точную фокусировку. После этого уменьшали освещенность и подводили к экрану интересующий нас объект, который и фотографировали.

Эти меры, а также укрепление объекта на пленках-подложках (о чем будет сказано ниже) позволили наблюдать и фотографировать частицы метальдегида и флороглюцина под электронным пучком.

В качестве пленок-подложек, на которые наносились исследуемые вещества, применялись углеродные и коллодиевые подложки.

Углеродные пленки получались в вакууме путем напыления углерода на стеклянные пластины (использовался электронно-вакуумный пост). Отделение угольной пленки от стекла производилось или в дистиллированной горячей воде, или в амилацетате, если предварительно на стекло наносилась коллодиевая пленка. Углеродные пленки-подложки оказались механически более прочными и хорошо переносили электронную бомбардировку. Однако исследуемые частицы легко стряхивались с пленки, поэтому приходилось работать с ними с особыми предосторожностями.

Коллодиевые пленки-подложки получались из раствора нитроцеллюлозы в амилацетате. После растекания капли раствора по поверхности дистиллированной воды образующаяся пленка переносилась на предметные гальванические сетки.

При исследовании частиц метальдегида и флороглюцина для избежания их возгонки под электронным пучком приходилось применять методы дополнительного укрепления частиц на указанных выше подложках. Для этого частицы, находящиеся на пленке-подложке, покрывались сверху угольной или коллодиевой пленкой. Широко применялся также метод реплик. Реплики получались путем распыления угля в вакууме на частицы вещества, находящиеся как на коллодиевой пленке-подложке, так и на чистом стекле.

Изучение угольных реплик позволило установить не только форму и размеры частиц, но и выяснить некоторые особенности тонкой структуры. (Просматривались контуры более мелких частиц, ранее затененных крупными).

В работе исследовались частицы метальдегида и флороглюцина, диспергированные как с помощью несколько усовершенствованной модели тепловой установки, так и непосредственно распылением порошка или раствора.

В первом случае частицы вводились или в аэрозольную камеру (объемом 1 м^3), или в холодильную (объемом 300 л), во втором — в малую камеру (объемом 60 л.); распыление раствора осуществлялось непосредственно на чистую стеклянную пластинку. Забор частиц во всех случаях производился путем осаждения аэрозоля на дно камер, где помещались пленки-подложки. После определенной экспозиции (от 5—60 мин. в малой камере и до 20 час. в больших камерах) пленки-подложки извлекались из камер и производилось укрепление осевших на них частиц. Объекты рассматривались под электронным микроскопом при увеличении порядка $16\,800\times$, а под оптическим микроскопом (в поляризованном свете и при обычном освещении) при увеличении $120\times$. Фотографирование частиц аэрозоля под электронным микроскопом производилось при увеличении от $20\,000$ до $32\,000\times$.

В результате проведенной работы была показана возможность исследования частиц флороглюцина и метальдегида с помощью электронного микроскопа ЭМ-5.

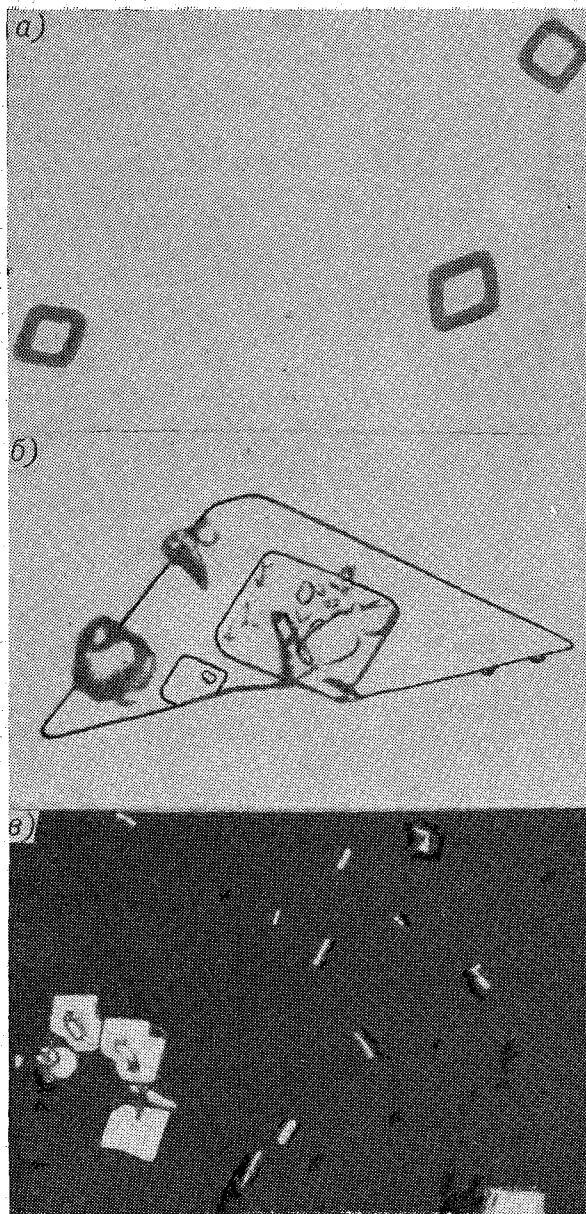


Рис. 1. Фотографии частиц флороглюцина, полученные при наблюдении под электронным (а) и оптическим (б, в) микроскопами.

Увеличение: а — $90\,000^{\times}$; б — $450^{\times}$, в — $320^{\times}$,

3. РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Наблюдениями, проведенными с помощью электронного микроскопа, удалось обнаружить резкое отличие формы и размера частиц флороглюцина и метальдегида. Для флороглюцина характерно наличие двух видов частиц: очень мелких (10^{-6} см) прозрачных ромбов и плотных, непрозрачных частиц размером 10^{-6} — 10^{-5} см в виде многогранников с размытыми гранями и их агрегатов размером порядка 10^{-4} см (рис. 1, 2). Отдельные непрозрачные частицы довольно часто имеют один маленький тонкий отросток («головастик») (рис. 2а). Крупные агрегаты имеют вид разнообразных цепочек, состоящих из отдельных частиц, соединенных с помощью отростков (рис. 2б). Особенно четко это видно при рассмотрении реплик с порошка флороглюцина (рис. 3).

Частицы метальдегида имеют форму тонких, довольно прозрачных палочек, состоящих из большого числа (иногда до 10) отдельных, жестко связанных друг с другом частиц размером порядка 10^{-5} см (рис. 4). Вещество имеет тенденцию к разветвлению кристаллов в виде тонких игл, способных сцепляться друг с другом, образуя крупные разветвленные агрегаты размером до 10^{-2} см и более.

Исследуя под оптическим микроскопом в поляризованном свете капли концентрированных водных растворов флороглюцина и эфирных растворов метальдегида, помещенные на предметном стекле микроскопа, мы установили [2], что по мере испарения воды (эфира) с поверхности стекла происходит образование частиц флороглюцина (метальдегида). Кристаллы, появляющиеся у края капли, постепенно утолщаются, при этом в центральной части капли появляются в результате испарения растворителя мелкие частицы флороглюцина и метальдегида (рис. 1в и 4в).

Как видно из рис. 1 и 4, эти частицы имеют те же формы, что и частицы флороглюцина (метальдегида), образующиеся при испарении или распылении порошков этих веществ.

Таким образом, рассмотрение образцов органических веществ, полученных в виде частиц дыма (рис. 1а и 4а), порошка (рис. 1б и 4б), из раствора (рис. 1в и 4в) показало идентичность формы отдельных

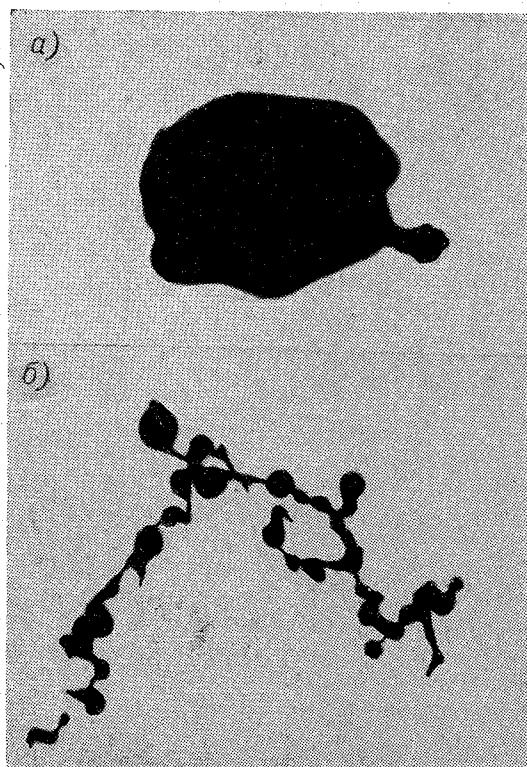


Рис. 2. Фотографии частиц флороглюцина, полученные при наблюдении под электронным микроскопом.

Увеличение: а — $82\ 800\times$; б — $50\ 000\times$.

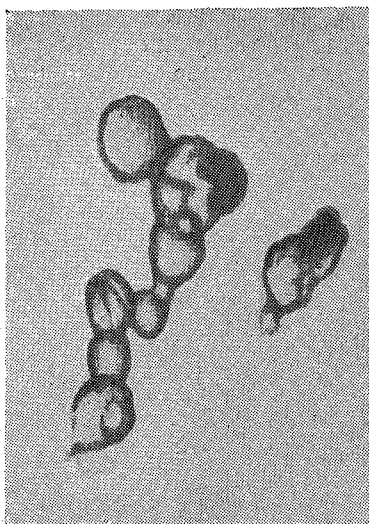


Рис. 3. Фотография реплик с частиц флороглюцина, полученная при наблюдении под электронным микроскопом.
Увеличение $110\,000\times$.

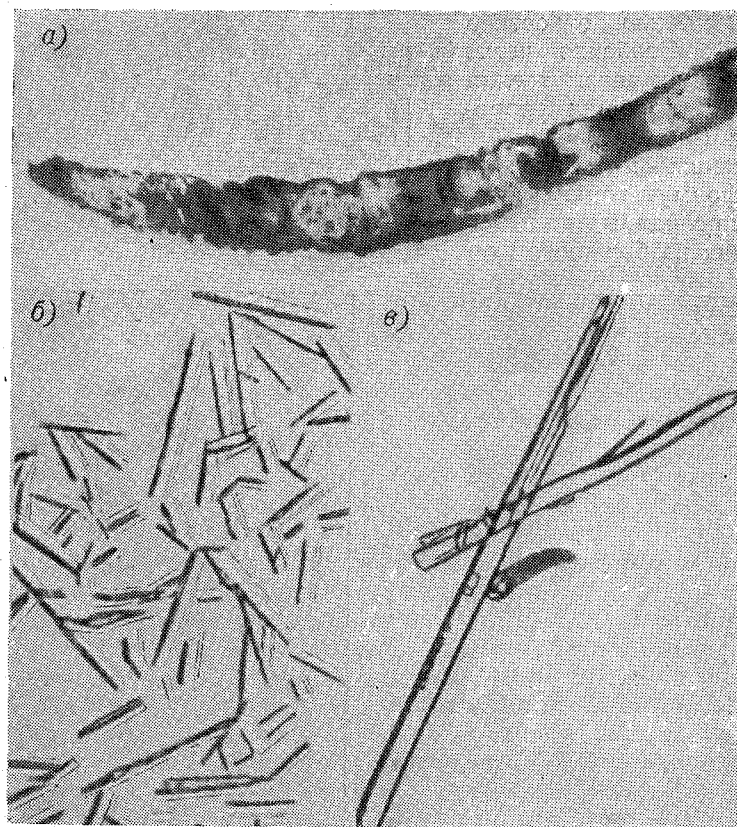


Рис. 4. Фотографии частиц метальдегида, полученные при наблюдении под электронным (а) и оптическим (б, в) микроскопами,
Увеличение: а — $52\,700\times$; б — $720\times$; в — $680\times$.

частиц. Некоторые различия определялись главным образом величиной концентрации аэрозоля.

Используя метод реплик, оказалось возможным наблюдать структуру агрегатов с просмотром на их фоне отдельных частиц (см. рис. 3).

При тепловом методе возгонки метальдегида или флороглюцина обнаружено различие в формах агрегатов и размерах отдельных частиц в зависимости от условий, при которых производилась возгонка. Это открывает возможность осуществлять контроль за работой тепловой установки по анализу образующегося при этом аэрозоля.

ЛИТЕРАТУРА

1. Красиков П. Н., Мамонтов Н. В. Определение размеров частиц, изоморфных льду, применяемых при опытах фазового превращения воды. Тр. ГГО, вып. 67 (129), 1957.
2. Громова Т. Н., Глики Н. В. Некоторые характеристики условий кристаллизации переохлажденных капель водных растворов. Тр. ЦАО, вып. 51, 1963.
3. Малкина А. Д. Исследование физико-химических свойств частиц иодидов, являющихся льдообразующими ядрами. Метеорол. и Гидрол., № 1, 1958.
4. Башкирова Г. М., Красиков П. Н. Опыты по изучению некоторых веществ в качестве реагентов кристаллизации переохлажденного тумана. Тр. ГГО, вып. 72, 1957.
5. Langer G., Rosinski J. A., Bernsen S. Organic crystals as icing nuclei. J. Atm. Sci., vol. 20, 6, 1963.
6. Fukuta N. Ice nucleation by metaldehyde. Nature, 199(4892), 1963.
7. Fukuta N. Generation of metaldehyde smoke. Proc. Int. Conf. Clouds Physics Jap. Met. Soc., 1965.
8. Пиотрович В. В. Флороглюцин — кристаллизатор капель воды переохлажденного тумана и облачности. Тр. ГГО, вып. 186, 1966.
9. Бирюзова В. И. Электронномикроскопические методы исследования биологических объектов. Изд. АН СССР, М., 1963.
10. Лукьянович В. М. Электронная микроскопия в физико-химических исследованиях. Изд. АН СССР, 1960.
11. Техника электронной микроскопии. Перевод с англ. под ред. В. М. Лукьяновича. Изд. «Мир», М., 1965.
12. Fukuta N. Activated ice nucleation by sprayed organic solutions. J. Atm. Sci., vol. 22, 206, 1965.
13. Braham J. R. Phloroglucinol seeding of undercooled clouds. J. Atm. Sci., vol. 20, 6, 563, 1963.
14. Isono K. An electron-microscope study of ice crystal formation. J. Met. Soc. Jap., vol. 31, ser. 2, no. 9, 1953.
15. Nakaya U. Snow crystals (natural and artificial). Harv. Press, 1954.
16. Isono K. Note on ice-forming. J. Met. Soc. Jap., vol. 35, no. 1, 1957.
17. Isono K. On the growth of ice crystal in the air. Coll. Met. Pap., vol. 8, no. 1a—2, 1954.

Е. П. БУДИЛОВА, В. Т. ЛЕНШИН

О ПРОГНОЗЕ ИНТЕНСИВНОСТИ АТМОСФЕРНОЙ КОНВЕКЦИИ ПО МЕТОДУ СЛОЯ

На основе анализа некоторых схем прогноза ливней, использующих метод слоя, выявлена необходимость дополнительного учета вертикальной структуры ветра в основном облачном слое (850—500 мб) и синоптического эффекта, играющих существенную роль в облакообразовании.

Установлен количественный критерий перехода мощной кучевой облачности в кучево-дождевую, который использован авторами при картировании результатов расчета интенсивности атмосферной конвекции по Европейской территории СССР. Способ оценки интенсивности атмосферной конвекции может быть использован в диагностике и прогнозе общих условий погоды, а также при постановке полевых опытов по искусственному перераспределению осадков.

1. ВВЕДЕНИЕ

Данные современных синоптико-аэрологических наблюдений позволяют определить не только конкретные физические свойства воздушных масс над отдельным пунктом и районом от поверхности земли до доступных высот, но и исследовать количественные связи между элементами погоды и соответствующими аэрометеорологическими условиями. На основе анализа условий развития конвекции в атмосфере предложено, в частности, несколько способов прогноза конвективной облачности по данным вертикального зондирования атмосферы. Большинство предложенных способов оценки конвективной неустойчивости и связанных с ней явлений основано на построении поля давления, температуры и других простых характеристик, лишь приближенно учитывающих основные факторы, определяющие развитие атмосферной конвекции. Эти способы используют метод малой частицы, пригодный для начальной фазы развития конвективных облаков и, следовательно, имеющий серьезные ограничения применительно к существующим в атмосфере восходящим конвекционным потокам значительных размеров, сопровождающихся компенсационными нисходящими движениями.

Основные облакообразующие факторы более полно учитываются в методе И. А. Славина, где дополнительно производится оценка влияния перемешивания облачного воздуха с окружающей средой (эффект вовлечения), в силу чего существенное влияние приобретает влажность воздуха выше уровня конденсации. Способ оценки конвективной неустойчивости по Славину можно рассматривать, в известной мере, в качестве переходного между способами, основанными на методе частицы и методе слоя.

Наиболее перспективным направлением изыскания критериев конвекции в общем виде оказался метод слоя, основы которого были даны Я. Бьеркнесом и С. Петерсеном [21, 26], а его дальнейшее развитие в работах А. Ф. Дюбюка [4] и Н. С. Шишкина [11, 13, 14, 15].

Как известно, существенным ограничением применения метода слоя к конкретным атмосферным процессам является необходимость знания соотношений между опускающимися и поднимающимися массами воздуха, что представляется трудным и не всегда возможным. Однако применительно к оценке максимально возможного развития конвекции того или иного дня значительная часть этих трудностей может быть снята.

В последние годы Н. С. Шишкиным разработан ряд практических приложений метода слоя, широко используемых при изучении вопросов развития конвективной облачности и связанных с ней явлений (осадков, гроз) над рассматриваемой территорией. Некоторые варианты этих практических приложений оказались весьма плодотворными и дают хорошие результаты, особенно при альтернативных прогнозах внутримассовых гроз, ливней и града [12, 14].

Рассматривая условия развития конвекции, метод слоя учитывает в общем случае не только энергию разрешения влажной неустойчивости, но и затрату некоторой части энергии на развитие компенсационных нисходящих движений. Поэтому для того, чтобы найти критерий вероятности развития конвекции, необходимо рассмотреть движение воздуха ниже и выше некоторой исходной поверхности в облачном слое, достаточно обширном по горизонтали для того, чтобы в пределах этого слоя содержались как облака, так и безоблачные промежутки.

Механизм развития конвективного облака представляется как подъем влажного насыщенного воздуха (облачной массы) в потоке сухого воздуха, опускающегося в межоблачных промежутках. При этом изменение температуры поднимающегося влажного воздуха происходит по влажной адиабате, а опускающегося — по сухой адиабате. Если пренебречь суммарной вергенцией в рассматриваемой области, обусловленной аэросиноптическим эффектом, по сравнению с вертикальным переносом воздушных масс, то на любом уровне (в изобарическом слое) должен выполняться закон сохранения массы

$$M'v' + Mv = 0, \quad (1)$$

где M' и M — соответственно массы влажного и сухого воздуха в некотором слое ΔH_k , а v' и v — их вертикальные скорости.

Для развития конвекции, т. е. для осуществления подъема облачной массы, необходимо, чтобы поднимающийся воздух оказался теплее окружающего. Критерием (как и в случае метода частицы) является разность температур восходящих и нисходящих потоков. В методе слоя принимается, что эта разность (ΔT) зависит от вертикального распределения температуры в атмосфере (γ), влажноадиабатического градиента (γ') и отношения скорости $\frac{v}{v'}$. При вертикальном перемещении влажной массы на расстояние ΔH_k эта зависимость выражается формулой

$$\Delta T = \left[(\gamma - \gamma') + \frac{v}{v'} (\gamma_a - \gamma) \right] \Delta H_k, \quad (2)$$

которая получается в предположении постоянства величин γ , γ' , v и v' во всем слое ΔH_k (γ_a — сухоадиабатический градиент). Здесь отношение скоростей может быть заменено отношением действующих масс воздуха, а последнее — отношением соответствующих площадей (занятых восходящими и нисходящими движениями), общая сумма которых равна 1.

Метод слоя дает следующее изменение кинетической энергии единицы массы облачного воздуха при подъеме на высоту ΔH в слое с вертикальным градиентом температуры γ :

$$\Delta E = \Delta \left(\frac{v^2}{2} \right) = \frac{g \Delta H}{6 T_0} \sum_{k=1}^n [(T_b - T)_k - S_b (T_b - T_c)_k]. \quad (3)$$

Здесь g — ускорение силы тяжести, T_0 — температура воздуха ($^{\circ}\text{K}$) на нижней границе слоя, в котором развиваются облака, T_v и T_c — температура воздуха, поднимающегося от нижней до верхней границы слоя соответственно по влажной и сухой адиабате, T — фактическая температура на верхней границе слоя, $\Delta H = \sum_{k=1}^n \Delta H_k$ — общая толщина слоев, пронизываемых конвективными облаками.

Условия для роста конвективных облаков наиболее благоприятны, если при развитии конвекции высвобождается максимум кинетической энергии. Соответствующее количество облаков, которое можно назвать оптимальным, находится путем приравнивания нулю вариации от полной энергии конвекции по количеству облаков [4]. Оно оказывается равным

$$S_0 = 1 - \sqrt{\frac{\sum_k (T - T_c)_k}{\sum_k (T_v - T_c)_k}}.$$

Подставляя значение S_0 вместо S_v в формулу (3), находим кинетическую энергию облачной массы при наиболее благоприятных условиях развития конвективных облаков

$$\Delta(v^2) = \frac{g\Delta H}{3T_0} \sum_{k=1}^n [(T_v - T)_k - S_0 (T_v - T_c)]. \quad (4)$$

Суммируя изменения кинетической энергии единицы массы облачного воздуха (которые могут быть как положительными, так и отрицательными) по слоям, начиная от основания облаков, определяют уровень, на котором запас кинетической энергии становится равным нулю, принимая этот уровень за возможную верхнюю границу конвективных облаков.

2. АНАЛИЗ СХЕМ ПРОГНОЗА ЛИВНЕЙ, ОСНОВАННЫХ НА МЕТОДЕ СЛОЯ

Используя выражение (4) Н. С. Шишкин разработал в 1956 г. способ прогноза гроз и ливней [12]. Этот способ прогноза позволял рассчитывать по данным аэрологического зондирования максимально возможную вертикальную мощность конвективных облаков при данном их количестве и составлять альтернативные прогнозы гроз и ливней для некоторой территории. За основные факторы, определяющие наличие (или отсутствие) осадков (гроз), принимались вертикальная мощность облаков и суммарный дефицит точки росы на уровнях 850, 700 и 500 мб. При этом ливни прогнозировались во всех случаях, если расчетная мощность конвективных облаков была не менее 2,2 км, суммарный дефицит точки росы на этих уровнях не превышал 30° (в том числе на уровнях 850 и 700 мб не превосходил 20°); при вертикальной мощности более 4,5 км прогнозировались грозы.

Испытания этого метода, проведенные в ЦИПе (с 16 апреля по 16 октября 1957 г.) на оперативном материале утренних самолетных подъемов во Внуково [3], показали, что оправдываемость альтернативных прогнозов ливней оказывалась систематически ниже (на 10—23%) оправдываемости прогнозов гроз, составленных по этому же методу. Дополнительный учет дефицита влажности в слое 850—500 мб для прогноза ливней по методу слоя оказался, следовательно, менее эффективным, чем для прогноза гроз. Средняя оправдываемость прогноза ливней

(64%) была на 21% ниже оправдываемости прогнозов, составленных синоптиками ЦИПа в отделе краткосрочных прогнозов погоды (оценка прогнозов гроз и ливней выполнялась согласно [8] по данным ежедневных наблюдений в Московской области). Заметим, что эти испытания прогнозов были распространены не только на внутримассовые, но и на фронтальные случаи.

Таким образом, установленные критерии конвекции не могут рассматриваться в качестве признаков, однозначно определяющих разрешение энергии неустойчивости и интенсивность конвекции. В случае дополнительного учета исходного влагосодержания в основном облачном слое (850—500 мб) они указывают лишь на вероятность осуществления ожидаемого процесса. В особенности это относится к тем общим условиям конвекции, ее фактической (и предельно возможной) напряженности и направленности, обуславливающим трудно уловимые различия фона погоды, знание которых часто оказывается необходимым в практической деятельности. Так, для оценки полноты использования благоприятных возможностей способа «засева» мощных кучевых облаков требуется знание не только облачных ресурсов соответствующих районов, но и, в первую очередь, фактической напряженности конвекции, ее максимального значения на день. На данном этапе исследований, например, совершенно необходимо знать, будут ли естественные осадки в районе воздействия и какие дни следует считать наиболее показательными в отношении проявления эффекта воздействий.

Выясняя возможность развития конвекции в облачном слое следует отметить, что максимальная расчетная мощность конвективных облаков может иметь место лишь при небольшом их количестве, т. е. когда $S_0 \rightarrow 0$. Условие $S_0 \simeq 0$, очевидно, соответствует площади вершин облаков максимальной вертикальной мощности; доля территории (в радиусе около 150 км от пункта радиозондирования), занятая вершинами таких облаков, составляет обычно тысячные или сотые доли единицы, что позволяет пренебречь вторым слагаемым в формуле (4), практически не понижая точность расчета

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

или

$$\Delta(v^2) = \frac{3,27\Delta H}{T_0} \sum_{k=1}^n (T_v - T)_k. \quad (4')$$

Известно, что критическая температура начала эффективной конвекции мало отличается от максимальной температуры [5]. Последняя (наряду с исходным значением приземной удельной влажности) используется при определении конвективного уровня конденсации, начиная с которого производится расчет по методу слоя. Следовательно, расчеты с использованием выражения (4') позволяют судить о характере ожидаемых атмосферных явлений к периоду наибольшего развития конвекции, т. е. практически к 13—16 час., когда температура приземного воздуха достигает своего максимального значения. Предполагается при этом, что вертикальные потоки на уровне основания конвективных облаков отсутствуют. Это означает, что восходящие потоки, обусловленные термиками, достигающими облачного слоя, быстро «забываются» облаком и не оказывают сколько-нибудь существенного влияния на процесс подъема облачной массы. С другой стороны формула (4') не учитывает потерь на турбулентное перемешивание в облачном слое и на излучение,

При использовании некоторых данных теории осадков [1] метод позволял предвычислять максимально возможное и среднее дневное количество осадков для площади радиусом 100—200 км вокруг пункта аэрологического зондирования [6]. Этот новый вариант прогноза распространялся только на внутримассовые погодные условия, что позволяло существенно упростить расчеты, заменив вычисление средней скорости развития конвективных облаков вычислением мощности облаков.

Проверка метода прогноза авторами, проведенная (для июня—августа 1960 г.) по территории радиусом 100 км вокруг Кривого Рога, показала [6], что оправдываемость альтернативных прогнозов ливней составляет (по формуле Кеппена) 90%.

Оправдываемость составленных по новому варианту прогнозов внутримассовых ливневых осадков по Московской области и Москве была проверена также в ЦИПе на материалах 52 дней лета 1961 г. [9].

Оценка оправдываемости прогноза осадков была произведена отдельно для дней, в которые отмечались кратковременные дожди, и для дней, в которые осадков не было. При этом в дни с дождями оправдываемость прогнозов устанавливалась двойко: а) согласно [8], т. е. с учетом количества и продолжительности осадков, б) лишь по факту выпадения ливневых осадков независимо от их количества и продолжительности (прогноз считался оправдавшимся, если им предусматривался ливень и он отмечался хотя бы на одной станции; прогноз считался неоправдавшимся, если осадки не предусматривались, но они были хотя бы на одной станции). Полученные результаты представлены в табл. 1, в которой для сравнения приведены также результаты проверки способа Н. И. Лебедевой на тех же материалах.

Таблица 1

Оправдываемость (%) составленных различными способами прогнозов внутримассовых ливней в дни с дождями и без дождей

Автор способа прогноза	Дни с дождем				Дни без дождей	
	Московская обл.		Москва		Московская область	Москва
	по представлению*	по факту дождя*	по представлению*	по факту дождя*		
Лебедева	91	88	75	75	78	86
Шишкин	90	100	95	95	75 (80)	61 (78)

Данные в табл. 1 указывают на высокую оправдываемость прогнозов внутримассовых ливневых осадков по способу Шишкина для дней, в которые осадки выпадают. По факту дождя она, например, оказалась на 12—20% выше оправдываемости прогнозов, составленных способом Лебедевой. В рассмотренный период все внутримассовые ливни в Московской области способом Шишкина были предсказаны. Значительно худшие результаты получились для тех дней, когда осадков не было. Это в значительной мере можно объяснить ошибками в прогнозе максимальной температуры и влажности воздуха на текущий день. Оправдываемость этих прогнозов с использованием фактических дневных значений температуры приземного воздуха и влажности для дней без осадков составляла по Московской области и Москве 80 и 78% соответственно (в табл. 1 эти данные приведены в круглых скобках). С. В. Челюканова полагает [9], что существенную роль здесь могло играть и то обстоятельство, что при данном способе прогноза не учитывается влияние адвекции и упорядоченного вертикального движения на изменение тем-

пературы и влажности воздуха на высотах. Однако последнее скорее может иметь отношение к прогнозу количества выпавших осадков, а не к альтернативному прогнозу внутримассовых ливней, тем более, что оправдываемость прогнозов по факту дождя в дни с дождями оказывается очень высокой, особенно по Московской области.

Нам представляется, что более существенная роль здесь принадлежит двум неучтенным факторам другого порядка: 1) срезу ветра на высотах, в частности в основном облачном слое (850—500 мб), который может заметно влиять на интенсивность атмосферной конвекции над рассматриваемой территорией; 2) недостаточности площади территории, по которой производится оценка оправдываемости прогнозов; это видно из сравнения оправдываемости прогнозов по Московской области и Москве как по факту дождя, так и в дни без дождей.

Известно, что прогноз гроз рекомендуется оценивать по некоторой территории вокруг пункта, для которого дается прогноз. При этом круг радиусом в 50 км является наименьшим [7]. Очевидно, что радиус Москвы не соответствовал последнему условию при оценке гроз; по-видимому, это не в меньшей мере относится и к оценке прогноза ливней.

Авторами настоящей статьи предложено усовершенствование способа прогноза конвективной облачности по методу слоя, базирующееся на учете вертикальной структуры ветра в слое 850—500 мб и влияния синоптических условий.

3. УЧЕТ ВЛИЯНИЯ СИНОПТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА РАЗВИТИЕ КОНВЕКЦИИ

Рассмотрим подробнее модель конвективного облака, лежащую в основе расчетов по методу слоя.

В период развития облака, форма которого для простоты считается цилиндрической, а ось — вертикальной, компенсирующие нисходящие движения совершаются вне облака. Формирование облака происходит в слое, где $\Sigma (T_v - T) > 0$. Скорость восходящих движений в этом слое возрастает с высотой от нуля (на уровне основания облака) до максимального значения. Избыток энергии активного слоя расходуется в более высоких слоях с вертикальным градиентом температуры, который меньше влажноадиабатического, т. е. в так называемом слое проникающей конвекции, где восходящие движения испытывают торможение, в результате чего вертикальные скорости уменьшаются с высотой вплоть до нуля на верхней кромке облака.

Физический смысл разделения облакообразующего слоя на подслои эффективной и проникающей конвекции состоит в том, что переход потенциальной энергии в кинетическую в активном слое и «реализация» запасов энергии влажнонеустойчивости в слоях проникающей конвекции (т. е. практически над уровнями максимальных скоростей) происходят различно в разных синоптико-аэрологических условиях. При антициклональных типах погоды затрата энергии вертикальных движений в слоях проникающей конвекции велика, и эти слои являются относительно более тонкими по сравнению со слоями проникающей конвекции в размытых барических полях и в зонах фронтальной облачности, где поглощение энергии по высоте обычно невелико. Это находит свое объяснение в том, что слои проникающей конвекции при антициклональных условиях стратифицированы обычно отчетливо устойчиво, тогда как при фронтально-циклонических ситуациях их устойчивость значительно ослаблена. Последнее означает, что одно и то же приращение неустойчивости в слое активной конвекции при внутримассовых и фронт-

талльных положениях по-разному отразится на изменении вертикального профиля (эпюры) скоростей (рассчитываемых по данным аэрологического зондирования за 03 час.) от утра к периоду максимального развития конвекции. В работе [2] этот вопрос специально исследовался. Установлено, что для слоя, где $\Sigma (T_p - T)$ максимальна, различия между внутримассовыми и фронтальными случаями велики при малых исходных значениях вертикальных токов в слое активной конвекции; с увеличением исходных значений вертикальных движений эти различия постепенно уменьшаются и затем практически исчезают.

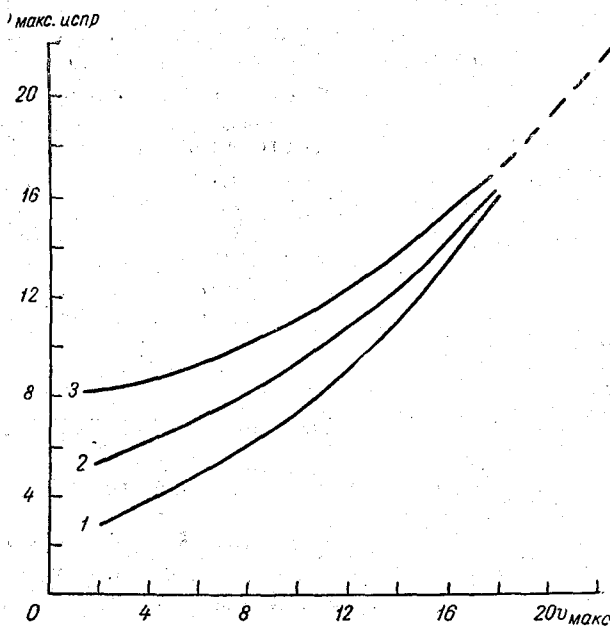


Рис. 1. Поправочный график для $v_{\text{макс}}$.

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

Следовательно, при достаточно больших запасах энергии неустойчивости за ночной срок, учет характерных особенностей синоптической ситуации не обязателен. Приближение и последующее прохождение тропосферного фронта (даже типа основного холодного) ничего существенного в этих условиях добавить не может. Это позволяет распространить метод слоя и на фронтальные условия, что, наряду с внутримассовыми условиями, расширяет возможность картирования результатов расчетов на значительных территориях.

Большие исходные запасы энергии неустойчивости связаны главным образом со своеобразными фронтальными массами, нередко занимающими обширную территорию и сопровождающимися обильными осадками и интенсивной грозовой деятельностью.

Введение соответствующих поправок на синоптическое положение при помощи графика (рис. 1) существенно улучшает сходимость прогностических значений $v_{\text{макс}}$ с диагностическими, принимаемыми за фактические [2], и не только расширяет возможности метода слоя, но и создает дополнительные предпосылки углубленного анализа фронтальных масс, а также связанных с ними явлений погоды, нередко ока-

зывающихся катастрофическими. Однако для более полного определения условий конвекции необходим также учет распределения фактического ветра в основном облакообразующем слое.

4. УЧЕТ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ ВЕТРА В СЛОЕ 850—500 МБ

Обращаясь к выполненным в последние годы исследованиям по проблеме динамики кучевых облаков, можно подметить стремление исследователей принять в качестве прогностических признаков развития конвекции (особенно при значительных запасах потенциальной энергии в облачных слоях) не только исходный градиент удельной влажности, но и распределение ветра в слое 850—500 мб. Некоторые зарубежные исследователи усматривают здесь определяющее значение механизма вовлечения и даже пытаются определить его скорость количественно [18, 19, 20, 21]. При этом они рассматривают в основном двухмерные задачи, т. е. изменение с высотой скорости ветра без учета его направления. Хотя такие модели обычно удовлетворяют лишь условиям в слое пассатных кучевых облаков, весьма важным выводом этих исследователей явилось представление о том, что вертикальная структура ветра оказывает сильное влияние на жизненный цикл кучевых облаков и что наличие значительного среза ветра уменьшает вероятность выпадения осадков [16, 24, 25].

Установленная связь между высотными течениями и количеством осадков у земной поверхности показывает, что при слабых ветрах могут наблюдаться большие суммы осадков даже при малом диаметре очага [23]. Ливень в Талсе (Оклахома, 27 июля 1963 г.), например, суточная интенсивность которого оказалась наибольшей за 100 лет наблюдений [22], был обусловлен неустойчивостью влажного воздуха именно при слабом ветре, когда (по данным радиолокационных наблюдений) ливневая ячейка оставалась малоподвижной. Наоборот, с увеличением скорости ветра обнаруживается тенденция к уменьшению осадков [28]. Но ливневая деятельность является своего рода показателем напряженности атмосферной конвекции, поэтому характер распределения ветра по высотам, очевидно, следует отнести к основным облакообразующим факторам.

Согласно имеющимся данным, вертикальные движения воздуха (равно как и мощность конвективных облаков) не могут рассматриваться как фактор, однозначно определяющий наличие или отсутствие ливневых осадков во всем диапазоне погодных условий, хотя они являются очень важным фактором облакообразования.

Это тем более верно, что метод слоя не учитывает скорость перемещения облаков и наклон их вертикальной оси. Очевидно, что количество осадков зависит также от количества поступающей влаги [10], но лишь в тех случаях, когда условия для образования и выпадения осадков существуют. Если же конвективные облака по своим структурным и динамическим требованиям не удовлетворяют условиям выпадения осадков, то последние не будут выпадать независимо от того, в каком количестве на территорию поступает водяной пар.

Выполненные нами исследования показывают, что в первом приближении одним из уточненных параметров конвекции является величина $\bar{v} \sqrt{\frac{\bar{v}}{u_{\text{ср}} + u_{\text{т}}}}$, где $\bar{v}$ — рассчитанная по методу слоя средняя для конвективного облака максимальной вертикальной мощности

скорость восходящих движений (м/сек.); u_{cp} и u_T — средние взвешенные скорости переноса воздушных масс и термического ветра в слое 850—500 мб (м/сек). Здесь $\sqrt{\frac{\bar{v}}{u_{cp} + u_T}}$ может рассматриваться как некоторый вариационный коэффициент, учитывающий эффект фактического распределения ветра в заданном слое при наличии конвективных облаков.

$$u_{cp} = \frac{u_{cp\ 850} + \frac{3u_{cp\ 700} + 4u_{cp\ 500}}{7}}{2};$$

$$u_T = \frac{u_{T\ 850} + \frac{3u_{T\ 700} + 5u_{T\ 500}}{8}}{2}.$$

5. РАСЧЕТ ИНТЕНСИВНОСТИ АТМОСФЕРНОЙ КОНВЕКЦИИ КРИТЕРИЙ ПЕРЕХОДА МОЩНОЙ КУЧЕВОЙ ОБЛАЧНОСТИ В КУЧЕВО-ДОЖДЕВУЮ

Мы исследовали различные сочетания величин, учитывающих влияние синоптических условий и вертикальной структуры ветра в слое 850—500 мб на процессы облакообразования и осадкообразования.

Установлено, что величина $v_{эф}$, представляющая модуль вектора, построенного по компонентам $v_{\text{макс. испр}}$ и $\bar{v} \sqrt{\frac{\bar{v}}{u_{cp} + u_T}}$, может быть принята в качестве некоторого показателя облакообразующего процесса на период максимального развития конвекции дня.

$$v_{эф} = \left| \sqrt{v_{\text{макс. испр}}^2 + \frac{\bar{v}^3}{u_{cp} + u_T}} \right|. \quad (5)$$

Из рис. 2 видно, что комплекс факторов, на основании которого устанавливается значение $v_{эф}$, характеризует не только возможность развития конвективной облачности при конкретных синоптико-аэрологических условиях, но и интенсивность конвекции. При этом значении $v_{эф}$ от 6—7 м/сек. (в зависимости от суммарного дефицита точки росы на уровнях 850, 700 и 500 мб) и более отмечают ареалы, в которых развитие конвективной облачности завершается стадией кучево-дождевых облаков (рис. 2). Количественный критерий перехода мощной кучевой облачности в кучево-дождевую, который использован нами при картировании результатов расчета по Европейской территории СССР, имеет вид

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

На рис. 3 и 4 в качестве примера приведены карты интенсивности атмосферной конвекции, относящиеся к двум резко отличающимся по погодным условиям дням (15 и 16 августа 1963 г.).

Оправдываемость критерия перехода мощной кучевой облачности в кучево-дождевую оказывается очень высокой для территории в радиусе 150 км от пункта радиозондирования и даже для отдельных пунктов (92—97%). Это позволяет корректировать характер осадков, не всегда правильно классифицируемых на метеостанциях, в особенности при

сплошном покрове Ns—As, когда в течение всего дня кучево-дождевые облака могут маскироваться, а ливневые дожди отмечаться как обложные.

Из 58 опорных пунктов радиозондирования, используемых нами при расчетах интенсивности атмосферной конвекции для большей части ЕТС, пониженная оправдываемость отмечается для горных и приморских станций (Минеральные Воды, Туапсе, Астрахань, Гурьев, иногда Одесса, Либава, Ленинград); для этих пунктов, очевидно, необходим дополнительный учет изменений горно-долинной и бризовой циркуляции от ночи ко дню.

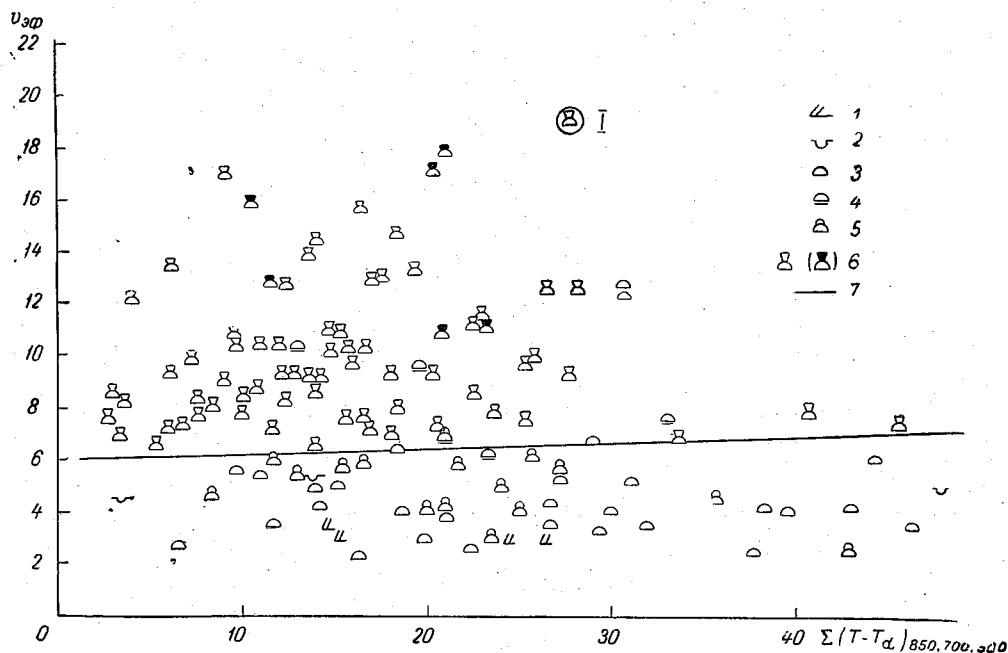


Рис. 2. Связь форм облачности с интенсивностью атмосферной конвекции и суммарным дефицитом точки росы в слое 850—500 мб.
1 — Ns, 2 — Sc, 3 — Cu, Cu med, As 4 — As, Cu в приморских районах; 5 — Cu cong, 6 — Cb (градовые), 7 — критерий перехода мощной кучевой облачности в кучево-дождевую ($v_{эф}$, кр при различных значениях $\sum (T - T_d)_{850, 700, 500}$).

Данные Кишинева (1963 г.): I — сильная гроза и шквал 16 августа.

Интересно, что различия в исходном увлажнении облачных слоев сравнительно мало отражаются на факте перехода Cu cong. в Cb (см. рис. 2); однако степень увлажнения подоблачных слоев может оказывать на такой переход существенное влияние, которое косвенно учитывается при определении конвективного уровня конденсации (начиная с которого производится расчет по методу слоя).

В заключение отметим, что при оценке интенсивности атмосферной конвекции по формуле (5) вычисление $u_{ср}$ и u_t не вызывает затруднений. Наибольшую сложность представляет определение $\bar{v}$ и $v_{макс}$ испр, поэтому ниже приводится пример вычисления этих величин по удобной для расчета схеме (для Саратова за 15 августа 1963 г.). При этом предполагается, что данные радиозондирования за 03 часа нанесены на бланк аэрологической диаграммы, а по значению точки росы (за

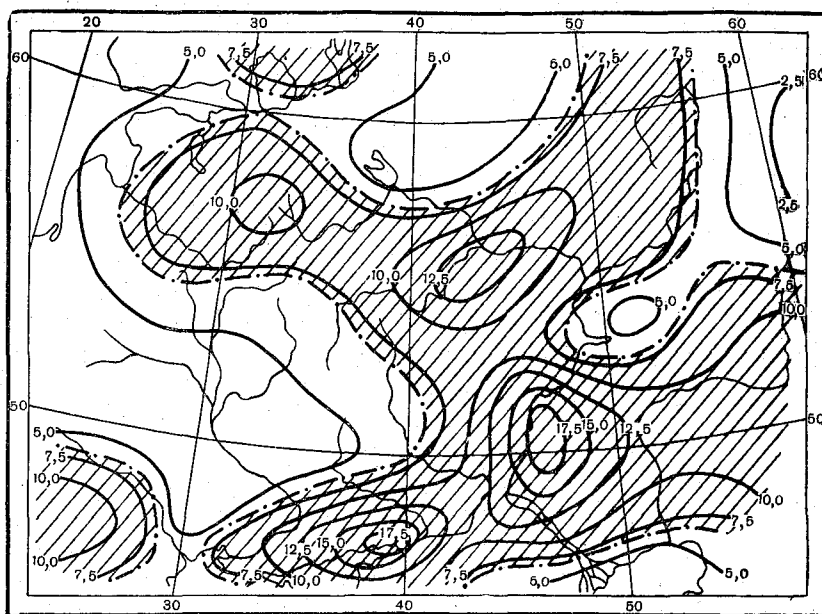


Рис. 3. Распределение $v_{эф}$ м/сек. 15 августа 1963 г.

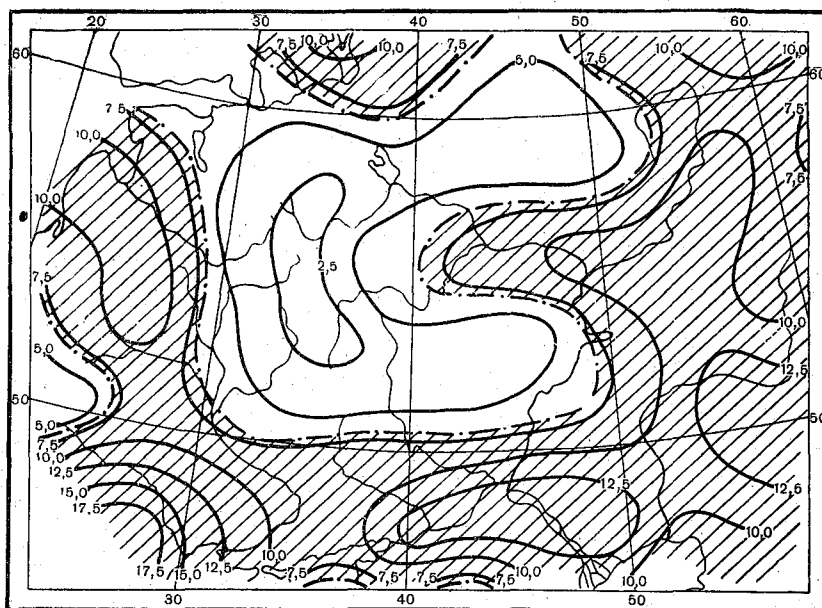


Рис. 4. Распределение $v_{эф}$ м/сек. 16 августа 1963 г.¹

¹ На рис. 3 и 4 заштрихованные области соответствуют условию $v_{эф} > v_{эф-кр}$

03 часа) и прогностической максимальной температуре определен конвективный уровень конденсации и температура $T_0^{\circ}\text{K}$ на этом уровне. Подготовка к расчету по методу слоя включает в себя также выделение слоев (выше конвективного уровня конденсации) с постоянными вертикальными градиентами температуры, а также проведение влажных адиабат с нижней границы (от кривой стратификации температуры) до верхней границы каждого слоя, где отсчитываются положительные (или отрицательные) значения $(T_{\text{в}} - T)$. Эти данные записываются в шестую графу табл. 2. Выполняя суммирование $(T_{\text{в}} - T)$, устанавливаем уровень, на котором правая часть формулы (4') обращается в нуль, что соответствует верхней границе конвективных облаков максимального развития.

Таблица 2

Пример расчета по методу слоя. Саратов, 15 августа 1963 г.

$T_0 = 284,7^{\circ}\text{K}$, $T_d = 13,5^{\circ}\text{C}$, $T_{15} = 25,2^{\circ}\text{C}$

$H \text{ м}$	$p \text{ мб}$	$T^{\circ}\text{C}$	ΔH	$\Sigma \Delta H$	$T_{\text{в}} - T$	$\Sigma(T_{\text{в}} - T)$	$\frac{3,27 \Sigma \Delta H}{T_0}$	$\frac{v^2}{\text{м/сек.}}$	$v \text{ м/сек.}$	$\bar{v} \text{ м/сек.}$	$\Delta t \text{ сек.}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Земля	990	17,2									
360	968	22,2									
1460	850	13,2									
1700 НГ	830	11,2	—	—	—	—	—	—	0	—	—
3060	700	2,5	1360	1360	2,5	2,5	15,6	39,0	6,25	3,12	436
3950	627	—3,2	890	2250	1,0	3,5	25,9	90,6	9,53	7,89	113
5070	542	—10,2	1120	3370	0,2	3,7	38,7	143,0	11,91	10,72	104
5690	500	—14,0	620	3990	0,2	3,9	45,8	178,5	13,30	12,60	49
7000	420	—24,8	1310	5300	1,5	5,4	60,9	328,0	18,10	15,70	84
7350	400	—25,8	350	5650	—2,0	3,4	65,0	221,0	14,85	16,48	21
8710 ВГ	333		1360	7010	—3,4	0,0	—	—	0	7,42	184

$$\Sigma \Delta H = 7010 \text{ м}; \Sigma \Delta t = 991 \text{ сек.}; \bar{v} = \frac{\Sigma \Delta H}{\Sigma \Delta t} = \frac{7010}{991} = 7,08 \approx 7,1 \text{ м/сек.}$$

Слой, в котором $\Sigma(T_{\text{в}} - T)$ положительна, является облакообразующим; расчет значений v^2 и v для этого слоя производится по формуле (4'). При этом максимальное значение v в таблице (колонка 10), соответствующее максимальному значению $\Sigma(T_{\text{в}} - T)$ в слое активной конвекции, выделяется каким-либо образом, например, дается в рамке; именно это значение $v_{\text{макс}}$ исправляется (с учетом ожидаемого днем синоптического положения) при помощи графика (см. рис. 1). Расчет таблицы завершается вычислением средних для слоев скоростей восходящих движений ($\bar{v}$), а также потребного для подъема воздуха (от НГ до ВГ каждого слоя) времени Δt (в секундах) по формуле $\Delta t = \frac{\Delta H}{\bar{v}}$.

Значение средней для облака скорости восходящих движений определится по формуле $\bar{v} = \frac{\Sigma \Delta H}{\Sigma \Delta t}$; в приводимом примере расчета для Саратова (на день 15 августа 1963 г.) $\bar{v} = 7,1 \text{ м/сек.}$, а $v_{\text{макс}} = 18,1 \text{ м/сек.}$ Исправляя значение $v_{\text{макс}}$ на ожидаемое к середине дня синоптическое положение (в данном случае по кривой 1 рис. 1), устанавливаем, что $v_{\text{макс. испр}} = 16,1 \text{ м/сек.}$

Заметим, что при больших исходных значениях $v_{\text{макс}}$ кривые 1 — 3 на рис. 1 дают близкие между собою значения $v_{\text{макс. испр.}}$, что указывает на наличие в районе аэрологического зондирования фронтальной массы. Используя вычисленные значения $u_{\text{ср}} = 12,4$ м/сек. и $u_{\text{т}} = 6,15$ м/сек., находим $v_{\text{эф}}$ по формуле (5). В нашем случае $v_{\text{эф}} = 16,7$ м/сек. (рис. 3), что значительно превосходит критерий перехода мощной кучевой облачности в кучево-дождевую. Действительно, в районе Саратова 15 августа 1963 г. отмечались ливни и интенсивные грозы.

ВЫВОДЫ

1. Способ оценки максимальных значений интенсивности атмосферной конвекции на день для заданных территорий может быть использован в анализе общих условий погоды, в частности, при выявлении особенностей конвективных явлений на тропосферных фронтах и во фронтальных массах.

2. Критерий перехода конвективных облаков по району в стадию кучево-дождевых подтверждает, что для перехода Си согг. в Сб необходимым условием является наличие определенных запасов энергии влажнонеустойчивости и некоторой, благоприятствующей такому переходу, динамической структуры большого масштаба, обусловленной распределением ветра в слое 850—500 мб.

3. Выделение районов, где развитие конвективной облачности не достигает стадии кучево-дождевой, и районов с наличием кучево-дождевых облаков упрощает организацию воздействий на облака и создает дополнительные предпосылки углубленного анализа результатов опытов воздействия, в особенности при оценке эффекта воздействий за отдельные дни.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барукова Ю. А., Камалдина И. И., Учеваткина Т. С., Шишкин Н. С. О количестве и интенсивности осадков из конвективных облаков. Тр. ГГО, вып. 104, 1960.
2. Будилова Е. П., Леншин В. Т. Картирование максимальных вертикальных скоростей в облаках в применении к прогнозу условий конвекции. Тр. ГГО, вып. 176, 1965.
3. Гуськова В. Г. Проверка прогнозов гроз и ливней, составленных по методу Н. С. Шишкина. Тр. ЦИП, вып. 83, 1959.
4. Дюбюк А. Ф. К вопросу о развитии влажной неустойчивости и конвекции. Тр. НИУ ГУГМС, сер. I, вып. 7, 1945.
5. Лебедева Н. В. Построение модели конвекции и расчет количества ливневых осадков. Тр. ЦИП, вып. 31, 1954.
6. Леншин В. Т., Осипова Г. И., Шишкин Н. С. О прогнозе количества внутримассовых ливневых осадков. Тр. ГГО, вып. 126, 1962.
7. Мучник В. М. Некоторые вопросы прогнозирования гроз. Метеорол. и Гидрол., № 3, 1956.
8. Наставление по службе прогнозов. ч. III, разд. 2. Гидрометеиздат, Л., 1957.
9. Челюканова С. В. Оправдываемость различных способов прогноза внутримассовых ливневых осадков летом 1961 г. по Москве и Московской области. Тр. ЦИП, вып. 125, 1963.
10. Черкасская В. М. Особенности возникновения и развития внутримассовых конвективных осадков при различных синоптических процессах. Тр. ЦИП, вып. 38 (65), 1955.
11. Шишкин Н. С. Об использовании метода слоя для прогноза вертикальной мощности конвективных облаков. Тр. ГГО, вып. 54 (116), 1955.

12. Шишкин Н. С. Временная инструкция по прогнозу гроз и ливней для управлений гидрометслужбы и АМСГ. Гидрометеиздат, Л., 1956.
13. Шишкин Н. С. К расчету скорости вертикального развития конвективных облаков. Тр. ГГО, вып. 104, 1960.
14. Шишкин Н. С. О прогнозе града. Тр. ГГО, вып. 126, 1962.
15. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Гидрометеиздат, Л., 1964.
16. Риль Герберт. Тропическая метеорология. Изд. иностр. лит., М., 1963.
17. Austin J. J. Met., 5, 1948, p. 103.
18. Austin J., Fleisher A. J. Met., 5, 1948, p. 240.
19. Byers H. R., Braham R. R. J. Met., 5, 1948, p. 71.
20. Byers H. R., Hull E. C. Bull. Am. Met. Soc., 30, 1949, p. 90.
21. Bjerkness J. Saturated-adiabatic ascent of air through dry-adiabatically descending environment. Q. J. Roy. Met. Soc., vol. 64, no. 275, 1938.
22. Cloudburst at Tulsa, Oklahoma, July 27, 1963. Monthly Weather Rev., 92, no. 7, 1964.
23. Malkowski G. Zum Zusammenhang von Höhenströmung und Niederschlagsmende am Boden. Gerlands. Beitr. Geophys., 74, Nr 1, 1965.
24. Malkus J. Trans. Am. Geophys. Union., 30, 1949, p. 19.
25. Malkus J. Quart. J. Roy Meteor. Soc., 78, 1952, p. 530.
26. Retterssen S. Contribution to the theory of convection. Geophy. Publ., vol. 12, no. 9, 1939.
27. Stommel H. J. Met., 8, 1951, p. 127.
28. Zobel R. F. Wind strength and rainfall are they related? Weather, 20, no. 1, London, 1965.

В. А. ЗАЙЦЕВ, А. А. ЛЕДОХОВИЧ, Б. П. СОКОЛЬСКИЙ

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ КУЧЕВЫХ ОБЛАКОВ

В статье приводятся некоторые данные, полученные с помощью специальной аппаратуры, установленной на самолетах ТУ-104, АН-8 и ИЛ-12, при исследовании кучевых облаков в период 1958—1965 гг. Делается попытка физического истолкования результатов измерений и предлагается качественная модель развивающегося кучевого облака.

Физические процессы, связанные с развивающимися кучевыми облаками, до настоящего времени изучены недостаточно полно. Причиной малого объема информации о кучевых облаках является, с одной стороны, исключительная трудность экспериментального определения физических величин, вследствие их быстрой изменчивости во времени и в

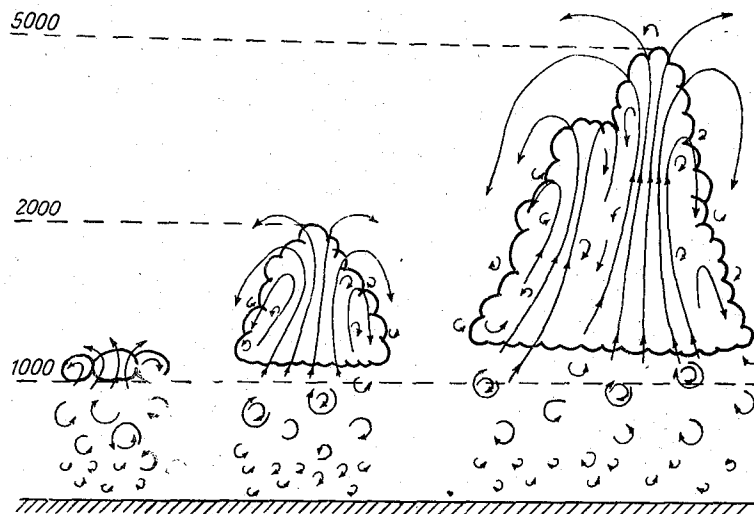


Рис. 1. Схема (модель) развивающегося кучевого облака.

пространстве, а с другой — известная опасность проведения полетов в мощных кучевых и грозовых облаках.

В последние годы большой вклад в теоретическое изучение кучевых облаков внесли как советские, так и зарубежные ученые. Были построены динамические модели кучевых облаков путем решения приближенным методом нелинейных дифференциальных уравнений [4, 2] и посредством численных методов решений при помощи электронных вычислительных машин [23, 24, 25]. Однако авторы сталкивались с из-

вестными трудностями при выборе допущений и граничных условий для уравнений движения и притока тепла вследствие недостаточного количества экспериментального материала.

В течение нескольких лет авторами настоящей работы был собран, обработан и проанализирован материал по кучевым облакам, на основании которого предлагается качественная модель развивающегося кучевого облака (рис. 1).

Процесс развития кучевого облака, как нам представляется, может быть условно разбит на следующие стадии:

1. Зарождающееся облако (стадия элементарных «пузырей»).
2. Стадия развития по вертикали (возникновение «трубы»).
3. Зрелое облако.
4. Стадия диссипации.

Заметим, что прекращение развития и последующая диссипация могут наступать на любой стадии существования облака.

1. ЗАРОЖДАЮЩЕЕСЯ КУЧЕВОЕ ОБЛАКО

Предпосылкой для образования внутримассовых кучевых облаков являются интенсивные восходящие конвективные движения, возникающие в результате неравномерного нагревания различных объемов воздуха при неустойчивой стратификации и имеющие ярусный характер [14, 17]. Более теплые по сравнению с окружающими объемы воздуха, подчиняясь закону Архимеда, начинают «всплывать» с верхнего уровня приземного слоя (50—100 м) по траекториям, обусловленным распределением вектора ветра в пространстве. Подъем ненасыщенного объема воздуха, если пренебречь слоем трения, в котором имеет место интенсивное перемешивание с окружающим воздухом, практически осуществляется по сухой адиабате. Этому периоду соответствуют пульсации температуры воздуха со средней амплитудой $0,2^{\circ}\text{C}$ и длиной полуволны около 60—100 м [12]. Отклонения температуры от средней на уровне полета, или ее пульсации, характеризуют случайные сечения термических неоднородностей и могут быть использованы для статистической интерпретации геометрических размеров и поля температуры всплывающих пузырей [3, 10, 13]. Можно полагать, что неоднородному распределению температуры по горизонтали соответствуют флуктуации плотности и, как следствие, упругости насыщения водяного пара. В таких условиях происходит диффузия водяного пара из окружающего воздуха к центру пузыря в область повышенной температуры и, следовательно, наименьшей плотности.

На некоторой высоте z_k , называемой уровнем конденсации, воздух достигает состояния насыщения ($f=100\%$); на ядрах конденсации происходит сгущение водяного пара и образование облачных капель. Возникшую видимую область, заполненную взвешенными каплями со средним радиусом 1—2 мк, будем называть зарождающимся облаком.

Метеорологическая дальность видимости S_m в таких облаках по нашим измерениям составляет 100—150 м. Эти измерения показали, что возникшие кучевые облака состоят из отдельных объектов протяженностью около 30 м. Измерения S_m осуществлялись усовершенствованным самолетным измерителем прозрачности конструкции Г. М. Забродского [7, 9]. Метеорологическая дальность видимости S_m находилась по формуле

$$S_m = \frac{1,7l}{\lg \frac{1}{T_{cp}}}, \quad (1)$$

где l — оптическая длина базы — удвоенное расстояние от объектива до отражателя; $T_{\text{ср}}$ — осредненный коэффициент пропускания.

Погрешность измерений S_m не превышает 7%. При дальнейшем развитии Cu hum. представляет собой совокупность отдельных объемов с диаметрами около 40—60 м, при этом, как видно из осциллограммы (рис. 2а), неоднородности сглаживаются к центру, где S_m уменьшается до 40—30 м.

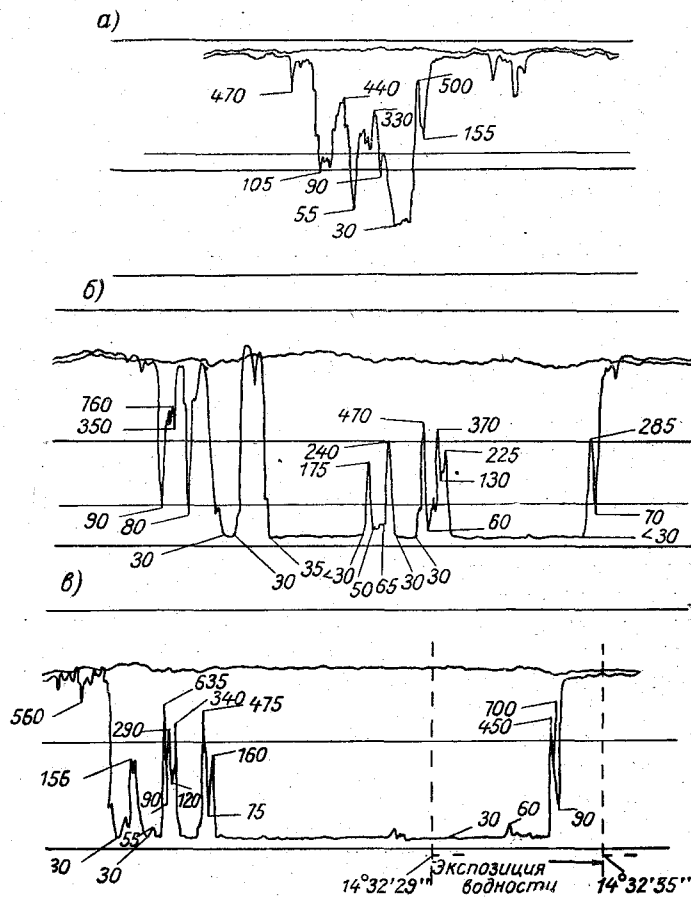


Рис. 2. Осциллографическая запись метеорологической дальности видимости S_m 15/VII 1964.

Статистический анализ распределения капель в Cu hum. , выполненный по методике П. В. Дьяченко [5], показал, что на долю капель с радиусом около 3 мк приходится до 40—50% общего количества капель, а в интервале 1,5—7,5 мк содержится 80—90% капель. Полученные спектры удовлетворительно описываются функцией распределения вида

$$n(\rho) = \rho^m l^{-m\rho}. \quad (2)$$

Измерение вертикальных потоков в кучевых облаках типа Cu hum. показало, что в этих облаках восходящие потоки чередуются с нисходящими, однако на периферии облака преобладает нисходящий поток.

Площадь поперечного сечения восходящих потоков в *Ci hum.* по нашим измерениям составляет около 40% всей площади, занимаемой облаком. Площадь поперечного сечения нисходящих движений воздуха не превосходит 50%, а зона, где скорости вертикальных потоков близки к нулю, составляет 10% площади. Средняя скорость восходящих потоков составляет 2 м/сек., а скорость нисходящих — близка к 1,5 м/сек.

Возвращаясь к зарождающемуся кучевому облаку и к последующим стадиям его развития, заметим, что с появлением облачных капель возникает своеобразное распределение тепловой энергии по всему объему облачного образования. Основную часть тепла облако получает за счет выделившейся скрытой теплоты конденсации, которая пропорциональна сконденсированной массе пара в единице объема. Как показывают расчеты для вновь образовавшегося облака на высоте 1500 м при температуре воздуха $+5^{\circ}\text{C}$ и влажности облака $0,09\text{ г/м}^3$, облачная масса нагревается за счет конденсации на $0,23^{\circ}\text{C}$, а относительная влажность при этом понижается на величину порядка 3%. Подогретый облачный воздух приобретает дополнительную подъемную силу и поднимается до тех пор, пока вновь не будет достигнуто насыщение и не произойдет конденсация следующей порции пара на уже существующие капли.

Помимо тепла, поступающего в облако в результате конденсации водяного пара, на энергетическое состояние облака оказывает влияние излучение земной поверхности и атмосферы, а также прямая солнечная радиация. Этому способствует резкое отличие радиационных свойств облаков от свойств безоблачной атмосферы [19, 22]. Основную роль здесь играет различие коэффициентов поглощения радиации в инфракрасной области спектра. Так, для капель коэффициент поглощения имеет величину порядка $1000\text{ см}^2/\text{г}$, в то время как для водяного пара он не превышает $0,1\text{—}10\text{ см}^2/\text{г}$.

По-видимому, вывод Е. М. Фейгельсон и К. С. Шифрина о том, что влияние радиационных потерь тепла распространяется на тонкий слой облаков слоистых форм вблизи верхней границы (около 100 м), можно перенести и на облака вертикального развития. Основание же кучевого облака получает дополнительное тепло за счет излучения земной поверхности и атмосферы.

2. СТАДИЯ РАЗВИТИЯ ПО ВЕРТИКАЛИ

При решении нестационарной задачи о развитии осесимметричной конвекции Дж. Огура [21] показал, что облако развивается в виде сравнительно узкой струи, в которой максимальное значение влажности располагается внутри верхней трети облака. Вне облака возникают нисходящие движения, которые охватывают площадь в поперечном сечении значительно большую, чем область с восходящими движениями, при этом скорость нисходящих потоков в несколько раз меньше восходящих. Эти теоретические выводы хорошо согласуются с экспериментальными данными, относящимися к развивающимся *Ci med.* и начальной стадии *Ci cong.* [8, 9, 18], т. е. когда в облаке сформировался вертикальный перенос в виде одной или нескольких струй.

Метеорологическая дальность видимости в облаках *Ci med.* и *Ci cong.* уменьшается от края облака по направлению к его центру. При входе самолета по горизонтали в облако на глубину 35—40 м наступает полная потеря его видимости для наблюдателя, находящегося вне облака (рис. 2в).

Результаты измерений температурных пульсаций и скорости вертикальных потоков, полученные при пересечении самолетом мощно-кучевых облаков и обработанные по методу Н. И. Вульфсона, показали, что площадь поперечного сечения всех теплых струй с восходящими потоками в различных облаках составляет 20—35% общей площади поперечного сечения в средней части облака с средней вертикальной скоростью около 5 м/сек. Максимальная скорость восходящих потоков в кучевых облаках мощностью 3000—4000 м достигала 10—11 м/сек. Нисходящий поток, в основном наблюдавшийся на периферии *Cu cong.*, занимал площадь от 50 до 65% и имел скорость около 2 м/сек. В этих облаках также наблюдались зоны, занимавшие до 15% площади поперечного сечения облака, где вертикальные движения практически равнялись нулю.

В основании мощно-кучевых облаков температура на $0,2\text{--}0,3^\circ\text{C}$, а в центральных частях восходящих струй на $2\text{--}3^\circ\text{C}$ выше средней температуры воздуха вне облаков на той же высоте. Результаты измерений вертикальных потоков в *Cu cong.* хорошо согласуются с данными Н. Ш. Бибилашвили [1] и близки к теоретическим расчетам Н. С. Шишкина, Л. Н. Гутмана, Дж. Огура [19, 4, 21].

Остановимся несколько подробнее на нисходящих движениях, наблюдавшихся при пересечении самолетом мощно-кучевых облаков. Естественным следствием подъема воздуха в системе облака являются компенсационные нисходящие движения. Результаты измерений температурных пульсаций и вертикальных потоков воздуха в развивающихся кучевых облаках показывают, что на периферии облака и вокруг него наблюдается круговая зона нисходящих движений воздуха со средней скоростью около 2 м/сек. Круговую зону нисходящих потоков можно разделить на две части: внутреннюю и внешнюю. Внутренняя часть этой зоны охватывает периферию кучевого облака толщиной от двух-трех десятков метров до 200 м и более, имеет пониженную температуру, в среднем на $0,5^\circ\text{C}$ по сравнению с температурой внутри облака на данном уровне, а нисходящий поток носит турбулентный характер. Внешняя часть круговой зоны нисходящих движений прилегает непосредственно к облаку, хотя и не содержит облачных элементов и не всегда бывает сплошной. Эта часть зоны имеет повышенную по сравнению со средней температурой среды на данном уровне температуру воздуха, доходящую до 3°C .

Во внешней зоне нисходящих движений иногда наблюдались отдельные импульсы восходящих потоков, связанные, по-видимому, с турбулентным трением на границах опускающейся массы воздуха. Нисходящие потоки прослеживались также и внутри облака между двумя или более восходящими струями.

Как видно, своеобразное распределение температуры в кучевом облаке приводит к перепаду температуры по горизонтали на одной и той же высоте между центральными частями облака и его периферией. Периферия кучевого облака, охлаждаясь вследствие испарения облачных капель и излучения, имеет более низкую температуру не только по сравнению со средней температурой безоблачного воздуха, но и по сравнению со средней температурой воздуха внутри облака на той же высоте. Перепад температуры между центральными частями облака и его периферией составляет в основании $0,2\text{--}0,3^\circ\text{C}$, а в средней части облака и в вершине — около $2\text{--}3^\circ\text{C}$. Это, в свою очередь, вызывает перераспределение плотности воздуха на одной и той же высоте. В центре облака плотность меньше, на периферии — больше. Кроме того, вследствие большего содержания водяного пара плотность облачного

воздуха меньше плотности окружающего воздуха. Создаются условия для подъема воздуха в центре облака в виде одной или нескольких струй и опускания — на периферии. Образуется вытянутая по оси кольцевая ячейка, в центре которой поток направлен вверх, а на периферии — вниз.

Действие архимедовой силы в развивающемся кучевом облаке, и особенно в восходящих струях, приводит к тому, что поднимающийся по каналу струи теплый воздух встречает на каждом новом уровне вокруг себя воздух с большей плотностью. Поэтому есть основания предполагать, что адиабатическое расширение поднимающегося теплого воздуха идет в основном вдоль оси струи. Расширение струи в стороны происходит, по-видимому, лишь за счет турбулентного трения на ее границах. Подъем воздуха и его адиабатическое расширение с высотой вдоль канала струи создают условия для последующей конденсации водяного пара на облачных каплях и локального нагревания воздуха непосредственно в самой струе. Перегрев воздуха в центре восходящих струй на 3°C и более поднимает нулевую изотерму на несколько сотен метров по сравнению с нулевой изотермой окружающего воздуха.

Развивающееся кучевое облако в целом напоминает собой своеобразную перемещающуюся в пространстве «вытяжную» трубу или «турбину», где тяга поддерживается за счет тепла, выделяющегося вследствие конденсации водяного пара. Водяной пар, питающий кучевое облако, поступает вместе с воздухом через основание облака. Втягивание воздуха внутрь кучевого облака через его основание прослеживается ниже уровня основания от нескольких десятков метров до 200—300 м.

3. СТАДИЯ ЗРЕЛОГО ОБЛАКА

Следующим характерным этапом развития кучевого облака можно считать начало оледенения его вершины. Не останавливаясь на причинах появления кристаллов льда, достаточно подробно исследованных рядом авторов, рассмотрим лишь некоторые вопросы, связанные с замерзанием облачных вершин. На основании наблюдений за развитием вершин кучево-дождевых облаков во время самолетных исследований можно предположить, что в одних случаях кристаллизация и замерзание переохлажденных облачных капель происходит спонтанно в значительных объемах поднимающегося с достаточно большой скоростью облачного воздуха. Во время замерзания облачных капель в вершинах *Сu cong.* и *Сb* возникает дополнительная архимедова сила вследствие выделения скрытой теплоты замерзания. Так как этот процесс происходит на высотах 6000—10 000 м, то нагревание воздуха из-за небольшой плотности будет значительным. Образуются большие восходящие движения облачного воздуха, при этом часто замерзающая вершина достигает высоты тропопаузы и растекается в виде наковальни.

В других случаях, наблюдавшихся в облаках типа *Сb calv.*, облачная вершина оледеневает в результате появления на границе облака кристаллов и последующей «перекачки» водяного пара с капель на эти кристаллы. Здесь скорость оледенения вершины и образование восходящих потоков происходит, по-видимому, менее интенсивно, чем при спонтанной кристаллизации облачной вершины у молодых *Сb inc.*

Развитие и замерзание вершин *Сu cong.* и *Сb* приводит к образованию над облаком теплых зон. Авторами [10, 11, 12], а также С. М. Шметером [15], такие зоны были обнаружены над вершинами *Сu cong.* и *Сb* при полетах на самолете ТУ-104 в районе Свердловска,

Хабаровска и Ташкента в мае—августе 1958—1960 гг. Превышение температуры воздуха над Сб по сравнению со средней температурой на данном уровне полета составляло 3—4°С и более (рис. 3, заштрихованная часть). Теплые участки нагретого воздуха над облаком простираются до 200—300 м и более, а его горизонтальная протяженность составляет несколько километров. В теплых зонах над облаком наблюдаются пульсации температуры со средней амплитудой 0,67° и средней полуволевой около 1,5 км (рис. 2, кривая 2). Такое повышение температуры над облаком, по-видимому, можно объяснить двумя причинами. Во-первых, теплый облачный воздух, утрачивая запас кинетической энергии, продолжает еще медленно со скоростью нескольких сантиметров в секунду подниматься вверх. Облачные капли и кристаллы та-

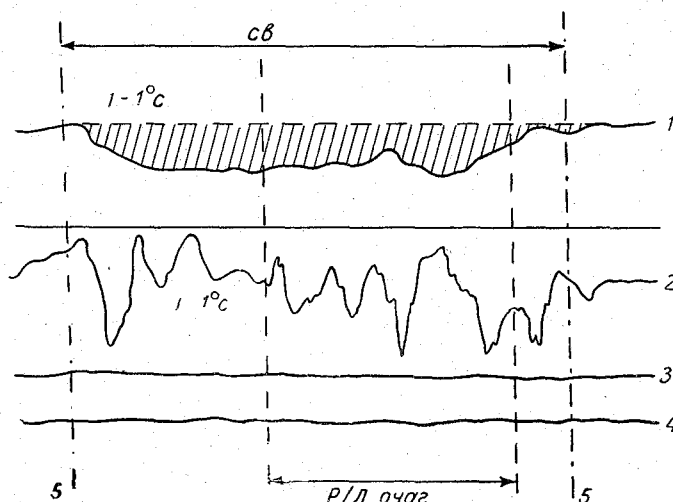


Рис. 3. Осциллографическая запись температуры, пульсаций температуры, скорости и высоты полета над вершиной Сб 26 VIII 1960.

1 — температура, 2 — пульсации температуры, 3 — высота, 4 — воздушная скорость, 5 — границы верхней части облака, Р/Л очаг — зона наибольшего отражения радиолокационного импульса.

ким потоком уже не увлекаются, а «очищенный» от облачных элементов воздух поднимается до 200—300 м над облаком и растекается. Во-вторых, растекание воздуха может вызвать вследствие трения увлечение некоторой части воздуха с близлежащих слоев, и над центром облака может возникнуть опускание воздуха, а следовательно, его адиабатическое нагревание [6]. Наличие теплой зоны над вершиной кучевых и кучево-дождевых облаков говорит о развитии облака и продолжающихся в нем процессов конденсации и сублимации водяного пара, а также замерзания облачных капель.

Отсутствие теплой зоны над вершиной облака свидетельствует о некотором равновесии в развитии облака, когда рост облака прекратился, а разрушение его еще не проявилось в поле температуры.

В некоторых случаях над облаками отмечались зоны холода с температурой до 3°С ниже средней для данного уровня. Существование таких областей можно объяснить преобладанием потерь тепла вследствие испарения и излучения над притоками тепла из нижележащих слоев облачной массы.

В указанных выше полетах были получены некоторые данные о вы-

соте, температуре и горизонтальной протяженности верхних границ кучево-дождевых облаков типа Cb inc. и Cb calv. Эти данные приведены в табл. 1.

Таблица 1

Горизонтальная протяженность верхних границ Cb inc. и Cb calv.

Тип облака	Горизонтальная протяженность облаков (м)			Высота верхней границы (м)	Температура на верхней границе (°C)	Число случаев
	макс.	мин.	средн.			
Cb inc.	58 000	10 800	30 000	8 000—10 500	—38,5—53,9	31
Cb calv.	37 600	7 100	23 000	8 000—9 600	—41,9—44,0	8

В табл. 1 вошли данные тех облаков, для которых было тщательно отмечено время начала и окончания прохода самолетом верхней границы облака. Из таблицы видно, что наковальни облака типа Cb inc. в среднем имеют протяженность около 30 км в поперечнике и занимают площадь порядка 700 км², а Cb calv, имеют площадь до 400 км².

На основании результатов последних исследований можно считать, что влияние кучевого облака распространяется на надоблачный, подоблачный и окружающий с боков воздух. Естественно, что для построения полной схемы образования кучевого облака, включая и стадию развития Cb, необходимы дальнейшие экспериментальные исследования и накопления статистического материала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бибилашвили Н. М. Некоторые вопросы структуры конвективных потоков в кучевых и мощно-кучевых облаках. Тр. Эльбрусской высокогорной экспедиции. т. II (5). Изд. АН СССР, 1961.
2. Васильченко И. В. Расчет характеристик облачной конвективной струи. Тр. ГГО, вып. 82, 1958.
3. Вульфсон Н. И. Исследование конвективных движений в свободной атмосфере. Изд. АН СССР, 1961.
4. Гутман Л. Н. Стационарная осесимметричная модель кучевого облака с учетом испарения водяных капель. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, М., 1964.
5. Дьяченко П. В. Опыт применения методов математической статистики к изучению микроструктуры туманов и облаков. Тр. ГГО, вып. 101, 1959.
6. Дьяченко П. В. О механизме горизонтального вовлечения и его возможной роли в развитии кучевых и кучево-дождевых облаков. Метеорол. и Гидрол. № 1, 1960.
7. Забродский Г. М., Морачевский В. Г. Исследование прозрачности облаков и туманов. Тр. ААНИИ, т. 228, вып. I, 1959.
8. Зайцев В. А. Размеры и распределение капель в кучевых облаках. Тр. ГГО, вып. 13, 1948.
9. Зайцев В. А., Ледохович А. А. Приборы и методика исследования облаков с самолета. Гидрометеиздат, 1960.
10. Зайцев В. А., Ледохович А. А. Условия полета самолетов вблизи мощно-кучевых и грозовых облаков. Исследования облаков, осадков и грозового электричества. Изд. АН СССР, М., 1961.
11. Зайцев В. А., Ледохович А. А. Вертикальные потоки в пограничном слое воздуха. Тр. ГГО, вып. 154, 1964.
12. Зайцев В. А. Термическая неоднородность и горизонтальный градиент температуры в атмосфере. Тр. ГГО, вып. 156, 1964.
13. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. Гидрометеиздат, Л., 1965.
14. Никандров В. Я. Искусственные воздействия на облака и туманы. Гидрометеиздат, Л., 1959.

15. Решикова А. А., Силаева В. И., Шметер С. М. Турбулентность, вызывающая болтанку самолетов в зоне кучево-дождевых облаков. Тр. ЦАО, вып. 53, 1964.
16. Селезнева Е. С. Условия образования кучевых облаков по наблюдениям летом 1946 года. Тр. ГГО, вып. 7, 1948.
17. Чуваев А. П., Крюкова Г. Т. Некоторые результаты исследований мощных кучевых облаков. Тр. ГГО, вып. 47, 1954.
18. Шифрин К. С. Перенос тепловой радиации в облаках. Тр. ГГО, вып. 46, 1956.
19. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Гидрометеиздат, 1964.
20. Фейгельсон Е. М. Радиационные процессы в слоистообразных облаках. Изд. «Наука», 1964.
21. Ogura J. *Atm. Sci.*, 20, no. 5, 1963.
22. Чжоу Сяо-пин. Изв. АН СССР, № 4, 1962.
23. Lilly D. I. *Tellus*, 14, no. 2, 1962.
24. Haltiner G. J. *Tellus*, 11, no. 1, 4, 1959.
25. Haltiner G. J. *Tellus*, 15, no. 3, 1963.

Н. Ф. КОТОВ

РАДИОЛОКАЦИОННЫЙ МЕТОД ПОЛУЧЕНИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО РАЗРЕЗА ОЧАГОВ РАДИОЭХО НА ЗАДАННОЙ ВЫСОТЕ ПРИ АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ НА ОБЛАКА

Предлагается рациональная система углов возвышения антенны для приведения к постоянным высотам очагов радиоэхо, наблюдаемых на экране ИКО метеорологической РЛС, приводится описание графического метода обработки фотограмм и составления высотных карт контуров горизонтального разреза очагов радиоэхо и оперативного метода получения контуров горизонтального разреза очагов радиоэхо на заданной высоте по визуальным наблюдениям на экране ИКО.

1. ВВЕДЕНИЕ

Применение в метеорологии современных достаточно мощных радиолокаторов с длиной волны 3 см, с помощью которых возможно обнаруживать крупные облачные частицы в пределах дальности прямой видимости, в значительной мере расширило возможности экспериментального исследования физики облаков и осадков. Многочисленными работами в области радиолокационной метеорологии, проведенными как у нас, так и за рубежом, были показаны возможности изучения распределения в пространстве, перемещения, строения и развития облаков и связанных с ними процессов осадкообразования над территорией в несколько десятков тысяч квадратных километров.

При активных воздействиях на конвективные облака с целью предотвращения градобития или борьбы с селеопасными ливнями роль и значение радиолокации еще больше возрастает, так как имеется возможность дополнительно получать данные для определения координат объекта, подлежащего воздействию, и данные для количественной оценки эффекта активного воздействия. Основная сложность последних требований заключается в том, что эти данные должны быть получены в удобном виде для немедленного их использования. Кроме того, задача радиолокационной станции осложняется еще и тем обстоятельством, что работа ее протекает в полевых условиях, вследствие чего аппарата должна быть наименее громоздкой. Для выполнения всех этих требований необходимо разработать методику радиолокационных наблюдений и обработки при активных воздействиях на облака.

2. РАЦИОНАЛЬНАЯ СИСТЕМА УГЛОВ ВОЗВЫШЕНИЯ АНТЕННЫ

Методика приведения к постоянным высотам радиоэхо применяется давно. В Макджиллском университете были разработаны специально для этого фотографический и электронные методы еще в 1957 г. [1].

У нас впервые был применен графический метод приведения радиоэхо к постоянным высотам и результаты опубликованы в 1958 г. [2] и в 1960 г. [3].

Однако вопрос о необходимости разработки рациональной системы углов возвышения антенны до сих пор не поднимался нигде. Впервые этим вопросом нам пришлось заняться при организации радиолокационных наблюдений в Алма-Ате в 1964 г., где к ним были предъявлены большие требования в их оперативности. Кроме того, одновременно с этим решался и вопрос об учете ошибок приведения.

При разработке системы углов возвышения антенны в основу был положен принцип постоянства относительной величины отклонений от высоты, к которой приводится радиоэхо.

Положим, что угол Θ раствора диаграммы направленности антенны настолько мал, что излучение антенны может быть представлено в виде параллельного пучка электромагнитных радиоволн.

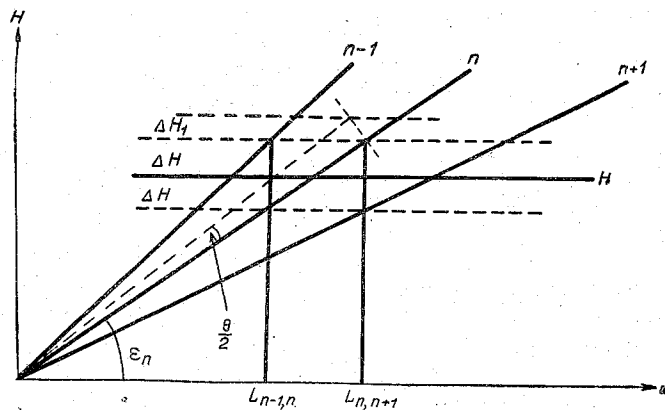


Рис. 1. Примерная схема построения лучей.

На рис. 1 в вертикальной плоскости (H, L) представлены два соседних луча n и $n+1$. Положенный нами в основу принцип можно математически выразить системой уравнений

$$\left. \begin{aligned} H - \Delta H &= L \operatorname{tg} \epsilon_{n+1} \\ H + \Delta H &= L \operatorname{tg} \epsilon_n \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

откуда найдем

$$\frac{\operatorname{tg} \epsilon_{n+1}}{\operatorname{tg} \epsilon_n} = \frac{1 - \frac{\Delta H}{H}}{1 + \frac{\Delta H}{H}} = b, \quad (2)$$

т. е. отношение тангенсов смежных значений углов возвышения антенны есть величина постоянная.

Полагая $\operatorname{tg} \epsilon_0 = 1$ и ведя нумерацию лучей от $\epsilon_0 = 45^\circ$, получим из формулы (2) $\operatorname{tg} \epsilon_1 = b$, $\operatorname{tg} \epsilon_2 = b^2$ и т. д. Получаем рациональную систему углов возвышения антенны

$$\epsilon_n = \operatorname{Arctg} (b^n), \quad (3)$$

представляющую собой минимальное число фиксированных значений углов возвышения антенны при заданной точности приведения радиоэхо к постоянной высоте.

Величина b выбирается в зависимости от конкретных условий опыта. При наблюдениях в Алма-Ате, где объекты находились на горизонтальных удалениях L от 10 до 50 км, нами применялась система углов с $b=0,9$. Это приводило к тому, что

$$\frac{\Delta H}{H} = \frac{1-b}{1+b} = 0,05,$$

т. е. максимальное отклонение от H составляло 5%.

В Воейково, наблюдая облака при горизонтальных удалениях L от 20 до 100 км, мы использовали систему углов с $b=0,85$, что приводило к ошибке приведения 8%, но сокращало число значений n до 30.

Конечная величина угла θ раствора диаграммы направленности антенны внесет дополнительную ошибку в приведении к постоянной высоте H , зависящую от величины θ и L . Действительно, из рис. 1 видно, что

$$\left. \begin{aligned} H + \Delta H &= R \sin \epsilon_n \\ H + \Delta H + \Delta H_1 &= R \sin \left(\epsilon_n + \frac{\theta}{2} \right) \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

Отсюда имеем

$$\Delta H_1 = \frac{\theta}{2} L. \quad (5)$$

При изменении L от 20 до 100 км ΔH_1 варьирует от 0,13 до 0,65 км как максимальное дополнительное отклонение.

3. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ФОТОГРАММ ИКО

Приведение к постоянным высотам радиоэхо методом получения фотографий с экрана ИКО и их последующей обработки связано со значительной затратой времени. Однако для исследования динамики развития облаков и в особенности их изменения с высотой этот метод вполне пригоден, так как для проведения самих радиолокационных наблюдений затрачивается минимальное время. На обычных радиолокаторах с горизонтально и вертикально сканирующими антеннами для проведения одной серии наблюдений затрачивается не более 5 мин. при использовании системы углов с $b=0,85$. Путем дальнейшей обработки этой серии фотографий мы можем получить контуры горизонтальных разрезов очагов радиоэхо на всех интересующих нас высотах.

Методика обработки фотограмм сводится к следующему. Фотографии с экрана ИКО снимаются на киноплёнку с помощью фотоприставки в масштабе 1 : 10 000 000. С плёнки контуры очагов копируются на простую бумагу с помощью фотоувеличителя «Сфера» в масштабе 1 : 1 000 000. Коэффициент увеличения кадров $K=10 \cos \epsilon_n$. Таким путем достигается равенство наклонных дальностей соответствующим им горизонтальным дальностям. Это позволяет в дальнейшем выборку элементов контуров очагов радиоэхо производить простым копированием при наложении на фотограммы карт контуров горизонтальных разрезов. При этом используются специальные дисковые шкалы, рассчитанные для разных высот и представляющие собой систему концентрических окружностей с радиусами, равными определенным значениям горизонтальной дальности.

Из уравнения (1) получаем

$$L_{n, n+1} = \frac{2H}{\operatorname{tg} \epsilon_{n+1} + \operatorname{tg} \epsilon_n}. \quad (6)$$

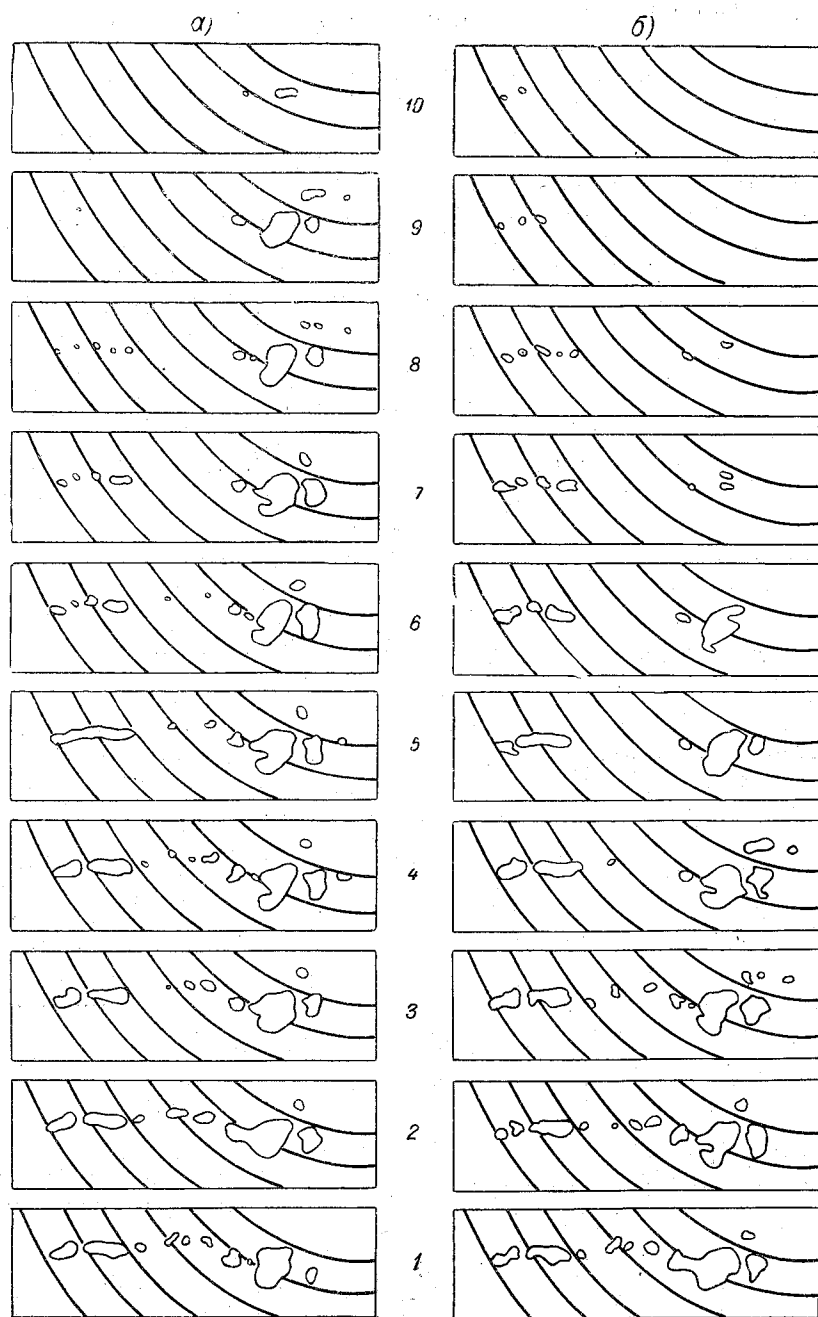


Рис. 2. Контуры наклонных (а) и горизонтальных (б) разрезов очагов радиоэхо. Метки дальности 50, 60, 70, 80, 90 и 100 км.

Здесь высота объекта на уровне антенны

$$H = H_0 - h_0 - \alpha L^2, \quad (7)$$

где H_0 — высота объекта над уровнем моря, h_0 — высота антенны над уровнем моря, а $h = \alpha L^2$ — комбинированная поправка на кривизну земли и нормальную рефракцию сантиметровых радиоволн, взятая из уравнения

$$L = 130 (\sqrt{h_0} + \sqrt{h}). \quad (8)$$

Подставляя (6) в (5) и решая его, найдем

$$L_{n, n+1} = \sqrt{A^2 - B} - A, \quad (9)$$

где

$$A = \frac{\text{tg } \varepsilon_{n+1} + \text{tg } \varepsilon_n}{4\alpha}; \quad B = \frac{H_0 - h_0}{\alpha}; \quad \alpha = 130^{-2}.$$

По формуле (9) и рассчитываются радиусы концентрических окружностей дисковых шкал в пределах выбранных нами горизонтальных удалений. Нумерация кольцевых поясов производится так, чтобы кольцевой пояс n находился между $L_{n-1, n}$ и $L_{n, n+1}$.

Составление карт горизонтального разреза очагов радиоэхо на высоте H_0 производится следующим образом.

Лист кальки, скрепленный с прозрачной дисковой шкалой, рассчитанной для высоты H_0 , накладывается поочередно на копии фотограмм, снятых под углами ε_n , индексами которых помечены кольцевые пояса; на шкале H_0 и на кальке вычерчиваются только те элементы контуров, которые находятся в этих кольцевых поясах. Например, с копии фотограммы, снятой под углом ε_n , нужно взять только те элементы контуров, которые проходят в кольцевом поясе n , заключенном между горизонтальными удалениями $L_{n-1, n}$ и $L_{n, n+1}$, вычисленными по формуле (4).

На рис. 2 приведены контуры наклонных (а) и горизонтальных (б) разрезов очагов радиоэхо для различных значений углов возвышения антенны ε_n и высот H_0 , указанных в табл. 1 (по данным радиолокационных наблюдений в Воейково в 13 час. 42 мин. 25 июля 1965 г.).

Таблица 1

ε_n°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	1,0	1,2	1,4	1,6	1,9	2,2	2,6	3,1	3,6	4,3
H_0 км	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0	4,5	5,0	5,5	6,0

4. ОПЕРАТИВНЫЙ МЕТОД ПОЛУЧЕНИЯ КОНТУРОВ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ РАЗРЕЗОВ ОЧАГОВ РАДИОЭХО НА ЗАДАННОЙ ВЫСОТЕ ПО ВИЗУАЛЬНЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ НА ЭКРАНЕ ИКО

На экране ИКО радиолокационные изображения получаются в системе полярных координат (φ, R), где φ — азимут, а R — наклонная дальность объекта. Если дальность радиолокационных наблюдений ограничивается зоной в 50—60 км, где поправку на кривизну земли и нормальной рефракции сантиметровых радиоволн можно не вводить, то целесообразно видоизменить систему углов возвышения, выраженную формулой (3).

Из рис. 1 очевидной представляется система уравнений

$$\left. \begin{aligned} H - \Delta H &= R \sin \varepsilon_{n+1} \\ H + \Delta H &= R \sin \varepsilon_n \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

откуда найдем, что

$$\frac{\sin \varepsilon_{n+1}}{\sin \varepsilon_n} = \frac{1 - \frac{\Delta H}{H}}{1 + \frac{\Delta H}{H}} = b, \quad (11)$$

т. е. отношение синусов смежных значений углов возвышения антенны есть величина постоянная. Полагая $\sin \varepsilon_0 = 1$ и ведя нумерацию лучей от $\varepsilon_0 = 90^\circ$, получим систему углов

$$\varepsilon_n = \arcsin(b^n). \quad (12)$$

В вертикальной плоскости (H, L) значение наклонной дальности R определяется как

$$R_n = H \operatorname{cosec} \varepsilon_n. \quad (13)$$

Представим фиксированные значения наперед заданных высот H в виде

$$H = \sqrt{L_{\min}^2 + H_{\max}^2} b^n. \quad (14)$$

Для уменьшения интервала фиксированных значений H возьмем также и их промежуточные значения в виде

$$H = \sqrt{L_{\min}^2 + H_{\max}^2} \left(\frac{b^n + b^{n-1}}{2} \right). \quad (15)$$

Подставляя в (13) отдельные значения H , определяемые формулой (14), получаем первую шкалу

Таблица 2

$n-k$	R' км	R'' км	φ	$n-k$	R' км	R'' км	φ
0	14,14	14,93	0	7	29,56	31,21	131
1	15,71	16,58	25	8	32,85	34,67	143
2	17,46	18,43	48	9	36,50	38,53	154
3	19,40	20,47	68	10	40,55	42,81	163
4	21,55	22,75	86	11	45,06	47,56	172
5	23,95	25,28	103	12	50,06	52,85	
6	26,61	28,09	118				

$$R'_{n-k} = \frac{\sqrt{L_{\min}^2 + H_{\max}^2}}{b^{n-k}}, \quad (16)$$

где k — одно из значений n , причем $k \leq n$ (если ограничиться высотой $H_{\max}$)

Аналогично подставляя (15) в (13), получим вторую шкалу

$$R''_{n-k} = \left(\frac{1+b}{2b} \right) \frac{\sqrt{L_{\min}^2 + H_{\max}^2}}{b^{n-k}}. \quad (17)$$

Если радиолокационные наблюдения ограничить по дальности интервалом от 10 до 50 км, а по высоте до 10 км, то получим шкалы

$$R'_{n-k} = \frac{10\sqrt{2}}{b^{n-k}} \text{ и } R''_{n-k} = \frac{1+b}{2b} \cdot \frac{10\sqrt{2}}{b^{n-k}}.$$

При системе углов $\varepsilon_n = \arcsin(0,9^n)$ R'_{n-k} и R''_{n-k} будут иметь значения, представленные в табл. 2.

Шкалы R'_{n-k} и R''_{n-k} удобно нанести на прозрачном диске, расположив их значения по гиперболическим спиральям, как показано на

рис. 3. Для уменьшения параллакса диск выдавливается по форме экрана электронно-лучевой трубки, и все визирные линии наносятся на нижней стороне диска. На одной половине диска расположены в виде круглых отверстий значения R'_{n-k} , на другой — R''_{n-k} . Постоянство значений шкал R'_{n-k} и R''_{n-k} определяется постоянством выбранного

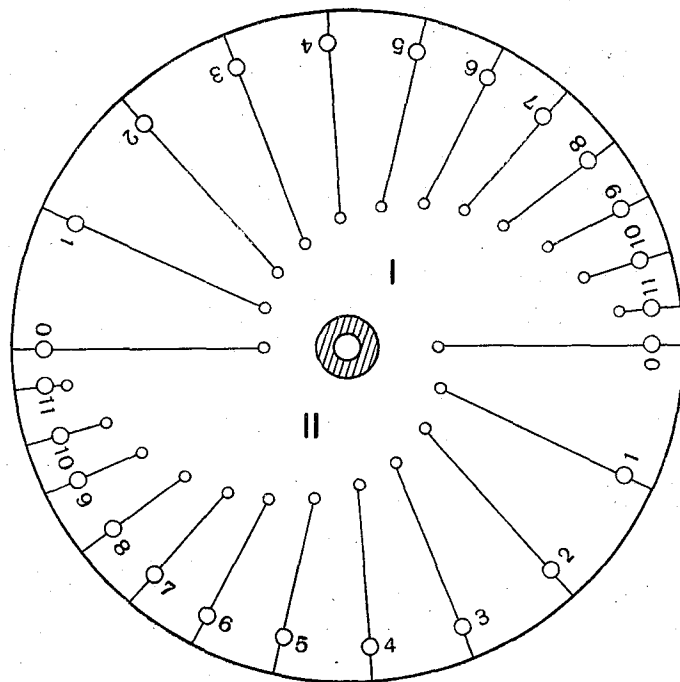


Рис. 3. Схема дисковых шкал для визуальных измерений очагов радиоэхо на заданной высоте на индикаторе кругового обзора.

нами масштаба радиолокационных изображений на экране ИКО и регулируется длиной развертки так, чтобы 50-километровая метка проходила через крайние отверстия всего диска, около которых цифрами указаны значения $(h-k)$.

Порядок наблюдения следующий. Из высоты H_0 , на которой необходимо получить контур горизонтального разреза очагов радиоэхо, вычитаем высоту антенны над уровнем моря h_0 и выбираем одно из значений высот H , определяемых формулами (14) и (15), которое ближе всего к значению $(H_0 - h_0)$. Этим определяется значение k и шкала наклонных дальностей, которой надлежит в дальнейшем пользоваться.

Изменяем вертикальный угол ε вращающейся антенны в определенном порядке, например, от 45° плавно до появления отражения в радиусе от $L_{\min}$ до $L_{\max}$, а затем по отдельным фиксированным значениям ε_n .

Если антенна вращается под углом возвышения ε_n , то в отверстие $(n-k)$ вставляется штырек. Этим определяется линия визирования границы контура очага радиоэхо с помощью малого отверстия на ней и соответствующего ей значения азимута на шкале экрана ИКО. Вращая диск вслед за разверткой, определяем значения азимутов по шкале на

экране ИКО, при которых начинают или кончают наблюдаться отражения на дуге окружности радиуса R_{n-h} . Определяемые таким образом точки контура на заданной высоте переносятся на планшет с помощью круга азимутов и линейки со шкалой $L'_{n,k}$ или $L''_{n,k}$. В результате на планшет в заранее выбранном нами масштабе наносится контур горизонтального разреза очагов радиоэхо на заданной высоте H_0 . Шкалы $L'_{n,k}$ и $L''_{n,k}$ — сменные, их будет около 30 для каждой из фиксированных значений высот H .

Необходимо отметить, что данным способом можно определить и сложный контур. Так, нами часто отмечался контур с одним-двумя просветами, образовавшимися в результате искусственного воздействия на облака.

Одновременно с визуальными наблюдениями на экране ИКО можно производить и фотосъемку с экрана другого ИКО. Для обработки этих фотограмм по указанному выше способу необходимо изготовить шкалы с концентрическими окружностями радиусами

$$L_{n,n+1} = \frac{2(H_0 - h_0)}{\operatorname{tg} \varepsilon_{n+1} + \operatorname{tg} \varepsilon_n}, \quad (18)$$

где

$$\varepsilon_n = \arcsin(0,9^n).$$

ЛИТЕРАТУРА

1. Баттан Л. Д. Радиолокационная метеорология. Гидрометеиздат, Л., 1962.
2. Котов Н. Ф., Николаев П. Н. Метод радиолокационных наблюдений ливней и гроз. Тр. ЦАО, вып. 20, 1958.
3. Котов Н. Ф. Радиолокационные характеристики ливней и гроз. Тр. ГГО, вып. 102, 1960.

А. П. ЧУВАЕВ, Е. В. ОРЕНБУРГСКАЯ, В. Т. ШВАРЦ

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ПОЛЕЙ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ НАД УКРАИНОЙ (применительно к проблеме искусственного увеличения осадков)

На основании пятилетнего периода ежечасных наблюдений шести станций Украины (Киев, Харьков, Донецк, Днепропетровск, Симферополь, Одесса) и четырех станций прилежащих районов (Минск, Курск, Ростов-на-Дону, Кишинев) за теплый период времени изучена повторяемость полей конвективных облаков при обязательном наличии в поле зрения наблюдателя Сб и повторяемость связанных с этими облаками осадков.

Показывается важность таких исследований для разработки методики оценки ресурсов искусственного увеличения осадков.

1. ВВЕДЕНИЕ

Предпринятые ранее исследования [3, 4] являются первыми попытками в отыскании путей по разработке методики оценки климатических ресурсов искусственного увеличения осадков из конвективных облаков над обширными территориями.

Основной задачей в решении этой сложной проблемы является разработка методики оценки водных запасов облаков и степени их реализации в процессе естественного развития осадков. При решении второй части этой проблемы важно установить, каковы временные и пространственные соотношения между основными «осадкообразующими» полями облаков и связанными с ними полями осадков в каждом интересующем нас районе. К сожалению, изучение такого рода пространственных соотношений над обширными площадями районов недостаточного и неустойчивого увлажнения при осадкообразующем конвективном режиме погоды является делом будущего. Оно, по-видимому, не будет эффективным до получения систематических данных аэростерофотосъемок интересующих нас облаков и создания сети специальных радиолокационных станций, для которых являлись бы «непрозрачными» не только Сб, но и Си *cong.* (по крайней мере). При изучении же временных связей такого рода уже использование обычных сетевых наблюдений над облаками и осадками, как показал опыт [3, 4], позволяет сделать весьма важные выводы.

Изучение таких материалов по бассейну оз. Севан показало, что там при конвективной погоде в тех случаях, когда состояние неба характеризуется отметками облачности в диапазоне 7/7—10/10 баллов, могут быть искусственно вызваны дополнительные осадки [3].

В равнинных районах при конвективном типе погоды состояние неба может считаться «ресурсным» уже при 5 баллах нижней облачности [2—4]. Представлялось важным изучить прежде всего вышеука-

занные временные связи между облаками и осадками при таком режиме погоды над территорией Украины. Этому вопросу в основном посвящена предлагаемая работа.

Проведенные ранее исследования [3] показали, что в горной местности (особенно на наветренных склонах хребтов) не только кучевые, но и мощные кучевые облака в количестве 7—10 баллов наблюдаются весьма редко в отсутствие кучево-дождевых облаков. В равнинных же районах повторяемость $Cu\ cong.$ и Cu без наличия Sb в количестве 7—10 и тем более 5—10 баллов в дневные часы весьма значительна [4]. Поэтому важно установить эти последние соотношения по большому числу пунктов, расположенных на территории Украины и прилегающих к ней районов, а также выделить и изучить те типы погоды, которые характеризуются здесь господством полей мощных кучевых облаков (не достигающих, как правило, стадии оледенения). К настоящему времени закончены обработка и первичный анализ этих материалов.

2. ХАРАКТЕРИСТИКА ПОВТОРЯЕМОСТИ ПОЛЕЙ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ С НАЛИЧИЕМ Sb И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ОСАДКОВ

а) Исходный материал. Решение поставленных здесь задач производится на основании анализа пятилетних материалов ежечасных наблюдений над облаками и осадками за теплое время года (апрель—октябрь) по шести пунктам Украины (Симферополь, Днепропетровск, Донецк, Одесса, Киев, Харьков). В целях сравнения к анализу дополнительно привлечены аналогичные материалы по четырем пунктам (Минск, Курск, Ростов-на-Дону, Кишинев), расположенным в районах, непосредственно прилегающих к Украине. (Заметим, что привлечение такого рода данных по каким-либо другим пунктам по независящим от нас причинам пока исключено.)

Для получения нужных для анализа материалов на счетно-аналитических машинах МСФ НИИАК была произведена специальная обработка перфокарт ежечасных наблюдений по вышеуказанным пунктам. В этих целях по каждому пункту для каждого месяца теплого периода и для периода в целом за каждый час были определены:

1) повторяемость нижней облачности в количестве 7—10 баллов при наличии Sb (т. е. суммарное число случаев телеграфных уведомлений по $C_L=3$ и $C_L=9$ при N_h , кодируемых цифрами от 6 до 8);

2) повторяемость осадков, которые выпадали при том же состоянии неба (7—10 баллов) в течение 15-минутного интервала до срока и в срок наблюдений;

3) повторяемость нижней облачности в количестве 5—10 баллов при наличии Sb (т. е. суммарное число случаев $C_L=3$ и $C_L=9$ при N_h , кодируемых цифрами от 4 до 8);

4) повторяемость осадков при том же состоянии неба (5—10 баллов) в течение 15-минутного интервала до срока и в срок наблюдений.

При анализе полученных таким путем данных необходимо иметь в виду, что набивка массивов перфокарт по вышеназванным десяти пунктам произведена МСФ НИИАК не за один период наблюдений: по станциям Киев, Харьков, Донецк, Одесса, Ростов-на-Дону, Курск и Минск перфорировались наблюдения за 1954—1958 гг., а по станциям Днепропетровск, Симферополь и Кишинев — за 1958—1962 гг.

Ввиду небольшого ряда наблюдений полученные данные, по-видимому, могут быть статистически значимыми лишь при рассмотрении их в сумме за весь теплый период времени. Поэтому, как и прежде [3, 4], мы здесь остановимся на анализе только этих материалов.

Рассмотрение полученных здесь данных за различные периоды, как и сравнение их с данными Г. Ф. Прихотько и З. М. Яшовской [2], показывает, что в сумме за теплый период пятилетний ряд наблюдений в первом приближении позволяет уловить некоторые особенности временного распределения изучаемых полей облаков и связанных с ними осадков. Однако мы все же не имеем убедительных доказательств тому, что эти величины уже могут рассматриваться в качестве климатических норм, и поэтому здесь, как и прежде, их повторяемость характеризуется суммарным числом случаев за 5 лет.

В дальнейшем для удобства изучаемые поля облаков будем называть «полями Сб».

б) Некоторые особенности временного распределения полей Сб и связанных с ними осадков над отдельными пунктами. Необходимые для дальнейшего анализа характеристики сведены в табл. 1.

Исходя из того, что искусственные осадки будут скорее стимулированы тогда, когда много естественных осадков [3], важно установить, какое имеется соотношение между «осадкообразующими» полями облаков и естественно выпадающими осадками при конвективном режиме погоды в отдельных пунктах изучаемого района. Это соотношение может быть изучено на основании данных, охарактеризованных выше в пунктах 1—4 и приведенных в табл. 1.

Как уже неоднократно указывалось [3, 4], несмотря на все несовершенство используемых при этом исходных данных (визуальные сетевые наблюдения над облаками и осадками), исследование временных связей между облаками и осадками является весьма важным и пока что единственным путем для характеристики временного интервала возможностей осуществления воздействий на облака. В этом смысле и представляет особый интерес подробное изучение особенностей суточного хода этого вида облаков и осадков в каждом районе рассматриваемой территории. К сожалению, по причинам, указанным выше, этот анализ не может проводиться по данным отдельных месяцев. Однако изучение этих связей даже по суммарным данным теплого периода, как уже подчеркивалось, позволяет получить важные выводы.

Данные табл. 1 не только подтверждают полученные ранее [4] выводы, но и позволяют обнаружить некоторые особенности, специфичные для рассматриваемых здесь районов. Они подтверждают, что Сб значительно чаще встречаются при 7—10 баллах, чем при 5—6 баллах нижней облачности. Материалы, опубликованные в [3], как и данные всех рассматриваемых здесь пунктов (которые, однако, будут опубликованы позднее), показывают, что Си, наоборот, значительно чаще встречаются при 5—6 баллах.

Однако необходимо заметить, что в Симферополе, Одессе, Ростове-на-Дону и особенно в Кишиневе максимальная повторяемость Сб при 5—6 баллах составляет (по сравнению со всеми другими рассматриваемыми пунктами и в особенности с Минском) значительно большую долю от повторяемости Сб при 7—10 баллах. В Кишиневе эта доля составляет около $\frac{2}{3}$. Характерно, что именно в этих пунктах максимальная повторяемость Си *cong.* даже при 7—10 баллах сравнима с таковой для Сб. Имеются основания утверждать, что (подробнее это будет рассмотрено в другой статье) на юго-востоке ЕТС по мере роста засушливости климата повторяемость Сб при 5—6 баллах будет увеличиваться. Интересно отметить, что в Тбилиси эта доля очень велика и составляет около $\frac{5}{6}$ [4], однако там уже при 5—10 баллах нижней облачности повторяемость Си *cong.* и особенно Си при отсутствии Сб весьма мала.

Средняя повторяемость полей кучево-дождевых облаков и связанных с ними осадков разной степени покрытия неба

Облака и осадки	Время										
		01	02	03	04	05	06	07	08	09	10
Ки											
5—10 бал-лов	ч. с.	44	43	38	31	25	37	44	41	34	39
	%	2,2	2,1	1,9	1,5	1,2	1,8	2,2	2,2	1,7	1,9
Осадки	ч. с.	26	21	12	12	13	18	12	19	12	14
	%	4,1	3,3	1,9	1,9	2,0	2,8	1,9	3,0	1,9	2,2
7—10 бал-лов	ч. с.	30	27	21	18	21	26	30	33	25	30
	%	2,1	1,8	1,4	1,2	1,4	1,8	2,1	2,3	1,7	2,1
Осадки	ч. с.	20	14	9	11	11	12	9	16	10	12
	%	3,7	2,6	1,7	2,0	2,0	2,2	1,7	3,0	1,9	2,2
Харь											
5—10 бал-лов	ч. с.	47	47	47	50	44	49	46	48	35	55
	%	2,3	2,3	2,3	2,4	2,1	2,3	2,2	2,2	1,6	2,6
Осадки	ч. с.	29	27	28	25	24	22	18	24	18	20
	%	3,5	3,3	3,4	3,0	2,9	2,7	2,2	2,9	2,2	2,4
7—10 бал-лов	ч. с.	37	39	42	36	36	37	33	35	30	49
	%	2,2	2,3	2,5	2,1	2,1	2,2	1,9	2,0	1,8	2,9
Осадки	ч. с.	24	24	26	21	20	17	16	21	16	17
	%	3,2	3,2	3,5	2,8	2,6	2,3	2,2	2,8	2,2	2,6
Ростов-											
5—10 бал-лов	ч. с.	45	38	37	35	37	30	30	31	42	48
	%	3,4	2,9	2,8	2,6	2,8	2,2	2,2	2,3	3,1	3,6
Осадки	ч. с.	22	23	22	18	22	14	15	14	16	21
	%	3,9	4,1	3,9	3,2	3,9	2,5	2,7	2,5	2,9	3,8
7—10 бал-лов	ч. с.	32	32	31	30	33	23	27	27	39	42
	%	3,0	3,0	2,9	2,8	3,1	2,2	2,5	2,5	3,7	4,0
Осадки	ч. с.	21	21	21	18	20	12	15	13	16	20
	%	4,1	4,1	4,1	3,5	3,9	2,3	2,9	2,5	3,1	4,0
До											
5—10 бал-лов	ч. с.	23	26	18	21	14	20	22	18	23	35
	%	1,5	1,7	1,2	1,4	0,9	1,3	1,4	1,2	1,5	2,3
Осадки	ч. с.	9	10	7	5	6	10	7	7	9	12
	%	1,9	2,1	1,4	1,0	1,2	2,1	1,5	1,5	1,9	2,5
7—10 бал-лов	ч. с.	15	20	13	14	12	16	20	16	18	27
	%	1,3	1,8	1,1	1,2	1,0	1,4	1,8	1,6	1,4	2,4
Осадки	ч. с.	7	9	7	4	6	10	6	7	7	11
	%	1,6	2,1	1,6	0,9	1,4	2,3	1,4	1,6	1,6	2,6
Ку											
5—10 бал-лов	ч. с.	32	31	25	26	31	26	25	23	28	37
	%	2,1	2,0	1,6	1,7	2,0	1,7	1,6	1,5	1,8	2,4
Осадки	ч. с.	14	13	15	14	11	13	11	7	12	14
	%	2,8	2,6	3,1	2,8	2,2	2,6	2,2	1,4	2,5	2,8
7—10 бал-лов	ч. с.	26	26	21	22	26	24	20	19	22	28
	%	2,1	2,1	1,7	1,7	2,1	1,9	1,6	1,5	1,7	2,2
Осадки	ч. с.	13	12	14	14	10	12	10	6	11	13
	%	2,8	2,6	3,0	3,0	2,1	2,6	2,1	1,3	2,4	2,8
Днепро											
5—10 бал-лов	ч. с.	29	27	25	23	22	20	19	20	20	31
	%	2,1	2,0	1,9	1,7	1,6	1,5	1,4	1,5	1,5	2,3
Осадки	ч. с.	9	15	12	13	9	16	11	9	9	12
	%	2,0	3,3	2,6	2,8	1,9	3,5	2,4	1,9	1,9	2,6

Таблица 1

дков в различные часы суток за теплый период времени (апрель—октябрь) при облаками нижнего яруса

(часы)													
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
ев													
51	81	103	147	172	184	163	157	144	107	118	110	61	43
2,5	4,0	5,1	7,3	8,5	9,1	8,0	7,8	7,1	5,3	5,8	5,4	3,1	2,3
19	19	31	37	35	40	41	40	48	38	51	39	21	22
3,0	3,0	4,8	5,8	5,4	6,2	6,4	6,2	7,5	5,9	8,0	6,1	3,3	3,4
49	63	80	120	131	131	116	111	96	74	86	73	35	33
3,3	4,3	5,5	8,2	9,0	9,0	7,9	7,6	6,6	5,1	5,9	5,0	2,4	2,3
17	16	28	34	31	34	36	35	43	34	45	31	12	17
3,2	3,0	5,2	6,3	5,8	6,3	6,7	6,5	8,0	6,3	8,4	5,8	2,3	3,2
ков													
69	93	129	157	187	165	153	154	139	118	103	90	50	46
3,2	4,4	6,1	7,4	8,8	8,8	7,2	7,2	6,5	5,5	4,8	4,2	2,4	2,2
22	33	42	38	57	45	54	57	53	47	48	40	30	24
2,7	4,0	5,1	4,6	6,9	5,5	6,5	6,9	6,4	5,7	5,8	4,9	3,6	2,9
53	78	116	131	157	128	120	129	106	95	79	66	38	34
3,1	4,6	6,8	7,7	9,2	7,5	7,0	7,6	6,2	5,6	4,6	3,9	2,2	2,0
18	28	38	34	55	40	53	52	48	45	45	36	26	21
2,4	3,8	5,1	4,6	7,4	5,4	7,2	7,0	6,4	6,1	6,1	4,8	3,5	2,8
на-Дону													
51	54	69	85	94	101	95	72	70	61	60	58	53	45
3,8	4,0	5,1	6,3	7,0	7,5	7,1	5,4	5,2	4,5	4,5	4,3	4,0	3,4
17	17	26	28	23	35	32	23	29	26	32	30	28	29
3,0	3,0	4,6	5,0	4,1	6,2	5,7	4,0	5,2	4,6	5,7	5,3	5,0	5,2
42	47	61	64	74	74	65	48	53	43	45	46	48	41
4,0	4,4	5,7	6,0	6,9	6,9	6,1	4,5	5,0	4,0	4,2	4,3	4,5	3,8
16	17	24	26	20	33	27	20	24	22	27	28	28	25
3,1	3,3	4,7	5,0	3,9	6,4	5,2	3,9	4,7	4,3	5,2	5,4	5,5	4,9
непк													
48	60	99	122	150	178	156	127	100	83	64	51	34	27
3,2	4,0	6,5	8,0	9,9	11,7	10,5	8,3	6,6	5,4	4,2	3,3	2,2	1,8
16	18	26	30	51	47	38	51	34	35	19	13	7	8
3,4	3,8	5,4	6,3	10,7	9,9	8,0	10,7	7,1	7,9	4,0	2,6	1,4	1,7
38	50	80	99	124	130	111	84	70	63	48	24	22	21
3,3	4,4	7,1	8,8	10,9	11,5	9,8	7,4	6,2	5,6	4,2	2,1	1,9	1,8
13	16	21	28	50	43	32	46	33	30	18	12	7	8
3,0	3,7	4,9	6,5	11,6	10,0	7,4	10,7	7,6	7,0	4,2	2,8	1,6	1,9
рск													
47	77	108	132	136	140	132	109	92	79	68	49	35	38
3,1	5,0	7,1	8,6	8,9	9,1	8,6	7,0	6,0	5,2	4,4	3,8	2,3	2,5
12	23	29	28	43	35	37	36	25	26	24	19	16	16
2,5	4,7	5,9	5,7	8,7	7,1	7,5	7,3	5,1	5,3	4,9	3,9	3,2	3,2
36	70	98	114	114	110	100	84	74	65	57	36	34	35
2,8	5,6	7,8	9,0	9,0	8,7	7,9	6,7	5,8	5,2	4,5	2,9	2,7	2,8
9	22	28	27	40	35	37	32	23	23	24	19	16	16
1,9	4,7	6,0	5,8	8,6	7,5	8,0	6,9	4,9	4,9	5,2	4,1	3,4	3,4
петровск													
40	52	61	79	118	119	116	120	107	89	76	59	38	36
3,0	3,9	4,5	5,9	8,8	8,8	8,6	8,9	8,0	6,6	5,6	4,4	2,8	2,7
12	16	15	19	25	31	35	40	33	29	26	23	24	17
2,6	3,5	3,3	4,1	5,4	6,8	7,6	8,7	7,2	6,3	5,7	5,0	5,2	3,7

Облака и осадки	Время										
		01	02	03	04	05	06	07	08	09	10
7—10 бал- лов	ч. с.	24	24	21	19	19	15	16	17	13	28
	%	2,3	2,3	2,0	1,8	1,8	1,5	1,6	1,7	1,3	2,7
Осадки	ч. с.	9	14	11	13	8	14	8	8	7	8
	%	2,2	3,5	2,7	3,2	2,0	3,5	2,0	2,0	1,7	2,0
Киши											
5—10 бал- лов	ч. с.	23	32	41	40	35	34	36	33	37	38
	%	1,7	2,3	3,0	2,9	2,6	2,5	2,6	2,4	2,6	2,8
Осадки	ч. с.	14	19	29	30	24	25	25	20	26	18
	%	2,0	2,8	4,2	4,4	3,5	3,7	3,7	2,9	3,8	2,6
7—10 бал- лов	ч. с.	20	25	32	26	22	25	26	24	24	29
	%	2,2	2,8	3,6	2,9	2,4	2,8	2,9	2,7	2,7	3,2
Осадки	ч. с.	12	18	22	20	16	18	20	15	17	14
	%	2,4	3,6	4,3	4,0	3,2	3,6	4,0	3,0	3,4	2,8
Симфе											
5—10 бал- лов	ч. с.	8	18	18	7	20	22	30	29	37	33
	%	0,8	1,8	1,8	0,7	2,1	2,2	3,2	2,9	3,7	3,3
Осадки	ч. с.	3	6	12	4	12	9	11	14	19	12
	%	0,9	1,8	3,5	1,2	3,5	2,6	3,2	4,1	5,6	3,5
7—10 бал- лов	ч. с.	6	13	13	5	9	9	24	16	20	25
	%	1,0	2,1	2,1	0,8	1,4	1,4	3,8	2,6	3,2	4,0
Осадки	ч. с.	3	6	10	4	6	7	9	11	9	9
	%	1,2	2,3	3,9	1,5	2,3	2,7	3,5	4,3	3,5	3,5
Одес											
5—10 бал- лов	ч. с.	24	20	18	13	19	23	14	14	13	12
	%	2,7	2,3	2,0	1,5	2,2	2,6	1,6	1,6	1,5	1,4
Осадки	ч. с.	11	7	7	7	10	6	5	6	6	5
	%	3,8	2,4	2,4	2,4	3,4	2,1	1,7	2,1	2,1	1,7
7—10 бал- лов	ч. с.	12	14	9	8	11	17	11	9	8	8
	%	2,0	2,4	1,5	1,4	1,9	2,9	1,9	1,5	1,4	1,4
Осадки	ч. с.	5	5	4	5	7	6	4	5	4	4
	%	2,2	2,2	1,7	2,2	3,0	2,6	1,7	2,2	1,7	1,7
Мин											
5—10 бал- лов	ч. с.	46	47	40	38	46	48	40	56	56	66
	%	2,1	2,1	1,8	1,7	2,1	2,2	1,8	2,6	2,6	3,0
Осадки	ч. с.	31	33	26	26	30	27	27	38	36	40
	%	2,9	3,0	2,4	2,4	2,8	2,6	2,6	3,5	3,4	3,7
7—10 бал- лов	ч. с.	40	43	37	36	44	44	37	54	55	63
	%	2,0	2,1	1,9	1,8	2,2	2,2	1,9	2,7	2,8	3,1
Осадки	ч. с.	31	32	25	25	30	27	27	38	36	38
	%	3,0	3,1	2,4	2,4	2,9	2,6	2,6	3,6	3,4	3,6

Примечание. ч. с. — число случаев полей кучево-дождевых облаков.

Подтверждается также, что абсолютный максимум повторяемости Сб при 5—10 баллах иногда наблюдается несколько позднее, чем при 7—10 баллах. Последнее, по-видимому, связано с началом затухания термической конвекции в суточном ходе.

Рассматриваемые материалы также подтверждают, что Сб в противоположность Си и Си сопг. имеют относительно большую повторяемость в поздние вечерние и в ночные часы. Так, если развитие

(часы)													
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
33 3,2 10 2,5	44 4,3 16 4,0	51 4,9 15 3,7	67 6,5 15 3,7	94 9,1 22 5,4	82 7,9 27 6,6	81 7,8 31 7,6	85 8,2 31 7,6	78 7,6 31 7,6	68 6,6 27 6,7	53 5,1 25 6,2	44 4,3 21 5,2	30 2,9 20 4,9	27 2,6 14 3,5
нев													
33 2,4 18 2,6 25 2,8 12 2,4	40 2,9 27 4,0 30 3,4 22 4,3	53 3,9 28 4,1 41 4,6 24 4,7	64 4,7 27 4,0 52 5,8 25 5,0	81 5,9 38 5,6 56 6,2 31 6,1	91 6,7 31 4,5 66 7,4 24 4,7	101 7,4 35 5,1 62 6,9 25 5,0	107 7,9 42 6,2 48 5,4 23 4,5	101 7,4 36 5,3 58 6,5 26 5,2	84 6,2 35 5,1 46 5,1 24 4,7	84 6,2 38 5,6 50 5,6 28 5,5	78 5,7 37 5,4 49 5,5 28 5,5	56 4,1 35 5,1 31 3,5 21 4,1	44 3,2 26 3,8 28 3,1 20 4,0
рополь													
29 2,9 3 0,9 19 3,0 3 1,2	52 5,2 17 5,0 34 5,4 8 3,1	74 7,4 22 6,1 56 9,0 20 7,7	81 8,2 21 6,2 57 9,2 19 7,4	106 10,7 31 9,1 58 9,3 21 8,1	104 10,5 35 10,3 71 11,4 30 11,6	88 8,8 34 10,0 51 8,2 24 9,3	65 6,6 25 7,4 31 5,0 17 6,6	60 6,0 17 5,0 33 5,3 13 5,0	42 4,2 11 3,2 24 3,9 8 3,1	33 3,3 8 2,4 19 3,1 7 2,7	5 0,5 2 0,6 4 0,6 2 0,8	19 1,9 5 1,5 15 2,4 4 1,6	13 1,3 8 2,4 11 1,8 8 3,1
са													
15 1,7 5 1,7 14 2,4 5 2,1	27 3,0 9 3,1 21 3,6 8 3,5	42 4,7 9 3,1 34 5,8 9 3,9	56 6,3 15 5,2 42 7,2 13 5,6	74 8,4 18 6,2 53 9,0 16 6,9	75 8,5 18 6,2 51 8,7 15 6,5	79 9,0 23 7,9 54 9,2 21 9,1	70 7,9 24 8,3 44 7,5 22 9,5	64 7,2 26 9,3 42 7,2 21 9,1	64 7,2 18 6,2 40 6,8 14 6,1	55 6,2 19 6,6 36 6,1 14 6,1	45 5,1 18 6,2 23 3,9 12 5,2	26 2,9 9 3,1 15 2,6 6 2,6	22 2,5 8 2,8 10 1,7 6 2,6
ск													
72 3,3 39 3,6 69 3,4 38 3,6	84 3,8 35 3,2 78 3,9 33 3,2	120 5,5 52 4,8 116 5,8 51 4,9	129 5,9 50 4,6 122 6,1 48 4,6	172 7,9 71 6,6 159 8,0 68 6,4	178 8,1 65 6,0 159 8,0 65 6,2	183 8,4 75 6,9 167 8,4 72 6,8	177 8,1 72 6,7 156 7,8 70 6,7	140 6,5 50 4,6 117 5,9 47 4,5	123 5,6 59 5,5 100 5,0 52 5,0	92 4,2 54 5,0 86 4,4 53 5,1	90 4,1 48 4,4 82 4,1 49 4,7	84 3,8 55 5,1 78 3,9 53 5,1	62 2,8 40 3,7 55 2,7 39 3,6

Си согг. и особенно Си практически ограничивается лишь интервалом времени 11—18 час., то в случае Сб на этот период соответственно приходится в Курске менее 58%, в Харькове $\approx 53\%$, в Донецке $\approx 63\%$, в Симферополе 60%, Одессе 50%, Днепропетровске 52%, Киеве 52%, Минске 51%, Ростове-на-Дону 46%, Кишиневе 41% числа случаев всех наблюдений полей Сб.

Однако по ряду рассматриваемых здесь пунктов имеются такие осо-

бенности в суточном ходе полей S_b и связанных с ними осадков, которые требуют более подробного анализа. В целях большей наглядности данные табл. 1 для 5—10 баллов нижней облачности представлены на рис. 1—4.

Для характеристики некоторых особенностей пространственного распределения этих элементов, как и для изучения временных соотношений между ними, воспользуемся их повторяемостью, выраженной числом случаев. Для характеристики же их суточного хода по отдельным пунктам будем также рассматривать их повторяемость, выраженную в процентах от общей суммы.

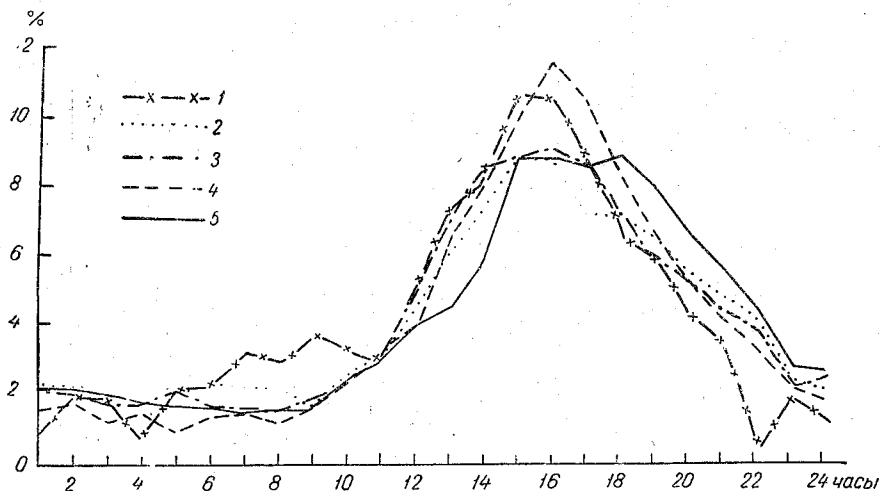


Рис. 1. Повторяемость облаков нижнего яруса в количестве 5—10 баллов при наличии S_b в различные часы суток теплого времени года (в % от общего числа случаев их наблюдений). Первая группа станций.
1 — Симферополь, 2 — Харьков, 3 — Курск, 4 — Донецк, 5 — Днепропетровск.

По особенностям суточного хода осадков все рассматриваемые здесь станции можно разделить на две группы. К первой из них относятся Симферополь, Донецк, Харьков, Курск, Минск. Эта группа станций имеет наибольшее согласование и в суточном ходе, выраженном в процентах повторяемости изучаемых облаков (рис. 1 и 2).

Ко второй группе относятся Ростов-на-Дону, Одесса, Кишинев, Киев (рис. 3 и 4). Днепропетровск занимает как бы промежуточное положение и потому изображен на всех приведенных рисунках.

На ст. Симферополь четко выраженный основной максимум повторяемости осадков падает на 16 час., а менее четкий относительный максимум проявляется в 13 час. Эти максимумы хорошо согласуются и с повторяемостью облаков как при 5—10 баллах, так и при 7—10 баллах. Имеются основания также говорить о наличии нескольких других относительных максимумов, наблюдаемых в поздние ночные и утренние часы. Однако для более строгого их определения потребуется, по-видимому, больший ряд наблюдений. Из приведенных рисунков следует, что в дневные часы кривые повторяемости изучаемых облаков в Симферополе, как и в Донецке, являются наиболее «островершинными». Аналогичный характер кривых отмечается и на ст. Ростов-на-Дону в интервале 14—18 час. (см. ниже).

По суточному ходу распределения процентной повторяемости изучаемых облаков (рис. 1) к Симферополю весьма близок Курск в широ-

ком интервале времени (от 11 до 20 час.), затем Харьков (где кривая распределения как бы «двухвершинная») и, наконец, Днепропетровск, где вообще максимум «размыт» так, что повторяемость облаков практически остается постоянной в интервале от 15 до 18 час. В ходе повторяемости, выраженной числом случаев, наибольшее согласование в суточном ходе облаков и особенно осадков обнаруживается между станциями Курск и Харьков (рис. 2). На каждой из них в распре-

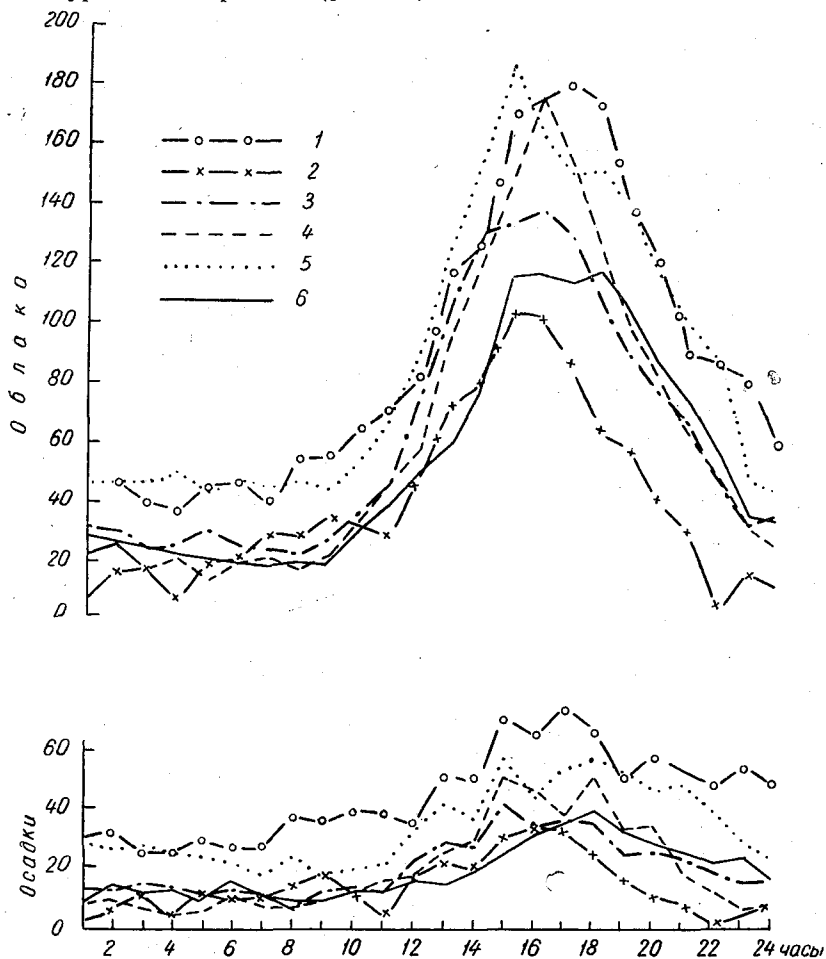


Рис. 2. Повторяемость облаков нижнего яруса в количестве 5—10 баллов при наличии Сб и связанных с ними осадков в различные часы суток теплого времени года (число случаев за 5 лет). Первая группа станций.

1 — Минск, 2 — Симферополь, 3 — Курск, 4 — Донецк, 5 — Харьков, 6 — Днепропетровск

делении осадков четко выделяются максимумы в 13, 15, 18 и 20—21 час. Заметим, что в Донецке так же четко выделяются максимумы повторяемости осадков в 15, 18 и 20 час. В распределении же повторяемости осадков на ст. Днепропетровск имеет место медленное нарастание днем и еще более медленный спад ее вечером, так что основной и не очень резко выраженный максимум падает на 18 час.

Интересно также распределение этих элементов в Минске. Наибольшая их повторяемость падает на интервал 15—18 час. при небольшом абсолютном максимуме в 17 час. В интервале 21—23 часа отмечается

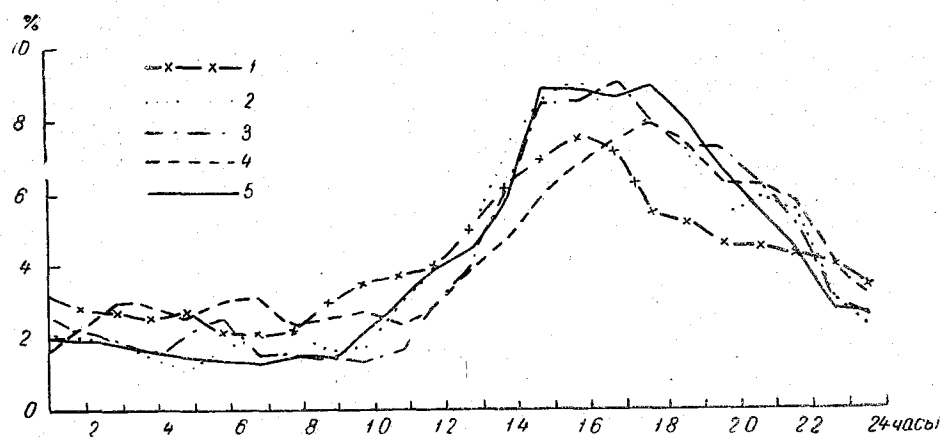


Рис. 3. Повторяемость облаков нижнего яруса в количестве 5—10 баллов при наличии Сб в различные часы суток теплого времени года (в % от общего числа случаев их наблюдений). Вторая группа станций.
1 — Ростов-на-Дону, 2 — Киев, 3 — Одесса, 4 — Кишинев, 5 — Днепропетровск.

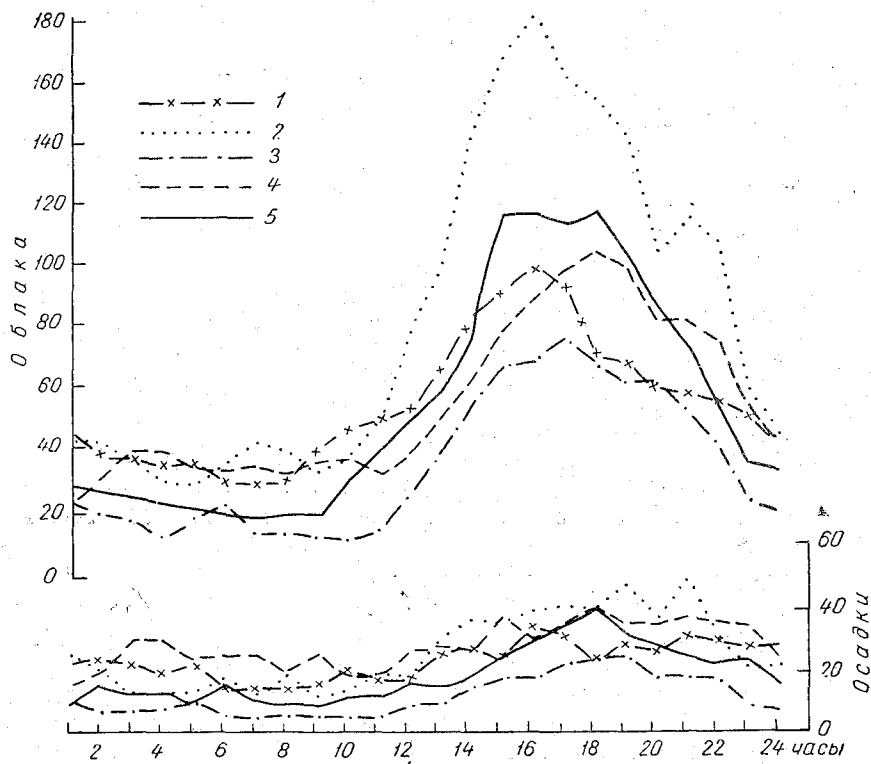


Рис. 4. Повторяемость облаков нижнего яруса в количестве 5—10 баллов при наличии Сб и связанных с ними осадков в различные часы суток теплого времени года (число случаев за 5 лет). Вторая группа станций.
Усл. обозначения см. рис. 3.

четкое замедление в снижении повторяемости облаков, а в интервале 20—23 часа практически сохраняется или даже несколько возрастает повторяемость осадков (рис. 2). Здесь также наблюдается хорошее согласование в ходе облаков и осадков в поздние ночные и утренние часы, что при хорошем «заполнении» кривых позволяет допускать здесь наличие других «вторичных» максимумов их повторяемости, отмечающихся в 02, 05—06, 08—10 и в 13 час.

Перейдем к установлению особенностей суточного хода этих элементов по другой группе станций (рис. 3 и 4). В ходе повторяемости осадков по ст. Киев аналогично Днепропетровску обнаруживается постепенное нарастание ее в дневные часы. Однако оно не прекращается и в вечерние часы, так что основной максимум ее (рис. 4) приходится на 19 и 21 час. Интересно отметить, что в 21 час здесь наблюдается лишь вторичный максимум повторяемости рассматриваемых полей облаков. Основной, весьма резко выраженный максимум в ходе облаков падает на 16 час. По-видимому, реально увеличение здесь повторяемости облаков и осадков в утренние (06—08) и ночные (24—02) часы.

Ранее уже обращалось внимание [4] на весьма необычный суточный ход изучаемых полей облаков в районе ст. Ростов-на-Дону, где хотя и обнаруживается основной максимум их повторяемости в 16 час., но кривая здесь весьма «островершинна». В Ростове-на-Дону имеется необычный для других районов еще один относительный максимум повторяемости облаков — в 9—10 час., а главное, нет характерного для других равнинных районов относительно резкого убывания этой повторяемости в поздние вечерние и ранние ночные часы.

Является весьма замечательным и суточный ход повторяемости осадков по ст. Ростов-на-Дону, на что впервые было обращено внимание в работе Г. Н. Баратинской [1]. Хотя здесь и прослеживается несколько относительных максимумов повторяемости осадков, но нет характерного для других равнинных районов относительно резкого максимума ее в послеполуденные или ранние вечерние часы.

Почти аналогичные особенности имеет повторяемость осадков в Кишиневе. Здесь также нередко прослеживается несколько относительных максимумов. Можно, по-видимому, сомневаться в реальности строгой локализации отдельных, слабо выраженных относительных максимумов (например, в 21 час). Однако здесь важно указать на то, что во всем интервале от 19 до 23 час. величины повторяемости остаются почти такими же, как и в период наибольшего максимума, приходящегося на 18 час. В повторяемости же облаков в Кишиневе имеется основной, четко выраженный максимум, приходящийся на 18 час. Прослеживается несколько небольших относительных максимумов (около 21 часа, в 03—04, 07 и 09—10 час.). Часть из них согласуется с ходом осадков и, по-видимому, реальна (рис. 4).

Распределение повторяемости облаков и осадков в Одессе является как бы «промежуточным» между распределением их в Днепропетровске и Кишиневе. Максимум повторяемости облаков в Одессе падает на широкий интервал — от 15 до 20 час. Основной максимум все же отмечается в 17 час. Имеется четкий относительный максимум утром (06 час.). Повторяемость осадков постепенно и медленно возрастает до 19 час., когда намечается нерезкий основной максимум, а затем до 22 час. идет весьма медленное ее убывание. Обращает на себя внимание следующее интересное обстоятельство. В Одессе, как и в Кишиневе (а в предыдущей группе станций, по-видимому, в Симферополе), интенсивное дневное возрастание повторяемости полей Сб начинается значительно позднее, чем в Киеве и Днепропетровске. Это отчетливо видно не только на

Величины среднего ресурсного соотношения за теплый пе

Станция	Облач- ность (баллы)	Время								
		01	02	03	04	05	06	07	08	09
Киев	7—10	1,0	1,0	1,1	1,3	1,0	1,1	1,7	1,1	1,2
	5—10	1,0	1,0	1,5	1,3	1,0	1,1	1,8	1,1	1,4
Харьков	7—10	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,0	1,0	1,0
	5—10	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,2	1,0	1,0
Ростов-на-Дону	7—10	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,2
	5—10	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,0	1,1	1,3
Донецк	7—10	1,1	1,1	1,0	1,8	1,0	1,0	1,7	1,2	1,3
	5—10	1,2	1,3	1,3	2,1	1,7	1,0	1,6	1,3	1,2
Курск	7—10	1,0	1,1	1,0	1,0	1,3	1,0	1,0	1,6	1,0
	5—10	1,2	1,2	1,0	1,0	1,4	1,0	1,2	1,7	1,2
Днепропетровск	7—10	1,3	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,0
	5—10	1,6	1,0	1,0	1,0	1,2	1,0	1,0	1,1	1,1
Кишинев	7—10	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
	5—10	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
Симферополь	7—10	1,0	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,3	1,0	1,1
	5—10	1,3	1,5	1,0	1,0	1,0	1,2	1,5	1,0	1,0
Одесса	7—10	1,2	1,4	1,1	1,0	1,0	1,4	1,4	1,0	1,0
	5—10	1,1	1,4	1,3	1,0	1,0	1,9	1,4	1,2	1,1
Минск	7—10	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
	5—10	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0

рис. 4, но и на рис. 3. Это обстоятельство является причиной того, что в Одессе, Кишиневе и Симферополе имеются также большие различия во времени максимальной повторяемости полей Su_{cong} и Sb .

Проявление этой особенности в районе Одессы, по-видимому, связано с влиянием моря, а в районе Кишинева и Симферополя — прежде всего с влиянием гор, аналогично тому, как это уже отмечалось для районов Севана и Минеральных Вод [4].

Возникает вопрос, чем вызвано такое несоответствие в распределении повторяемости облаков и осадков по рассматриваемой группе станций.

Казалось бы естественным пытаться объяснить это тем, что в условиях большой сухости более вероятны отметки слабых осадков у земли в поздние вечерние часы, так как в дневные часы эти осадки могут испаряться, не достигая земли. Однако такое предположение опровергается тем, что даже в более сухих районах (Харьков, Донецк, Днепропетровск) основные максимумы повторяемости осадков приходились на интервал 15—18 час., а в 20—21 час наблюдались лишь их вторичные максимумы. Кроме того, имеются основания полагать, что в засушливых районах колебания относительной влажности в дневные часы летом (от 11—12 до 18—19 час.) весьма малы и, таким образом, в этом интервале не могут существенно менять вероятность дохождения осадков до земли.

По-видимому, появление относительного максимума повторяемости осадков после 18 час. может быть лишь отчасти объяснено этим обстоятельством и прежде всего на тех станциях, где не обнаруживается в это время наличия вторичного максимума повторяемости полей Sb . Однако в ряде пунктов — Киеве, Кишиневе, Минске — отмечается в 21 час относительный максимум и повторяемости Sb . Поэтому естественно полагать, что в вечерние часы при наличии облаков мощной кон-

Таблица 2

риод (при получасовом интервале наблюдений за осадками)

(часы)														
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
1,2	1,4	2,0	1,5	1,8	2,1	2,0	1,6	1,6	1,1	1,1	1,0	1,2	1,5	1,0
1,4	1,3	2,1	1,8	2,0	2,5	2,3	2,0	2,0	1,5	1,4	1,2	1,4	1,5	1,1
1,4	1,5	1,4	1,5	2,0	1,4	1,6	1,1	1,2	1,1	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0
1,4	1,6	1,4	1,6	2,1	1,6	1,8	1,4	1,3	1,3	1,2	1,1	1,1	1,0	1,0
1,1	1,4	1,4	1,3	1,2	1,9	1,1	1,2	1,2	1,1	1,6	1,0	1,0	1,0	1,0
1,2	1,5	1,6	1,3	1,5	2,1	1,5	1,5	1,6	1,2	1,2	1,0	1,0	1,0	1,0
1,2	1,5	1,6	1,9	1,8	1,2	1,5	1,6	1,0	1,1	1,1	1,3	1,0	1,6	1,4
1,5	1,5	1,8	1,8	2,1	1,5	1,9	2,1	1,2	1,5	1,2	1,7	2,0	2,4	1,7
1,1	2,0	1,6	1,8	2,1	1,4	1,6	1,4	1,3	1,6	1,4	1,1	1,0	1,1	1,1
1,2	2,0	1,6	1,8	2,4	1,6	2,0	1,8	1,5	1,8	1,5	1,4	1,3	1,1	1,2
1,8	1,7	1,4	1,7	2,2	2,1	1,5	1,3	1,4	1,3	1,3	1,1	1,1	1,0	1,0
1,3	1,7	1,6	2,0	2,1	2,4	1,9	1,7	1,5	1,8	1,6	1,5	1,3	1,0	1,1
1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,4	1,2	1,0	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
1,1	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,5	1,4	1,3	1,4	1,2	1,1	1,1	1,0	1,0
1,4	1,2	2,1	1,4	1,5	1,4	1,2	1,1	1,4	1,5	1,5	1,4	1,0	1,9	1,0
1,4	4,8	1,5	1,7	1,9	1,7	1,5	1,3	1,3	1,8	1,9	2,0	1,2	1,9	1,0
1,0	1,4	1,3	1,9	1,6	1,7	1,7	1,3	1,0	1,0	1,4	1,3	1,0	1,2	1,3
1,2	1,5	1,5	2,3	1,9	2,1	2,1	1,7	1,5	1,2	1,8	1,4	1,3	1,3	1,2
1,0	1,0	1,2	1,1	1,3	1,2	1,2	1,2	1,1	1,2	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
1,0	1,0	1,2	1,2	1,3	1,2	1,4	1,2	1,2	1,4	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0

векции может повышаться повторяемость осадков из-за большей вероятности нарушения физической устойчивости облаков и прежде всего потому, что в эти часы из-за потери тепла излучением может усиливаться их фазовая неоднородность.

в) К характеристике реализации водных запасов конвективных облаков в естественных осадках. Отмеченное выше несоответствие суточного хода осадков повторяемости полей облаков мощной конвекции, как уже подчеркивалось [3, 4], представляет большой интерес для установления возможностей искусственного увеличения осадков над рассматриваемой территорией.

В самом деле, если обсуждаемое несоответствие связано с недостатком льдообразующих частиц, активных в диапазоне температур, которые господствуют в атмосфере в дневные часы на уровне верхней границы облаков мощной конвекции над территорией Украины, то было бы целесообразно ставить вопрос как о стимулировании искусственных осадков, так и об искусственной интенсификации естественных осадков, прежде всего в часы максимального развития конвекции. Однако, с нашей точки зрения, это обстоятельство в силу его особой принципиальной важности требует тщательного специального исследования.

Строгое решение поставленного в этом разделе вопроса, по-видимому, будет возможно лишь тогда, когда для любого облака или системы облаков будут надежно определяться их водные запасы (с учетом коэффициента регенерации последних) и связанные с ними суммы естественных осадков за изучаемые отрезки времени. Но такое решение вопроса является делом будущего.

Однако, как показал опыт [4], небезынтересно попытаться отыскать более простые, но уже возможные теперь пути приближенного или даже косвенного его решения.

Легко, например, установить численное отношение повторяемо-

стей рассмотренных выше полей Сб и связанных с ними осадков по каждому из рассматриваемых пунктов за определенные периоды времени (или для определенных метеорологических процессов). Полученные таким образом величины до некоторой степени также будут характеризовать «реализуемость» водных запасов облаков в естественных осадках.

Если это отношение будет существенно превосходить единицу, то естественно полагать, что в течение рассматриваемого периода (метеорологического процесса) водные запасы изучаемых облаков не всегда реализуются в естественных осадках над данным пунктом за учтенные при анализе интервалы времени.

Дальнейшее исследование этого вопроса тогда должно сводиться к уточнению и конкретному анализу особенностей тех ситуаций, при которых водные запасы облаков над значительными территориями того или иного района вообще не реализуются в естественных осадках или же происходит не интенсивная, а лишь частичная их реализация.

Целью настоящих и предпринятых ранее [3, 4] обработок и является установление величин этого отношения для различных часов суток теплого времени года над отдельными пунктами районов недостаточного и неустойчивого увлажнения. В целях сравнимости полученных данных здесь, как и прежде, эти величины вычислялись для получасовых интервалов наблюдений за осадками.

Как указывалось выше, телеграфные данные, на основании которых получена табл. 1, учитывают лишь те осадки, которые наблюдаются за 15 мин. до срока и в срок наблюдений. В предыдущей работе [4] в целях сравнения изучаемых величин с теми, которые были получены для бассейна оз. Севан [3], и из-за отсутствия возможности произвести специальные проработки простым удвоением суммарного числа уведомлений об осадках для каждого срока наблюдений производилось «приведение» этих данных к получасовому интервалу.

При этом исходили из предположения, что возможность выпадения осадков из наблюдаемого поля облаков одинаково вероятна как в 15-минутный интервал до срока наблюдений, так и в 15-минутный интервал после него.

Как и прежде [4], полученные таким путем величины мы будем называть средним ресурсным соотношением. Их средние значения в отдельные часы суток за весь теплый период времени по всем рассматриваемым выше станциям отдельно для 5—10 и 7—10 баллов нижней облачности приведены в табл. 2.

Рассмотрим данные этой таблицы. Как и следовало ожидать, изучаемые величины по всем пунктам, особенно в дневные часы, при 5—10 баллах оказались большими, чем при 7—10 баллах нижней облачности с наличием Сб. Однако они все же существенно меньше тех величин, которые были получены даже для 7—10 баллов на станциях Севан и Мартуни в районе водораздельных гребней бассейна оз. Севан [3].

В свете замечаний, сделанных выше по станциям Кишинев и Минск, интересно отметить, что из всех рассматриваемых здесь пунктов наименьшие абсолютные значения этой величины при обеих градациях покрытия неба облаками оказались на этих станциях. Так, по ст. Минск при 5—10 баллах это соотношение только в два срока достигло величины 1,4, в Кишиневе оно также было равно или несколько более 1,4 в трех сроках. Однако такая величина соотношения наблюдалась в Донцове в 16 сроках (т. е. в $\frac{2}{3}$ всех случаев), в Киеве в 15, в Курске и Симферополе в 13, в Днепропетровске в 12, в Харькове в 8 и, наконец, в Ростове-на-Дону в 7 сроках.

Еще раз обратим внимание на тот факт, что в связи с отмеченным выше несоответствием в повторяемости облаков и осадков по большинству рассматриваемых пунктов значения среднего ресурсного соотношения оказались существенно больше единицы преимущественно в дневные часы. Однако, по-видимому, в связи с особенностями местоположения станций в Донецке, Одессе, Симферополе и (менее понятно) в Киеве иногда это имело место в поздние вечерние и даже ночные часы. Конечно, относительно большие значения изучаемой величины в эти сроки могут быть связаны и с малым числом случаев наблюдений. Представляется интересным изучить особенности этих связей по другим районам.

Хотя приведенные в табл. 2 величины косвенно указывают на то, что водные запасы изучаемых здесь полей облаков далеко не всегда реализуются в осадках над отдельными пунктами в течение получасового интервала времени, мы вновь хотим подчеркнуть, что это еще не может служить основанием для окончательного утверждения о возможностях искусственного увеличения осадков над большими территориями районов недостаточного увлажнения и что возможное искусственное увеличение осадков в любом районе не может полностью соответствовать полученным здесь величинам среднего ресурсного соотношения [4].

Если не касаться других возможных путей решения этого вопроса (например, посредством специально организованных полевых исследований с применением указанных во Введении научно-технических средств), то дальнейшим этапом начатой работы должно явиться установление особенностей конкретных «ресурсных» ситуаций, при которых господствуют изучаемые здесь поля облаков мощной конвекции.

Представляется также необходимым произвести изучение аналогичных материалов по еще более засушливым районам ЕТС и определить величины среднего ресурсного соотношения для больших (например, часовых) интервалов времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баратинская Г. Н. Суточный ход вероятности осадков на Кавказе. Ученые записки ЛГУ, сер. геогр., вып. 13. Климатология.
2. Прихотько Г. Ф., Яшовская З. М. Повторяемость мощной конвективной облачности над Украиной. Тр. УкрНИГМИ, вып. 47, 1965.
3. Чуваев А. П., Оренбургская Е. В., Осипова Г. И., Шварц В. Т. К методике оценки климатических ресурсов искусственного увеличения осадков из конвективных облаков (на материалах бассейна оз. Севан). Тр. ГГО, вып. 156, 1964.
4. Чуваев А. П. Об условиях, благоприятных для искусственного увеличения осадков из мощных кучевых облаков. Метеорол. и гидрол., № 1, 1956.
5. Чуваев А. П. К исследованию ресурсов искусственного увеличения осадков в районах недостаточного увлажнения. Тр. ГГО, вып. 186, 1966.

Г. И. ОСИПОВА

ОБ УЧЕТЕ СТРУКТУРЫ ПОЛУСУТОЧНЫХ И СУТОЧНЫХ СУММ ОСАДКОВ В ВОПРОСАХ ИСКУССТВЕННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА ОБЛАКА

В статье рассматривается значение для искусственных воздействий учета полусуточных сумм осадков и дней с малыми осадками при наличии осадкообразующих облаков.

Воздействия на облака с целью увеличения осадков или предотвращения их производятся с помощью самолета только в светлое время суток. При оценке результатов воздействий, используя метод исторической регрессии, обычно рассматривают не полусуточные количества осадков, а суточные, из которых складываются и месячные суммы. В районах, где необходимо увеличение осадков, месячные суммы невелики и при этом значительную часть их составляют ночные осадки. Увеличение осадков за счет воздействия, которое, по предварительным данным, для равнинных районов Украины составляло 10—15%, при раздельном рассмотрении дневных осадков, очевидно, может быть значительно больше [1, 2, 3].

Раздельное рассмотрение дневных осадков при отмеченном методе оценки (исторической регрессии) увеличит объем работы, но облегчит оценку малой доли прироста в осадках. При проведении работ по воздействиям (в том числе и по оценке их) необходимо представлять, какой же именно процент составляют ночные и дневные осадки в суточной сумме, из каких по величине суточных сумм складываются месячные количества осадков и в какие дни необходимо дополнительное выпадение осадков.

При рассмотрении этих вопросов были использованы данные о полусуточных суммах осадков по отдельным станциям юго-востока ЕТС и двум станциям Северного Казахстана за 1936—1960 гг. Причем были выбраны станции, различные по своему местоположению. Часть из них расположена на открытой равнине (Ершов, Александров Гай, Кустанай), часть — в пересеченной местности (Серафимович — в долине реки на северном склоне Восточно-Донской гряды, Оренбург — в достаточно открытой долине реки Урал, Орск — также в речной долине на южном склоне Уральских гор, Кокчетав — в Казахском мелкосопочнике).

Годовые суммы осадков в этих пунктах невелики: по многолетним данным, они составляют на рассматриваемых станциях ЕТС от 276 до 402 мм, на станциях Казахстана — 231—268 мм. Из них в теплое полугодие выпадает 60—70% годовых сумм на станциях юго-востока ЕТС — в Оренбурге 67%, в Ершове 59%, в Орске 71%, в Александровом Гае 60%, в Серафимовиче 86%. В Северном Казахстане осадки теплого полугодия составляют около 80% годовых сумм — в Кокчетаве 80%, в Ку-

станае 80%, в Целинограде 79%, в Петропавловске 81%. Хотя годовые суммы осадков на станциях Северного Казахстана меньше, чем на станциях юго-востока ЕТС, расположенных на той же широте, количество осадков в теплый период не оказывается меньше (табл. 1).

Месячное количество осадков в наиболее важные для вегетации зерновых культур месяцы составляет на рассматриваемых станциях в мае от 24 (Александров Гай) до 40 мм (Серафимович), в июне от 24 (Александров Гай) до 47 мм (Кокчетав). Максимум осадков на большинстве пунктов юго-востока ЕТС и Северного Казахстана приходится на июль, когда осадки еще нужны для зерновых среднеспелых культур, но они уже имеют меньшее значение для вегетации, чем в мае или в июне.

Сопоставление хода осадков за месяцы теплого периода на отдельных станциях этих районов за длительный период наблюдений и за 25-летний период показывает, что ход осадков от месяца к месяцу и наступление максимума имеют лучшее согласование в этих пунктах за единый период наблюдений — 1936—1960 гг., чем за длительный, но имеющий значительные перерывы в наблюдениях. Двухсрочные наблюдения за осадками также производятся лишь с 1936 г. Из табл. 1 видна согласованность на рассматриваемых станциях не только месячных сумм осадков, но и средних полусуточных сумм. В отдельные годы максимум осадков может приходиться на любой из месяцев с мая по август—сентябрь. В эти месяцы дневные суммы осадков превосходят ночные (в среднем за месяц). В апреле и октябре на большинстве станций преобладающими по количеству являются ночные осадки.

Наибольшие различия в суточных суммах между дневными и ночными осадками наблюдаются на рассматриваемых станциях с мая по август. Особенно значительно различаются дневные и ночные суммы на станциях Орск, Серафимович, Александров Гай. Наименьшие различия наблюдаются в Оренбурге и Кустанае. Они связаны, по-видимому, с особенностями расположения этих станций.

Раздельное рассмотрение дневных и ночных сумм осадков показывает, что ночные осадки на выбранных станциях составляют от 27 до 59% суточных сумм. Но в большинстве месяцев теплого периода и в большинстве пунктов они составляют от 40 до 50% суточных сумм (табл. 1) в ночное время и от 50 до 60% в дневное время. Лишь на ст. Александров Гай ночные осадки в четырех месяцах теплого периода составляют только 30—40% суточных сумм, а дневные в большинстве месяцев составляют от 50 до 70% суточных сумм. Эта особенность осадков в Александровом Гае требует специального рассмотрения.

В месяцы теплого полугодия ночные осадки, составляющие в среднем от 40 до 50% суточных сумм, встречаются, например, в Кокчетаве и Кустанае в каждом месяце, кроме мая, в Оренбурге и Серафимовиче — в пяти месяцах теплого периода, в Ершове — в четырех (табл. 1). Ночные осадки, составляющие в среднем 40—60% суточных сумм, встречаются в Оренбурге и Кустанае в каждом месяце теплого периода, в Ершове, Серафимовиче и Кокчетаве — в 6 месяцах, в Орске — в 5 месяцах. В остальных месяцах и пунктах (табл. 1) ночные осадки составляют от 27 до 40% суточных сумм.

Дневные осадки, составляющие в среднем 40—60% суточных сумм, встречаются в Оренбурге и Кустанае ежемесячно, в Ершове, Серафимовиче и Кокчетаве в 6 месяцах теплого периода, в Александровом Гае и Орске в четырех месяцах.

Из этих данных видно, что использование для оценки воздействий только дневных сумм осадков, т. е. примерно половины суммы, от кото-

Среднее месячное полусуточное и суточное

Станция	Период наблюдений	IV			V			VI		
		ночь	день	сутки	ночь	день	сутки	ночь	день	сутки
Оренбург	1891—1960			22			37			40
	1936—1955	11	11	22	18	26	44	13	20	33
	1936—1960	12	11	23	17	23	40	13	19	32
Орск	%	52	48	100	43	57	100	41	59	100
	1895—1898 } 1925—1960 }			19			30			34
	1936—1960	7	7	14	11	17	28	14	14	28
Ершов	%	50	50	100	39	61	100	50	50	100
	1899—1919 } 1925—1960 }			21			35			30
	1936—1960	12	11	23	14	18	32	12	18	30
Александров Гай	%	52	48	100	42	58	100	41	59	100
	1891—1900 } 1907—1915 }			18			25			23
	1928—1964 }									
Серафимович	1936—1960	9	7	16	11	13	24	9	15	24
	%	56	44	100	48	52	100	37	63	100
	1892—1918 } 1924—1963 }			30			40			46
Кокчетав	1936—1960	17	17	34	17	23	40	11	22	33
	%	50	50	100	43	57	100	33	67	100
	1891—1960			14			30			43
Кустанай	1936—1960	8	6	14	14	12	26	23	24	47
	%	57	43	100	53	47	100	49	51	100
	1902—1919 } 1922—1960 }			17			27			36
	1936—1960	8	9	17	9	13	22	15	19	34
	%	47	53	100	41	59	100	44	56	100

рой вычисляется приращение осадков, позволит сделать более заметной ту малую долю в увеличении осадков за счет воздействий, которую трудно оценить при использовании только суточных сумм. Поскольку воздействия производятся в дневное время, то удобнее использовать при оценках именно осадки этого времени, а не все суточные суммы. Однако в этом случае существует другое затруднение. Оно заключается в том, что при оценке воздействий методом исторической регрессии придется использовать не весь период наблюдений, а лишь с 1936 г., т. е. со времени начала в СССР двухсрочных наблюдений за осадками. К настоящему времени такие ряды насчитывают 30 лет. Это немного. Средняя из такого ряда для рассматриваемых районов может вычисляться приблизительно с ошибкой $\pm 8-12\%$, а величина прироста в осадках, возможно, будет больше той, которая была определена ранее, т. е. не 10% , а $15-20\%$ и более. Накапливаемый опыт работ в области воздействий приведет со временем к большей их эффективности, к более совершенным способам и лучшим возможностям для их оценки.

Интересно рассмотреть вопрос о том, каковы по величине суммы ночных и дневных осадков. Для этого использовались ежедневные данные всех ночных и всех дневных осадков по станциям Оренбург и Ершов с мая по сентябрь 1936—1955 гг.

Рассмотрение числа дней с осадками, выпадающими только ночью или только днем, показало, что такие осадки составляют значительную

Таблица 1

Количество осадков (мм и % от суточной суммы)

VII			VIII			IX			X			Теплый период	Год
ночь	день	сутки	ночь	день	сутки	ночь	день	сутки	ночь	день	сутки		
18	20	39	15	16	30	12	16	28	21	21	35	231	347
20	24	38	15	14	31	17	17	28	22	22	42	236	
45	55	44	52	48	29	50	50	34	50	50	44	246	
		100			100			100			100		
		38			29			24			24	198	276
10	27	37	12	17	29	13	10	23	13	11	24	183	
27	73	100	39	61	100	57	43	100	54	46	100		
		32			29			26			33	208	350
15	21	36	11	19	30	11	13	24	20	14	34	209	
42	58	100	39	61	100	46	54	100	59	41	100		
		28			25			18			28	165	276
9	15	24	8	16	24	7	8	15	15	16	31	158	
37	63	100	32	68	100	47	53	100	48	52	100		
		48			43			29			30	266	402
19	26	45	21	28	49	12	15	27	17	16	33	261	
42	58	100	43	57	100	44	56	100	52	48	100		
		59			39			25			21	231	
26	42	68	17	19	36	8	12	20	6	8	14	225	
38	62	100	48	52	100	42	58	100	43	57	100		
		46			34			26			28	214	268
21	23	44	16	17	33	11	14	25	12	14	26	201	
48	52	100	48	52	100	44	56	100	46	54	100		

часть дней месяца (табл. 2). Так, в Оренбурге только ночные осадки составляют 3—4 дня, в Ершове — 3 дня. Только дневные осадки составляют от 4 до 6 дней на обеих станциях в различные месяцы теплого периода. В общей сложности число дней с осадками, выпадающими только в ночное или только в дневное время, составляет от 6 до 9, т. е. от 57 до 66% дней с осадками (включая дни с осадками 0,0 мм).

В связи с тем, что число дней с осадками, выпадающими только в ночное время, значительно, рассмотрение полусуточных сумм осадков производилось по тем же градациям, что и для суточных сумм.

Необходимо отметить, что машинная обработка данных осадков по градациям производилась отдельно для ночных и дневных осадков, поэтому процент числа дней разных градаций вычислялся от суммы дней с ночными и дневными осадками.

Как видно из табл. 3, составленной по данным Оренбурга, ночные осадки малых сумм (от 0,1 до 5,0 мм) составляют почти ту же долю, что и дневные. А именно, в рассматриваемые месяцы теплого периода (с мая по сентябрь) ночные осадки малых сумм составляют 15—24% суммы всех дней с ночными и дневными осадками, дневные — 18—24%. При этом только в мае преобладающими по количеству являются ночные осадки, в остальные месяцы из малых полусуточных сумм преобладающими являются дневные осадки.

По числу дней ночные осадки малых полусуточных сумм являются

Таблица 2

Число дней с осадками полусуточных и суточных сумм различных градаций в месяцы теплого периода

Период наблюдений	Осадки (мм)	V	VI	VII	VIII	IX	V	VI	VII	VIII	IX
Оренбург						Ершов					
1891—1960 (Оренбург), 1899—1918, 1924—1960 (Ершов)		10	9	10	8	9	8	8	8	8	7
1936—1955	> 0,1	12	9	9	8	9	10	8	8	7	6
1936—1960	0,1 и более	11	9	10	8	9	10	8	9	7	7
	0,1—5,0	9	7	7	6	7	8	6	7	5	5
	5—20	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1
	> 20	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	0,0 и более	15	14	15	11	12	13	11	12	11	10
	0,0	4	5	5	3	3	3	3	3	4	3
	0,0 и более	4	4	3	3	3	3	3	3	3	3
	ночные	5	6	6	4	4	6	4	5	5	3
	дневные	2	2	2	1	1	1	1	1	2	1
	0,0	2	3	3	2	2	2	2	2	2	2
	ночные										
	дневные										

преобладающими или равными дневным. Ночные осадки этой градации (от 0,1 до 5,0 мм) составляют 33—45% всех дней с ночными осадками, дневные — 39—46%. На долю всех остальных градаций осадков (полусуточных сумм) приходится небольшая часть дней — на ночные осадки 5—9% дней, на дневные — 8—13%.

В сумме по всем средним и крупным градациям полусуточных сумм видно, что дневные осадки преобладают по числу дней по сравнению с ночными.

По количеству все осадки, превышающие 5,0 мм, составляют в ночное время от 17 до 34%, в дневное — от 32 до 44% в рассматриваемые месяцы. При этом осадки с полусуточными суммами от 5 до 10 мм в дневное время являются преобладающими во все месяцы с мая по сентябрь.

Из осадков с полусуточными суммами от 10 до 20 мм преобладающими в мае, июне и сентябре являются дневные осадки. Они преобладают и по числу дней и по количеству. В июле и августе ночные осадки по количеству превосходят дневные. По числу дней ночные осадки в эти месяцы также или превосходят дневные, или равны им.

Осадки, превышающие 20 мм, встречаются в Оренбурге не ежегодно. Мало и число дней с ними и количество их. Лишь в августе они наблюдаются ежегодно и при этом являются преобладающими в ночное время.

Таблица 3

Число ночей и дней (n) с осадками и количество осадков (q) по ст. Оренбург за 1936—1955 гг.

Месяц		0,1—5,0 мм			5,1—10,0 мм			10,1—20,0 мм			> 20,0 мм			Сумма за месяц		
		7 час.	19 час.	сумма за сутки	7 час.	19 час.	сумма за сутки	7 час.	19 час.	сумма за сутки	7 час.	19 час.	сумма за сутки	7 час.	19 час.	сумма за сутки
V	n % q %	6 42 10 21	6 39 8 18	12 81 18 39	0,6 4 8 10	1,1 8 8 19	1,7 12 13 29	0,3 2 3 7	0,6 4 8 19	0,9 6 11 26	— — — —	0,1 1 2 6	0,1 1 2 6	6,9 48 18 38	7,8 52 26 62	14,7 100 44 100
VI	n % q %	3,5 33 5 15	5,0 47 7 21	8,5 80 12 36	0,8 7 6 18	0,9 8 6 18	1,7 15 12 36	0,05 3 0,8 2	0,35 3 4,8 15	0,40 3,5 5,6 17	0,05 0,5 1 4	0,1 1 2,4 7	0,15 1,5 3,4 11	4,41 41 13 39	6,35 59 20 61	10,76 100 33 100
VII	n % q %	4,5 37 6,3 16	5,6 45 7,1 18	10,1 82 13,4 34	0,4 3 3,1 8	0,8 7 5,4 14	1,2 10 8,5 22	0,5 4 6,7 18	0,35 3 4,4 12	0,85 7 11,1 30	1,0 1 2,0 6	0,05 0 3,1 8	1,05 1 5,1 14	5,5 45 18,1 48	6,8 55 20,0 52	12,3 100 38,3 100
VIII	n % q %	3,8 40 5 15	3,9 41 6 18	7,7 81 11 33	0,55 6 3 12	0,6 7 4 16	1,15 13 7 28	0,2 2 3 9	0,15 2 2 6	0,35 4 5 15	0,15 1 4 13	0,1 1 3 11	0,25 2 7 24	4,7 49 15 49	4,85 51 15 51	9,55 100 30 100
IX	n % q %	4,8 45 6,8 24	4,4 42 6,8 24	9,2 87 13,6 48	0,35 3 2,3 8	0,4 4 2,6 9	0,75 7 4,9 17	0,15 1 2,2 8	0,4 4 5,4 19	0,55 5 7,6 27	0,05 1 1,3 4	0,05 0 1,1 4	0,10 1 2,4 8	5,35 50 13 44	5,35 50 17 56	10,70 100 30 100

Преобладание осадков малых сумм (от 0,1 до 5,0 мм) по числу дней с осадками говорит о необходимости увеличения количества осадков в такие дни, поскольку осадки малых сумм являются неэффективными для сельскохозяйственных растений.

Рассмотрение не полусуточных, а только суточных сумм осадков за тот же период наблюдений, т. е. с 1936 по 1960 г., показывает (табл. 2), что осадки малых суточных сумм, т. е. от 0,1 до 5,0 мм, составляют 47—60% дней с осадками за месяц (6—9 дней). Это те дни, когда необходимо увеличение осадков и когда, очевидно, имеются благоприятные облачные условия для этого. Однако в половине таких дней осадки выпадают ночью, и, следовательно, воздействия на облака в дневное время при помощи самолета могут производиться также только в половине дней.

К числу дней, когда необходимо вызывание осадков, относятся и дни с осадками 0,0 мм за сутки, не учитываемые при климатологической обработке, но весьма важные при учете дней с ресурсными осадкообразующими облаками. Дневные осадки 0,0 мм также составляют только 50% всех дней с осадками этой градации за сутки, т. е. 2—3 дня в месяц (табл. 2).

Таким образом, в 5—9 днях в месяце, т. е. в 50—60% всех дней с осадками, необходимо и, вероятно, возможно их дополнительное выпадение при воздействиях с самолета в светлое время суток. В ночное время возможны воздействия с помощью ракет и других средств. Использование этих способов позволяет производить засев облаков еще примерно в 40% дней, в которые необходимо добавление осадков. Число дней с недостаточными для сельскохозяйственных растений осадками (0,0—0,5 мм), т. е. дней, в которые необходимо увеличение осадков, составляет, по данным ст. Оренбург, 9—13, по ст. Ершов — 8—11, или более 80% всех дней с осадками в каждом месяце теплого периода (табл. 2).

Можно сделать два вывода относительно учета дней с воздействиями в зависимости от способа воздействия на осадкообразующие облака с целью получения дополнительных осадков в районах недостаточного увлажнения.

1. При воздействиях на облака только в дневное время с целью увеличения осадков оценку воздействий следует производить по данным только дневных осадков для получения заметного в процентном отношении эффекта.

2. Для получения более значимого для урожая результата необходимы круглосуточные воздействия с помощью самолетов, ракет и других средств (отдельно или комбинированно) и учет всех суточных сумм осадков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Прихотько Г. Ф., Яшовская З. М. Повторяемость мощной конвективной облачности над Украиной. Тр. УкрНИГМИ, вып. 47, 1965.
2. Половина И. П. Водозапасы слоистых и слоисто-кучевых облаков в холодное полугодие над Украиной. Тр. УкрНИГМИ, вып. 47, 1965.
3. Леонов М. П. Предварительные результаты исследования обложных осадков по данным густой осадкомерной сети. Тр. УкрНИГМИ, вып. 47, 1965.

Л. Т. МАТВЕЕВ, Л. П. БЫКОВА

ТАБЛИЦЫ ЗНАЧЕНИЙ УПРУГОСТИ НАСЫЩЕНИЯ ВОДЯНОГО ПАРА НАД ВОДОЙ И ЛЬДОМ

Приведены таблицы значений упругости насыщения водяного пара над плоской поверхностью воды в диапазоне от 100 до -80° и льда в диапазоне от 0 до -100° , рассчитанные на электронной вычислительной машине через интервал $0,1^\circ$ по формулам, рекомендованным в 1961 г. третьей сессией Международной аэрологической комиссии Всемирной метеорологической организации в качестве наиболее достоверных.

При решении многих задач физики атмосферы и техники измерений необходимы сведения об упругости насыщения водяного пара с высокой степенью точности и через малые интервалы температур. Предлагаемые таблицы упругости насыщения водяного пара над водой и льдом рассчитаны через $0,1^\circ$ на электронной вычислительной машине (ЭВМ) по формулам, рекомендованным в 1961 г. третьей сессией Международной аэрологической комиссии Всемирной метеорологической организации (ВМО) в качестве наиболее достоверных [1]. Эти формулы и уточнения к ним опубликованы в официальных изданиях ВМО [2]. Они имеют следующий вид:

$$\begin{aligned}\log_{10} E_w = & 10,79574 \left(1 - \frac{T_1}{T}\right) - 5,02800 \log_{10} \left(\frac{T}{T_1}\right) + \\ & + 1,50475 \cdot 10^{-4} \left[1 - 10^{-8,2969 \left(\frac{T}{T_1} - 1\right)}\right] + \\ & + 0,42873 \cdot 10^{-3} \left[10^{4,76955 \left(1 - \frac{T_1}{T}\right)} - 1\right] + 0,78614; \quad (1)\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\log_{10} E_i = & -9,09685 \left(\frac{T_1}{T} - 1\right) - 3,56654 \log_{10} \left(\frac{T_1}{T}\right) + \\ & + 0,87682 \left(1 - \frac{T}{T_1}\right) + 0,78614. \quad (2)\end{aligned}$$

Здесь E_w и E_i — упругость насыщения водяного пара в миллибарах над плоской поверхностью чистой воды и льда соответственно, $T_1 = 273,16^\circ \text{K}$ ($t_1 = 0,01^\circ \text{C}$) — температура тройной точки воды; T — температура по абсолютной шкале, связанная с температурой t по шкале Цельсия соотношением

$$T = 273,15 + t.$$

Эти формулы и рассчитанные по ним значения упругости насыщения отличаются от рекомендованных ВМО в 1951 г. [3], а также в монографиях А. Х. Хргиана [4] и В. А. Усольцева [5].

В качестве исходной точки при построении формул (1) и (2) принята тройная точка воды ($T_1 = 273,16^\circ \text{K}$; $t_1 = 0,01^\circ \text{C}$), в которой упру-

гость насыщения над водой и льдом, естественно, одинакова и равна 6,1114 мб.

Значения упругости насыщения водяного пара через 1°C , рассчитанные по тем же формулам (1) и (2), приведены Л. Т. Матвеевым в [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Abridged final report. WMO, RP. 46, no. 112, p. 45—46. Geneva, 1961.
2. Технический регламент, т. I (общая часть). ВМО, № 49. ОД. 2. Изд. 2-е, Женева, 1959 и Дополнение № 2, Женева, 1963.
3. Values of some physical functions and constants used in meteorology. WMO, Publ. no. 79, 1951.
4. Хргиан А. Х. Физика атмосферы, изд. 2-е. Физматгиз, 1958.
5. Усольцев В. А. Измерение влажности воздуха. Гидрометеиздат, 1959.
6. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы, стр. 854—855. Гидрометеиздат, Л., 1965.

Таблица 1
Упругость насыщения водяного пара (мб) над плоской поверхностью чистой воды при разных температурах (°C)

t°C	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
-79	$1,2597 \cdot 10^{-8}$	1,2397	1,2199	1,2004	1,1813	1,1624	1,1437	1,1254	1,1073	$1,0895 \cdot 10^{-8}$
-78	$1,4772 \cdot 10^{-8}$	1,4540	1,4311	1,4086	1,3864	1,3645	1,3429	1,3216	1,3007	$1,2801 \cdot 10^{-8}$
-77	$1,7286 \cdot 10^{-8}$	1,7018	1,6754	1,6494	1,6237	1,5984	1,5734	1,5488	1,5246	$1,5007 \cdot 10^{-8}$
-76	$2,0187 \cdot 10^{-8}$	1,9878	1,9573	1,9273	1,8977	1,8685	1,8397	1,8113	1,7834	$1,7558 \cdot 10^{-8}$
-75	$2,3528 \cdot 10^{-8}$	2,3172	2,2822	2,2476	2,2135	2,1799	2,1467	2,1140	2,0818	$2,0500 \cdot 10^{-8}$
-74	$2,7368 \cdot 10^{-8}$	2,6960	2,6557	2,6160	2,5768	2,5382	2,5000	2,4624	2,4254	$2,3888 \cdot 10^{-8}$
-73	$3,1776 \cdot 10^{-8}$	3,1307	3,0845	3,0390	2,9940	2,9497	2,9059	2,8628	2,8202	$2,7782 \cdot 10^{-8}$
-72	$3,6824 \cdot 10^{-8}$	3,6288	3,5759	3,5238	3,4723	3,4215	3,3714	3,3219	3,2731	$3,2250 \cdot 10^{-8}$
-71	$4,2599 \cdot 10^{-8}$	4,1986	4,1381	4,0785	4,0196	3,9615	3,9042	3,8476	3,7918	$3,7368 \cdot 10^{-8}$
-70	$4,9191 \cdot 10^{-8}$	4,8492	4,7802	4,7122	4,6450	4,5786	4,5132	4,4486	4,3848	$4,3219 \cdot 10^{-8}$
-69	$5,6706 \cdot 10^{-8}$	5,5910	5,5124	5,4348	5,3582	5,2827	5,2080	5,1344	5,0617	$4,9899 \cdot 10^{-8}$
-68	$6,5259 \cdot 10^{-8}$	6,4354	6,3460	6,2577	6,1705	6,0845	5,9996	5,9158	5,8330	$5,7513 \cdot 10^{-8}$
-67	$7,4979 \cdot 10^{-8}$	7,3950	7,2935	7,1932	7,0942	6,9965	6,8999	6,8046	6,7106	$6,6177 \cdot 10^{-8}$
-66	$8,6006 \cdot 10^{-8}$	8,4840	8,3689	8,2551	8,1428	8,0319	7,9224	7,8143	7,7075	$7,6020 \cdot 10^{-8}$
-65	$9,8500 \cdot 10^{-8}$	9,7180	9,5876	9,4588	9,3316	9,2059	9,0818	8,9593	8,8382	$8,7187 \cdot 10^{-8}$
-64	$1,1263 \cdot 10^{-2}$	1,1114	1,0967	1,0821	1,0677	1,0535	1,0395	1,0256	1,0119	$0,9984 \cdot 10^{-2}$
-63	$1,2860 \cdot 10^{-2}$	1,2692	1,2525	1,2360	1,2198	1,2037	1,1879	1,1722	1,1567	$1,1414 \cdot 10^{-2}$
-62	$1,4661 \cdot 10^{-2}$	1,4471	1,4283	1,4098	1,3915	1,3734	1,3555	1,3378	1,3203	$1,3030 \cdot 10^{-2}$
-61	$1,6690 \cdot 10^{-2}$	1,6476	1,6265	1,6056	1,5850	1,5646	1,5444	1,5245	1,5048	$1,4853 \cdot 10^{-2}$
-60	$1,8973 \cdot 10^{-2}$	1,8732	1,8495	1,8260	1,8028	1,7798	1,7571	1,7347	1,7126	$1,6907 \cdot 10^{-2}$
-59	$2,1537 \cdot 10^{-2}$	2,1267	2,1000	2,0737	2,0476	2,0218	1,9963	1,9711	1,9462	$1,9216 \cdot 10^{-2}$
-58	$2,4415 \cdot 10^{-2}$	2,4112	2,3813	2,3517	2,3224	2,2935	2,2649	2,2366	2,2087	$2,1810 \cdot 10^{-2}$
-57	$2,7640 \cdot 10^{-2}$	2,7300	2,6965	2,6634	2,6306	2,5982	2,5661	2,5344	2,5031	$2,4721 \cdot 10^{-2}$
-56	$3,1249 \cdot 10^{-2}$	3,0869	3,0494	3,0123	2,9756	2,9394	2,9035	2,8680	2,8329	$2,7983 \cdot 10^{-2}$
-55	$3,5283 \cdot 10^{-2}$	3,4859	3,4440	3,4025	3,3615	3,3210	3,2809	3,2412	3,2020	$3,1632 \cdot 10^{-2}$
-54	$3,9787 \cdot 10^{-2}$	3,9314	3,8846	3,8383	3,7926	3,7473	3,7025	3,6582	3,6144	$3,5711 \cdot 10^{-2}$
-53	$4,4809 \cdot 10^{-2}$	4,4282	4,3761	4,3245	4,2736	4,2230	4,1730	4,1237	4,0748	$4,0265 \cdot 10^{-2}$
-52	$5,0403 \cdot 10^{-2}$	4,9816	4,9236	4,8661	4,8093	4,7531	4,6975	4,6425	4,5880	$4,5342 \cdot 10^{-2}$

00 01 02 03 04 05 06 07 08 09

$t^{\circ}\text{C}$	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
-51	$5,6626 \cdot 10^{-2}$	5,5974	5,5328	5,4690	5,4058	5,3432	5,2813	5,2201	5,1595	$5,0996 \cdot 10^{-2}$
-50	$6,3542 \cdot 10^{-2}$	6,2817	6,2100	6,1391	6,0688	5,9994	5,9306	5,8625	5,7952	$5,7286 \cdot 10^{-2}$
-49	$7,1218 \cdot 10^{-2}$	7,0414	6,9619	6,8831	6,8052	6,7281	6,6517	6,5762	6,5014	$6,4274 \cdot 10^{-2}$
-48	$7,9730 \cdot 10^{-2}$	7,8839	7,7957	7,7084	7,6220	7,5365	7,4518	7,3681	7,2851	$7,2031 \cdot 10^{-2}$
-47	$8,9157 \cdot 10^{-2}$	8,8170	8,7194	8,6227	8,5271	8,4324	8,3386	8,2458	8,1539	$8,0630 \cdot 10^{-2}$
-46	$9,9587 \cdot 10^{-2}$	9,8496	9,7416	9,6347	9,5288	9,4241	9,3203	9,2176	9,1160	$9,0153 \cdot 10^{-2}$
-45	$1,1111 \cdot 10^{-1}$	1,0991	1,0872	1,0753	1,0636	1,0521	1,0406	1,0292	1,0180	$1,0069 \cdot 10^{-1}$
-44	$1,2384 \cdot 10^{-1}$	1,2251	1,2119	1,1989	1,1860	1,1732	1,1605	1,1480	1,1356	$1,1233 \cdot 10^{-1}$
-43	$1,3788 \cdot 10^{-1}$	1,3641	1,3496	1,3352	1,3210	1,3069	1,2929	1,2791	1,2654	$1,2518 \cdot 10^{-1}$
-42	$1,5334 \cdot 10^{-1}$	1,5173	1,5013	1,4855	1,4698	1,4542	1,4389	1,4236	1,4085	$1,3936 \cdot 10^{-1}$
-41	$1,7037 \cdot 10^{-1}$	1,6859	1,6683	1,6509	1,6336	1,6165	1,5996	1,5828	1,5662	$1,5498 \cdot 10^{-1}$
-40	$1,8909 \cdot 10^{-1}$	1,8714	1,8520	1,8329	1,8139	1,7951	1,7765	1,7580	1,7397	$1,7216 \cdot 10^{-1}$
-39	$2,0966 \cdot 10^{-1}$	2,0752	2,0539	2,0329	2,0120	1,9914	1,9709	1,9506	1,9305	$1,9106 \cdot 10^{-1}$
-38	$2,3224 \cdot 10^{-1}$	2,2988	2,2755	2,2524	2,2295	2,2069	2,1844	2,1622	2,1401	$2,1182 \cdot 10^{-1}$
-37	$2,5699 \cdot 10^{-1}$	2,5441	2,5186	2,4932	2,4682	2,4433	2,4187	2,3942	2,3701	$2,3461 \cdot 10^{-1}$
-36	$2,8411 \cdot 10^{-1}$	2,8129	2,7849	2,7571	2,7297	2,7024	2,6754	2,6487	2,6222	$2,5959 \cdot 10^{-1}$
-35	$3,1379 \cdot 10^{-1}$	3,1070	3,0764	3,0461	3,0160	2,9862	2,9566	2,9274	2,8984	$2,8606 \cdot 10^{-1}$
-34	$3,4625 \cdot 10^{-1}$	3,4288	3,3953	3,3621	3,3292	3,2966	3,2643	3,2323	3,2006	$3,1691 \cdot 10^{-1}$
-33	$3,8172 \cdot 10^{-1}$	3,7803	3,7437	3,7075	3,6716	3,6360	3,6007	3,5657	3,5310	$3,4966 \cdot 10^{-1}$
-32	$4,2044 \cdot 10^{-1}$	4,1641	4,1242	4,0846	4,0454	4,0066	3,9680	3,9298	3,8919	$3,8544 \cdot 10^{-1}$
-31	$4,6266 \cdot 10^{-1}$	4,5827	4,5392	4,4961	4,4533	4,4109	4,3689	4,3272	4,2859	$4,2450 \cdot 10^{-1}$
-30	$5,0868 \cdot 10^{-1}$	5,0390	4,9916	4,9446	4,8980	4,8518	4,8060	4,7606	4,7155	$4,6709 \cdot 10^{-1}$
-29	$5,5879 \cdot 10^{-1}$	5,5358	5,4842	5,4331	5,3823	5,3320	5,2822	5,2327	5,1836	$5,1350 \cdot 10^{-1}$
-28	$6,1330 \cdot 10^{-1}$	6,0764	6,0203	5,9646	5,9095	5,8547	5,8005	5,7466	5,6933	$5,6404 \cdot 10^{-1}$
-27	$6,7256 \cdot 10^{-1}$	6,6641	6,6031	6,5426	6,4827	6,4232	6,3642	6,3056	6,2476	$6,1901 \cdot 10^{-1}$
-26	$7,3693 \cdot 10^{-1}$	7,3025	7,2363	7,1706	7,1055	7,0408	6,9768	6,9132	6,8502	$6,7876 \cdot 10^{-1}$
-25	$8,0679 \cdot 10^{-1}$	7,9955	7,9236	7,8523	7,7816	7,7115	7,6420	7,5730	7,5045	$7,4366 \cdot 10^{-1}$
-24	$8,8256 \cdot 10^{-1}$	8,7470	8,6691	8,5918	8,5152	8,4391	8,3637	8,2888	8,2146	$8,1410 \cdot 10^{-1}$
-23	$9,6466 \cdot 10^{-1}$	9,5615	9,4771	9,3934	9,3103	9,2279	9,1461	9,0650	8,9846	$8,9048 \cdot 10^{-1}$
-22	$1,0536$	1,0444	1,0352	1,0261	1,0172	1,0082	0,9994	0,9906	0,9819	$0,9732$
-21	$1,1498$	1,1398	1,1299	1,1201	1,1104	1,1007	1,0911	1,0816	1,0722	$1,0628$

-20	1,2538	1,2430	1,2323	1,2217	1,2112	1,2007	1,1904	1,1801	1,1699	1,1598
-19	1,3661	1,3545	1,3430	1,3315	1,3201	1,3089	1,2977	1,2866	1,2755	1,2646
-18	1,4874	1,4749	1,4624	1,4501	1,4378	1,4256	1,4135	1,4016	1,3896	1,3778
-17	1,6183	1,6048	1,5913	1,5780	1,5648	1,5516	1,5386	1,5257	1,5128	1,5001
-16	1,7594	1,7448	1,7303	1,7160	1,7017	1,6875	1,6735	1,6595	1,6457	1,6320
-15	1,9114	1,8957	1,8801	1,8646	1,8493	1,8340	1,8189	1,8038	1,7889	1,7741
-14	2,0751	2,0582	2,0414	2,0247	2,0082	1,9918	1,9754	1,9593	1,9432	1,9272
-13	2,2512	2,2330	2,2149	2,1970	2,1792	2,1615	2,1440	2,1266	2,1093	2,0921
-12	2,4404	2,4209	2,4015	2,3822	2,3631	2,3441	2,3252	2,3065	2,2879	2,2695
-11	2,6438	2,6228	2,6020	2,5813	2,5607	2,5403	2,5201	2,4999	2,4800	2,4601
-10	2,8622	2,8397	2,8173	2,7951	2,7730	2,7511	2,7293	2,7077	2,6863	2,6650
-9	3,0965	3,0724	3,0484	3,0245	3,0008	2,9773	2,9540	2,9308	2,9078	2,8849
-8	3,3478	3,3219	3,2962	3,2706	3,2452	3,2200	3,1950	3,1701	3,1454	3,1209
-7	3,6171	3,5893	3,5618	3,5344	3,5072	3,4802	3,4533	3,4267	3,4002	3,3739
-6	3,9055	3,8758	3,8462	3,8169	3,7878	3,7589	3,7301	3,7016	3,6732	3,6451
-5	4,2142	4,1824	4,1508	4,1194	4,0882	4,0572	4,0265	3,9959	3,9655	3,9355
-4	4,5444	4,5104	4,4766	4,4430	4,4097	4,3765	4,3436	4,3110	4,2785	4,2462
-3	4,8974	4,8610	4,8249	4,7890	4,7534	4,7180	4,6828	4,6478	4,6131	4,5786
-2	5,2745	5,2357	5,1971	5,1588	5,1207	5,0829	5,0453	5,0079	4,9708	4,9340
-1	5,6772	5,6358	5,5946	5,5536	5,5130	5,4726	5,4325	5,3926	5,3530	5,3136
0	6,1070	6,0627	6,0188	5,9751	5,9317	5,8886	5,8458	5,8032	5,7610	5,7190
1	6,6053	6,5627	6,5205	6,4786	6,4368	6,3954	6,3541	6,3129	6,2718	6,2308
2	7,0538	7,0127	6,9719	6,9313	6,8908	6,8505	6,8103	6,7702	6,7302	6,6903
3	7,5743	7,5341	7,4941	7,4541	7,4142	7,3744	7,3347	7,2951	7,2556	7,2162
4	8,1284	8,0888	8,0494	8,0101	7,9708	7,9316	7,8925	7,8535	7,8145	7,7756
5	8,7181	8,6791	8,6405	8,6022	8,5644	8,5269	8,4898	8,4527	8,4157	8,3787
6	9,3453	9,3079	9,2708	9,2338	9,1969	9,1600	9,1232	9,0865	9,0498	9,0132
7	10,0120	9,9754	9,9390	9,9027	9,8665	9,8304	9,7944	9,7585	9,7226	9,6868
8	10,7204	10,6847	10,6491	10,6136	10,5782	10,5429	10,5077	10,4726	10,4376	10,4026
9	11,4726	11,4378	11,4031	11,3685	11,3340	11,2996	11,2653	11,2311	11,1970	11,1630
10	12,2709	12,2372	12,2036	12,1701	12,1367	12,1034	12,0702	12,0371	12,0041	11,9711
11	13,1178	13,0852	13,0527	13,0203	12,9880	12,9558	12,9237	12,8917	12,8598	12,8279
12	14,0156	13,9841	13,9527	13,9214	13,8902	13,8591	13,8281	13,7972	13,7664	13,7356
13	14,9672	14,9368	14,9065	14,8763	14,8462	14,8162	14,7863	14,7565	14,7267	14,6970
14	15,9750	15,9458	15,9167	15,8877	15,8588	15,8299	15,8011	15,7724	15,7437	15,7151
15	17,0420	17,0138	16,9857	16,9577	16,9298	16,9019	16,8741	16,8464	16,8187	16,7911
16	18,1711	18,1440	18,1170	18,0901	18,0632	18,0364	18,0096	17,9829	17,9562	17,9296
17	19,3653	19,3394	19,3136	19,2879	19,2622	19,2366	19,2110	19,1855	19,1600	19,1345
18	20,6278	20,6031	20,5784	20,5538	20,5292	20,5047	20,4802	20,4557	20,4312	20,4067
19	21,9618	21,9382	21,9146	21,8911	21,8676	21,8441	21,8206	21,7971	21,7736	21,7501
20	23,3708	23,3482	23,3256	23,3031	23,2806	23,2581	23,2356	23,2131	23,1906	23,1681

0,0 0,1 0,2 0,3 0,4 0,5 0,6 0,7 0,8 0,9

°C	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
21	24,8583	25,0115	25,1655	25,3204	25,4760	25,6326	25,7899	25,9481	26,1072	26,2671
22	26,4279	26,5895	26,7520	26,9153	27,0796	27,2447	27,4106	27,5775	27,7453	27,9139
23	28,0834	28,2539	28,4252	28,5974	28,7706	28,9447	29,1196	29,2956	29,4724	29,6502
24	29,8289	30,0085	30,1891	30,3706	30,5531	30,7365	30,9210	31,1063	31,2926	31,4800
25	31,5682	31,8575	32,0478	32,2390	32,4312	32,6245	32,8187	33,0140	33,2102	33,4075
26	33,6058	33,8051	34,0055	34,2069	34,4093	34,6127	34,8172	35,0229	35,2294	35,4371
27	35,6459	35,8557	36,0666	36,2786	36,4916	36,7058	36,9210	37,1374	37,3548	37,5733
28	37,7930	38,0138	38,2357	38,4587	38,6829	38,9082	39,1346	39,3622	39,5909	39,8208
29	40,0519	40,2841	40,5175	40,7520	40,9878	41,2247	41,4628	41,7021	41,9428	42,1843
30	42,4273	42,6714	42,9168	43,1633	43,4112	43,6602	43,9105	44,1620	44,4149	44,6689
31	44,9242	45,1808	45,4386	45,6977	45,9582	46,2198	46,4828	46,7471	47,0127	47,2796
32	47,5478	47,8174	48,0882	48,3604	48,6339	48,9088	49,1850	49,4626	49,7415	50,0218
33	50,3035	50,5865	50,8709	51,1567	51,4439	51,7325	52,0225	52,3139	52,6067	52,9010
34	53,1966	53,4937	53,7922	54,0922	54,3936	54,6965	55,0009	55,3067	55,6139	55,9227
35	56,2329	56,5447	56,8579	57,1726	57,4889	57,8066	58,1259	58,4467	58,7690	59,0929
36	59,4183	59,7452	60,0738	60,4040	60,7355	61,0687	61,4035	61,7399	62,0779	62,4175
37	62,7587	63,1015	63,4459	63,7920	64,1396	64,4890	64,8399	65,1925	65,5469	65,9028
38	66,2604	66,6196	66,9806	67,3432	67,7076	68,0737	68,4414	68,8109	69,1821	69,5550
39	69,9297	70,3061	70,6843	71,0642	71,4458	71,8293	72,2145	72,6015	72,9903	73,3809
40	73,7733	74,1675	74,5635	74,9614	75,3610	75,7626	76,1659	76,5711	76,9782	77,3871
41	77,7980	78,2106	78,6252	79,0417	79,4601	79,8804	80,3026	80,7267	81,1527	81,5807
42	82,0107	82,4426	82,8764	83,3122	83,7500	84,1898	84,6315	85,0753	85,5211	85,9688
43	86,4186	86,8704	87,3243	87,7802	88,2381	88,6981	89,1602	89,6243	90,0905	90,5588
44	91,0292	91,5017	91,9764	92,4531	92,9319	93,4129	93,8960	94,3813	94,8688	95,3583
45	95,8501	96,3441	96,8402	97,3385	97,8391	98,3418	98,8468	99,3540	99,8635	100,3751
46	100,8891	101,4053	101,9237	102,4445	102,9675	103,4928	104,0205	104,5504	105,0827	105,6172
47	106,1542	106,6934	107,2350	107,7790	108,3254	108,8741	109,4252	109,9787	110,5346	111,0929
48	111,6537	112,2168	112,7824	113,3505	113,9210	114,4939	115,0694	115,6473	116,2277	116,8106
49	117,3960	117,9840	118,5744	119,1674	119,7629	120,3610	120,9616	121,5649	122,1706	122,7790
50	123,3900	124,0036	124,6198	125,2386	125,8600	126,4841	127,1108	127,7402	128,3723	129,0071
51	129,6445	130,2846	130,9275	131,5730	132,2213	132,8723	133,5261	134,1826	134,8419	135,5039
52	136,1687	136,8364	137,5068	138,1800	138,8561	139,5349	140,2167	140,9012	141,5886	142,2789
53	142,9721	143,6682	144,3671	145,0690	145,7738	146,4815	147,1921	147,9057	148,6223	149,3418
54	150,0643	150,7898	151,5183	152,2497	152,9842	153,7218	154,4623	155,2060	155,9526	156,7024
55	157,4552	158,2111	158,9701	159,7322	160,4974	161,2658	162,0373	162,8120	163,5898	164,3708
56	165,1549	165,9423	166,7328	167,5266	168,3236	169,1239	169,9273	170,7341	171,5441	172,3574
57	173,1739	173,9938	174,8170	175,6435	176,4733	177,3065	178,1430	178,9829	179,8262	180,6728
58	181,5228	182,3763	183,2332	184,0935	184,9572	185,8244	186,6951	187,5692	188,4468	189,3280
59	190,2126	191,1008	191,9924	192,8876	193,7864	194,6888	195,5947	196,5042	197,4173	198,3340

60	199,2544	200,1783	201,1060	202,0372	202,9722	203,9108	204,8531	205,7992	206,7489	207,7024
61	208,6596	209,6205	210,5852	211,5537	212,5260	213,5021	214,4820	215,4657	216,4533	217,4447
62	218,4399	219,4390	220,4421	221,4490	222,4598	223,4745	224,4932	225,5158	226,5424	227,5729
63	228,6074	229,6459	230,6894	231,7350	232,7855	233,8401	234,8988	235,9615	237,0293	238,0992
64	239,1743	240,2534	241,3367	242,4241	243,5156	244,6114	245,7113	246,8154	247,9237	249,0363
65	250,1530	251,2741	252,3993	253,5289	254,6627	255,8009	256,9433	258,0901	259,2412	260,3967
66	261,5565	262,7207	263,8893	265,0823	266,2397	267,4216	268,6079	269,7986	270,9939	272,1936
67	273,3978	274,6065	275,8198	277,0375	278,2599	279,4868	280,7182	281,9543	283,1950	284,4403
68	285,6902	286,9448	288,2041	289,4680	290,7366	292,0099	293,2879	294,5707	295,8582	297,1505
69	298,4475	299,7494	301,0560	302,3674	303,6837	305,0048	306,3308	307,6617	308,9974	310,3380
70	311,6836	313,0341	314,3895	315,7499	317,1153	318,4856	319,8610	321,2413	322,6267	324,0172
71	325,4127	326,8133	328,2190	329,6297	331,0456	332,4667	333,8928	335,3242	336,7607	338,2024
72	339,6493	341,1015	342,5599	344,0216	345,4895	346,9627	348,4412	349,9250	351,4141	352,9086
73	354,4085	355,9137	357,4243	358,9403	360,4618	361,9887	363,5210	365,0588	366,6021	368,1508
74	369,7051	371,2650	372,8303	374,4013	375,9778	377,5599	379,1476	380,7409	382,3399	383,9445
75	385,5548	387,1708	388,7925	390,4199	392,0531	393,6920	395,3366	396,9871	398,6433	400,3054
76	401,9733	403,6470	405,3266	407,0121	408,7035	410,4008	412,1540	413,8132	415,5293	417,2495
77	418,9766	420,7096	422,4488	424,1940	425,9453	427,7026	429,4661	431,2356	433,0113	434,7931
78	436,5811	438,3752	440,1756	441,9822	443,7950	445,6140	447,4393	449,2709	451,1088	452,9530
79	454,8035	456,6604	458,5236	460,3933	462,2693	464,1518	466,0406	467,9360	469,8378	471,7461
80	473,6609	475,5822	477,5101	479,4445	481,3855	483,3330	485,2872	487,2481	489,2155	491,1897
81	493,1705	495,1580	497,1522	499,1532	501,1609	503,1754	505,1967	507,2248	509,2597	511,3014
82	513,3500	515,4055	517,4679	519,5372	521,6134	523,6966	525,7868	527,8839	529,9881	532,0992
83	534,2175	536,3427	538,4751	540,6146	542,7611	544,9148	547,0757	549,2438	551,4190	553,6014
84	555,7911	557,9880	560,1922	562,4037	564,6225	566,8486	569,0820	571,3228	573,5710	575,8286
85	578,0896	580,3600	582,6379	584,9233	587,2162	589,5165	591,8245	594,1399	596,4630	598,7936
86	601,1319	603,4777	605,8313	608,1925	610,5614	612,9380	615,3223	617,7144	620,1142	622,5218
87	624,9373	627,3605	629,7916	632,2306	634,6775	637,1322	639,5949	642,0656	644,5442	647,0308
88	649,5254	652,0290	654,5387	657,0574	659,5843	662,1192	664,6623	667,2135	669,7729	672,3405
89	674,9162	677,5003	680,0925	682,6931	685,3019	687,9190	690,5445	693,1783	695,8205	698,4711
90	701,1301	703,7976	706,4735	709,1579	711,8507	714,5522	717,2621	719,9806	722,7077	725,4434
91	728,1877	730,9407	733,7023	736,4726	739,2517	742,0394	744,8359	747,6412	750,4553	753,2782
92	756,1100	758,9506	761,8001	764,6594	767,5257	770,4020	773,2872	776,1814	779,0847	781,9939
93	784,9182	787,8486	790,7881	793,7367	796,6945	799,6614	802,6375	805,6228	808,6174	811,6212
94	814,6342	817,6566	820,6883	823,7293	826,7797	829,8395	832,9087	835,9873	839,0754	842,1730
95	845,2800	848,3966	851,5227	854,6584	857,8037	860,9585	864,1231	867,2972	870,4811	873,6746
96	876,8779	880,0910	883,3138	886,5464	889,7888	893,0410	896,3032	899,5752	902,8571	906,1489
97	909,4507	912,7625	916,0843	919,4161	922,7580	926,1099	929,4720	932,8441	936,2264	939,6189
98	943,0215	946,4344	949,8575	953,2909	956,7345	960,1885	963,6528	967,1274	970,6125	974,1079
99	977,6138	981,1301	984,6569	988,1942	991,7420	995,3004	998,8693	1002,4488	1006,0390	1009,6398
100	1013,2513									

Таблица 2

Упругость насыщения водяного пара (мб) над плоской поверхностью
чистого льда при разных температурах (°С)

t, °C	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
-99	1,7174 · 10 ⁻⁵	1,6830	1,6494	1,6163	1,5839	1,5521	1,5209	1,4903	1,4603	1,4309 · 10 ⁻⁵
-98	2,0989 · 10 ⁻⁵	2,0574	2,0167	1,9767	1,9375	1,8991	1,8613	1,8243	1,7880	1,7523 · 10 ⁻⁵
-97	2,5594 · 10 ⁻⁵	2,5094	2,4602	2,4121	2,3648	2,3184	2,2727	2,2281	2,1842	2,1411 · 10 ⁻⁵
-96	3,1140 · 10 ⁻⁵	3,0538	2,9948	2,9367	2,8798	2,8239	2,7690	2,7151	2,6622	2,6103 · 10 ⁻⁵
-95	3,7807 · 10 ⁻⁵	3,7084	3,6374	3,5677	3,4993	3,4321	3,3662	3,3014	3,2378	3,1753 · 10 ⁻⁵
-94	4,5802 · 10 ⁻⁵	4,4936	4,4086	4,3250	4,2430	4,1624	4,0833	4,0055	3,9292	3,8543 · 10 ⁻⁵
-93	5,5372 · 10 ⁻⁵	5,4337	5,3319	5,2320	5,1338	5,0374	4,9426	4,8496	4,7582	4,6684 · 10 ⁻⁵
-92	6,6804 · 10 ⁻⁵	6,5568	6,4353	6,3160	6,1988	6,0836	5,9704	5,8592	5,7500	5,6427 · 10 ⁻⁵
-91	8,0432 · 10 ⁻⁵	7,8959	7,7513	7,6091	7,4693	7,3320	7,1971	7,0645	6,9342	6,8062 · 10 ⁻⁵
-90	9,6646 · 10 ⁻⁵	9,4896	9,3175	9,1484	8,9822	8,8189	8,6583	8,5005	8,3454	8,1930 · 10 ⁻⁵
-89	1,1590 · 10 ⁻⁴	1,1382	1,1178	1,0977	1,0780	1,0586	1,0396	1,0208	1,0024	0,9843 · 10 ⁻⁴
-88	1,3872 · 10 ⁻⁴	1,3626	1,3384	1,3146	1,2913	1,2683	1,2457	1,2235	1,2016	1,1801 · 10 ⁻⁴
-87	1,6572 · 10 ⁻⁴	1,6281	1,5995	1,5714	1,5438	1,5166	1,4898	1,4635	1,4376	1,4122 · 10 ⁻⁴
-86	1,9760 · 10 ⁻⁴	1,9417	1,9080	1,8748	1,8421	1,8100	1,7784	1,7474	1,7168	1,6868 · 10 ⁻⁴
-85	2,3518 · 10 ⁻⁴	2,3114	2,2717	2,2326	2,1941	2,1562	2,1190	2,0824	2,0463	2,0109 · 10 ⁻⁴
-84	2,7940 · 10 ⁻⁴	2,7465	2,6998	2,6538	2,6085	2,5640	2,5202	2,4770	2,4346	2,3929 · 10 ⁻⁴
-83	3,3134 · 10 ⁻⁴	3,2576	3,2028	3,1488	3,0956	3,0433	2,9918	2,9412	2,8913	2,8423 · 10 ⁻⁴
-82	3,9224 · 10 ⁻⁴	3,8571	3,7928	3,7295	3,6672	3,6058	3,5455	3,4861	3,4276	3,3700 · 10 ⁻⁴
-81	4,6353 · 10 ⁻⁴	4,5589	4,4837	4,4096	4,3367	4,2649	4,1942	4,1247	4,0562	3,9888 · 10 ⁻⁴
-80	5,4684 · 10 ⁻⁴	5,3792	5,2913	5,2048	5,1196	5,0357	4,9532	4,8718	4,7918	4,7129 · 10 ⁻⁴
-79	6,4404 · 10 ⁻⁴	6,3364	6,2340	6,1330	6,0337	5,9358	5,8394	5,7445	5,6511	5,5591 · 10 ⁻⁴
-78	7,5726 · 10 ⁻⁴	7,4516	7,3323	7,2148	7,0991	6,9851	6,8728	6,7622	6,6533	6,5461 · 10 ⁻⁴
-77	8,8894 · 10 ⁻⁴	8,7486	8,6100	8,4734	8,3388	8,2063	8,0757	7,9471	7,8204	7,6956 · 10 ⁻⁴
-76	1,0418 · 10 ⁻³	1,0255	1,0094	0,9936	0,9779	0,9625	0,9474	0,9324	0,9177	0,9032 · 10 ⁻³
-75	1,2191 · 10 ⁻³	1,2002	1,1815	1,1631	1,1450	1,1272	1,1096	1,0923	1,0752	1,0584 · 10 ⁻³
-74	1,4242 · 10 ⁻³	1,4024	1,3808	1,3595	1,3386	1,3179	1,2976	1,2775	1,2578	1,2383 · 10 ⁻³
-73	1,6614 · 10 ⁻³	1,6361	1,6112	1,5866	1,5624	1,5386	1,5150	1,4918	1,4690	1,4465 · 10 ⁻³
-72	1,9351 · 10 ⁻³	1,9060	1,8772	1,8489	1,8209	1,7934	1,7662	1,7395	1,7131	1,6870 · 10 ⁻³
-71	2,2506 · 10 ⁻³	2,2170	2,1838	2,1512	2,1190	2,0873	2,0560	2,0251	1,9947	1,9647 · 10 ⁻³
-70	2,6136 · 10 ⁻³	2,5749	2,5368	2,4993	2,4622	2,4257	2,3897	2,3542	2,3191	2,2846 · 10 ⁻³
-69	3,0307 · 10 ⁻³	2,9863	2,9426	2,8994	2,8569	2,8149	2,7735	2,7327	2,6924	2,6527 · 10 ⁻³
-68	3,5094 · 10 ⁻³	3,4585	3,4084	3,3588	3,3100	3,2619	3,2144	3,1675	3,1213	3,0757 · 10 ⁻³
-67	4,0580 · 10 ⁻³	3,9997	3,9422	3,8855	3,8296	3,7744	3,7200	3,6662	3,6132	3,5610 · 10 ⁻³
-66	4,6858 · 10 ⁻³	4,6192	4,5534	4,4886	4,4245	4,3614	4,2991	4,2376	4,1769	4,1170 · 10 ⁻³
-65	5,4034 · 10 ⁻³	5,3273	5,2521	5,1780	5,1049	5,0327	4,9614	4,8912	4,8218	4,7534 · 10 ⁻³
-64	6,2224 · 10 ⁻³	6,1356	6,0499	5,9653	5,8818	5,7994	5,7181	5,6379	5,5587	5,4805 · 10 ⁻³
-63	7,1560 · 10 ⁻³	7,0571	6,9594	6,8631	6,7679	6,6740	6,5813	6,4898	6,3995	6,3104 · 10 ⁻³
-62	8,2189 · 10 ⁻³	8,1064	7,9952	7,8855	7,7772	7,6703	7,5648	7,4606	7,3578	7,2562 · 10 ⁻³
-61	9,4275 · 10 ⁻³	9,2996	9,1733	9,0486	8,9254	8,8039	8,6839	8,5654	8,4484	8,3329 · 10 ⁻³
-60	1,0800 · 10 ⁻²	1,0655	1,0511	1,0370	1,0230	1,0092	0,9956	0,9821	0,9688	0,9557 · 10 ⁻²
-59	1,2357 · 10 ⁻²	1,2192	1,2029	1,1869	1,1710	1,1554	1,1399	1,1247	1,1096	1,0947 · 10 ⁻²
-58	1,4120 · 10 ⁻²	1,3934	1,3750	1,3568	1,3388	1,3211	1,3036	1,2863	1,2692	1,2523 · 10 ⁻²
-57	1,6115 · 10 ⁻²	1,5905	1,5696	1,5491	1,5288	1,5087	1,4889	1,4693	1,4500	1,4309 · 10 ⁻²
-56	1,8371 · 10 ⁻²	1,8132	1,7897	1,7665	1,7436	1,7209	1,6985	1,6763	1,6545	1,6329 · 10 ⁻²
-55	2,0916 · 10 ⁻²	2,0648	2,0382	2,0120	1,9861	1,9605	1,9352	1,9102	1,8855	1,8612 · 10 ⁻²
-54	2,3787 · 10 ⁻²	2,3484	2,3185	2,2889	2,2597	2,2309	2,2024	2,1742	2,1463	2,1188 · 10 ⁻²
-53	2,7020 · 10 ⁻²	2,6679	2,6342	2,6010	2,5681	2,5356	2,5034	2,4717	2,4403	2,4093 · 10 ⁻²
-52	3,0657 · 10 ⁻²	3,0274	2,9895	2,9521	2,9151	2,8785	2,8424	2,8067	2,7714	2,7365 · 10 ⁻²

$t^{\circ}\text{C}$	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
-51	$3,4745 \cdot 10^{-2}$	3,4314	3,3889	3,3468	3,3053	3,2642	3,2236	3,1834	3,1437	$3,1045 \cdot 10^{-2}$
-50	$3,9334 \cdot 10^{-2}$	3,8851	3,8373	3,7901	3,7434	3,6973	3,6517	3,6066	3,5621	$3,5180 \cdot 10^{-2}$
-49	$4,4479 \cdot 10^{-2}$	4,3938	4,3403	4,2874	4,2350	4,1833	4,1322	4,0816	4,0316	$3,9822 \cdot 10^{-2}$
-48	$5,0244 \cdot 10^{-2}$	4,9638	4,9038	4,8446	4,7860	4,7280	4,6707	4,6141	4,5581	$4,5027 \cdot 10^{-2}$
-47	$5,6694 \cdot 10^{-2}$	5,6016	5,5346	5,4683	5,4027	5,3379	5,2738	5,2103	5,1477	$5,0857 \cdot 10^{-2}$
-46	$6,3905 \cdot 10^{-2}$	6,3147	6,2398	6,1657	6,0924	6,0200	5,9483	5,8774	5,8073	$5,7380 \cdot 10^{-2}$
-45	$7,1958 \cdot 10^{-2}$	7,1112	7,0276	6,9448	6,8630	6,7821	6,7020	6,6228	6,5445	$6,4671 \cdot 10^{-2}$
-44	$8,0942 \cdot 10^{-2}$	7,9999	7,9066	7,8143	7,7230	7,6327	7,5434	7,4551	7,3677	$7,2813 \cdot 10^{-2}$
-43	$9,0954 \cdot 10^{-2}$	8,9904	8,8864	8,7836	8,6819	8,5813	8,4817	8,3833	8,2858	$8,1895 \cdot 10^{-2}$
-42	$1,0210 \cdot 10^{-1}$	1,0093	0,9978	0,9863	0,9750	0,9638	0,9527	0,9417	0,9309	$0,9202 \cdot 10^{-1}$
-41	$1,1450 \cdot 10^{-1}$	1,1320	1,1192	1,1064	1,0938	1,0814	1,0691	1,0569	1,0448	$1,0328 \cdot 10^{-1}$
-40	$1,2829 \cdot 10^{-1}$	1,2684	1,2541	1,2400	1,2260	1,2121	1,1984	1,1849	1,1715	$1,1582 \cdot 10^{-1}$
-39	$1,4359 \cdot 10^{-1}$	1,4198	1,4040	1,3883	1,3728	1,3574	1,3422	1,3271	1,3122	$1,2974 \cdot 10^{-1}$
-38	$1,6056 \cdot 10^{-1}$	1,5878	1,5702	1,5528	1,5356	1,5185	1,5017	1,4850	1,4684	$1,4521 \cdot 10^{-1}$
-37	$1,7937 \cdot 10^{-1}$	1,7740	1,7545	1,7352	1,7161	1,6972	1,6785	1,6600	1,6417	$1,6236 \cdot 10^{-1}$
-36	$2,0020 \cdot 10^{-1}$	1,9802	1,9586	1,9372	1,9161	1,8952	1,8745	1,8540	1,8337	$1,8136 \cdot 10^{-1}$
-35	$2,2323 \cdot 10^{-1}$	2,2082	2,1844	2,1608	2,1374	2,1142	2,0913	2,0686	2,0462	$2,0240 \cdot 10^{-1}$
-34	$2,4870 \cdot 10^{-1}$	2,4604	2,4340	2,4079	2,3821	2,3565	2,3312	2,3061	2,2813	$2,2567 \cdot 10^{-1}$
-33	$2,7682 \cdot 10^{-1}$	2,7388	2,7097	2,6809	2,6523	2,6241	2,5961	2,5684	2,5410	$2,5139 \cdot 10^{-1}$
-32	$3,0784 \cdot 10^{-1}$	3,0460	3,0139	2,9821	2,9506	2,9195	2,8886	2,8581	2,8278	$2,7978 \cdot 10^{-1}$
-31	$3,4204 \cdot 10^{-1}$	3,3849	3,3493	3,3143	3,2796	3,2453	3,2112	3,1776	3,1442	$3,1111 \cdot 10^{-1}$
-30	$3,7971 \cdot 10^{-1}$	3,7578	3,7189	3,6803	3,6421	3,6042	3,5668	3,5296	3,4929	$3,4565 \cdot 10^{-1}$
-29	$4,2117 \cdot 10^{-1}$	4,1685	4,1256	4,0832	4,0411	3,9995	3,9582	3,9174	3,8769	$3,8368 \cdot 10^{-1}$
-28	$4,6677 \cdot 10^{-1}$	4,6201	4,5730	4,5263	4,4801	4,4343	4,3890	4,3440	4,2995	$4,2554 \cdot 10^{-1}$
-27	$5,1686 \cdot 10^{-1}$	5,1164	5,0646	5,0134	4,9626	4,9123	4,8624	4,8130	4,7641	$4,7157 \cdot 10^{-1}$
-26	$5,7186 \cdot 10^{-1}$	5,6613	5,6044	5,5482	5,4925	5,4372	5,3825	5,3283	5,2746	$5,2213 \cdot 10^{-1}$
-25	$6,3220 \cdot 10^{-1}$	6,2591	6,1968	6,1351	6,0739	6,0133	5,9533	5,8938	5,8349	$5,7764 \cdot 10^{-1}$
-24	$6,9833 \cdot 10^{-1}$	6,9144	6,8462	6,7785	6,7115	6,6451	6,5793	6,5141	6,4494	$6,3854 \cdot 10^{-1}$
-23	$7,7077 \cdot 10^{-1}$	7,6323	7,5576	7,4835	7,4101	7,3373	7,2652	7,1938	7,1230	$7,0528 \cdot 10^{-1}$
-22	$8,5006 \cdot 10^{-1}$	8,4181	8,3363	8,2552	8,1749	8,0952	8,0164	7,9382	7,8606	$7,7838 \cdot 10^{-1}$
-21	$9,3677 \cdot 10^{-1}$	9,2775	9,1880	9,0994	9,0116	8,9245	8,8382	8,7526	8,6679	$8,5839 \cdot 10^{-1}$
-20	1,0315	1,0217	1,0119	1,0022	0,9926	0,9831	0,9737	0,9643	0,9551	0,9459
-19	1,1350	1,1242	1,1136	1,1030	1,0925	1,0821	1,0718	1,0616	1,0515	1,0415
-18	1,2479	1,2362	1,2246	1,2130	1,2016	1,1902	1,1790	1,1679	1,1568	1,1459
-17	1,3711	1,3583	1,3456	1,3330	1,3205	1,3082	1,2959	1,2838	1,2717	1,2598
-16	1,5053	1,4913	1,4775	1,4638	1,4502	1,4367	1,4234	1,4101	1,3970	1,3840
-15	1,6514	1,6362	1,6212	1,6062	1,5914	1,5768	1,5622	1,5478	1,5335	1,5193
-14	1,8104	1,7939	1,7775	1,7613	1,7452	1,7292	1,7134	1,6977	1,6821	1,6667
-13	1,9833	1,9653	1,9475	1,9299	1,9124	1,8950	1,8778	1,8607	1,8438	1,8270
-12	2,1712	2,1517	2,1323	2,1132	2,0941	2,0753	2,0566	2,0380	2,0196	2,0014
-11	2,3752	2,3540	2,3330	2,3122	2,2916	2,2711	2,2508	2,2306	2,2106	2,1908
-10	2,5966	2,5736	2,5509	2,5283	2,5059	2,4836	2,4616	2,4397	2,4180	2,3965
-9	2,8363	2,8118	2,7872	2,7627	2,7384	2,7142	2,6903	2,6666	2,6431	2,6198
-8	3,0970	3,0700	3,0433	3,0167	2,9904	2,9643	2,9384	2,9126	2,8871	2,8618
-7	3,3789	3,3497	3,3207	3,2920	3,2634	3,2352	3,2071	3,1792	3,1516	3,1242
-6	3,6840	3,6524	3,6211	3,5899	3,5591	3,5284	3,4981	3,4679	3,4380	3,4083
-5	4,0141	3,9799	3,9460	3,9123	3,8790	3,8458	3,8130	3,7803	3,7480	3,7159
-4	4,3709	4,3340	4,2973	4,2610	4,2248	4,1890	4,1535	4,1182	4,0832	4,0485
-3	4,7564	4,7165	4,6769	4,6376	4,5987	4,5600	4,5216	4,4835	4,4457	4,4082
-2	5,1727	5,1296	5,0869	5,0445	5,0024	4,9606	4,9191	4,8780	4,8372	4,7966
-1	5,6219	5,5754	5,5293	5,4836	5,4381	5,3930	5,3483	5,3039	5,2598	5,2161
-0	6,1064	6,0562	6,0065	5,9572	5,9082	5,8596	5,8113	5,7634	5,7159	5,6687

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Ю. А. Довгалаук, Б. Ш. Бериташвили. К расчету конденсационного роста и испарения капель в кучевых облаках	3
Д. Д. Сталевич, Т. С. Учеваткина. Об оптимальных расходах льдообразующих реагентов при воздействии на облака с целью вызывания из них осадков	13
В. И. Беляев, В. В. Вяльцев. К вопросу о методике рассеяния облаков на больших площадях	22
В. Т. Леншин, Н. С. Шишкин. Воздействия водными растворами йодистого свинца на переохлажденные конвективные облака в районе Валдайского ливнемерного куста	32
Т. Н. Громова, Е. В. Преображенская. Исследование льдообразующих свойств растворов органических веществ	41
Г. А. Чикирова. Исследование кинетики поглощения влаги частицами ионообменных смол в среде, насыщенной водяным паром, и в тумане	60
Т. Н. Громова, Н. П. Тверской. К вопросу о возможности исследования льдообразующих органических веществ с помощью электронного микроскопа	65
Е. П. Будилова, В. Т. Леншин. О прогнозе интенсивности атмосферной конвекции по методу слоя	72
В. А. Зайцев, А. А. Ледохович, Б. П. Сокольский. Некоторые результаты экспериментального исследования кучевых облаков	86
Н. Ф. Котов. Радиолокационный метод получения горизонтального разреза очагов радиоэхо на заданной высоте при активных воздействиях на облака	95
А. П. Чуваев, Е. В. Оренбургская, В. Т. Шварц. К характеристике полей конвективных облаков над Украиной (применительно к проблеме искусственного увеличения осадков)	103
Г. И. Осипова. Об учете структуры полусуточных и суточных сумм осадков в вопросах искусственных воздействий на облака	118
Л. Т. Матвеев, Л. П. Быкова. Таблицы значений упругости насыщения водяного пара над водой и льдом	125



ТРУДЫ ГГО, ВЫП. 202

Физика облаков и активных воздействий

Редактор Л. К. Сурыгина
Технический редактор И. К. Грейвер
Корректор Т. В. Алексеева

Сдано в набор 13/XII 1967 г. Подписано к печати 8/VIII 1967 г. Бумага 70×108¹/₁₆. Бум. л. 4,25. Печ. л. 11,9. Уч.-изд. л. 11,62. Тираж 680 экз. М-14699. Индекс МЛ-255. Гидрометеорологическое издательство. Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23. Заказ № 448. Цена 81 коп.

Типография им. Володарского Лениздата.

**НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВО**

*выпустило в 1966
и выпускает в 1967 году
следующие книги:*

Батталов Ф. З. *Многолетние колебания атмосферных осадков и вычисление норм осадков.*

Воронцов П. А. *Турбулентность и вертикальные потоки в пограничном слое атмосферы.*

Гаврилов В. А. *Видимость в атмосфере.*

Кац А. Л. *Циркуляция в стратосфере и мезосфере.*

Сивков С. И. *Методы расчета характеристик солнечной радиации.*

Ханевская И. В. *Температурный режим атмосферы над северным полушарием.*

*Заказы на эти книги направляйте по адресу:
Ленинград, В-53, 2-я линия, д. 23, Гидрометеоиздат.
Книги, вышедшие в 1966 г., будут высланы через
отдел „Книга — почтой“ магазина № 17, а вышедшие
в 1967 г. — магазином № 15.*

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ