

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ  
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

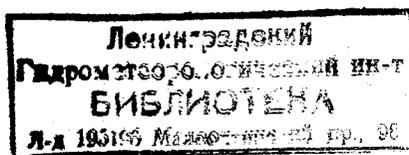
ТРУДЫ  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ  
им. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

389

ФИЗИКА ОБЛАКОВ  
И АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Под редакцией  
канд. физ.-мат. наук Т. Н. ГРОМОВОЙ  
канд. физ.-мат. наук Ю. А. ДОВГАЛЮК



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ ЛЕНИНГРАД 1977

551.509.616

В сборнике излагаются результаты работ по физике облаков и активных воздействий, выполнявшихся в ГГО и других научных учреждениях. Основная часть статей посвящена теоретическим и экспериментальным исследованиям процессов образования конвективных облаков и формированию осадков в них, электризации облачных частиц, а также вопросам активных воздействий на облака с целью уменьшения их электрической активности и тушения лесных пожаров искусственными осадками. В отдельных статьях приводятся материалы по исследованию облачных ресурсов для воздействий. Предназначен для научных работников и специалистов, работающих в области физики облаков и активных воздействий.

The publication presents the results of studies on cloud physics and weather modification carried out at the Main Geophysical Observatory and other research institutions. Most of the papers deal with the theoretical and experimental studies of the processes of forming convective clouds and producing precipitation in them, the electrization of cloud particles, as well as the problems of cloud seeding with the aim to reduce their electric activity and to extinguish forest fires by artificial rain. Some papers contain the materials of study-  
ing cloud resources for modification.

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

*В. Я. Накандров, Н. С. Шишкин*

## ОПЫТ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОБЛЕМЕ «ПРЕДОТВРАЩЕНИЕ ГРОЗЫ»

### Введение

В 1971—1975 гг. Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова (ГГО) участвовала в исследованиях по комплексной поисковой проблеме «Предотвращение грозы». Задачей этих исследований являлось расширение и углубление представлений о физике грозы и выяснение возможностей искусственного регулирования процессов электризации облаков.

Как известно, главную роль в образовании грозового электричества играют следующие два природных фактора: генерация и накопление электрических зарядов на облачных частицах и частицах осадков и пространственное разделение положительных и отрицательных объемных зарядов, обусловленное действием конвекции и гравитации, в результате чего в облаке создаются условия для возникновения грозовых разрядов.

Учитывая эти основные факторы, в программе работ, выполнявшихся несколькими институтами, предусматривались исследования возможностей регулирования электрического состояния облаков путем воздействия как на процессы электризации облачных частиц, так и на вертикальное развитие облаков. В ГГО работы велись в основном по первому пути. В них участвовали сотрудники отделов физики облаков и активных воздействий, атмосферного электричества и экспериментальной геофизики. Основными участниками исследований являлись старшие научные сотрудники Т. Н. Громова, Т. В. Лободин, Ю. П. Сумин, С. П. Гирс, а также Г. Ф. Павлюченков, Ю. Ф. Пономарев, В. М. Сороковик, В. С. Снегуров, Н. В. Торопова.

**Некоторые результаты полевых опытов.** Полевые опыты по воздействию на облака с целью изменения их электрического состояния проводились с применением льдообразующих реагентов  $PbI_2$  и  $CuS$ , а также поверхностно-активных веществ (ПАВ) с высокой электропроводностью. В качестве средств доставки реагентов в облака использовались пиропатроны разных калибров (26—50 мм)

и ракеты «Облако» и ПГИ-М. В таблице приведены данные о количестве опытов по воздействию на облака с целью изменения их электрического состояния с указанием средств доставки и вида реагента.

Для контроля за результатами воздействий велись наблюдения как с самолета, так и с земли [3, 4, 6, 7, 13].

Самолетные наблюдения проводились с использованием прибора напряженности поля (ПНП), прибора для определения заряда частиц осадков и ряда аэрологических приборов.

Наземный комплекс включал: аппаратуру для дистанционного электромагнитного зондирования атмосферы, в частности радиолокаторы разных типов, осуществляющие сопровождение самолета-

Таблица

Сводные данные о полевых опытах по воздействию

Район работ	Средство доставки	Наименование изделия доставки	Реагент	Количество опытов
Ленинградская обл.	Пиропатроны	ПВ-26	PbI <sub>2</sub>	34
Северная Молдавия	"	"	"	34
	Ракета	„Облако“	PbI <sub>2</sub>	23
	"	"	ПАВ	2
	"	ПГИ-М	PbI <sub>2</sub>	2
	"	"	CuS	4
	"	"	ПАВ	7

лаборатории и наблюдения за облаками и осадками как при естественном их развитии, так и при активных воздействиях: сеть грозорегистраторов разного радиуса действия и наземные приборы напряженности поля. В разных районах проводились несколько отличающиеся друг от друга комплексы наблюдений. Наиболее полный комплекс наземной аппаратуры был использован в экспедиции 1975 г. на территории Ленинградской области.

Отметим, что, помимо специальных опытов по исследованию возможности регулирования электрической активности облаков, в течение летних сезонов 1974 и 1975 гг. в Южной Молдавии проводились наблюдения за изменениями грозовой активности облаков при проведении оперативных противоградовых работ.

Предварительные выводы, полученные на основании небольшого количества полевых опытов, состоят в следующем:

1. Сравнение интенсивностей грозовых разрядов в течение 15 мин до воздействия и в течение такого же времени после воздействия показало, что после введения в облако льдообразующего реагента (PbI<sub>2</sub>, CuS) происходило уменьшение интенсивности разрядов в 1,5—2,0 раза. При слабых грозах после воздействия иногда отмечалось прекращение грозовой деятельности по истечении 15—20 мин.

Необходимо отметить также отдельные случаи, когда после воздействия грозовая деятельность ослабевала, но через 10—15 мин снова усиливалась, хотя активность ее была меньше, чем до воздействия. Возможно, что многократные воздействия могут исключить повторное увеличение интенсивности грозовых разрядов.

2. Радиолокационные параметры, такие, как высота верхней границы радиоэхо, максимальная отражаемость и высота уровня максимальной отражаемости, после воздействия льдообразующими реагентами обычно увеличиваются в течение 3—5 мин (как и при противогодовой защите), а затем уменьшаются вплоть до полного разрушения радиоэхо.

3. После воздействия на облака ПАВ также наблюдается уменьшение частоты грозовых разрядов со временем (в среднем в 1,5 раза), несмотря на значительно меньший (по сравнению с  $PbI_2$ ) расход реагента. Расход ПАВ составлял в среднем 1,5 кг на облако Сб, тогда как расход  $PbI_2$  — в пределах 3—12 кг. При этом понижение указанных выше радиолокационных параметров после воздействия ПАВ было несколько меньшим, чем при введении  $PbI_2$ . Это можно объяснить разницей в природе действия обоих реагентов.

Выводы получены на основании небольшого числа опытов и требуют дополнительного подтверждения.

Противогодовая защита не приводит, по данным выполненных наблюдений, к заметным изменениям грозовой активности.

**Результаты теоретических и лабораторных исследований.** Ранее выполненные исследования электризации облачных частиц благодаря селективной адсорбции атмосферных ионов и последующего накопления зарядов на частицах осадков в процессе коагуляции с облачными каплями показали, что при обычных условиях ионизации воздуха указанный механизм дает объяснение возникновению в облаках электрического поля лишь до 100 В/см, что является недостаточным для развития грозы [19]. Это обстоятельство потребовало изучения и других возможных механизмов электризации облаков, а именно усиления адсорбции атмосферных ионов облачными частицами при возникновении коронных разрядов между заряженными частицами осадков, падающих через облако [10, 11, 14, 16—21], и влияния на заряджение облачных частиц фазовых и микроструктурных преобразований [1, 2, 5, 8, 9, 10].

Теоретические расчеты заряджения облачных частиц в области короны между падающими заряженными частицами осадков показали, что скорость ионообразования в этих условиях увеличивается в  $10^3$ — $10^4$  раз по сравнению с обычными условиями, а суммарный заряд облачных частиц достигает 4—6 КЛ/км<sup>3</sup> за время менее 1 мин. Такой порядок величины суммарного заряда получен и в лаборатории в опытах по изучению заряджения капель и ледяных частиц тумана в области коронного разряда [11, 12, 20]. Результаты расчетов коагуляционного роста заряда частиц осадков при падении через капельную среду, заряжающуюся в области коронных разрядов, также подтверждены лабораторными опыта-

ми [14, 16]. Так, измерения заряжения для капли радиусом 0,75 мм в потоке капельного тумана, заряжающегося в области короны, показали, что заряд достигает за 20 с значений  $1,0-10^{-2}$  ЭСЕ. Теоретически рассчитанный заряд для такой частицы, падающей через зоны коронирования в облака, составляет  $1,3 \cdot 10^{-2}$  ЭСЕ.

При постановке лабораторных исследований электризации облачных капель в процессе их фазовых преобразований (замерзание капель воды и водных растворов веществ, входящих в состав ядер конденсации) исходным было представление об эвтектическом характере замерзания облачных капель [8, 9]. В частности, принималась рабочая гипотеза о существовании явления неэквивалентного изменения концентраций ионов диссоциированных примесей при вылете в период замерзания капли мельчайших частиц — комплексов молекул воды, объединенных вокруг ионов различных знаков и подвижностей. Лабораторные опыты подтвердили, что происходит заряжение капель при их замерзании, и дали возможность количественно оценить величину возникающей электризации. Предварительные данные изложены в [10].

При выполнении лабораторных работ по обоим направлениям были проведены начальные изыскания путей решения обратных задач, а именно отыскание средств и методов регулирования электризации облачных частиц. Предварительные опыты показали, что, применяя ПАВ в качестве реагентов, можно в той или иной мере регулировать как интенсивность электризации капель в области коронного разряда [15], так и электризацию капель в процессе замерзания [2].

## Выводы

Подводя итог выполненной работы, можно сказать, что поставленная задача — дать оценку возможности искусственного снижения электрической активности облаков — в первом приближении решена. К конкретным выводам, вытекающим из опыта работы в течение последних лет, можно отнести следующие.

1. По средствам доставки реагентов в грозовые облака. Оправданным является применение ракет типа «Облако» и ПГИ-М по специальной (отличной от использующейся при противорадовой защите) методике, позволяющей обеспечить своевременную и нацеленную доставку реагентов в грозовые облака на разных стадиях их развития. Возможно также применение высотных самолетов для введения реагентов с помощью пиропатронов большого калибра (50 мм) в верхнюю часть облака.

2. По средствам воздействия (реагентам). Перспективным является применение наряду с льдообразующими реагентами ПАВ, способных влиять на процессы заряжения облачных капель и частиц осадков при эффектах коронирования и контактной электризации, а также при электризации в процессах фазовых превращений. Положительный эффект при воздействиях на конвектив-

ные облака льдообразующими реагентами с целью регулирования электрической активности более вероятен при сравнительно больших затратах реагента (по сравнению с искусственным осадкообразованием) и многократных засевах. При этом в облаках могут создаваться условия для изменения интенсивности осадков, что скажется на разделении зарядов в облаках.

3. По методам контроля результатов воздействий. В процессе выполняемых исследований подтвердилась необходимость разработки методики объективной оценки электрического состояния облаков до и после воздействия. Начало применение комплекса радиолокационных станций, обеспечивающих сопровождение самолета, наблюдения за динамикой радиоэхо от облаков и осадков, а также локацию молниевых разрядов. Применялись также ПНП и грозорегистраторы различных конструкций. Однако необходима дальнейшая отработка электрических методов контроля за результатами воздействия.

Более детальная информация о постановке исследований по проблеме «Предотвращение грозы» и о первых их результатах дается в ряде статей настоящего сборника Трудов ГГО, а также в сборниках трудов ГГО, подготовленных к печати отделами атмосферного электричества и экспериментальной геофизики.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурчуладзе Н. Н. и др. Об опытах по воздействию поверхностно-активными веществами на грозовые облака с целью уменьшения их электрической активности. См. наст. сборник, с. 87—92.
2. Бурчуладзе Н. Н. и др. Исследование электризации капель воды при замерзании. См. наст. сборник, с. 51—55.
3. Гайворонский И. И. и др. Результаты воздействия на грозовые облака по данным комплексного контроля за их электрической активностью.—«Тр. ГГО», 1976, вып. 372, с. 83—94.
4. Гальперин С. М., Стасенко В. Н., Степаненко В. Д. Радиолокационное обнаружение облаков и осадков различными РЛС. См. наст. сборник, с. 79—86.
5. Громова Т. Н., Першина Т. А. Об особенностях замерзания и электризации капель растворов.—«Тр. ГГО», 1974, вып. 290, с. 21—25.
6. Громова Т. Н. и др. Об опытах по воздействию на конвективные облака с самолета, сопровождающихся наземным радиолокационным наблюдением за результатами воздействия.—«Тр. ГГО», 1975, вып. 356, с. 69—73.
7. Громова Т. Н. и др. О применении грозорегистраторов для оценки эффекта воздействия на грозовые облака. См. наст. сборник, с. 98—102.
8. Никандров В. Я. Роль эвтектических свойств ядер конденсации в образовании льда в свободной атмосфере.—«Тр. ГГО», 1972, вып. 278, с. 39—42.
9. Никандров В. Я. Об одном механизме образования и разделения электрических зарядов в облаке.—«Тр. ГГО», 1974, вып. 301, с. 25—30.
10. Никандров В. Я., Шишкин Н. С. Исследования по физике облаков.—«Тр. ГГО», 1974, вып. 344, с. 180—208.
11. Першина Т. А., Шишкин Н. С. Исследование заряжения кристаллического тумана в поле коронного разряда между замерзшими каплями.—«Тр. ГГО», 1976, вып. 372, с. 22—27.
12. Першина Т. А., Шишкин Н. С. О заряжении капель тумана в области коронного разряда. См. наст. сборник, с.

13. Степаненко В. Д., Гальперин С. М. Радиолокационные отражаемости и геометрические размеры ливней и гроз.—«Тр. ГГО», 1975, вып. 356, с. 148—154.

14. Химач М. А., Чикирова Г. А. Экспериментальная установка для исследования коагуляционного заряжения облачных частиц.—«Тр. ГГО», 1974, вып. 290, с. 26—29.

15. Химач М. А., Чикирова Г. А. К исследованию заряжения капель растворов некоторых поверхностно-активных веществ.—«Тр. ГГО», 1976, вып. 372, с. 35—37.

16. Химач М. А., Чикирова Г. А., Шишкин Н. С. Заряжение крупных капель в потоке капельного и кристаллического тумана, заряжающегося в области коронного разряда.—«Тр. ГГО», 1976, вып. 372, с. 28—34.

17. Шишкин Н. С. Исследование заряжения капель в облаках и туманах.—«Тр. ГГО», 1968, вып. 224, с. 78—86.

18. Шишкин Н. С. О роли коронного разряда в развитии гроз.—«ДАН СССР», 1970, т. 192, № 2, с. 317—319.

19. Шишкин Н. С. Об условиях перехода в грозовую стадию.—«Тр. ГГО», 1971, вып. 262, с. 94—102.

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

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

*Д. Д. Сталевич, Т. С. Учеваткина*

## **О ФОРМИРОВАНИИ ИСКУССТВЕННЫХ ОСАДКОВ ПРИ ИМПУЛЬСНОМ РАЗВИТИИ КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА (ЧИСЛЕННЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ)**

В ряде экспериментальных работ проводились наблюдения за ростом вершин конвективных облаков с самолета и земли с целью изучения изменения вертикальных движений внутри облака, динамики его развития [1, 2, 3]. В результате было установлено, что рост конвективных облаков происходит путем последовательных импульсов. В работах [4, 5] были произведены расчеты роста облачных капель при импульсном развитии конвективного облака, установлены оптимальные условия роста капель в процессе естественного осадкообразования.

Авторами настоящей работы ранее проводилось исследование влияния переменной по высоте скорости восходящего потока в конвективном облаке на формирование искусственных осадков [6]. Целью данной работы было проведение численного эксперимента, позволяющего определить зависимость роста частиц, возникших на ядрах льдообразующего реагента, от характеристик импульсов скоростей, определяющих развитие конвективного облака во времени.

Как и при решении задачи естественного осадкообразования, рассматривались следующие параметры, характеризующие импульсы скоростей восходящих потоков в облаке:

1) максимальное значение скоростей восходящего потока в течение данного импульса ( $u_{\max}$ );

2) длительность импульса скорости ( $T$ ), т. е. время, в течение которого вертикальная скорость внутри облака  $u$  больше нуля.

В качестве начальных условий задачи в расчетах варьировались не только параметры, характеризующие импульсы скоростей восходящих потоков, но и такие условия воздействия, как уровень введения льдообразующего реагента ( $H_B$ ).

В итоге результат воздействия оценивался размерами частиц искусственных осадков  $R$  и временем появления искусственных осадков  $t_0$ , отсчитываемым от момента введения реагента в облако.

Расчеты производились для следующей модели конвективного облака:

- высота нижней границы облака 1000 м (900 мбар);
- температура на нижней границе 6°C;
- температурный градиент внутри облака равен влажноадиабатическому;
- профиль влажности рассчитан для условий влажноадиабатического подъема воздуха;
- капли в облаке распределены в соответствии с формулой Хргиана — Мазина.

Схема расчета коротко состоит в следующем [7, 8]. На начальной стадии рост капель на частицах реагента происходит в основном за счет конденсации и рассчитывается по следующей формуле:

$$\frac{dz}{dr} = \frac{1}{\left(\frac{dr}{dt}\right)_{\text{конд}}} = \frac{u - v_{\text{ст}}}{\left(\frac{ED}{r}\right)}, \quad (1)$$

где  $u$  — скорость восходящего потока в облаке;  $v_{\text{ст}}$  — стоксовая скорость падения капли относительно воздуха;  $E$  — абсолютное пересыщение;  $D$  — коэффициент диффузии водяного пара в воздухе.

Когда капли в облаке достигнут размера  $r = 15$  мкм, начинается гравитационная коагуляция. Одновременное действие процессов конденсации и коагуляции на рост капель определяется по формуле

$$\frac{dz}{dr} = \frac{u - v}{\left(\frac{dr}{dt}\right)_{\text{конд}} + \left(\frac{dr}{dt}\right)_{\text{коаг}}}, \quad (2)$$

где

$$v = v_{\text{ст}} \left( 1 - \frac{1}{C_D \text{Re}/24} \right) f(z)$$

есть скорость падения капли радиуса  $r$ ;  $C_D \text{Re}/24$  — поправка к стоксовой скорости;  $C_D$  — коэффициент сопротивления среды;  $\text{Re}$  — число Рейнольдса;  $f(z)$  — поправка к скорости на высоту.

Скорость роста капель за счет коагуляции рассчитывается по формуле [8]

$$\frac{dr}{dt} = \frac{v \cdot f(z) q_w E}{4\rho}, \quad (3)$$

где  $q_w$  — влажность облака;  $E$  — коэффициент захвата капель радиуса  $r_m$ , дающих максимальный вклад в влажность более крупными частицами,

$$E = \left[ 1 - \frac{rr_0^3}{4r_m^2(r^2 - r_m^2)} \right]^2, \quad (4)$$

где  $r_0 = 14,5$  мкм.

Начиная с размера капель  $r=100$  мкм процессом конденсации можно пренебречь и рассчитывать дальнейший рост капель по приближенной формуле

$$\frac{dz}{dr} = \frac{4\rho}{q_w} \frac{u-v}{v}. \quad (5)$$

Для решения дифференциальных уравнений (1), (2), (5) использовался метод Рунге—Кутты. Если  $dz/dr=f(r, z)$ , а  $h$ — шаг интегрирования по  $r$ , то рабочие формулы этого метода следующие:

$$\begin{aligned} k1 &= f(r, z) \cdot h; \\ k2 &= f\left(r + \frac{h}{2}, z + \frac{k1}{2}\right) \cdot h; \\ k3 &= f\left(r + \frac{h}{2}, z + \frac{k2}{2}\right) \cdot h; \\ k4 &= f(r + h, z + k3) \cdot h; \\ dz &= (k1 + 2k2 + 2k3 + k4)/6. \end{aligned} \quad (6)$$

Была составлена программа на языке «Алгол-60» для расчета роста капель при импульсном развитии конвективных облаков. В результате на ЭВМ М-220 было рассчитано 42 случая.

Таблица 1

		$H_B$ км					
		1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0
$u_{\max}=2$	$R$ мм	1,21	1,45	1,97	2,45	3,02	3,60
	$t_0$ мин	15,2	12,9	12,8	12,5	12,4	12,3
	$z_1$ км	1,62	2,00	2,50	3,00	3,50	4,00
$u_{\max}=5$	$R$ мм	2,49	2,67	3,05	3,57	4,17	4,78
	$t_0$ мин	16,3	14,8	14,0	13,8	13,5	13,4
	$z_1$ км	2,09	2,12	2,53	3,01	3,50	4,00
$u_{\max}=10$	$R$ мм	6,45	6,61	6,97	7,45	8,04	8,62
	$t_0$ мин	17,8	16,8	16,4	16,1	15,7	15,5
	$z_1$ км	3,54	3,25	3,25	3,41	3,68	4,09

Исследование роста капель, образованных на частицах льдообразующего реагента, было начато с решения задачи одноимпульсного развития конвективных облаков. В этом случае скорость восходящего потока принималась равной нулю при времени  $t$ , большем длительности импульса  $T$ .

Для импульса скорости длительностью  $T=20$  мин были рассчитаны траектории роста капель в облаке при различных максималь-

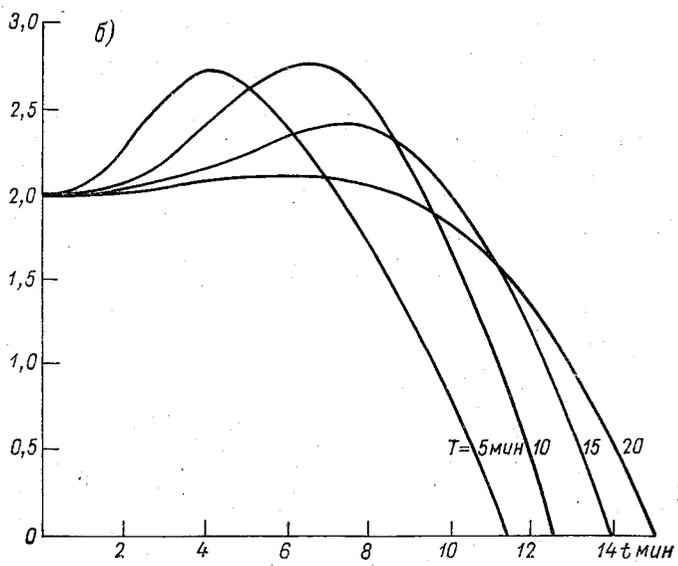
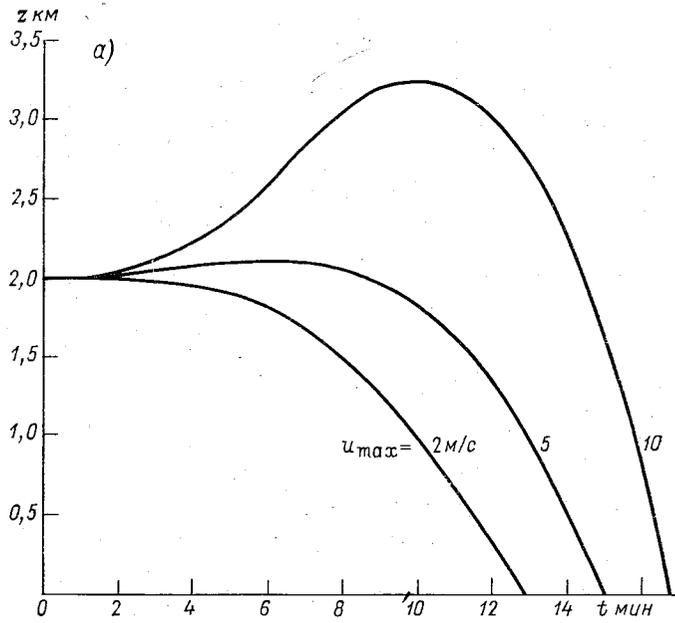


Рис. 1. Траектория роста капель при различных значениях  $u_{max}$  (а) и  $T$  (б).

ных значениях восходящего потока в импульсе ( $u_{\max}=2, 5, 10$  м/с). Предполагалось, что своего максимального значения скорость достигает на половине времени существования импульса (импульс симметричный). Выбор такого импульса основывался на выводе из работы [4], где было показано, что независимо от положения  $u_{\max}$  внутри импульса длительностью  $T$  ( $1/4 T, 1/2 T, 3/4 T$ ) конечный радиус капель практически одинаков и время пребывания капель в облаке во всех случаях достаточно близко между собой.

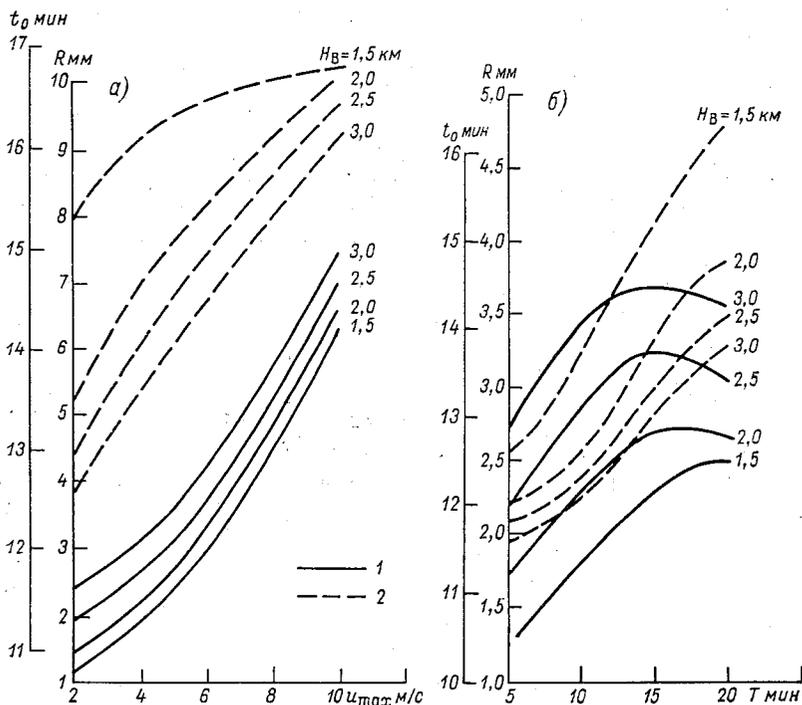


Рис. 2. Радиус частиц искусственных осадков (1) и время их появления (2) в зависимости от значений  $u_{\max}$  (а) и  $T$  (б).

В табл. 1 представлены результаты расчета радиуса капель при выпадении их из облака ( $R$ ), времени их пребывания в нем ( $t_0$ ), максимальной высоты траектории капель ( $z_1$ ) в зависимости от максимума скорости ( $u_{\max}$ ) и уровня введения реагента в облако  $H_B$ , отсчитываемого от нижней границы облака.

На рис. 1 а представлены траектории роста капель при различных максимальных значениях в импульсе восходящего потока длительностью  $T=20$  мин,  $H_B=2$  км. Конечные значения радиуса капель (без учета их разбрызгивания) сильно зависят от максимума скорости. Чем ниже уровень введения реагента, тем больше эта зависимость: с изменением значения  $u_{\max}$  от 2 до 10 м/с размер ча-

стиц искусственных осадков увеличивается более чем в 5 раз при  $H_B=1,5$  км и приблизительно в 2 раза при  $H_B=4,0$  км (табл. 1). При заданном уровне введения реагента при больших значениях  $u$  капли поднимаются на большие высоты  $z_1$ . Их рост происходит в условиях большей водности и в итоге — значительные конечные размеры капель искусственных осадков. С ростом  $H_B$  (рис. 2 а) происходит существенное увеличение конечного радиуса капли.

Время появления искусственных осадков составляет 13—17 мин в зависимости от  $u_{\max}$  и  $H_B$ . Оно также увеличивается с ростом  $u_{\max}$ , но менее существенно, чем конечный размер капель. В среднем это увеличение с ростом  $u_{\max}$  от 2 до 10 м/с составляет примерно 20—25%. Повышение уровня введения реагента, наоборот,

Таблица 2

Рост частиц, возникших на ядрах льдообразующего реагента, при прохождении импульса скорости заданной длительности

		$H_B$					
		1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0
$T=5$ мин	$R$ мм	1,22	1,72	2,16	2,71	3,52	3,86
	$t_0$ мин	12,6	12,0	11,8	11,6	10,8	11,7
	$z_1$ км	2,26	2,72	3,16	3,62	4,14	4,58
$T=10$ мин	$R$ мм	1,84	2,33	2,87	3,45	4,04	5,14
	$t_0$ мин	14,0	12,6	12,3	12,2	12,1	11,9
	$z_1$ км	2,54	2,77	3,08	3,45	3,86	4,31
$T=15$ мин	$R$ мм	2,24	2,66	3,25	3,69	4,33	4,94
	$t_0$ мин	14,9	13,9	13,3	13,0	13,1	13,2
	$z_1$ км	2,37	2,40	2,65	3,06	3,55	4,03
$T=20$ мин	$R$ мм	2,49	2,67	3,05	3,57	4,17	4,78
	$t_0$ мин	16,3	14,8	14,0	13,8	13,5	13,4
	$z_1$ км	2,09	2,12	2,53	3,01	3,50	4,00

приводит к уменьшению времени появления искусственных осадков, особенно при малых значениях  $u_{\max}$  (рис. 2 а).

Влияние на рост капель длительности одного импульса было рассмотрено для случаев, когда  $u_{\max}=5$  м/с,  $T=5, 10, 15, 20$  мин. Предполагалось, что момент введения реагента совпадает с началом развития импульса скорости. В табл. 2 приведены результаты этого расчета.

При малых  $T$  нарастание скорости в импульсе до  $u_{\max}$  происходит резко и капли поднимаются на большую высоту, но из-за малой длительности импульса в этих случаях быстрее наступает момент, когда капли перестают поддерживаться восходящим потоком и раньше выпадают из облака (рис. 1 б). Наибольших размеров конечный радиус достигает при больших  $T$ . Это справедливо для

уровней введения реагента  $H_B=1,5$  и  $2,0$  км. Но, когда реагент введен на высокие уровни (например,  $H_B=3,5$  и  $4,0$  км), рост скорости на начальной стадии происходит интенсивнее, так как на этих высотах водность облака больше и максимальные значения конечного радиуса достигаются уже не при  $T=20$  мин, а при меньших значениях,  $T=10$  мин (табл. 2). Для случаев различных уровней введения реагента  $H_B$  можно считать, что в среднем длительность импульса, равная 15 мин, является наиболее благоприятной для достижения максимально возможных размеров частиц искусственных осадков. Время пребывания в облаке капель, выросших на частицах реагента, возрастает с увеличением длительности импульса и уменьшается с повышением уровня введения реагента (рис. 2 б).

### Выводы

1. С изменением значения максимума скорости потока от 2 до 10 м/с в течение импульса размер частиц искусственных осадков увеличивается более чем в 5 раз при уровне введения реагента  $H_B=1,5$  км и приблизительно в 2 раза при уровне введения  $H_B=4,0$  км.
2. Время появления искусственных осадков в меньшей степени, чем размер частиц осадков, зависит от максимума скорости  $u_{\max}$ . При  $H_B=1,5$  км оно изменяется от 15 до 18 мин, при  $H_B=4,0$  км — от 12 до 16 мин.
3. Длительность импульса скорости восходящих движений  $T=15$  мин является наиболее благоприятной для достижения максимально возможных размеров частиц искусственных осадков.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бериташвили Б. Ш. К энергетической оценке процессов развития конвективных облаков в высокогорной зоне.—«Тр. ЗакНИГМИ», 1971, вып. 36. (42), с. 11—14.
2. Довгальюк Ю. А. Некоторые особенности динамики кучевых облаков.—«Метеорология и гидрология», 1968, № 6, с. 39—47.
3. Сулаквелидзе Г. К. Образование осадков и воздействие на градовые процессы. Л., Гидрометеиздат, 1965. 412 с.
4. Довгальюк Ю. А. Закономерности роста облачных капель при импульсном развитии конвективных облаков.—«Тр. ГГО», 1969, вып. 239, с. 54—61.
5. Довгальюк Ю. А. К расчету роста частиц осадков в развивающемся конвективном облаке.—«Тр. ГГО», 1971, вып. 262, с. 87—93.
6. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. О роли восходящих движений в формировании искусственных осадков.—«Тр. ГГО», 1972, вып. 278, с. 19—28.
7. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л., Гидрометеиздат, 1964. 402 с.
8. Учеваткина Т. С. Расчеты роста капель и сферических ледяных частиц в облаках при естественном осадкообразовании и при активных воздействиях.—«Тр. ГГО», 1965, вып. 176, с. 3—12.

*Д.Д.Сталевич, Т.С. Учеваткина*

**РОСТ ЧАСТИЦ ИСКУССТВЕННЫХ ОСАДКОВ  
ПРИ МНОГОИМПУЛЬСНОМ РАЗВИТИИ  
КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА  
(ЧИСЛЕННЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ)**

Настоящая работа является продолжением исследования вопроса о влиянии процесса импульсного развития конвективного облака на эффект воздействия (размер частиц искусственных осадков  $R$ , время их появления  $t_0$ ). Для случая одноимпульсного развития облака в работе [1] была найдена зависимость роста частиц, возникших на ядрах льдообразующего реагента, от максимальной скорости в импульсе восходящего потока и от длительности импульса. В связи с тем что в развитии облака может наблюдаться последовательное прохождение друг за другом нескольких импульсов (до четырех, по данным статьи [2]), в настоящей работе ставилась задача моделировать воздействие при многоимпульсном развитии облака.

Модель облака, схема расчета были аналогичны принятым в предыдущей работе [1]. Новыми были начальные условия задачи:

- 1) число последовательных импульсов  $n$ ;
- 2) интервал времени между импульсами  $\Delta T$ , в течение которого скорость вертикальных движений в облаке равна нулю;
- 3) момент введения реагента  $T_b$  относительно начала развития импульса.

Расчеты проводились на ЭВМ М-220, всего было рассчитано 96 траекторий роста капель, соответствующих различным сочетаниям начальных условий.

Влияние длительности импульса на скорость роста капель было определено для случая непрерывного следования импульсов ( $\Delta T = 0$ ) при  $u_{\max} = 5$  м/с,  $T = 5, 10, 15, 20$  мин. Результаты расчета, приведенные на рис. 1 а, показывают, что зависимость частиц искусственных осадков от длительности импульса сложна, в ней проявляется не один максимум и минимум. При различных  $N_b$  в случаях  $T = 10$  и 20 мин отмечаются минимальные значения конечных

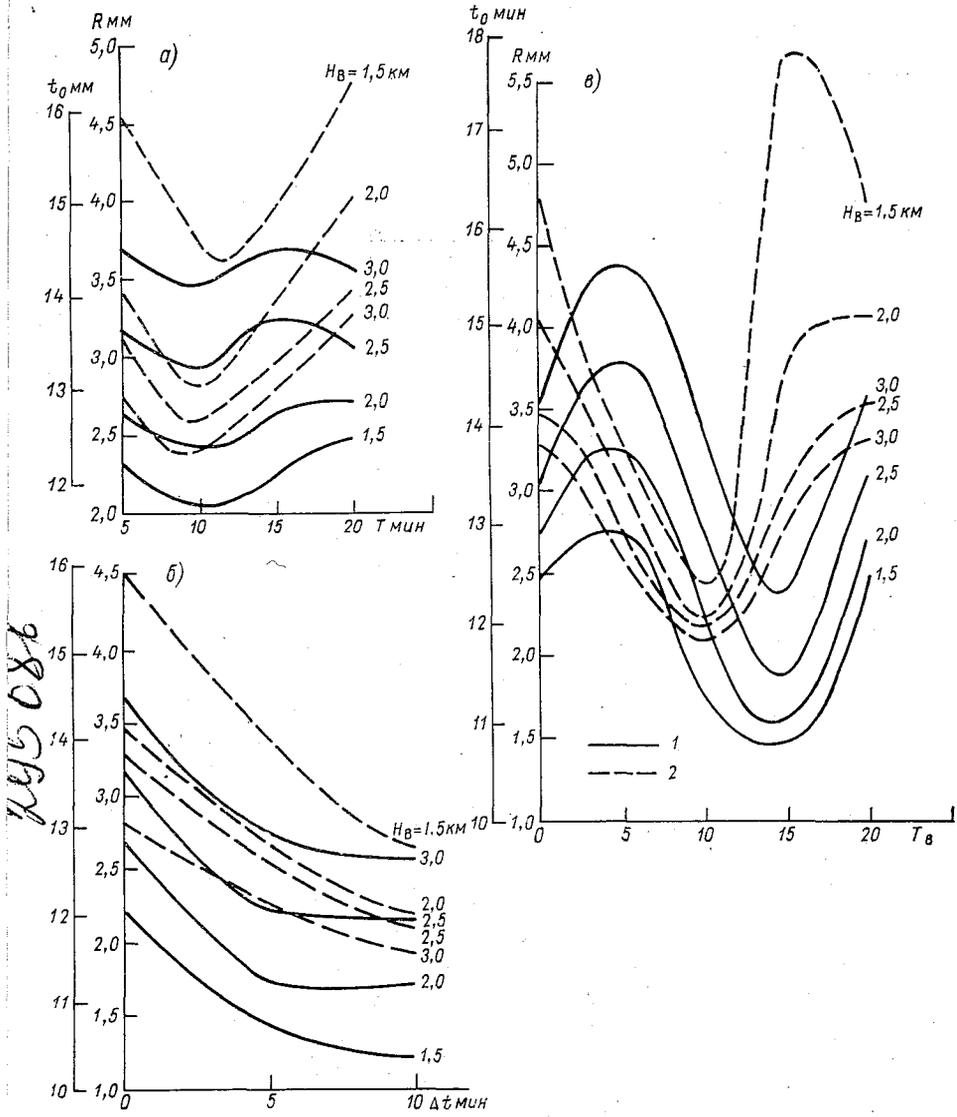


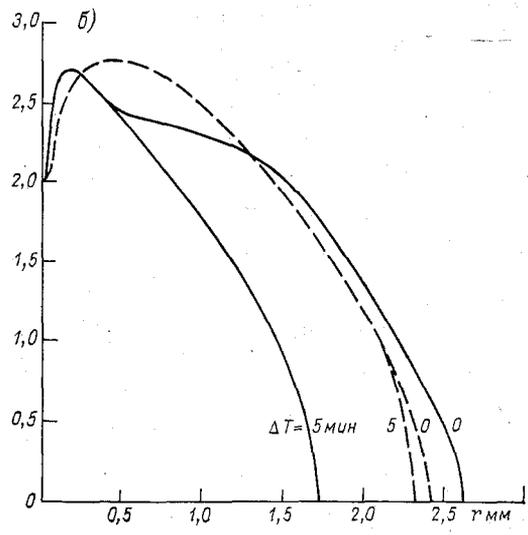
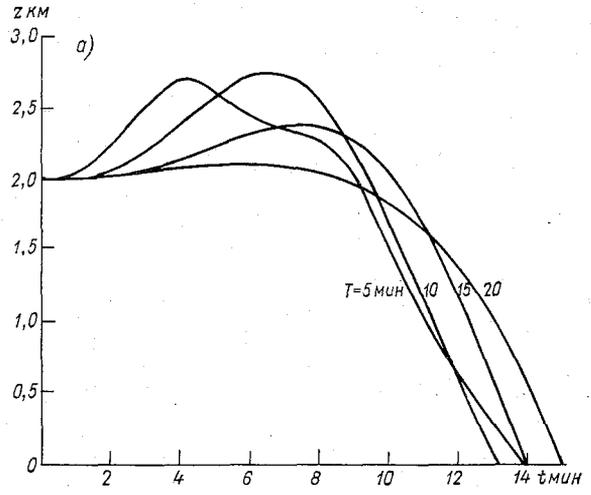
Рис. 1. Результаты воздействия ( $R$  и  $t_0$ ) в зависимости от  $T$  (а),  $\Delta T$  (б),  $T_B$  (в).  
 1 — радиус частиц осадков, 2 — время появления осадков.

размеров искусственных осадков, при  $T=5$  и  $15$  мин — максимальные. Объяснить это можно следующим образом. Если существует серия импульсов скорости ( $\Delta T=0$ ), то на величины  $R$  и  $t_0$  оказывает влияние также число импульсов. Чем меньше длительность импульсов, тем большее число импульсов  $n$  может приходиться на время, ко-

торое требуется для образования искусственных осадков. Для рассмотренных случаев расчеты показывают следующее:

$T$ мин . . . . .	5	10	15	20
$t_0$ мин . . . . .	13,8	13,2	13,9	15,0
$n$ . . . . .	2,8	1,3	0,9	0,75

При  $T=5$  мин число импульсов  $n=2,8$ , т. е. растущие в облаке капли в этом случае трижды подхватываются восходящими движениями. В связи с этим увеличиваются время пребывания их в облаке и их конечные размеры. Это хорошо видно по форме траекторий частиц в облаке (рис. 2 а). Таким образом, максимум разме-



ров частиц искусственных осадков при  $T=5$  мин связан с бóльшим значением  $n$  и большей высотой подъема капель, а максимум при  $T=15$  мин — с большей длительностью импульса.

Из табл. 1 видно, что в среднем минимальное время образования искусственных осадков отмечается при  $T=10$  мин; при  $H_B=$

Таблица 1

		$H_B$ км					
		1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0
$T=5$ мин	$R$ мм	2,33	2,63	3,17	3,69	4,29	4,94
	$t_0$ мин	15,8	14,0	13,5	12,9	12,9	12,8
	$z_1$ км	2,29	2,72	3,15	3,62	4,14	4,54
$T=10$ мин	$R$ мм	2,06	2,42	2,93	3,47	4,08	4,70
	$t_0$ мин	15,4	13,0	12,7	12,3	12,3	12,4
	$z_1$ км	2,55	2,77	3,08	3,43	3,87	4,31
$T=15$ мин	$R$ мм	2,24	2,66	3,25	3,69	4,33	4,94
	$t_0$ мин	14,9	13,9	13,3	13,0	13,1	13,2
	$z_1$ км	2,37	2,40	2,65	3,06	3,55	4,03
$T=20$ мин	$R$ мм	2,49	2,67	3,05	3,57	4,17	4,78
	$t_0$ мин	16,3	14,8	14,0	13,8	13,5	13,4
	$z_1$ км	2,09	2,12	2,53	3,01	3,50	4,00

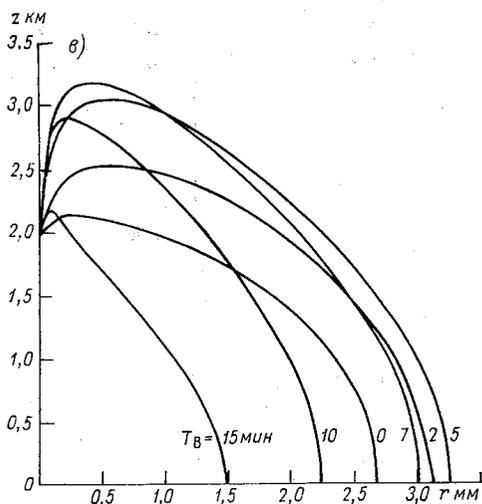


Рис. 2. Траектории роста капель при различных  $T$  (а),  $\Delta T$  (б),  $T_B$  (в).

= 1,5 км этот минимум сдвинут на несколько большую длительность импульса,  $T=11$  мин, при  $H_B=4,0$  км — на несколько меньшую,  $T=9$  мин. Но при  $T=10$  мин отмечается и минимум в размерах осадков. В связи с этим такая длительность импульса не может являться благоприятной для воздействия. Для достижения максимальных размеров частиц искусственных осадков при  $T=$

Таблица 2

		$H_B$ км					
		1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0
$T=5$ мин							
$\Delta T=0$ мин	$R$ мм	2,33	2,63	3,17	3,69	4,29	4,91
	$t_0$ мин	15,8	14,0	13,5	12,9	12,9	12,6
	$z_1$ км	2,29	2,72	3,15	3,62	4,14	4,58
$\Delta T=5$ мин	$R$ мм	1,42	1,74	2,23	2,75	3,52	3,92
	$t_0$ мин	14,7	13,6	13,0	11,9	12,0	12,2
	$z_1$ км	2,26	2,72	3,16	3,62	4,14	4,58
$\Delta T=10$ мин	$R$ мм	1,22	1,72	2,16	2,71	3,52	3,86
	$t_0$ мин	12,6	12,0	11,8	11,6	10,8	11,7
	$z_1$ км	2,26	2,72	3,16	3,62	4,14	4,58
$T=10$ мин							
$T=0$ мин	$R$ мм	2,06	2,42	2,93	3,47	4,08	4,70
	$t_0$ мин	15,4	13,0	12,7	12,3	12,3	12,4
	$z_1$ км	2,55	2,77	3,03	3,43	3,87	4,31
$\Delta T=5$ мин	$R$ мм	1,84	2,33	2,87	3,45	4,04	5,14
	$t_0$ мин	14,0	12,6	12,3	12,2	12,1	11,9
	$z_1$ км	2,54	2,77	3,08	3,45	3,86	4,31
$\Delta T=10$ мин	$R$ мм	1,84	2,33	2,87	3,45	4,04	5,14
	$t_0$ мин	14,0	12,6	12,3	12,2	12,1	11,9
	$z_1$ км	2,54	2,77	3,08	3,45	3,86	4,31

= 15 мин требуется времени меньше, чем в случае  $T=5$  мин. Поэтому прохождение импульсов с  $T=15$  мин в развитии конвективного облака можно отнести к оптимальным условиям роста искусственных осадков. Нужно отметить, что длительность импульса  $T=15$  мин и при рассмотрении процесса естественного осадкообразования была выделена как наиболее благоприятная для роста капли как при одноимпульсном развитии облака, так и при многоимпульсном [3, 4].

Влияние интервала времени  $\Delta T$  между последовательными импульсами на время образования искусственных осадков было рас-

смотрено для случая, когда момент воздействия совпадает с началом импульса скоростей. При  $u_{\max}=5$  м/с и  $T=5$  и 10 мин варьировалось значение  $\Delta T=0, 5, 10$  мин. Чем меньше длительность импульсов и интервала времени между ними, тем большее число импульсов успевает пройти за время образования искусственных осадков (рис. 2 б). Именно в этом случае происходит многократное подхватывание капель чередующимися импульсами восходящих потоков, капли дольше удерживаются внутри облака, успева-

Таблица 3

		$H_B$ км					
		1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0
$T_B=0$ мин	$R$ мм	2,49	2,67	3,05	3,57	4,17	4,73
	$t_0$ мин	16,3	14,8	14,0	13,8	13,5	13,4
	$z_1$ км	2,09	2,12	2,53	3,01	3,50	4,00
$T_B=2$ мин	$R$ мм	2,70	3,09	3,54	4,13	4,76	5,39
	$t_0$ мин	15,0	14,4	13,9	13,5	13,6	13,4
	$z_1$ км	2,44	2,53	2,82	3,23	3,69	4,17
$T_B=5$ мин	$R$ мм	2,75	3,25	3,79	4,39	5,02	5,62
	$t_0$ мин	13,9	13,5	13,0	12,9	12,8	12,7
	$z_1$ км	2,80	3,05	3,38	3,78	4,21	4,67
$T_B=7$ мин	$R$ мм	2,48	3,01	3,57	4,16	4,77	5,38
	$t_0$ мин	13,2	12,7	12,4	12,2	12,4	12,5
	$z_1$ км	2,84	3,17	3,56	3,98	4,43	4,90
$T_B=10$ мин	$R$ мм	1,72	2,23	2,75	3,33	3,87	4,53
	$t_0$ мин	12,4	12,1	12,2	11,8	11,8	12,2
	$z_1$ км	2,51	2,91	3,36	3,31	4,29	4,77
$T_B=15$ мин	$R$ мм	1,45	1,49	1,87	2,39	2,93	3,53
	$t_0$ мин	17,4	14,6	12,7	12,8	12,1	12,6
	$z_1$ км	1,71	2,19	2,68	3,17	3,66	4,16

ют вырасти до больших размеров. Поэтому максимальных размеров частицы искусственных осадков достигают в случае непрерывного чередования импульсов ( $\Delta T=0$ ) и их малой длительности (при фиксированных значениях  $u_{\max}$ ). Об этом свидетельствуют результирующие данные, приведенные на рис. 1 б. При  $T>5$  мин влияние интервала  $\Delta T$  на размеры частиц осадков  $R$  становится несущественным. Это связано с тем, что при больших значениях  $T$  весь процесс образования искусственных осадков (в среднем длящийся 11—16 мин) почти полностью укладывается по времени в один импульс и влияние  $\Delta T$  проявляется только в заключительной стадии роста (табл. 2).

Рост капель на частицах реагента зависит также и от того, на какой стадии развития импульса производится воздействие на облако, в момент развития или затухания восходящего потока. Для того чтобы оценить этот факт, в настоящих расчетах варьировался момент введения реагента  $T_B$ . При длительности импульса скорости  $T=20$  мин и  $u_{\max}=5$  м/с были рассчитаны случаи, когда введение реагента производилось через 0, 2, 5, 7, 10, 15 мин после начала развития импульса. Как видно из табл. 3, максимальная высота в траекториях отмечается тогда, когда введение реагента было произведено через 7 мин после начала импульса. Это характерно для различных уровней введения реагента. Если введение реагента приходится на время, когда в развитии импульса достигается максимум скорости (в данном случае при  $T_B=t=10$  мин), то большую часть времени рост искусственных осадков происходит в условиях уменьшающихся скоростей восходящего потока. Максимальная высота траектории роста капель в этом случае меньше, достигается она раньше и капля быстрее выпадает из облака, чем в предыдущих случаях ( $T_B < 10$  мин). Еще в большей степени это относится

Таблица 4

	$H_B$ км					
	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4,0
$R$ мм	1,16	1,54	2,00	2,55	3,13	3,71
$t_0$ мин	14,8	13,4	12,8	12,4	12,3	12,4
$z_1$ км	1,91	2,00	2,50	3,00	3,50	4,00

к случаю введения реагента в момент интенсивного уменьшения скорости импульса, т. е. при  $T_B=15$  мин. В этом случае основной рост происходит на значительно меньших высотах,  $z_1=2,2$  км, в то время как при  $T_B=7$  мин и  $z_1=3,2$  км, хотя реагент в обоих случаях был введен на один и тот же уровень  $H_B=2,0$  км (рис. 2 в). В связи с этим происходит менее интенсивный и более длительный рост капель.

График, обобщающий данные расчета роста капель на частицах льдообразующего реагента при различных моментах  $T_B$  и уровнях  $H_B$  введения реагента (рис. 1 в), демонстрирует наличие четкого максимума в зависимости  $R$  от  $T_B$  и минимума в зависимости  $t_0$  от  $T_B$ . Наибольший конечный размер частиц искусственных осадков независимо от  $H_B$  достигается в тех случаях, когда введение реагента производится через 5 мин после начала развития импульса, наименьшие размеры частиц осадков — при  $T_B=15$  мин. На рис. 1 в выявляется другая четко выраженная особенность результата воздействия. При  $T_B=10$  мин отмечается минимальное значение времени образования осадков. Особенно ярко выявляется этот минимум в кривой для случаев  $H_B=1,5$  и 2,0 км.

Таким образом, можно сделать вывод: при воздействии на облако, имеющее 20-минутный импульс развития восходящих движений, оптимальным является момент введения  $T_B = 7 \div 8$  мин от начала развития импульса. По-видимому, этот вывод относится к случаям, когда длительность импульса и время образования искусственных осадков имеют близкие значения. В данной модели облака это относится к случаям  $T = t = 10 \div 20$  мин, т. е. к наиболее характерным значениям  $T$  для развивающихся облаков. Возможно, что при меньших или больших значениях длительности импульса будет иной вывод об оптимальности момента введения реагента  $T_B$ . Эти случаи можно рассмотреть в дальнейшем.

Отдельно был рассмотрен случай, когда введение реагента предполагалось в момент, совпадающий с началом интервала между импульсами при  $T = 5$  мин. При  $T = 5$  мин и  $u_{\max} = 5$  м/с варьировались значения  $H_B$ . В результате расчетов оказалось, что размеры частиц искусственных осадков минимальны, а время их образования максимально по сравнению с размером и временем их образования в случаях, когда воздействие производится в период развития импульса скоростей. Это видно из сравнения данных табл. 3 и 4.

Резюмируя, можно отметить, что рассмотренный случай относится к условиям, наиболее неблагоприятным для результата воздействия.

### Выводы

1. Наиболее благоприятными для вызывания искусственных осадков являются конвективные облака, развитие которых определяется непрерывной ( $\Delta T = 0$ ) серией импульсов скорости восходящих движений длительностью  $T = 15$  мин.

2. Наиболее целесообразно производить воздействие через 7—8 мин после начала развития импульса.

3. Введение реагента в начале промежутка времени, в течение которого вертикальная скорость в облаке равна нулю, нецелесообразно. Воздействие с целью вызывания осадков выгоднее производить в период развития импульса скоростей восходящих движений.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. О формировании искусственных осадков при импульсном развитии конвективного облака (численный эксперимент). См. наст. сборник, с. 9—15.

2. Довгальюк Ю. А., Некоторые особенности динамики кучевых облаков.— «Метеорология и гидрология», 1968, № 6, с. 39—47.

3. Довгальюк Ю. А. Закономерности роста облачных капель при импульсном развитии конвективных облаков.— «Тр. ГГО», 1969, вып. 239, с. 54—61.

4. Довгальюк Ю. А. К расчету роста частиц осадков в развивающемся конвективном облаке.— «Тр. ГГО», 1971, вып. 262, с. 87—93.

## ФОРМИРОВАНИЕ СПЕКТРА КРУПНЫХ КАПЕЛЬ В КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКАХ

**Введение.** В работе [1] описана модель процесса осадкообразования в капельных конвективных облаках, учитывающая неадиабатичность облачной конвекции, пространственную (вертикальную и горизонтальную) неоднородность облака и перемещение частиц как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Было показано, что за счет дивергенции потока воздуха в предвершинной части облака капли меньше определенного критического размера выбрасываются за пределы облака и исключаются, таким образом, из процесса осадкообразования. Критический размер капель определяется совокупностью свойств облачной конвекции. Сортировка капель в предвершинной части облака накладывает ограничение на интенсивность осадков, выпадающих из облака с заданной термодинамической структурой.

В настоящей работе, основанной на тех же предпосылках, что и [1], приводятся результаты более детального численного решения кинетического уравнения для крупнокапельной части спектра.

Макрохарактеристики облака рассчитывались на основе стационарной струйной модели облачной конвекции [1, 2].

**Описание модели.** При описании эволюции спектра крупных капель в приближении непрерывного роста (которое используется в данной работе) кинетическое уравнение коагуляции сводится к уравнению типа уравнения неразрывности [4]

$$\frac{\partial}{\partial a} (f\dot{a}) + \frac{\partial}{\partial z} [f(\omega - v_a)] + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (rfu_r) = 0; \quad (1)$$

$$\dot{a} = \frac{da}{dt} = \dot{a}_{\text{конд}} + \dot{a}_{\text{коаг}},$$

где  $z$  — высота;  $r$  — расстояние от оси облака;  $a$  — радиус капли;  $f(z, r, a)$  — плотность распределения капель по радиусам;  $\omega$ ,  $u_r$  — вертикальная и радиальная составляющие скорости воздуха;  $v_a$  — седиментационная скорость капли;  $\dot{a}_{\text{конд}}$  и  $\dot{a}_{\text{коаг}}$  — скорости конденсационного и коагуляционного роста капель (выражения для  $\dot{a}_{\text{конд}}$  и  $\dot{a}_{\text{коаг}}$  см в [1]).

По оценкам [4], стационарное состояние, описываемое (1), может реализоваться в облаках мощностью 2—3 км, водность которых определяется в основном мелкокапельной частью спектра.

В работе [5] показано, что формирование спектра капель в диапазоне от 7—10 мкм до примерно 30 мкм может быть обусловлено конденсацией на гигантских гигроскопических ядрах. В данной работе предполагается, что крупные капли первоначально вырастают на ядрах, а далее растут путем коагуляции. Таким образом, размеры капель, для которых выполняется расчет, с самого начала намного превосходят средний размер облачных капель, а концентрация таких капель относительно мала. Считается, что поток ядер на уровне основания облака равномерно распределен по его сечению.

В соответствии с принятой гипотезой о формировании крупных капель на ядрах, поступающих через основание облака, уравнение (1) дополняется граничным условием: при  $z=z_0$ ,  $r \leq R_0$  и  $a_{\min} < a < a_{\max}$

$$f = f_0(a) = ba^{-\nu} = n(\nu - 1) \frac{1}{a_1} \left( \frac{a_1}{a} \right)^\nu, \quad (2)$$

где  $z_0$  — высота основания облака,  $R_0$  — радиус облака на уровне основания,  $f_0$  — функция распределения гигантских ядер конденсации по размерам (в качестве  $f_0$  использовался закон Юнге; при расчетах задавались следующие численные значения параметров:  $a_1 = 0,1$  мкм,  $\nu = 4$ ,  $n = 10^3$  см<sup>-3</sup>,  $a_{\min} = 1$  мкм,  $a_{\max} = 30$  мкм).

Решение (1) с граничным условием (2) сводится к решению задачи Коши для характеристической системы обыкновенных дифференциальных уравнений. Эти уравнения описывают траекторию частицы в пространстве  $z, r, a$  и изменение  $f$  вдоль этой траектории

$$\frac{da}{a} = \frac{dz}{w - v_a} = \frac{dr}{u_r} = \frac{df}{-f \left( \frac{\partial a}{\partial a} + \frac{\partial(w - v_a)}{\partial z} + \frac{1}{r} \frac{\partial(ru_r)}{\partial r} \right)} = dt \quad (3)$$

при начальных условиях:

$$t = t_0, \quad z = z_0, \quad r = r_0 = mh_1, \quad a = a_0 = nh_2, \quad f = f_0(a) = f_0(nh_2), \quad (4)$$

где  $m, n$  — целые числа,  $h_1$  и  $h_2$  — выбранные шаги по  $r$  и  $a$ .

Траектории частиц для стационарного поля скоростей можно строить без привлечения времени  $t$ , но так как переменные  $z, r, a$  связаны друг с другом неоднозначно, то  $t$  удобно оставить в качестве параметра, отсчитываемого вдоль траектории. Обозначим решение уравнений, описывающих траекторию [первые три уравнения (3)] при начальных условиях (4), через

$$\begin{aligned} z_{mn} &= \varphi_1(t - t_0, z_0, mh_1, nh_2); \\ r_{mn} &= \varphi_2(t - t_0, z_0, mh_1, nh_2); \\ a_{mn} &= \varphi_3(t - t_0, z_0, mh_1, nh_2). \end{aligned} \quad (5)$$

Уравнение, описывающее изменения  $f$  вдоль  $z$ ,  $r$ ,  $a$ -траектории, переписанное в переменных Лагранжа, будет иметь вид:

$$\begin{aligned} \frac{df}{dt} &= -f \left( \frac{\partial \dot{a}}{\partial a} + \frac{\partial(w - v_a)}{\partial z} + \frac{1}{r} \frac{\partial(ru_r)}{\partial r} \right) = \\ &= -fg(\varphi_1(t - t_0, z_0, r_0, a_0), \varphi_2(t - t_0, z_0, r_0, a_0), \\ &\quad \varphi_3(t - t_0, z_0, r_0, a_0)), \end{aligned} \quad (6)$$

где через  $g$  обозначено выражение

$$\left( \frac{\partial \dot{a}}{\partial a} + \frac{\partial(w - v_a)}{\partial z} + \frac{1}{r} \frac{\partial(ru_r)}{\partial r} \right).$$

С учетом (4) решение (6) имеет вид

$$f = f_0 \exp \left[ - \int_{t_0}^t \left( \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{1}{r} \frac{\partial(ru_r)}{\partial r} - \frac{\partial v_a}{\partial z} + \frac{\partial \dot{a}_{\text{коар}}}{\partial a} + \frac{\partial \dot{a}_{\text{конд}}}{\partial a} \right) d\tau \right]. \quad (7)$$

В соответствии с (7) происходит изменение значения  $f$  вдоль  $z$ ,  $r$ ,  $a$ -траектории, проходящей при  $t=t_0$  через точку  $z_0$ ,  $r_0$ ,  $a_0$ . Равенства (5) и (7) совместно задают в параметрической форме искомую функцию  $f(z, r, a)$ . Решение определено в области, заполненной траекториями, проходящими через поверхность, на которой задано условие (2).

**Результаты расчетов.** Расчеты спектров крупных капель были выполнены для примера модельного облака С, рассмотренного

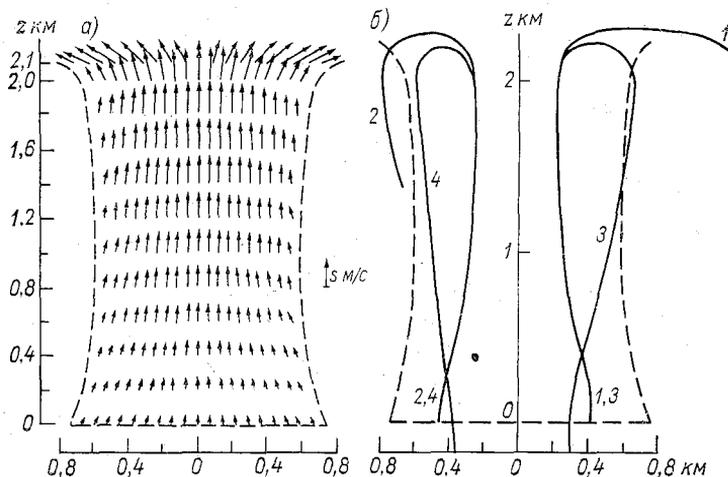


Рис. 1. Рассчитанное векторное поле скоростей в облаке (а) и перемещение капель (б). Исходное безразмерное удаление от оси облака для всех траекторий  $(r/P_0) = 0,6$ . Начальные радиусы частиц для кривых 1, 2, 3, 4 равны 7, 13, 16, 19 мкм соответственно.

Пунктирной линией показана граница облака.

в [1]. При расчетах конвекции использовались условия, типичные для недостаточно увлажненных районов юга ЕТС. Основание облака было задано на высоте 1,7 км при температуре 7°C, влажность в окружающей облако атмосфере 50%, вертикальный температурный градиент 0,8°C/100 м до высоты 3,7 км, выше этого уровня — изотермия. Непосредственными результатами расчета по струйной модели являются зависимости от высоты осредненных по сечению облака вертикальной скорости, температуры, водности, а также радиуса облака. На основе этих данных, согласно [1, 3], рассчитывались векторное поле скоростей в облаке (рис. 1 а) и скалярные поля остальных метеоэлементов, которые требуются для расчета

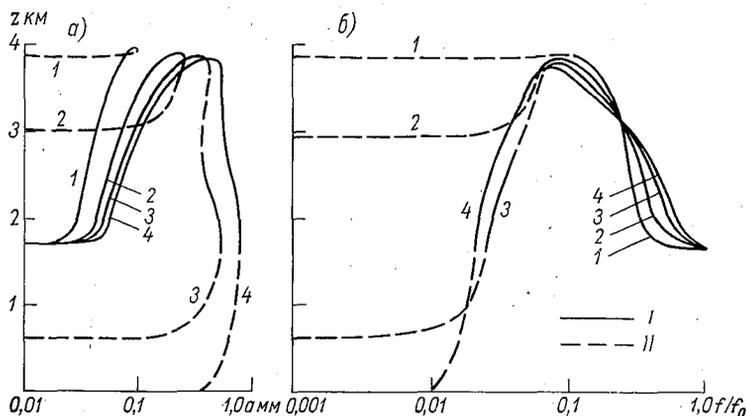


Рис. 2. Зависимость радиусов капель от высоты над поверхностью земли (а) и изменение значения плотности распределения капель по размерам вдоль их траекторий (б).

I — линии, соответствующие участкам траекторий внутри облака; II — участкам траекторий вне облака.  $f_0$  — исходная плотность распределения. Номера кривых соответствуют траекториям на рис. 1 б.

роста и перемещения частиц. При этом мы допускали, что образование осадков не оказывает обратного влияния на поля метеоэлементов. Рассчитанное поле ветра для данного облака согласуется с наиболее распространенной кинематической моделью потоков в конвективных облаках, не дающих существенных осадков, Байерса и Брейама (см. [14]).

При расчете спектров исходные точки траекторий были заданы на уровне основания облака при следующих безразмерных удалениях ( $r/R_0$ ) от его оси: 0; 0,1; 0,3; 0,6; 0,9; 0,95. Для каждой из этих точек численным методом на ЭВМ рассчитывался ряд траекторий  $z_{mn}$ ,  $r_{mn}$ ,  $a_{mn}$  и зависимостей  $f(t-t_0, mh_1, nh_2)$  при значениях  $a_0 = nh_2$  от 3 до 30 мкм с шагом 1 мкм.

На рис. 1 б показаны примеры различных траекторий частиц в облаке при фиксированном начальном удалении от оси облака

( $mh_1=0,6R_0=450$  м) и различных начальных радиусах частицы. Рисунок 2 а показывает изменение размеров частиц при их движении вдоль траекторий, приведенных на рис. 1 б. Характер роста и перемещения частиц тесно связан с макромасштабной структурой облачной конвекции, в частности с полем ветра в облаке (рис. 1 а). Эта связь подробно обсуждалась в [1].

Рассчитанные значения плотности распределения капель по размерам вдоль траекторий показаны на рис. 2 б. Пересечение каждой из траекторий на рисунке с линией равной высоты дает одну или две точки на кривой распределения капель по размерам

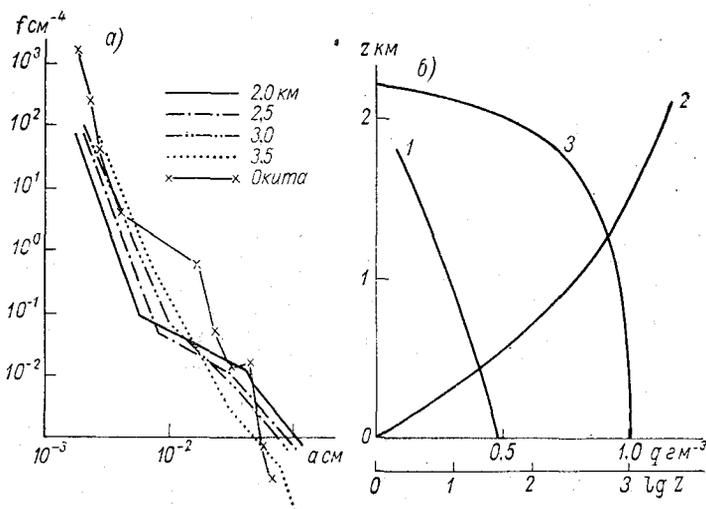


Рис. 3. Рассчитанные спектры крупных капель в облаке на разных высотах над поверхностью земли (а) и водность, которая приходится на долю крупных (1) и мелких (2) капель, а также радиолокационная отражаемость (3) как функция высоты над основанием облака (б).

на данной высоте. Эти точки относятся, вообще говоря, к разным расстояниям от оси облака (рис. 1 б).

Учитывая сильную пространственную изменчивость спектров в реальных условиях и то, что существующие методы измерений дают, как правило, результаты, осредненные по некоторому протяженному участку облака [6], мы представили результаты решения в виде спектров, осредненных по радиусу облака  $R$ :

$$f_R(z, a) = \frac{1}{R} \int_0^R f(z, r, a) dr. \quad (8)$$

На рис. 3 а показаны полученные таким образом спектры капель на разных уровнях в облаке. Из рисунка видно, что спектры можно приближенно рассматривать как состоящие из двух степен-

ных участков. Более мелкокапельный участок спектров (от 15 мкм до, например, 80 мкм), который имеет больший наклон, формируется в основном из капель, поднимающихся от основания облака. Так как рост этих капель, как правило, определяется конденсацией, происхождение степенного закона распределения обусловлено, очевидно, формой распределения по размерам ядер конденсации (2). Остальной, более крупнокапельный участок спектров, формируется каплями, которые прошли верхнюю точку своих траекторий и возвращаются к основанию облака. В росте этих капель большую роль сыграла коагуляция, вследствие этого наклон кривой правой части спектра значительно меньше. Естественно, что уменьшение наклона сильнее проявляется на более низких уровнях, на которые капли приходят, испытав большее влияние коагуляционного роста.

Для сравнения на том же рис. 3 а нанесена экспериментальная кривая для плотности распределения капель по размерам из статьи Окиты [15]. Результаты измерений, которые приведены в [15], относятся к отдельным облакам как слоистообразных, так и конвективных форм. Измерения проводились в Японии на вершине горы высотой 1900 м. Приведенная на рис. 3 а экспериментальная кривая относится к нижней части конвективного облака. Так как термодинамические параметры экспериментально изучавшихся облаков не известны, возможно лишь качественное сравнение теоретических и экспериментальных данных. Из рисунка видно, что результаты проведенного расчета удовлетворительно согласуются с экспериментальными данными как в отношении общей концентрации капель, так и в отношении наклона кривой распределения. По рассчитанным спектрам были найдены следующие характеристики облака: водность крупнокапельной ( $a > 50$  мкм) фракции (пропорциональна моменту третьего порядка функции распределения), интенсивность осадков, радиолокационная отражаемость, средняя доплеровская скорость восходящего потока в облаке и среднеквадратичная ширина спектра доплеровских скоростей. Изменение с высотой водности крупнокапельной фракции и водности мелких капель (последняя, в соответствии с расчетом по струйной модели) показано на рис. 3 б. Водность крупнокапельной фракции монотонно уменьшается с высотой для данного облака и в большей части облака значительно меньше водности, которая приходится на долю мелких капель.

Мощность отраженного от капельного облака радиолокационного сигнала пропорциональна радиолокационной отражаемости  $Z$ , которая для релейского рассеяния ( $2\pi a/\lambda \ll 1$ ,  $\lambda$  — длина волны) равна [8]

$$Z(z) = 64 \int_0^{\infty} f(z, a) a^6 da. \quad (9)$$

На рис. 3 б нанесено распределение  $Z$  по высоте в облаке. Для данного облака вклад мелких облачных капель в величину  $Z$ , пре-

небрежимо мал по сравнению с вкладом частиц с  $a > 50$  мкм, несмотря на обратное соотношение водностей. Вычисленное по полученному в результате решения (1) спектру капель значение интенсивности осадков  $T$  на уровне основания облака составляет 0,06 мм/мин. Оценка интенсивности осадков для данного облака по приближенному методу [1] дает значение  $I < 0,1$  мм/мин.

Вследствие большой высоты основания облака над поверхностью земли и сухости атмосферы крупные капли испаряются под основанием облака. Таким образом, рассматриваемое облако практически не дает осадков. Тот факт, что под основанием облака, как правило, присутствуют выпавшие из него крупные частицы, известен из наблюдений [9].

Исходя из расчетных значений, мы провели сравнение перехода от доплеровских радиолокационных характеристик к скорости вертикальных потоков воздуха в облаке по методикам Роджерса [10] и Горелика — Логунова [11]. Для рассматриваемого примера погрешности такого перехода составили для метода Роджерса около 1 м/с, для метода Горелика — Логунова 0,3—0,4 м/с.

**Обсуждение результатов.** Имеющиеся (довольно ограниченные) экспериментальные данные показывают, что распределение крупных капель по размерам в облаках близко к степенному закону  $f \sim a^{-h}$  [6, 15]. Из приведенных в [15] данных следует, что спектры близки к степенным, но более точно их можно представить в виде двух степенных участков:  $10 < a < 50$  и  $a > 50$  мкм. На первом участке наклон кривых распределения, как правило, больше, чем на втором. Теоретическое объяснение образования такого спектра встречает серьезные затруднения (см. [12]).

Выше было показано, что совместное действие конденсации на гигантских ядрах и непрерывного коагуляционного роста при рассматривавшихся условиях может приводить к развитию спектра, близкого к наблюдаемому. Сопоставление полученной функции распределения с данными наблюдений служит проверкой правдоподобия всей теоретической схемы.

Модель может быть использована для разделения облаков на категории дождящих и неждящих в зависимости от значений осадкообразующих факторов. Судя по результатам данной статьи и по оценкам [1], при принятых в численном эксперименте атмосферных условиях, характерных для юга ЕТС, переходу облака в категорию дождящих соответствует визуально определяемая его мощность около 3 км. Такое разделение практически совпадает с результатом, полученным путем применения эмпирической дискриминантной функции, определяющей возможность зарождения осадков в конвективных облаках на Украинском ЭМП [13], и соответствует данным наблюдений, приведенным в [7].

Представляется также целесообразным сопоставление качественных положений, вытекающих из анализа расчетов, с представлениями, полученными из наблюдений. Экспериментально при проведении самолетных и радиолокационных наблюдений было установлено, что даже в неждящих облаках почти всегда присутст-

вуют крупные частицы, которые не вносят ощутимого вклада в водность, но, как правило, целиком определяют радиолокационный сигнал [9]. К такому же выводу приводят расчеты по модели.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бекряев В. И., Довгалиук Ю. А., Зинченко А. В. К теории осадкообразования в капельных конвективных облаках.—«Тр. ГГО», 1975, вып. 356, с. 33—43.
2. Бекряев В. И., Воробьев Б. М. Струйная модель облачной конвекции. Численный эксперимент.—«Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1972, т. 8, № 9, с. 925—935.
3. Бекряев В. И., Зинченко А. В. Осесимметричная стационарная модель мощного кучевого облака.—«Тр. ГГО», 1973, вып. 302, с. 42—54.
4. Буйков М. В., Дехтяр М. И., Духин С. С. К теории крупнокапельной части спектра облачных капель.—«Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1963, № 4, с. 637—638.
5. Смирнов В. И., Сергеев Б. Н. Распределение по размерам крупных облачных капель, выросших на гигроскопических ядрах конденсации.—«Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана». 1973, т. 9, № 12, с. 1290—1303.
6. Боровиков А. М., Мазин И. П., Невзоров А. Н. Некоторые закономерности распределения крупных частиц в облаках различных форм.—«Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана». 1965, т. 1, № 3, с. 291—301.
7. Селезнева Е. С. О границах и вертикальной мощности конвективных облаков.—«Труды ГГО», 1959, вып. 93, с. 3—21.
8. Боровиков А. М. и др. Радиолокационные измерения осадков. Л., Гидрометеоздат, 1967, с. 140.
9. Костарев В. В. и др. Развитие радиолокационных методов исследования облаков и осадков. Труды V Всесоюзного мет. съезда, т. IV, с. 173—177. Л., Гидрометеоздат, 1972.
10. Логунов В. Ф. Возможности определения динамических процессов и микроструктуры осадков в режиме вертикального радиолокационного зондирования. Автореферат. дисс. на соискание уч. степени канд. физ.-мат. наук. М., МФТИ, 1972, с. 14.
11. Горелик А. Г., Логунов В. Ф. Определение скорости вертикальных потоков в грозových очагах и ливнях при вертикальном зондировании с помощью доплеровского радиолокатора.—«Тр. ЦАО», 1972, вып. 103, с. 17—25.
12. Смирнов В. И. О механизме выпадения дождя из капельных облаков.—«Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1972, т. 8, № 10, с. 1108—1109.
13. Хусид С. В. Экспериментальное исследование процесса формирования осадков в конвективных облаках. Автореф. дисс. на соискание уч. ст. канд. физ.-мат. наук. Обнинск, ИЭМ, 1975, с. 22.
14. Шметер С. М. Физика конвективных облаков. Л., Гидрометеоздат, 1972, с. 230.
15. Okita T. Size distributions of large droplets in precipitating clouds.—“Tellus”, 1961, vol. 13, N 4, p. 509—521.

*В. И. Бекряев, Ю. А. Довгалюк,  
А. В. Зинченко*

## ПРИМЕНЕНИЕ СТРУЙНОЙ МОДЕЛИ ДЛЯ РАСЧЕТОВ ОБЛАЧНОЙ КОНВЕКЦИИ В ТРОПИКАХ

**Введение.** Выявление закономерностей развития облачной конвекции в тропиках имеет большое значение как для улучшения прогнозов погоды в этом районе, так и для правильного понимания циркуляции атмосферы в целом. Действительно, тропическая зона является своеобразным генератором тепла и водяного пара в системе океан — атмосфера, в основном перенос этих субстанций осуществляется механизмом облачной конвекции. Полагают, что изменение активности конвекции в тропиках может служить причиной значительных аномалий погоды в средних широтах [1].

В данной статье рассматриваются отдельные конвективные облака. С целью проверки применимости струйной модели облачной конвекции [2, 3] в тропических районах и анализа результатов наблюдений выполнялся диагностический расчет термодинамических параметров этих облаков.

**Расчеты параметров конвективных облаков по материалам АТЭП.** Стационарная струйная модель облачной конвекции [2] позволяет рассчитать изменение с высотой осредненных по сечению струи вертикальной скорости  $w(z)$ , температуры  $T'(z)$ , влажности  $S(z)$ , ледности  $S_{л}(z)$  и радиуса струи  $R(z)$ . Рабочая система уравнений и процедура расчетов приводятся в статье [3].

В настоящей работе в качестве исходной информации использовались результаты радиовеетрового зондирования, выполнявшегося с советских судов, участвовавших в экспедиции ТРОПЭКС-74, и в некоторых случаях с канадского судна «Квадра». Во всех рассматриваемых случаях параметры струи на уровне основания облака задавались равными: вертикальная скорость  $w_0 = 2$  м/с, начальный перегрев  $\Delta T_0 = 0^\circ\text{C}$ . Начальный радиус облака  $R_0$  задавался по результатам визуальных наблюдений с самолетов либо, если такие наблюдения отсутствовали, исходя из условия  $R_0 = \Delta H/2$ , где  $\Delta H$  — вертикальная протяженность наиболее мощных облаков.

Уровень основания облаков (конденсации) определялся по аэрологической диаграмме, а в ряде случаев задавался на основании результатов самолетных наблюдений. Эти наблюдения выполнялись самолетами-лабораториями ЦАО и ГГО. Результаты самолетных наблюдений использовались также и для сравнения с результатами расчетов. При этом из боржурналов выбирались сведения о наличии и виде конвективных облаков, высотах их верхней и нижней границ и сопутствующих явлениях погоды. Для контроля

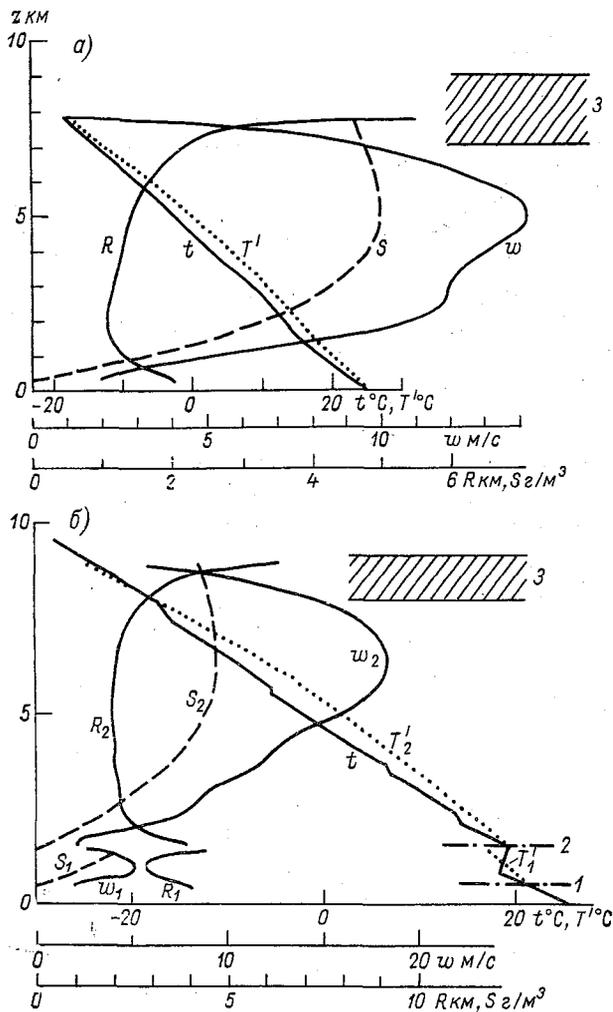


Рис. 1. Типовые расчеты параметров конвекции.

1 и 2 — уровни основания облака, 3 — максимальная высота облачности по данным эксперимента,  $t$  — кривая стратификации. Индексы 1, 2 относятся к вариантам расчета, соответствующим заданию облака на уровнях 1 и 2.

высоты верхней границы облаков использовались также данные радиолокационных наблюдений [10].

В общей сложности для анализа было отобрано 27 дней, в которые наблюдалось развитие конвективной облачности и для которых в нашем распоряжении оказались результаты как радиозондирований, так и самолетных и радиолокационных наблюдений.

На рис. 1 а показан пример типового расчета параметров конвекции и его сравнение с экспериментом. Используются данные радиозондирования с судна «Квадра» за 6 ч 14 июля 1974 г. В этот день наряду с облаками *Cu med*, *Cu cong.* наблюдались также облака типа *Cb*. Уровень конденсации располагался на высоте 300 м. Расчеты показывают, что при заданных параметрах облако может вырасти до высоты около 8 км, максимальная вертикальная скорость составляет 14,3 м/с на высоте 5 км. С результатами самолетных наблюдений полученные характеристики согласуются хорошо: по наблюдениям с самолета, основания облаков находились на высоте около 400 м, вершины наиболее мощных облаков поднимались выше 7 км. По данным радиолокатора на судне «Квадра», высота верхней границы радиоэхо достигала в течение дня 7,5—9 км. Анализ состояния атмосферы показывает, что начиная с 1,5 км и вплоть до тропопаузы значительные неустойчивые слои в этот день не наблюдались, стратификация была близка к влажнобезразличной. Облака развивались до значительных высот вследствие энергии неустойчивости в нижнем слое и большой относительной влажности во всей тропосфере.

Характерной особенностью развития конвективных облаков в тропической зоне Восточной Атлантики является существование двух ярусов конвекции, связанных с наличием задерживающих слоев в нижней тропосфере [4, 9]. В таких ситуациях при наблюдениях с самолетов отмечается развитие мощных кучевых и кучево-дождевых облаков, нижняя граница которых располагается на высоте 2—4 км. Одновременно наблюдается развитие конвективной облачности малой мощности с нижней границей на высоте 300—500 м. Типовая картина распределения двухслойной конвективной облачности приводится в работе [9].

На рис. 1 б представлены результаты расчетов параметров конвективной облачности за 28 июня. Использовался радиозонд, выпущенный в 15 ч 54 мин с НИС «Профессор Визе». Вертикальный профиль температуры за этот срок характеризуется большой изменчивостью с высотой, непосредственно над уровнем конденсации расположен сравнительно тонкий (около 300 м) влажнонеустойчивый слой. Выше него — инверсионный слой толщиной около 600 м. Радиолокационные и самолетные наблюдения дают в течение дня максимальную высоту радиоэхо 7,5—9 км. Таким образом, можно с уверенностью сказать, что, несмотря на сильную устойчивость в слое 900—1500 м, происходило развитие конвективных облаков. Расчет был выполнен в двух вариантах. В первом варианте уровень конденсации, определенный по аэрологической диаграмме, был задан на высоте 500 м. Как и следовало ожидать, расчет пока-

зал, что в этом случае могут развиваться лишь маломощные облака. Облако даже при сравнительно большом начальном значении радиуса не может пробить слой инверсии. Во втором варианте расчета нижняя граница облака задавалась на верхней границе задерживающего слоя на высоте 1500 м. При этих условиях (в соответствии с результатами наблюдений) расчет свидетельствует о возможности развития мощных конвективных облаков. Верхняя граница облака достигла 9 км, максимальное значение вертикальной скорости составило около 18 м/с. Таким образом, удалось смоделировать оба слоя конвекции.

Однако следует отметить, что условия и природа формирования второго яруса облаков остаются невыясненными. Во всяком случае представления о механизме образования конвективных облаков в ВЗК должны быть расширены по сравнению со сложившимися на основе наблюдений в умеренных широтах. Принято думать, что внутримассовая конвекция в умеренных широтах возникает за счет подъема перегретых объемов воздуха в условиях неоднородной подстилающей поверхности и сухонеустойчивости в нижнем слое. В тропиках, когда конвекция развивается над устойчивым слоем атмосферы, приток тепла и влаги к основанию облаков осуществляется, по-видимому, путем вынужденной конвекции, связанной с ВЗК. Например, в работе [5] отмечается, что мощные конвективные облака в ВЗК наблюдаются в тех случаях, когда крупномасштабные восходящие потоки занимают значительную часть тропосферы. Можно предположить, что необходимым условием реализации энергии влажнеустойчивости в свободной атмосфере является наличие крупномасштабных восходящих движений как ниже, так и выше верхней границы устойчивого слоя.

Общее представление о степени соответствия между теорией и экспериментом дает результирующий график связи рассчитанных  $H_p$  и полученных экспериментально  $H_o$  высот верхних границ конвективных облаков (рис. 2). Прямая под углом  $45^\circ$  проведена на рисунке для наглядности. Самолетные и радиолокационные наблюдения позволяют определить значения  $H_o$  в некотором диапазоне высот, в ряде случаев указывается лишь уровень, выше которого проникают облака, без уточнения превышения. На рис. 2 на высоте, соответствующей результатам расчета, диапазон этих значений отмечен отрезками, параллельными оси абсцисс, или

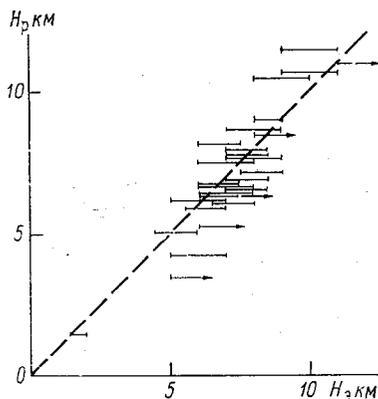


Рис. 2. Результаты сравнения рассчитанных  $H_p$  и наблюдавшихся  $H_o$  максимальных высот конвективной облачности для разных дней периода АТЭП.

стрелками, ограниченными со стороны малых значений. Из рисунка видно, что значения  $H_p$  вполне удовлетворительно согласуются с  $H_0$ , как в случаях хорошо развитых по вертикали облаков, так и в случаях сравнительно вялого развития конвекции.

Можно отметить еще одну особенность конвективных облаков в тропиках. Расчеты показывают, что вертикальная скорость в тропических облаках часто достигает нулевого значения при положительном перегреве (см., например, рис. 1 а). Любопытно, что в умеренных широтах, как показывают аналогичные расчеты, в предвершинной части мощные кучевые облака, как правило, холоднее окружающей среды. В умеренных широтах развитие наиболее мощных конвективных облаков по вертикали обычно ограничено тропопаузой. Резкое повышение устойчивости приводит к тому, что движущийся по инерции воздух оказывается существенно холоднее окружающей среды, под действием отрицательной плавучести происходит быстрое торможение вертикального потока. В тропиках тропопауза находится значительно выше, в свободной атмосфере градиент на уровне вершин облаков близок к влажноадиабатическому. Поэтому перегрев в предвершинной части облака часто остается положительным, а падение вертикальной скорости происходит за счет большой водности (вес воды подавляет вертикальный поток).

Впрочем, анализируя рис. 2, можно заметить для высоких облаков тенденцию к занижению  $H_p$  по сравнению с  $H_0$ . Этот факт может быть связан с тем, что в реальных условиях, в отличие от модели, происходит не полное влечение струей сконденсированной воды. Крупнокапельная фракция отстает от восходящего потока, «облегчая» его. Однако следует иметь в виду, что такое отставание уменьшает архимедову плавучесть на более низких уровнях.

**О возможности расчета распределения по размерам конвективных облаков.** Проведенный выше анализ, так же как и аналогичные расчеты в большинстве других работ, относятся к наиболее мощным облакам, наблюдаемым при соответствующей стратификации. Однако значительный интерес представляют не только характеристики наиболее развитых по вертикали облаков, но и распределение облаков по размерам. Заметим также, что затруднения в использовании струйной модели конвекции для прогностических расчетов связаны с необходимостью задания исходных параметров струи, в частности начального радиуса. В работе [3] показано, что увеличение горизонтальных размеров облачной струи лишь в определенных пределах приводит к существенному увеличению вертикальной протяженности облака. В то же время известно, что малые горизонтальные размеры при большой вертикальной мощности способствуют расширению облака [6]. Можно полагать, что существует некоторое оптимальное соотношение мощность — диаметр облака, удовлетворяющее условию: практически максимальная мощность облака при минимальных поперечных размерах.

В работе [11] опубликованы обстоятельные результаты наблюдений за спектром конвективной облачности. На рис. 3 показана

связь между диаметром облаков и их вертикальной мощностью по данным, заимствованным из [11], полученная при обработке материалов аэрофотосъемки во Флориде 10 августа 1957 г. Данные о стратификации атмосферы, соответствующей этим результатам, приведены в работе [12]. Представляется возможным, таким образом, рассчитать мощности конвективных облаков при различных исходных радиусах струи. Результаты выполненных нами расчетов также нанесены на рис. 3. В отличие от мощных кучевых облаков, применительно к которым при расчетах начальная скорость  $\omega_0$  облачной струи задавалась равной 2 м/с [11], для облаков существенно меньшей мощности, о которых здесь идет речь, представляется оправданным задать  $\omega_0$  несколько меньше. Например, кривая 1 рассчитана при  $\omega_0 = 1$  м/с, кривая 2 — при  $\omega_0 = 0,5$  м/с.

Анализируя рисунок, прежде всего можно сделать вывод о хорошем соответствии теории эксперименту.

Разброс экспериментальных точек в основном можно объяснить вариациями начальной вертикальной скорости. Такой результат не тривиален. Экспериментальные точки на рис. 3 построены по данным аэрофотосъемки поля облаков, эти данные позволяют определить размеры различных облаков на разных стадиях их жизненного цикла. Расчет по модели дает максимальную высоту, которую может достичь облако данного диаметра. Так как во время наблюдений отмечалось преобладание конвективных облаков на стадии роста, можно было бы ожидать завышения рассчитанной мощности по сравнению с наблюдаемой. Однако расчеты показывают, что значительного завышения не происходит. Этот результат можно объяснить тем, что динамика вертикального развития облака (до начала интенсивного выпадения осадков) определяется скоростью роста его горизонтальных размеров.

К такому выводу приходят на основании анализа развития облака по радиолокационным данным авторы работ [2, 7]. Скорость роста горизонтальных размеров облака мала по сравнению со скоростью его вертикального развития. Поэтому в каждый момент времени вертикальный размер облака «приспосабливается» к его горизонтальному размеру и существующим атмосферным явлениям. Легко заметить также, что при малых значениях  $R_0$  отношение  $\Delta H/2R_0$  существенно больше единицы, однако для наиболее мощных в данной популяции облаков  $\Delta H/2R_0 \approx 1$ . Этот вывод согласо-

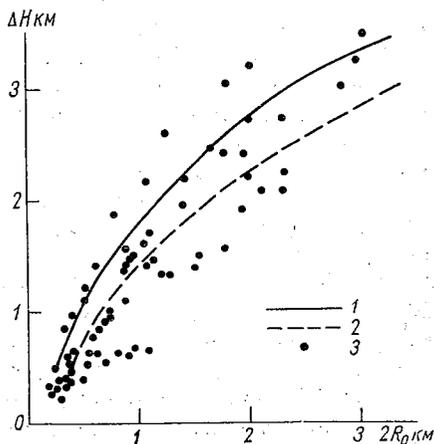


Рис. 3. Сопоставление рассчитанных (1, 2) и наблюдавшихся (3) мощностей  $\Delta H$  облаков разного диаметра для группы одновременно существующих облаков.

ется также с хорошо известным из радиолокационных наблюдений фактом примерного равенства вертикальных и горизонтальных размеров изолированной конвективной ячейки [8]. Исходя из этих соображений осуществлялся оговоренный выше выбор начального радиуса струи для мощных облаков:  $R_0 = \Delta H/2$ . Вообще говоря, с позиций классической теории струй, предполагающей, что поперечные размеры струи должны быть существенно меньше продольных, возможность использования этого соотношения представляется спорной. Учитывая, однако, что в облачной струе отсутствует начальный участок, характерный для струй острого дутья, что турбулентность в облаке существенно больше, чем вне его, что расчет выполняется для осредненных по сечению параметров облачной струи, и, наконец, принимая во внимание многочисленные доказательства соответствия между теорией и экспериментом, в том числе и те, которые приведены в настоящей работе, можно считать использование этого соотношения оправданным. Таким образом, если речь идет о прогностических расчетах, то, задавая различные значения  $R_0$  и выполняя расчеты при заданной стратификации, следует найти такое  $R_0$ , при котором будет выполняться условие  $\Delta H/2R_0 \approx 1$ . Полученная при этом мощность облака  $\Delta H$  будет близка к максимальной. Соответственно максимальными будут и другие характеристики облака (скорость, перегрев, водность). Значения  $\Delta H/2R_0 > 1$  соответствуют облакам меньшей мощности. Вопрос о том, как рассчитать количество облаков разных размеров (балл облачности), требует отдельного рассмотрения.

### Заключение

Выполненная по материалам АТЭП и работы [11] проверка струйной модели облачной конвекции свидетельствует о хорошем соответствии между теорией и экспериментом.

При использовании струйной модели в прогностических целях спектр облаков по размерам со стороны наиболее мощных облаков может быть ограничен условием  $\Delta H/2R_0 \approx 1$ .

Авторы выражают чувство глубокой признательности покойному А. М. Боровикову и горячо благодарят ст. инженера ГГО В. К. Толкачева, предоставивших материалы самолетных наблюдений, выполненных в период АТЭП.

Авторы благодарят дипломницу ЛГМИ Бочарову Л. В. за участие в обработке материалов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мейсон Б. Дж. Атлантический тропический эксперимент ПИГАП.— «Бюллетень ВМО», 1973, т. 22, № 9, с. 97—105.
2. Качурин Л. Г., Бекряев В. И., Воробьев Б. И. Приложение метода турбулентных струй к расчету конвективных движений в атмосфере.—

В кн.: Труды VIII Всесоюзной конференции по физике облаков и активных воздействий. Л., Гидрометеиздат, 1970, с. 213—221.

3. Бекряев В. И., Воробьев Б. М. Струйная модель облачной конвекции. Численный эксперимент.—Иzv. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1972, т. 8, № 9, с. 925—931.

4. Боровиков А. М., Невзоров А. Н. Результаты самолетных наблюдений над облачностью в ТРОПЭКС-72.—«Метеорология и гидрология», 1974, № 11, с. 79—86.

5. Петросьянц М. А. Первые итоги советской экспедиции ТРОПЭКС-74.—«Метеорология и гидрология», 1975, № 3, с. 3—17.

6. Научные проблемы управлений погодой. Доклад проблемной комиссии по управлению погодой и климатом. Перевод с англ. Л., Гидрометеиздат, 1965, 62 с.

7. Брылев Г. Б. К вопросу о возможности расчетов некоторых радиолокационных характеристик конвективных облаков.—«Тр. ГГО», 1969, вып. 243, с. 34—48.

8. Баттан Л. Дж. Радиолокационная метеорология. Пер. с англ. Л., Гидрометеиздат, 1962. 196 с.

9. Simpson J. and R. H. Simpson. On the structure and organization of clouds in the GATE area. WMO-JCSU, GATE, rep. N 14, vol. 2, p. 160—168.

10. Marks F. Study of diurnal variations in convections using „Quadra” radar data — Phases I and II, WMO — ICSU, GATE, rep. N 14, vol. 1, p. 191—205.

11. Plank V. G. The size distribution of cumulus clouds in representative Florida population.—“J. of App. Met.”, 1969, vol. 8, p. 46—64.

12. Hill G. H. Factors controlling the size and spacing of cumulus clouds as revealed by numerical experiment.—„J. Atmos. Sci.”, 1974, vol. 31, N 3, p. 500—520.

*А. М. Бакланов, Б. З. Горбунов, Т. Н. Громова, К. П. Куценогий, В. Я. Никандров, А. Н. Попов, И. А. Скородёнок*

### **ВЛИЯНИЕ ДИСПЕРСНОСТИ НА ЛЬДООБРАЗУЮЩУЮ АКТИВНОСТЬ СЕРНИСТОЙ МЕДИ**

Наряду с нашедшими широкое применение в практике активных воздействий на облака и туманы твердой углекислотой, иодистым серебром и иодистым свинцом весьма перспективным реагентом является сернистая медь [3, 5].

К сернистой меди неприменим способ термической возгонки, так как  $\text{CuS}$  разлагается при температуре выше  $220^\circ\text{C}$ , и метод растворов вследствие ничтожно малой растворимости  $\text{CuS}$  в воде ( $10^{-21}$  г на 100 г при  $t \approx 20^\circ\text{C}$ ). В связи с этим диспергирование сернистой меди осуществляется путем механического распыления порошка.

В настоящей работе приводятся результаты опытов по определению дисперсности и льдообразующей активности разных образцов сернистой меди.

**Описание эксперимента.** Как известно, льдообразующая активность определяется распределением аэрозольных частиц по размерам и их общим количеством в расчете на единицу массы реагента [3—5]. Она существенно зависит от свойств исходного продукта, способа получения и диспергирования реагента.

Использованная в наших опытах сернистая медь приготавливалась на установках Института реактивов (ИРЕА) в 1968 и 1975 гг. и Института неорганической химии (ИНХ) в 1975 г. по методике, разработанной в ИРЕА [4, 5], но имелись различия в процессе сушки готового продукта.

Перед началом опытов порошок сернистой меди сушили не менее 5 ч при температуре около  $100^\circ\text{C}$ , а затем тщательно растирали в шаровой мельнице или ступке. Удельная поверхность такого порошка была в 1,5 раза больше, чем у исходного (удельная поверхность исходного порошка около  $0,5 \text{ м}^2 \text{ г}^{-1}$ ). Все опыты проводились только с сухим и размолотым порошком.

Методика диспергирования состояла в распылении порошкообразной сернистой меди непрерывной воздушной струей или в по-

токе азота со скоростью 4—40 л/мин. После распылителя поток аэрозоля пропускали через четырехступенчатый каскадный импактор [10], задерживающий частицы диаметром более 0,5 мкм при объемном расходе воздушного потока 20 л/мин [6]. В ряде опытов дополнительно ставился металлический фильтр с размерами пор 0,2—0,3 мкм.

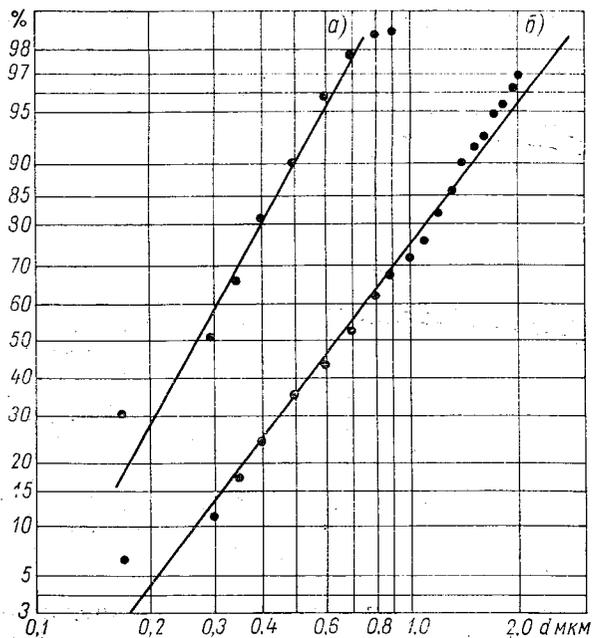


Рис. 1. Типичная зависимость числа (%) частиц сернистой меди, меньших данного размера, от их диаметра, построенная на логарифмической вероятностной сетке.

а — образец ИРЕА 1968 г. с фильтром, б — без фильтра.

Мерой дисперсности аэрозолей служил среднекубический диаметр частиц  $d_3$ , который вычислялся исходя из счетной и массовой концентрации аэрозоля. Счетная концентрация определялась с помощью фотоэлектрического счетчика, смонтированного на основе ультрамикроскопа ВДК-4 [1]. На пути в ультрамикроскоп поток аэрозоля проходил через конденсационный укрупнитель типа КУСТ [7], в котором на каждой частице сернистой меди вырастала капля дибутилфталата диаметром около 1 мкм. Для определения массовой концентрации реагента в потоке аэрозоль пропускался через волокнистый фильтр АФА-ХА-20 и его содержимое исследовалось методами химического анализа на содержание меди [8].

Сведения о распределении частиц сернистой меди по размерам получали с помощью электронного микроскопа с разрешением 8 А. Осаждение частиц реагента на стекло, покрытое формваром, проводилось с помощью одноступенчатого каскадного импактора. Чтобы осаждение было эффективным, поток аэрозоля брался после прохождения его через КУСТ. В электронном микроскопе капли дибутылфталата быстро испарялись и полученные микрофотографии соответствовали только частицам сернистой меди.

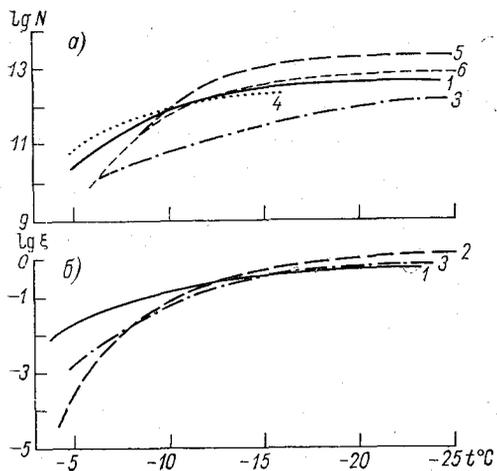


Рис. 2. Зависимость от температуры выхода ледяных кристаллов в расчете на 1 г сернистой меди (а) и отношения числа образующихся ледяных кристаллов к числу введенных частиц  $\text{CuS}$  (б).

1 — порошок, изготовленный в ИРЕА в 1975 г.; 2, 5 — то же в 1968 г., с фильтром; 3 — порошок, изготовленный в ИНХ в 1975 г.; 4 — данные ИРЕА о свежем порошке 1968 г.; 6 — порошок, изготовленный в ИРЕА в 1968 г. без фильтра.

Распределение частиц сернистой меди по размерам хорошо описывается логарифмически нормальным законом. Это видно из рис. 1, где на логарифмически вероятностной сетке отложена зависимость процента частиц, меньших данного размера, от их радиуса. 98% частиц приходится на интервал размеров от 0,2 до 2 мкм, при этом применение фильтров позволяет уменьшить размер частиц в 2—3 раза. Линейная зависимость указывает на выполнение логарифмически нормального закона распределения.

По разработанной в ИХКиГ методике [2] определялись количественные характеристики льдообразующей активности реагента: число ледяных кристаллов, рассчитанное на 1 г вещества ( $N$ ), и отношение числа образующихся ледяных кристаллов к числу введенных в переохлажденный туман частиц ( $\xi$ ). Ледяные кристаллы образовывались в камере туманов объемом 250 л. Туман с водностью около 1 г/м<sup>3</sup> и счетной концентрацией примерно 10<sup>3</sup> см<sup>-3</sup> получался при смешении пара кипящей воды с холодным воздухом камеры. Кристаллы льда падали на стеклянные пластинки в термостаты и затем их количество подсчитывалось с помощью микроскопа МБР-1.

**Анализ результатов опытов.** За период 1974—1975 гг. было проведено 215 опытов по исследованию льдообразующей активности

сернистой меди при температуре тумана от  $-4$  до  $-25^{\circ}\text{C}$ . В 15 случаях производились электронно-микроскопические измерения размеров частиц с последующим определением распределения частиц по размерам.

На рис. 2 а представлены кривые зависимости льдообразующей активности сернистой меди от температуры тумана. Для сравнения приводится кривая 4, характеризующая льдообразующую активность лучшего образца  $\text{CuS}$ , полученного Н. В. Бычковым в 1968 г. [5].

Как видно из рисунка, в области температур от  $-10$  до  $-20^{\circ}\text{C}$  льдообразующая активность порошка сернистой меди, хранящегося в герметически закрытых пакетах в течение 4—6 лет, остается неизменной (кривые 5 и 6 на рис. 2 а). В области температур выше  $-10^{\circ}\text{C}$  наблюдается (даже после сушки и тщательного растирания порошка) заметное уменьшение (в 15 раз при  $t = -5^{\circ}\text{C}$ ) льдообразующей его активности по сравнению с активностью свежеприготовленного препарата (кривая 4 на рис. 2 а). Это, вероятно, вызвано окислением сернистой меди. Определение методами аналитической химии количества растворимого в воде сульфата меди показало, что в образце 1968 г., хранившемся в герметически закрытых полиэтиленовых пакетах, его содержалось около 25% по весу.

Препарат  $\text{CuS}$ , приготовленный в 1975 г. в ИРЕА, отличается малой зависимостью выхода от температуры (при понижении температуры от  $-7$  до  $-20^{\circ}\text{C}$  число ледяных кристаллов изменяется соответственно от  $2,0 \cdot 10^{11} \text{ г}^{-1}$  до  $3,1 \cdot 10^{12} \text{ г}^{-1}$ ). Следует отметить, что этот образец характеризуется довольно высоким выходом ледяных кристаллов при температуре от  $-5$  до  $-7^{\circ}\text{C}$  ( $10^{11} \text{ г}^{-1}$ , кривая 1 на рис. 2 а).

Препарат, приготовленный в 1975 г. в ИНХ (кривая 3 на рис. 2 а), характеризуется предельным выходом, равным  $8,0 \cdot 10^{11} \text{ г}^{-1}$  при  $-20^{\circ}\text{C}$ , тогда как предельный выход образца ИРЕА 1968 г. составляет  $5,5 \cdot 10^{12} \text{ г}^{-1}$  (кривая 6 на рис. 2 а).

Отношение числа образующихся кристаллов к числу введенных частиц  $\xi$  в зависимости от температуры приведено на рис. 2 б. Как видно из рисунка, при температуре тумана  $-15^{\circ}\text{C}$  и ниже  $\xi$  близко к единице для всех образцов  $\text{CuS}$ . Значит, на каждой введенной частице образовывался кристалл. При повышении температуры значение  $\xi$  уменьшается, и при  $-5^{\circ}\text{C}$  число ледяных кристаллов становится существенно (на 3 порядка) меньше числа частиц  $\text{CuS}$ , введенных в камеру туманов. Резкое уменьшение значения  $\xi$  при возрастании температуры, вероятно, вызвано увеличением критического размера льдообразования, т. е. минимального размера аэрозольных частиц, образующих ледяной кристалл [9]. Используя полученные с помощью электронного микроскопа распределения частиц аэрозоля сернистой меди по размерам  $f(r)$  (функция  $f(r)$  нормирована таким образом, что  $\int_0^{\infty} f(r) dr = 1$ ) и полученные в камере туманов данные о значениях  $\xi(T)$ , можно вы-

числить критические радиусы  $r_{кр}$  при разных температурах. При этом, так же как и в [9], предполагалось, что скорость образования ледяных зародышей очень сильно зависит от размера частиц реагента ( $r$ ). С достаточной точностью вероятность появления ледяного кристалла на поверхности индивидуальной частицы  $P(r)$  можно представить функцией вида:

$$P(r) = \begin{cases} 1, & r \geq r_{кр}; \\ 0, & r < r_{кр}. \end{cases} \quad (1)$$

Критический размер определяется из уравнения

$$\int_0^{\infty} P(r) f(r) dr = \xi(T). \quad (2)$$

Учитывая (2), уравнение (3) можно привести к более простому виду

$$\int_{r_{кр}}^{\infty} f(r) dr = \xi(T). \quad (3)$$

Функция  $f(r)$  очень быстро убывает в области больших размеров при уменьшении  $r$ . Поэтому оказалось возможным при вычислении интеграла (3) верхний предел интегрирования принять равным 2 мкм. Это ограничение практически не влияет на точность вычисления приведенных выше интегралов, так как для любого образца сернистой меди в указанный интервал попадало не менее 98% общего количества частиц. Вычисленные путем решения уравнения (3) значения  $r_{кр}$  представлены на рис. 3. Полученные данные

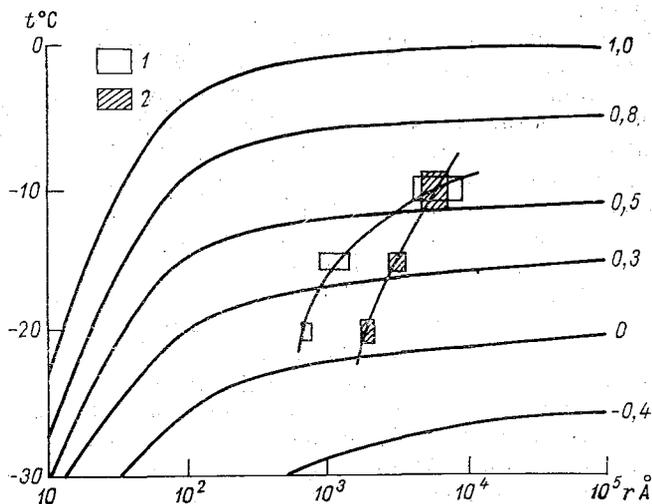


Рис. 3. Зависимость критического радиуса льдообразования от температуры тумана.

1 — реагент ИРЕА 1968 г., 2 — реагент ИНХ 1975 г. Кривые соответствуют процессу замерзания [11].

соответствуют осредненным по 5—7 независимым измерениям значениям  $f(r)$  и  $\xi(T)$ . Случайная ошибка определения температуры тумана была  $\pm 1^\circ\text{C}$ , а размера частиц — около 30%. На рис. 3 величины сторон прямоугольников соответствуют ошибкам измерения. Хорошо видно, что повышение температуры от  $-20$  до  $-10^\circ\text{C}$  приводит к увеличению  $r_{\text{кр}}$  частицы при льдообразовании для образца сернистой меди, синтезированной в ИНХ, от 0,2 до 0,5 мкм. Подобная зависимость наблюдается и для образца ИРЕА, для которого  $r_{\text{кр}}$  увеличивается от 0,075 до 0,64 мкм в том же температурном интервале. Таким образом, можно считать, что уменьшение значения  $\xi$  при высоких температурах (рис. 2 б) вызвано увеличением критического размера частицы.

Сопоставим экспериментальные зависимости  $r_{\text{кр}}$  от  $T$  с вычисленными Флетчером [9] для процесса замерзания. Экспериментальные кривые не укладываются ни на одну из теоретических кривых, а пересекают их. Такая же картина наблюдается, если построить теоретические кривые для процесса сублимации. Как видно, теория образования ледяных зародышей Флетчера для частиц с однородной поверхностью не может объяснить экспериментальных результатов, полученных для сернистой меди.

При  $r_{\text{кр}} \approx 10^3 \text{ \AA}$  для обоих образцов сернистой меди экспериментальные точки находятся в окрестности теоретической кривой с  $m \approx 0,1$ , а при  $r_{\text{кр}} \approx 7 \cdot 10^3 \text{ \AA}$  — около кривой с  $m \approx 0,6$ . Следовательно, рост размера частиц приводит к резкому увеличению косинуса краевого угла «смачивания» ледяного зародыша на частице сернистой меди. Наиболее вероятной причиной этого, по нашему мнению, может быть наличие активных участков льдообразования на поверхности более крупных частиц. Подобный вывод сделан в [11] при анализе зависимости  $r_{\text{кр}}$  от  $T$  для аэрозоля иодистого серебра.

Максимальные значения  $N$ , найденные в данных экспериментах, не являются предельными для сернистой меди. Исходя из значения критического радиуса (например, при  $-20^\circ\text{C}$ ,  $r_{\text{кр}} \approx 10^3 \text{ \AA}$ ), можно оценить величину  $N$ , которая составит при этом около  $2 \cdot 10^{14} \text{ г}^{-1}$ . Таким образом, сернистую медь можно считать перспективным реагентом для воздействия на переохлажденные облака и туманы. Для ее практического использования необходимо разработать способ диспергирования сернистой меди до частиц со средним радиусом около 0,1 мкм.

В заключение остановимся на различии критических размеров разных образцов сернистой меди. При  $-15$  и  $-20^\circ\text{C}$  критический размер образца ИНХ в 2 раза превосходит такой размер образца ИРЕА. Это, вероятно, вызвано различием физико-химических свойств поверхности частиц реагента. Целенаправленное изменение этих свойств может существенно уменьшить критический размер. Уменьшение критического размера всего в 2 раза приведет к увеличению числа ледяных кристаллов в расчете на 1 г реагента почти в 10 раз. Таким образом, наряду с поиском оптимального способа диспергирования сернистой меди необходимо всестороннее

исследование влияния модифицирования поверхности на льдообразующую активность аэрозолей.

В проведении лабораторных опытов принимала участие Т. А. Першина, химический анализ выполняли В. И. Макаров и Л. А. Соколенко.

Авторы глубоко признательны Н. В. Бычкову за помощь в проведении настоящей работы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксенов В. Н., Куценогий К. П. Фотоэлектрическая приставка для автоматического подсчета и определения размеров аэрозольных частиц.—ЖФХ, 1969, 43, № 8, с. 2153—2156.

2. Бакланов А. М. и др. Новая установка для исследования льдообразующей активности аэрозолей.—Изв. СО АН СССР. Сер. химическая, 1976, 4в, № 9, с. 155—161.

3. Бащкирова Г. М. и др. К вопросу о льдообразующей активности сернистой меди в зависимости от способа диспергирования.—Тр. ГГО, 1973, вып. 302, с. 13—20.

4. Бромберг А. В. и др. Об эффективности кристаллизации переохлажденного тумана под влиянием льдообразующих веществ, диспергированных взрывом.—Тр. ГГО, 1975, вып. 356, с. 3—7.

5. Бычков Н. В., Громова Т. Н., Сумин Ю. П. Льдообразующие свойства сернистой меди как реагента для воздействия на переохлажденные облака.—Тр. ГГО, 1971, вып. 262, с. 3—16.

6. Грин Х., Лейн В. Аэрозоли пыли, дымы и туманы. М., «Химия», 1969. 426 с.

7. Коган Я. И., Бурнашева З. А. Укрупнение и измерение ядер конденсации в непрерывном потоке.—ЖФХ, 1960, т. 34, № 12, с. 2630—2639.

8. Преображенская Е. В. Определение следов меди в осадках при воздействии сернистой медью на конвективные облака.—Тр. ГГО, 1968, вып. 224, с. 169—175.

9. Fletcher N. H. The Physics of Rainclouds, Cambridge, Cambridge Univ. Press., 1962. 385 p.

10. May K. R. The cascade impactor; An instrument for sampling coarse aerosols.—"J. Scientific Instrum.", 1945, vol. 2, N 10, p. 185—189.

11. Mossop S. C. AgI—NaI aerosols as Jce nuclei.—"J. Appl. Met." 1969, N 8, p. 241—248.

*Т. А. Гершина, Н. С. Шишкин*

## О ЗАРЯЖЕНИИ КАПЕЛЬ ТУМАНА В ОБЛАСТИ КОРОННОГО РАЗРЯДА

В двух ранее опубликованных статьях [1, 3] изложены результаты исследований заряжения капельного и кристаллического тумана в области коронного разряда между неподвижными заряженными жидкими и замерзшими крупными каплями.

Чтобы приблизить условия образования коронных разрядов к условиям в грозовом облаке, авторы настоящей статьи исследовали заряжение капельного тумана под влиянием коронных разрядов, возникающих между заряженными падающими каплями и неподвижной хорошо изолированной каплей.

**Экспериментальная установка и методика исследований.** Для исследования заряжения капель тумана в области коронного разряда была создана экспериментальная установка, общий вид которой представлен на рис. 1. Основной частью установки является камера размером  $18 \times 18 \times 18$  см<sup>3</sup>. Внутри нее размещен электрически изолированный микроманипулятор с медицинской иглой, в которую вставляется проволочка с петелькой на конце. На петельку помещается капля

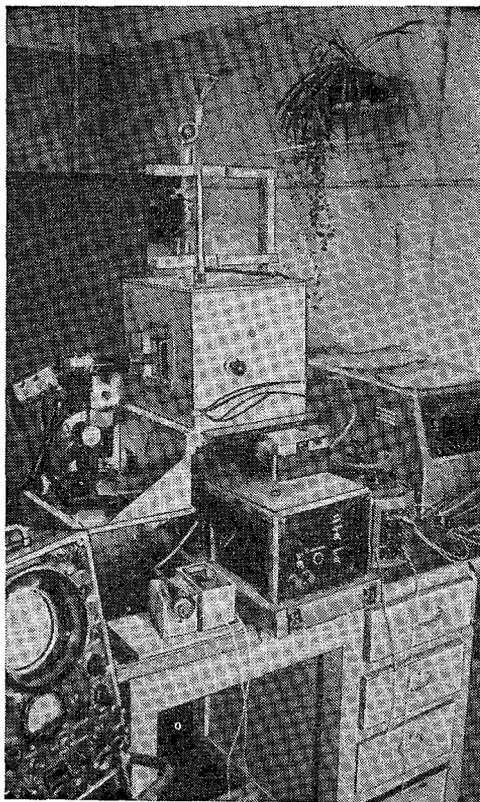


Рис. 1. Общий вид установки.

радиусом 0,4—0,6 мм. Над камерой располагается капельное устройство, состоящее из открытого стеклянного сосуда, соединенного с помощью резиновой и стеклянной трубок с медицинской иглой. На медицинскую иглу подается от выпрямителя типа ВС-22 отрицательный потенциал 2 кВ. Изменяя скорость подачи воды к игле с помощью зажима резиновой трубки, регулировали частоту падения капель. В условиях опытов капли обычно падали с частотой  $1 \text{ с}^{-1}$ . Радиус капли составляет 1,3 мм.

При падении крупной заряженной капли мимо неподвижной (при расстоянии между ними, не превышающем 1,5 мм) возникает коронный разряд, хорошо заметный визуально при наблюдении через горизонтальный микроскоп «Мир-1». Вслед за тем капля падает в Фарадеев цилиндр и ее заряд может быть измерен. Серия измерений, выполненная В. Н. Егоровым, показала, что заряд капель  $|q| = 0,9 \pm 0,1 \text{ ЭСЭ}$ .

В каждой серии опытов после того, как факт образования коронного разряда был установлен, в камере создавался капельный туман путем пуска пара из кипятильника. Измерение зарядов капель тумана производилось, как и ранее, методом Уэльса—Герке при падении капель в переменном горизонтальном электрическом поле. Заряженные капли дают при этом зигзагообразную траекторию. Изменения поля регулировались таким образом, чтобы можно было определять как значение заряда капель, так и знак заряда. Фотографирование траекторий

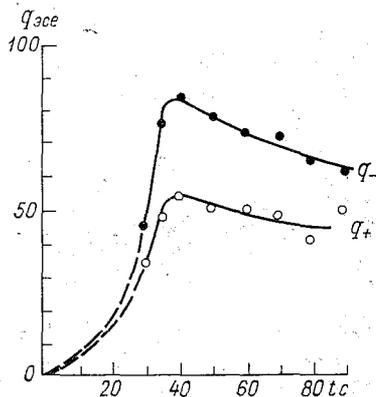


Рис. 2. Изменение со временем среднего заряда капель.

капель производилось при прерывистом освещении с частотой 100 вспышек в секунду.

**Результаты измерений.** Всего проведено 364 серии опытов продолжительностью от 40 до 110 с каждая. Регистрацию зарядов капель удавалось начинать через 30 с после пуска тумана. Начальная водность в период измерений составляла около  $1 \text{ г/м}^3$ , со временем водность понижалась и к концу серии туман обычно был уже весьма редким. Общее число измеренных заряженных капель составило 1623 из общего числа капель 4100. Таким образом, доля заряженных капель составила около 40%. Из этого числа 76% капель были заряжены отрицательно и 24% положительно.

По сравнению с данными, приведенными в [1, 3], в настоящих опытах доля положительно заряженных капель оказалась значительно больше. По-видимому, это связано с тем, что отношение концентраций ионов  $n_+/n_-$  в тумане здесь было большим, чем в условиях ранее описанных опытов, при неподвижных коронирующих частицах.

Размер капель тумана в начальный период каждого опыта (в течение 35—40 с) увеличивался со временем, средний радиус частиц достигал 4,8 мкм. В заключительный период опыта отмечались более мелкие капли, их средний радиус составлял 3,6—3,9 мкм.

Максимальный размер отрицательно заряженных капель составил 7,2 мкм, а для положительно заряженных капель 6,4 мкм. Погрешности измерения размеров капель не превышали 10% [2]. Максимальный заряд отдельной капли тумана составлял 550  $e$  при отрицательном зарядении (радиус капли 6,3 мкм) и 270  $e$  при по-

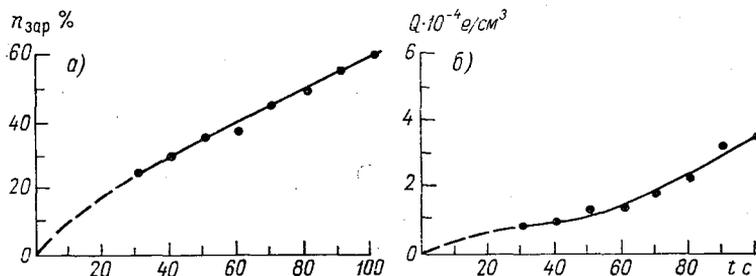


Рис. 3. Рост со временем доли заряженных капель (а) и суммарного заряда капель тумана (б).

ложительном зарядении (радиус капли 4,6 мкм). Средний заряд на частицу  $q_e$  увеличивался со временем в течение первых 40 с и достигал значения 80  $e$  для отрицательно заряженных и 50  $e$  для положительно заряженных частиц. Вслед за тем средний заряд капель постепенно уменьшался со временем (рис. 2). По-видимому, это связано с тем, что в заключительный период опыта в тумане оставались только мелкие капли. Суммарный заряд капель в единице объема  $Q$  во всех опытах был отрицательным и достигал через 90—100 с после пуска тумана  $(3,0 \div 3,5) \cdot 10^4$   $e/cm^3$  или (4—5) Кл/км<sup>3</sup> (рис. 3 а, б). Доля заряженных капель  $n_{зар}$  со временем увеличивалась и достигала за то же время 55—60%.

Погрешность определения заряда капель, согласно [2], не превышает 15% для капель размером менее 15 мкм. Ход кривых, описывающих изменение зарядения тумана со временем, таков же, как и при коронных разрядах между неподвижными частицами [1, 3], но при той же разности потенциалов между коронирующими частицами более плавный.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Першина Т. А., Шишкин Н. С. Исследование зарядения кристаллического тумана в поле коронного разряда между замерзшими каплями.—Тр. ГГО», 1976, вып. 372, с. 22—27.

2. Соловьев В. А. Об одном методе измерений зарядов и размеров капель туманов.— «Тр. ГГО», 1956, вып. 58, с. 31—41.

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

*Н. Н. Бурчуладзе, Т. Н. Громова, В. Я. Никандров,  
Н. В. Торопова*

## ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕКТРИЗАЦИИ КАПЕЛЬ ВОДЫ ПРИ ЗАМЕРЗАНИИ

**Введение.** В последние годы рядом исследователей проводились лабораторные опыты по изучению взрыва и раскалывания капель воды в процессе их замерзания и явлений электризации, сопровождающих этот процесс [3, 7 и 9—10]. Следует заметить, что характерной особенностью этих опытов было то, что капли не находились в термическом и газовом равновесии с окружающей средой. При замерзании капель воды в равновесных условиях, более близких к условиям, имеющим место в реальных облаках, как правило, не наблюдается их раскалывания, а происходит вылет микрокапель и микрочастиц [1, 2, 7, 8]. При этом капли воды и вылетающие из нее частицы заряжаются [2, 6].

Изучение процесса электризации крупной капли дистиллированной воды при ее замерзании, сопровождающегося вылетом микрокапелек, и измерение возникающего при этом на капле заряда явились целью настоящей работы.

Для проведения опытов была сконструирована холодильная камера. Она представляет собой цилиндр объемом 0,3 л с отверстиями, служащими для введения в камеру капледержателя, стержня электрометра, термометра, а также микроскопа для наблюдения за каплями в процессе ее охлаждения и замерзания. Подробное описание конструкции камеры, экспериментальной установки и методики эксперимента приведено в работе [5].

Для измерения зарядов капель применялся электрометр ИТН-6, измеряющий значения зарядов в пределах  $2 \cdot 10^{16}$ — $3 \cdot 10^{-9}$  Кл при чувствительности  $2 \cdot 10^{-16}$  Кл. Температура воздуха в холодильной камере измерялась с помощью высокочувствительного микроэлектротермометра и регистрировалась самописцем Н-39. Точность измерения температуры в камере составила  $0,2^\circ\text{C}$ , а радиуса капли  $\pm 0,02$  мм.

**Результаты опытов.** Камеру перед помещением в нее капли охлаждали до температуры, близкой к  $0^\circ\text{C}$ . Каплю воды с помощью шприца насаживали на платиновый волос диаметром 10 мкм.

В опытах использовалась дистиллированная вода с электропроводностью  $1,9 \cdot 10^{-6} \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$  и  $\text{pH}=5,86$ . Скорость охлаждения камеры в различных опытах менялась от 1,2 до  $5,4^\circ\text{C}/\text{мин}$ . При этом 74% серий наблюдений (всего 65 серий) проведено при скорости охлаждения камеры в диапазоне  $2,4\text{—}3,6^\circ\text{C}/\text{мин}$ .

Исследованные капли до начала замерзания имели радиусы  $0,17\text{—}0,76 \text{ мм}$ , из них 67% были с радиусами  $0,4\text{—}0,6 \text{ мм}$ .

Время ожидания, т. е. промежуток времени от момента внесения капли в камеру до момента, соответствующего началу ее замерзания, для капелек различных размеров изменялось от 3 мин 36 с до

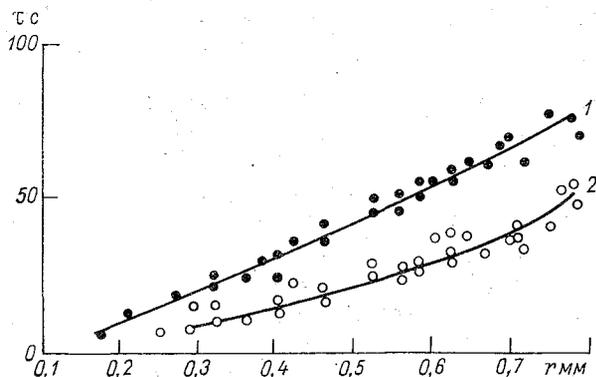


Рис. 1. Зависимость времени замерзания (1) и времени заряжения (2) капель от их размера.

9 мин 12 с. Температура, при которой начиналось замерзание капли ( $t_0$ ), изменялась от  $9,0$  до  $-16,5^\circ\text{C}$ . Полное замерзание капли происходило в зависимости от ее размера за время ( $T$ ) от 6 до 84 с.

Визуальные наблюдения за помещенными в камеру незаряженными каплями показали, что замерзание капли в условиях данного эксперимента начиналось с ее поверхности. При этом фазовое превращение капли всегда сопровождалось вылетом из нее микрочастиц. Вылет частиц обнаруживался визуально через несколько секунд после начала замерзания капли. Одновременно с началом вылета частиц регистрирующий прибор начинал фиксировать зарядение замерзающей капли. В процессе замерзания либо она заряжается только отрицательно, либо происходит чередование отрицательного и положительного зарядов на ней. Зарядение капли прекращалось одновременно с окончанием наблюдаемого визуально вылета микрочастиц, но несколько раньше чем происходило полное замерзание капли, регистрируемое термистором. К моменту окончания вылета частиц капля становилась нейтральной.

На рис. 1 представлены кривые зависимости времени замерзания, т. е. времени от момента начала замерзания капли до полного

ее промерзания (кривая 1) и времени, в течение которого капля была заряжена (кривая 2), от ее размера. Как видно из рисунка, время замерзания каплей и значение заряда росли с увеличением начального размера капли. Причем время зарядки всегда меньше времени замерзания.

Следует отметить, что во всех опытах замерзание капель дистиллированной воды сопровождалось появлением на них отрицательного заряда. В 56% случаев наряду с отрицательными зарядами имели место и положительные заряды. Максимальные значения отрицательных зарядов во всех опытах были больше чем положительных зарядов.

Для объяснения наблюдаемых особенностей зарядки капли дистиллированной воды можно привлечь представления о протонном термоэлектрическом эффекте для льда [4, 9]. Так, в условиях данного эксперимента замерзание капли начиналось с образования ледяной оболочки. При этом температура ее внутренней поверхности, соприкасающейся с жидкой фазой, была равна 0°C. На границе лед — воздух она была несколько ниже. Подвижность ионов  $H^+$  больше, чем ионов  $OH^-$ , и поэтому миграция протонов в направлении температурного градиента приводит к появлению избытка положительных зарядов в наружной, более холодной части ледяной оболочки капли. В результате вылетающие микрочастицы уносят преимущественно положительный заряд, а сама капля в процессе замерзания заряжается преимущественно отрицательно.

Следует заметить, что аналогичное явление, но со сменой знака зарядки наблюдалось нами и при замерзании капель раствора NaCl. Ионы  $Cl^-$ , обладающие большей подвижностью, чем ионы  $Na^+$ , скапливаются в наружной части замерзающей капли и поэтому чаще уносятся при вылете, что приводит к наблюдавшемуся в опытах преимущественному положительному зарядению замерзающей капли раствора NaCl. При замерзании капель 10<sup>-3</sup>%-ного раствора NaCl во всех случаях имели место положительные заряды, в 53% случаев наряду с положительными были и отрицательные заряды.

На основании анализа результатов опытов с каплями дистиллированной воды можно отметить, что в процессе зарядки капли при замерзании наблюдалось разное число положительных и отрицательных импульсов зарядки; длительность тех и других также различна.

При обработке результатов регистрации процессов электризации замерзающих капель воды определялись:

1) среднее значение заряда капли

$$Q_{cp} = \frac{1}{T} \int_{t_0}^{t_0+T} Q(t) dt;$$

2) максимальное значение заряда капли  $Q_{max}$ .

В табл. 1 приводятся осредненные по 10 сериям наблюдений значения зарядов обоих знаков. Для осреднения были выбраны

результаты опытов, в которых скорость охлаждения камеры составила  $0,24^{\circ}\text{C}/\text{мин}$ , а радиус был равен  $0,6$  мм.

Как видно из таблицы, абсолютные значения всех указанных выше отрицательных зарядов капель дистиллированной воды больше соответствующих значений положительных зарядов.

В табл. 2 приведены средние значения максимальных зарядов замерзающих капель дистиллированной воды различного размера.

Таблица 1

Заряд	Значение, Кл	
$Q_{\text{ср}}$	$-1,55 \cdot 10^{-14}$	$+0,14 \cdot 10^{-14}$
$Q_{\text{макс}}$	$-1,76 \cdot 10^{-14}$	$+0,56 \cdot 10^{-14}$

Как видно из таблицы, значение заряда замерзающей капли зависит от ее размера. С увеличением размера капли заряд ее растет. Это может быть связано с увеличением ее поверхности, которое приводит к увеличению числа заряженных частиц, вылетающих из капли в процессе ее замерзания. Наиболее отчетливо эта зависимость проявляется у зарядов, имеющих отрицательное значение, чаще наблюдаемых и больших по абсолютному значению, чем положи-

Таблица 2

Интервалы радиусов каплей, мм	Число каплей		$-Q_{\text{макс}}$ Кл	$\sigma_-^2$	$+Q_{\text{макс}}$ Кл	$\sigma_+^2$
	$n_-$	$n_+$				
0,17—0,27	3	1	0,14	—	0,10	—
0,26—0,35	5	3	0,36	0,01	0,33	0,02
0,36—0,45	10	6	0,86	0,21	0,45	0,05
0,46—0,55	14	7	0,96	0,13	0,39	0,07
0,56—0,65	17	9	1,89	3,36	0,83	0,62
0,66—0,75	8	7	2,05	0,65	1,90	0,69

тельные заряды. Относительно большие в ряде случаев значения  $\sigma^2$  обусловлены малым числом опытов, проведенных с каплями данного размера. Однако тенденция увеличения заряда с ростом размера капли очевидна.

### Выводы

Результаты опытов по исследованию заряжения капель дистиллированной воды в процессе их замерзания позволяют сделать следующие выводы:

1) капля дистиллированной воды в процессе замерзания заряжается преимущественно отрицательно; для капель одного радиуса при постоянной скорости охлаждения камеры средние и максимальные значения отрицательных зарядов больше, чем положительных;

2) с увеличением радиуса капли от 0,17 до 0,75 мкм абсолютное значение ее максимального заряда в процессе заряжения увеличивается.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башкирова Г. М., Молоткова И. А., Першина Т. А. О влиянии некоторых растворимых в воде веществ на замерзание капель воды. — «Тр. ГГО», 1975, вып. 356, с. 8—17.
2. Громова Т. Н., Першина Т. А. Об особенностях замерзания и электризации капель растворов. — «Тр. ГГО», 1974, вып. 290, с. 21—25.
3. Качурин Л. Г., Бекряев В. И. Исследование процесса электризации кристаллизующейся воды. — «ДАН СССР», 1969, т. 130, № 1, с. 57—61.
4. Мучник В. М. Физика грозы. Л., Гидрометеоиздат, 1974, 351 с.
5. Бурчуладзе Н. Н. Экспериментальная установка для исследования электризации замерзающих капель. — «Тр. ГГО», 1976, вып. 372, с. 38—45.
6. Cheng R. J. Photomicroscopical investigation of the fragmentation of hydrometeors in the laboratory. — „Microscope”, vol. 21, N 3, 1973, p. 149—160.
7. Dye J. E., Hobbs P. V. The influence of environmental parameters on the freezing and fragmentation of suspended water drops. — „J. Atm. Sci.”, 1968, vol. 25, N 1, p. 82—95.
8. Koenig L. R. The glaciating behaviour of small cumulonimbus clouds. — „J. Atm. Sci.”, 1963, vol. 20, N 1, p. 29—47.
9. Latham J., Mason B. J. Generation of electric charge associated with the formation of soft hail in thunderclouds. — „Proc. Roy. Soc., A.”, 1961, vol. 260, N 1303, p. 537—549.
10. Mason B. J., Maybank J. The fragmentation and electrification of freezing water drops. — „Quart J. Roy. Met.”, 1960, vol. 86, N 368, 176 p.

С. П. Гирс, В. Н. Каменцев, В. Н. Недостаев,  
В. И. Стебин

## О ВЛИЯНИИ ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ ВЕЩЕСТВ НА ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЛЬДА И КОРОНИРОВАНИЕ ЛЕДЯНЫХ ЧАСТИЦ

**Введение.** В ряде работ [4, 7] отмечается, что кристаллизующие вещества могут быть использованы для непосредственного воздействия на облака с целью изменения их электрического состояния благодаря тому, что ледяные частицы, образовавшиеся на искусственных ядрах, могут коронировать. Некоторые авторы считают, что ток коронирования этих частиц незначителен и не может играть заметной роли в электрических процессах в облаках [9]. Однако, как указывается в [4], это заключение не является достаточно обоснованным, поскольку не исследовано влияние на ток короны электрических параметров льда и внешних факторов.

Настоящая статья посвящена исследованию вопроса об особенностях коронирования ледяных частиц.

**1. Коронирование ледяных частиц.** Для описания тока короны линейных разрядов обычно используют формулу [4]

$$I = \frac{alkE_0}{2} (E_0 - E_{кр}), \quad (1)$$

где  $l$  — длина линейного разрядника;  $a$  — множитель, зависящий от давления;  $k$  — подвижность ионов;  $E_0$  — напряженность электрического поля;  $E_{кр}$  — напряженность поля, при которой начинается коронный разряд.

Эта формула учитывает лишь внешнее сопротивление  $R_n = (akE_0)^{-1}$ , т. е. соответствует формуле для генератора тока с нулевым внутренним сопротивлением  $R_i$ ,

$$I = \frac{E}{R_i + R_n} = \frac{\frac{l}{2} (E_0 - E_{кр})}{R_n + R_i}. \quad (2)$$

Предполагая, что для ледяного разрядника внутреннее сопротивление не равно нулю и определяется подвижностью носителей зарядов во льду  $k_{\text{л}}$ , получим для тока короны формулу

$$I = \frac{al(E_0 - E_{\text{кр}})}{2 \left( \frac{1}{kE_0} + \frac{1}{k_{\text{л}}E'_0} \right)}, \quad (3)$$

где  $E'_0 = \frac{E_0}{1 + N(\epsilon_{\text{л}} - 1)}$  — поле внутри ледяного разрядника;  $\epsilon_{\text{л}}$  — диэлектрическая проницаемость льда;  $N$  — деполяризующий фактор, зависящий от формы разрядника и его ориентации относительно поля  $E_0$  (2).

Оценим соответствие формулы (3) экспериментальным данным [6]. Из формул (1) и (3) следует, что отношение

$$k / \frac{k_{\text{л}}}{1 + N(\epsilon_{\text{л}} - 1)} \quad (4)$$

при прочих равных условиях определяет отношение токов короны металлического и ледяного разрядников. Это отношение, по экспериментальным данным, составляет 1000:1. Подставив в (4)  $k = 1 \text{ см}^2 \text{ В}^{-1} \text{ с}^{-1}$ ,  $k_{\text{л}} = 2,5 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2 \text{ В}^{-1} \text{ с}^{-1}$ ,  $\epsilon_{\text{л}} = 100$ ,  $N = 0,02$  (для эллипсоида с соотношением осей 1:10), получим отношение порядка 13 000, что по порядку величины совпадает с указанным выше экспериментальным соотношением.

Так как  $k^{-1} \ll k_{\text{л}}^{-1} [1 + N(\epsilon_{\text{л}} - 1)]$  и  $\epsilon_{\text{л}} \gg 1$ , формулу (3) можно упростить:

$$I = \frac{alk_{\text{л}} E_0 (E_0 - E_{\text{кр}})}{2(1 + N\epsilon_{\text{л}})}. \quad (5)$$

Как следует из формулы (5), ток короны ледяных частиц, помимо характеристик, общих для всех разрядников (внешнее электрическое поле  $E_0$  и длина разрядника  $l$ ), определяется также электрическими параметрами льда. К ним относятся диэлектрическая проницаемость льда  $\epsilon_{\text{л}}$  и подвижность носителей тока во льду  $k_{\text{л}}$ , которая в свою очередь связана с проводимостью льда  $\sigma_{\text{л}}$ .

Таким образом, ток короны ледяных частиц в естественных условиях, помимо напряженности внешнего электрического поля, будет зависеть от электрических свойств самого льда. Известно, что проводимость льда определяется в основном наличием в нем примесей, которые могут попадать в лед, в частности, за счет диффузии того вещества, на частице которого образовался ледяной кристалл. В работе [6] было показано, что диэлектрическая проницаемость льда зависит от его поликристаллической структуры, причем структура определяется типом подложки, на которой образовалась ледяная частица.

Следовательно, одним из главных факторов изменения электрических характеристик ледяных кристаллов могут явиться химические свойства ядер кристаллизации. Это обстоятельство важно

и для активных воздействий, когда коронирование ледяных частиц может определяться типом реагента.

Для подтверждения этой гипотезы нами были проведены эксперименты по изучению диэлектрической проницаемости и проводимости льда, выращенного на пленках различных веществ.

**2. Исследование диэлектрической проницаемости и проводимости льда, выращенного на различных подложках.** Диэлектрическая проницаемость и проводимость образцов льда, получаемых сублимацией водяного пара на охлаждаемую поверхность, измерялась емкостным методом в специально сконструированной вакуумной термобарокамере [5]. Для устранения влияния на электрические характеристики льда примесей для получения образцов использовался бидистиллят воды, прошедший дополнительную очистку в ионнообменных колонках.

В описываемых экспериментах образцы льда выращивались не непосредственно на металлическом основании, как раньше [6], а на пленках веществ, напыленных на это металлическое основание. Перед напылением металлическое основание прогревалось и выдерживалось некоторое время в вакууме для удаления с его поверхности окклюдированных газов [8]. Затем в вакууме с помощью термического напыления на металлическое основание наносилась тонкая пленка вещества. В качестве подложек для выращивания льда были взяты вещества  $\text{AgI}$ ,  $\text{PbI}_2$ ,  $\text{CuS}$ ,  $\text{CdI}_2$ ,  $\text{CdS}$ ,  $\text{BiI}_3$ .

В предварительных экспериментах путем варьирования количества испаряемого вещества, расстояния от испарителя до металлического основания и времени испарения был подобран режим, обеспечивающий толщину напыляемой пленки примерно  $10^{-5}$  см. В основных экспериментах эта толщина контролировалась оптическим методом, обеспечивающим точность не менее 30%, по специально установленной в непосредственной близости от металлического основания стеклянной пластинке. Напыление вещества одновременно производилось и на металлическое основание, и на контрольную пластинку. Затем на полученных подложках выращивались образцы льда и производились измерения их электрических характеристик в диапазоне частот до  $10^4$  Гц при температуре образцов  $-10$  и  $-20^\circ\text{C}$ .

В расчетах диэлектрической проницаемости и проводимости льда на основе полученных измерений учитывалась емкость сложного диэлектрика, который образовался в измерительной ячейке при напылении пленок. В то же самое время при различии в толщинах образцов льда и пленок на четыре порядка исключалась возможность влияния вентильного эффекта на результаты измерений.

На рис. 1 приведены результаты измерений диэлектрической проницаемости  $\epsilon_{\text{л}}$  льда, выращенного на различных подложках, при температурах  $-10$  и  $-20^\circ\text{C}$ . Как видно из рисунка, тип подложки оказывает существенное влияние на значение  $\epsilon_{\text{л}}$ . При одной и той же температуре  $-10^\circ\text{C}$   $\epsilon_{\text{л}}$  изменяется от 55 для  $\text{BiI}_3$  до 170 для  $\text{CuS}$ , т. е. в 3 раза.

С понижением температуры от  $-10$  до  $20^\circ\text{C}$  для одного и того же вещества  $\epsilon_{\text{л}}$  уменьшается незначительно (в 1,1—1,2 раза) для всех веществ, за исключением  $\text{CuS}$ , для которой  $\epsilon_{\text{л}}$  уменьшается при указанном выше изменении температуры более чем в 2 раза.

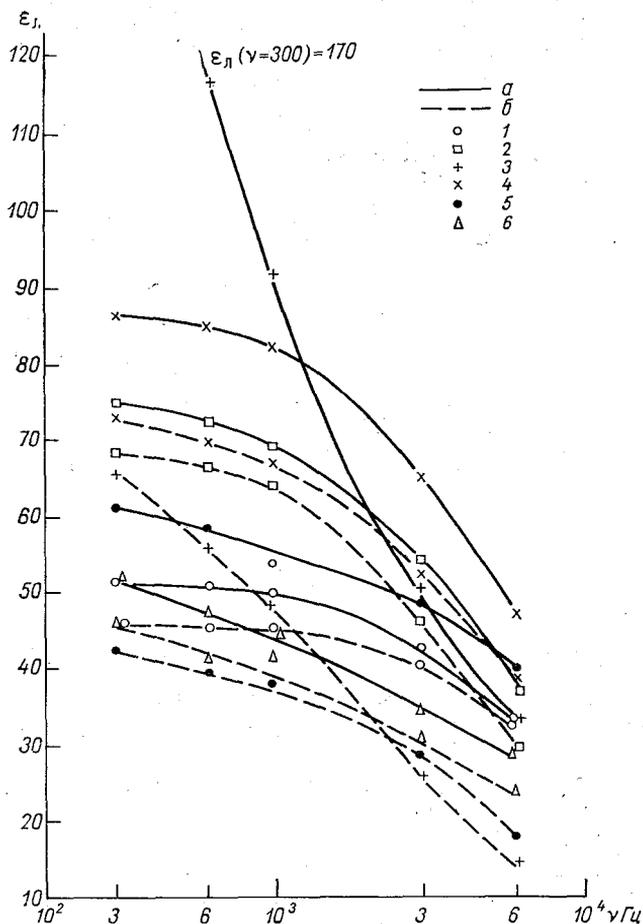


Рис. 1. Частотная зависимость диэлектрической проницаемости льда, образованного на различных подложках при температуре  $-10^\circ\text{C}$  (а) и  $-20^\circ\text{C}$  (б).

1— $\text{AgI}$ , 2— $\text{PbI}_2$ , 3— $\text{CuS}$ , 4— $\text{CdI}_2$ , 5— $\text{CdS}$ , 6— $\text{BiI}_3$ .

Ход кривых  $\epsilon_{\text{л}}(\nu)$  показывает, что для частот вплоть до  $10^3$  Гц учет частотной зависимости  $\epsilon_{\text{л}}$  дает лишь несущественную поправку, увеличивающую ток короны ледяных частиц. Исключение составляет кривая для  $\text{CuS}$ , при  $T = -10^\circ\text{C}$ .

Результаты измерений проводимости образцов льда при  $\nu = 300$  Гц представлены в таблице. Из таблицы видно, что в зави-

симости от типа подложки проводимость может меняться при одной и той же температуре более чем на два порядка: ( $\sigma_{\text{л}}(\text{AgI}) = 4,2 \cdot 10^{10} \text{ Ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$  и  $\sigma_{\text{л}}(\text{CuS}) = 1,4 \cdot 10^{-8} \text{ Ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$ ).

По температурной зависимости проводимости для разных образцов вещества можно разделить на две группы. Для подложек AgI, BiI<sub>3</sub>, CuS проводимость льда с повышением температуры от  $-20$  до  $-10^\circ\text{C}$  возрастает в 3—5 раз, в то время как для подложек CdS, CdI, VbI<sub>2</sub> — только на 15—17%.

Таблица

Зависимость проводимости образцов льда от типа подложки и температуры (на  $\nu = 300 \text{ Гц}$ )

Тип подложки	Проводимость образца ( $\text{Ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$ ) при температуре	
	$-10^\circ\text{C}$	$-20^\circ\text{C}$
AgI	$4,2 \cdot 10^{-10}$	$1,6 \cdot 10^{-10}$
BiI <sub>3</sub>	$2,7 \cdot 10^{-9}$	$5,0 \cdot 10^{-10}$
CdI <sub>2</sub>	$5,0 \cdot 10^{-10}$	$4,2 \cdot 10^{-10}$
PbI <sub>2</sub>	$3,8 \cdot 10^{-10}$	$3,3 \cdot 10^{-10}$
CuS	$1,4 \cdot 10^{-8}$	$4,5 \cdot 10^{-9}$
CdS	$3,8 \cdot 10^{-10}$	$3,3 \cdot 10^{-10}$

### Выводы

1. Проведено уточнение формулы тока короны для ледяных разрядников. Показано, что учет в формуле таких электрических характеристик льда, как диэлектрическая проницаемость и проводимость, приводит к измерению значения тока короны в  $10^8$  раза.

2. В результате экспериментальных исследований диэлектрической проницаемости и проводимости образцов льда, выращенных на различных подложках получено, что

а) диэлектрическая проницаемость льда при одной и той же температуре существенно зависит от типа подложки;

б) при повышении температуры от  $-20$  до  $-10^\circ\text{C}$  диэлектрическая проницаемость уменьшается незначительно. Исключение составляет CuS, для которой  $\epsilon_{\text{л}}$  уменьшается более чем в 2 раза;

в) тип подложки определяет как значения проводимости льда, так и степень ее зависимости от температуры.

3. Из полученных экспериментальных зависимостей следует, что в зависимости от типа подложки и температуры образца ток короны ледяных разрядников может изменяться в несколько раз.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Губкин А. Н. Физика диэлектриков. Т. 1. М., «Высшая школа», 1971. 315 с.
2. Леб Л. Основные процессы электрических разрядов в газе. М.-Л., ГТТИ, 1950. 408 с.
3. Мик Дж., Крэгс Дж. Электрический пробой в газах. М., Изд. иностр. лит., 1960. 609 с.
4. Мучник В. М. Физика грозы. Л., Гидрометеиздат, 1974. 352 с.
5. Недостаев В. Н., Жебровский А. К. Методика исследований электрических свойств льда, образованного в вакууме. — «Тр. ААНИИ», 1974, т. 324, с. 33—41.
6. Недостаев В. Н., Жебровский А. К., Стебин В. И. Влияние структуры льда на его электрические свойства. — «Тр. ААНИИ», 1974 т. 324, с. 42—45.
7. Седунов Ю. С. Исследования по физике облаков и активному воздействию в США. — «Тр. ИЭМ», 1970, вып. 19, с. 3—26.
8. Ярвуд Т. Техника высокого вакуума. М., Изд. иностр. лит. 1960. 168 с.
9. Вуегс Н. Р., Врэхум Р. Р. The structure and dynamic of thunderstorms.—In: Thunderstorm electricity. Chicago, 1953, p. 3—27.

*С. П. Гирс, Ю. А. Довгалюк, В. Н. Каменцев*

## О НЕКОТОРЫХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ ЧАСТИЦ ЛЬДООБРАЗУЮЩИХ ВЕЩЕСТВ

**Введение.** Большинство неорганических веществ, используемых в качестве реагентов при активных воздействиях на облака и туманы, по своей физической природе являются полупроводниками [1]. На их поверхности, как и на поверхности любого реального кристалла, имеется значительная концентрация случайных кулоновых полей, существование которых связано как с поверхностными дефектами, так и с хемосорбированными молекулами различных газов [7].

В работах [3, 4] было показано, что именно электрический рельеф поверхности кристаллов, который существенно зависит от влажности, температуры, давления в окружающей среде, а также от величины внешнего электрического поля, определяет адсорбционные свойства кристаллов.

Опираясь на эти факты, мы предположили, что в процессах гетерогенной нуклеации при искусственных воздействиях существенную роль играет электрический рельеф поверхности частиц реагента. Для проверки этой гипотезы в лабораторных условиях были начаты эксперименты по исследованию электрических свойств ряда веществ. В данной статье приводятся предварительные результаты этих исследований.

**Методика проведения экспериментов.** Способы диспергирования веществ, применяемые обычно в практике активных воздействий, могут привести не только к изменению поверхностных свойств частиц, но и к формированию на них свободных электрических зарядов. Поэтому нами было проведено два типа экспериментов: 1) исследование поверхностного электрического рельефа образцов кристаллизующих веществ и выявление на их поверхности активных центров адсорбции методом росы [5]; 2) определение свободных некомпенсированных зарядов кристаллизующих аэрозолей, получаемых методом термической возгонки.

В первой серии экспериментов образцы исследуемых веществ приготавливались либо в виде тонких пленок толщиной порядка

$10^{-5}$  см путем термического напыления в вакууме ( $p=10^{-4}$  мм рт. ст.), либо в виде таблеток диаметром 1 см. Стехиометричность образцов контролировалась по электронограммам пленок и рентгенограммам таблеток. Для получения электронограмм был использован метод двойных подложек: сначала на слюду или стекло наносились коллодиевые пленки, а затем на полученные пленки на-

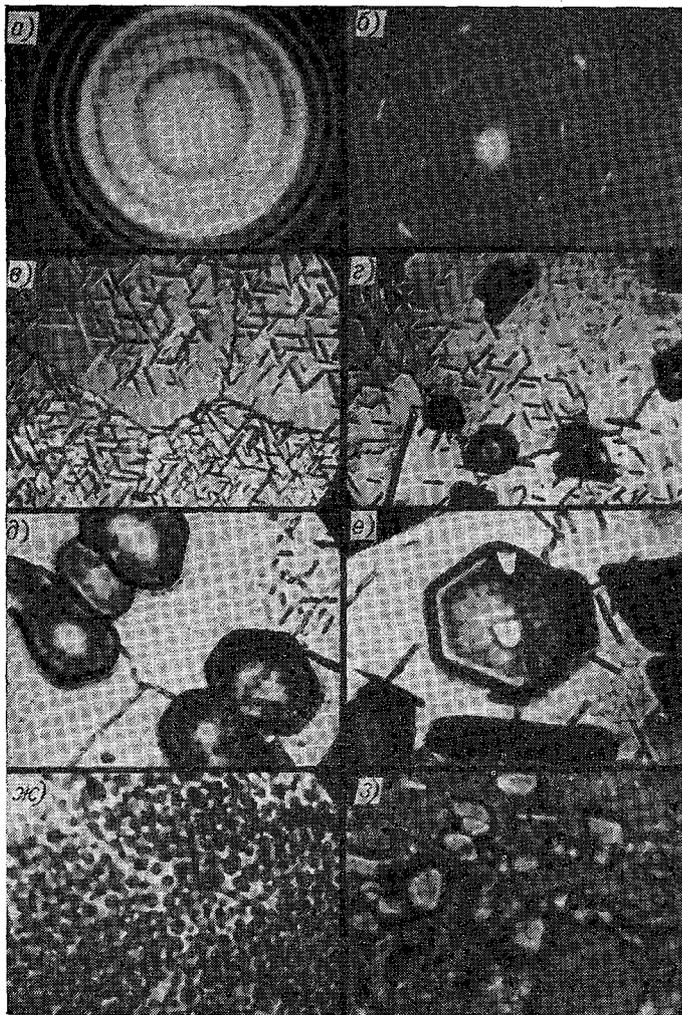


Рис. 1. Электронограммы и микрофотографии, иллюстрирующие различные стадии исследования льдообразующих подложек и происходящих на них процессов нуклеации.

пылялось исследуемое вещество. Анализ электронограмм показал, что в зависимости от того, на какую основу наносится коллодиевая пленка, образцы могут получаться в виде монокристаллических или поликристаллических пленок. Если коллодиевая пленка-подложка наносится на слюду, то пленка-образец получается монокристаллической, если на стекло, то — поликристаллической (рис. 1 а и б соответственно). В дальнейшем мы использовали монокристаллические пленки. Качество монокристаллических пленок-образцов контролировалось по четкости рефлексов точечных электронограмм.

Для исследования электрического рельефа поверхности был применен метод осаждения порошков [6]. В качестве индикатора заряженных участков поверхности использовался антрахинон, который наносился на исследуемые поверхности осаждением из 0,01 %-ного раствора. По ориентации кристаллов антрахинона можно было судить о знаке заряда данного участка поверхности.

Исследование активных центров адсорбции на поверхности образцов проводилось методом росы, который позволяет выявлять их на оптическом уровне путем конденсации паров воды при постепенном охлаждении образца.

Для этого после изучения поверхностного электрического рельефа образцы помещались в термоэлектрический холодильник, который позволял охлаждать их от 20 до  $-30^{\circ}\text{C}$  со скоростями 0,01—0,1  $\text{c}^{-1}$ . К образцу можно было подавать воздух заданной влажности.

Наблюдение и фотографирование процесса фазового перехода, который происходил на поверхности образцов при их постепенном охлаждении, осуществлялось с помощью интерферометра МИМ-15, на предметном столике которого была смонтирована холодильная камера. Появление новой фазы на поверхности образцов можно было зафиксировать, когда толщина зародышей достигала 0,03 мкм. Фотографирование производилось с увеличением  $230\times$ .

**Результаты экспериментов.** Исследования поверхностного электрического рельефа образцов  $\text{AgI}$ ,  $\text{PbI}_2$ ,  $\text{CuS}$ ,  $\text{CdS}$  показали, что их поверхности представляют собой сложную электрическую структуру. На рис. 1 в приведен пример электрического поверхностного рельефа монокристаллической пленки  $\text{AgI}$ , визуализированного кристаллами антрахинона. Из рисунка видно, что на части поверхности образца кристаллы антрахинона ориентированы под углом  $120^{\circ}$  друг к другу, что указывает на положительный заряд этой части поверхности [3]. Участки вдоль трещин, образованных искусственно изгибанием подложки с образцом, наоборот, «очистились» от кристаллов антрахинона, что соответствует отрицательно заряженным участкам. Расположение кристаллов антрахинона на поверхности образцов можно использовать также для получения сведений о структуре кристалла и расположении его кристаллографических осей относительно подложки. Так, в приведенном примере на рис. 1 в расположение кристаллов под углом  $120^{\circ}$  соответствует

гексогональной структуре  $\text{AgI}$  и направлению кристаллографической оси  $C$  перпендикулярно к подложке.

Для выявления активных центров адсорбции на поверхности образцов с уже изученной электрической структурой было проведено две серии опытов с различными режимами изменения относительной влажности в холодильной камере.

Серия А. К образцу, помещенному в камеру, подавался воздух с постоянной относительной влажностью 50%. По мере охлаждения образца относительная влажность в камере повышалась и на отдельных участках поверхности образца происходила конденсация капель воды. Сопоставление распределения капель по поверхности с распределением заряженных участков поверхности позволяло судить о характере активных центров адсорбции.

На рис. 1 *г, д, е* показан процесс выявления активных центров на поверхности монокристаллической пленки  $\text{AgI}$ , электрический рельеф поверхности которой был рассмотрен выше. Начальная температура подложки составляла  $20^\circ\text{C}$ , начальная относительная влажность 50%. При охлаждении образца до  $-1^\circ\text{C}$  на его поверхности вблизи трещины, вдоль которой был сосредоточен отрицательный заряд, наблюдалось образование мелких капелек (рис. 1 *г*). При дальнейшем понижении температуры до  $-2^\circ\text{C}$  происходила коалесценция этих капелек без появления новых (рис. 1 *д*), а при температуре  $-4^\circ\text{C}$  произошла полная их кристаллизация (рис. 1 *е*). При дальнейшем понижении температуры наблюдался рост кристаллов льда, при этом новые активные центры не появлялись. Исследуемый образец, после того как его температура достигла  $-20^\circ\text{C}$ , был прогрет, и эксперимент проводился вторично (при тех же самых условиях). Оказалось, что конденсация протекала на тех же самых центрах, это позволяет говорить об их устойчивости.

Аналогичным образом протекал процесс активизации центров адсорбции и на поверхности образцов  $\text{PbI}_2$ ,  $\text{CuS}$ , однако кристаллы льда, образовавшиеся при понижении температуры на образцах  $\text{AgI}$  и  $\text{CuS}$  при одних и тех же условиях, имели различный вид (рис. 1 *е* и *з* соответственно). Из сравнения рис. 1 *е* и *з* видно, что на поверхности  $\text{CuS}$  образуются кристаллы меньших размеров, чем на поверхности  $\text{AgI}$ , но число их гораздо больше. Этот результат может свидетельствовать о разном характере активных центров на поверхности  $\text{AgI}$  и  $\text{CuS}$ .

Исследование активных центров на поверхности  $\text{CdS}$  показало, что вплоть до температуры  $-15^\circ\text{C}$  на этих образцах не наблюдается конденсации. И только при более низких температурах, когда на образцах  $\text{AgI}$  и  $\text{CuS}$  уже вырос многослойный поликристаллический лед, на поверхности  $\text{CdS}$  еще только образуются капли. Этот факт также говорит о разных свойствах поверхностных активных центров на  $\text{AgI}$ , который является хорошим льдообразующим реагентом, и на  $\text{CdS}$ , средняя пороговая температура которого составляет  $-19,8^\circ\text{C}$  [8].

Серия Б. К образцу, помещенному в камеру и предварительно охлажденному до  $0^{\circ}\text{C}$ , подавался воздух с относительной влажностью, близкой к 100%. В этом случае поверхность образца мгновенно покрывалась многочисленными капельками воды. На рис. 1 ж приведен снимок поверхности той же монокристаллической пленки AgI, что и во всех предыдущих случаях. Как видно из рисунка, капельками воды покрывалась вся поверхность образца, за исключением области вокруг трещины, которая была активна в предыдущих экспериментах. Можно предположить, что в этом случае проявляются новые активные центры адсорбции, которые «не работали» в случае медленного повышения относительной влажности.

Эксперименты серии Б имитируют условия, существующие при активных воздействиях на облака льдообразующими реагентами, когда дегидратированное при диспергировании вещество (в наших опытах дегидратация происходит при термическом напылении) вносится в область с повышенной влажностью и низкой температурой. Для объяснения результатов этих экспериментов можно привлечь известный из теории поверхностных явлений полупроводников факт, что при внесении полупроводника с дегидратированной поверхностью в среду с повышенной влажностью на его поверхности происходит в первую очередь сильная хемосорбция молекул воды, которая приводит к отрицательному зарядению поверхности. Это в свою очередь способствует последующей активной физической адсорбции воды. Мы считаем, что в экспериментах серии Б и, вероятно, в естественных условиях при активных воздействиях активные центры, обеспечивающие быструю конденсацию воды на частицах реагента, связаны с первоначальным преобразованием их поверхностных свойств за счет хемосорбции молекул воды.

Предварительные результаты измерений нескомпенсированных свободных зарядов, которые, как мы предполагали, образуются на частицах веществ при их термической возгонке, полученные с помощью счетчика ионов и по отклонению струи аэрозоля в специально сконструированном конденсаторе с напряженностью поля между пластинами  $10^4$  В/м, показали, что частицы заряжены. Причем подавляющее число частиц AgI и PbI<sub>2</sub> заряжено отрицательно, в то время как для CdS результат получен неоднозначный. Как следует из [2], отрицательный заряд частиц способствует более активному протеканию процесса гетерогенной нуклеации, поэтому не исключено, что нескомпенсированные свободные заряды частиц льдообразующих веществ в большой степени определяют их кристаллизующую активность.

### Заключение

Таким образом, проведенные эксперименты показали, что

а) процесс фазового перехода нар — жидкость по-разному протекает при различных изменениях относительной влажности: в случае медленного увеличения относительной влажности активными

центрами, на которых происходит конденсация, являются только наиболее активные участки поверхности, связанные с макродефектами и ее структуры, в случае быстрого изменения относительной влажности на дегидратированной поверхности вещества происходит проявление многочисленных активных центров;

б) активность центров для разных веществ при одних и тех же условиях различна, что проявляется, во-первых, в широко известном факте различия температурных порогов появления новой фазы для различных веществ, а во-вторых, в различии геометрических размеров и концентраций частиц новой фазы для различных веществ.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гирс С. П. О некоторых поверхностных свойствах кристаллизующих веществ.—«Тр. ГГО», 1975, вып. 356, с. 63—68.
2. Гирс С. П., Довгалюк Ю. А., Шварц Я. М. К изучению начальной стадии электризации адиабатических туманов.—«Тр. ГГО», 1975, вып. 356, с. 58—62.
3. Дистлер Г. И. Прямой метод исследования электрического микро-рельефа кристаллических поверхностей.—«ДАН СССР», 1965, 165, № 2, с. 450—453.
4. Дистлер Г. И. Исследование структуры и свойств твердых тел методом декорирования.—«Изв. АН СССР, сер. физ.», 1972, т. 36, № 9, с. 1946—60.
5. Дистлер Г. И., Москвин В. В. Информационные свойства тонких слоев воды.—«ДАН СССР», 1971, т. 201, № 4, с. 891—894.
6. Желудев И. С. Физика кристаллических диэлектриков. М., «Наука», 1968. 463 с.
7. Киселев В. Ф. Поверхностные явления в полупроводниках и диэлектриках. М., «Наука», 1970. 399 с.
8. Плауде Н. О. Исследования льдообразующих свойств аэрозолей йодистого серебра и йодистого свинца.—«Тр. ЦАО», 1967, вып. 80. 88 с.

**В. А. Грачев, В. В. Шлыков**

## **УСТАНОВКА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЛИЯНИЯ СВЕРХНИЗКОЧАСТОТНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА КРИСТАЛЛИЗАЦИЮ КАПЕЛЬ ВОДЫ И ВОДНЫХ РАСТВОРОВ**

**Введение.** Для понимания важнейших процессов в грозовых облаках необходимо исследование микрофизических процессов в них. В настоящее время наряду с изучением коллоидных эффектов, происходящих при фазовых превращениях облачных элементов, достаточно актуальным является исследование ряда малоизученных единичных процессов. К их числу относится влияние сверхнизкочастотных электромагнитных полей (ЭМП СНЧ) на кристаллизацию капель облачной воды. К настоящему времени накоплен довольно большой экспериментальный материал, относящийся к исследованию замерзания переохлажденных капель при воздействии на них электрического поля значительной напряженности (около  $10^5$  В/м) [8, 11, 12]. Однако результаты этих исследований носят несколько противоречивый характер, что, вероятно, и является причиной отсутствия единой точки зрения на механизм явления. Кроме того, поля, применяемые в данных исследованиях, были либо постоянными, либо переменными в диапазоне частот от 60 Гц до 4 МГц. Однако ряд данных приводят к мысли о том, что значительный интерес представляет более низкочастотный диапазон, доходящий до  $10^{-2}$  Гц.

**Постановка задачи.** Некоторые результаты исследования низкочастотной части спектра молниевых разрядов. Известно [10], что спектральная плотность низкочастотных составляющих молниевых разрядов в диапазоне частот 2,85 кГц—5,5 Гц возрастает соответственно от 1 мкВ/(м·Гц) до 1 мВ/(м·Гц), т. е. в 1000 раз. Общий ход кривой спектральной плотности  $S(f)$  для этого диапазона частот удовлетворяет зависимости  $S(f) \sim f^{-1}$ , где  $f$  — частота, что свидетельствует о наличии интенсивных СНЧ составляющих в грозовых разрядах. Этот факт находит также косвенное подтверждение в том, что, по современным представлениям [10], ЭМ колебания резонатора Земля — ионосфера на частотах 8, 14, 40 Гц возбуждаются медленными компо-

нентами грозových разрядов. Таким образом, можно считать, что грозových разряды сопровождаются сильным излучением ЭМП СНЧ.

Данные, полученные при магнитной обработке воды и растворов. В настоящее время имеется большое количество работ, посвященных магнитной обработке воды, а результаты исследований внедряются в практику. В частности, имеются работы, в которых получено, что магнитная обработка котловой воды существенно изменяет характер кристаллизации солей жесткости из нее [3, 5]. Есть данные о влиянии магнитной обработки на кристаллизацию из пересыщенных растворов [5, 9]. При этом отмечается, что после обработки ускоряется процесс кристаллизации при одновременном резком возрастании числа центров кристаллизации. Магнитная обработка влияет и на другие процессы, происходящие в растворах, суспензиях, взвешях и воде, но мы не будем останавливаться на этом. В упомянутых выше работах сделаны выводы о некоторых общих закономерностях, наблюдающихся при магнитной обработке, а именно:

а) наиболее статистически значимые результаты получаются при магнитной обработке систем, находящихся в неравновесном состоянии;

б) наблюдается полиэкстремальная зависимость эффектов от напряженности магнитного поля, при которой проявляется эффект Эрстеда — единицы Эрстеда);

в) энергия воздействия поля на жидкость очень мала и по порядку значения соответствует реальному тепловому разбросу внутри системы;

г) эффект магнитной обработки зависит от природы и концентрации растворенных в воде веществ, а также от технологического режима обработки.

До сих пор нет теории, описывающей процессы магнитной обработки воды. Имеется лишь ряд предположений о механизме воздействия поля на воду или раствор. К их числу относится гипотеза о резонансном взаимодействии поля и некоторых структурных образований внутри жидкости. Если исходить из этого предположения, то представляет интерес определить частоты поля, воздействующего на воду в аппаратах для магнитной обработки воды, применяемых на практике. Мы проделали это для ряда произвольно выбранных установок, используя работы, в которых были

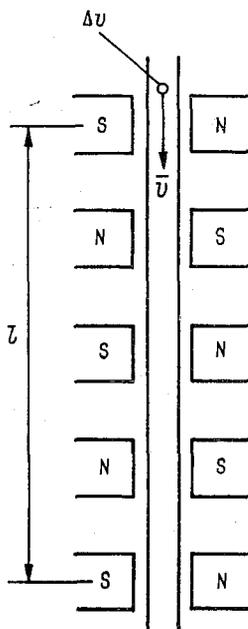


Рис. 1. Схема магнитной обработки воды.

$v$  — скорость течения жидкости,  $\Delta v$  — малый объем, выделенный в жидкости,  $l$  — расстояние между центрами крайних магнитных полюсов.

приведены необходимые данные [3, 5]. На рис. 1 приведена типичная схема процесса магнитной обработки воды.

По трубе, сделанной из немагнитного материала, течет вода или раствор, пересекая ряд постоянных магнитных полей чередующейся полярности. Если рассмотреть внутри этой жидкости искусственно выделенный объем  $\Delta v$ , то очевидно, что жидкость, заключенная в нем, по мере своего движения подвергается воздействию переменного поля. При расчете частот этого поля, сделанном нами, получены значения от 0,3 до 20 Гц. Таким образом, исходя из сказанного выше лабораторное исследование влияния

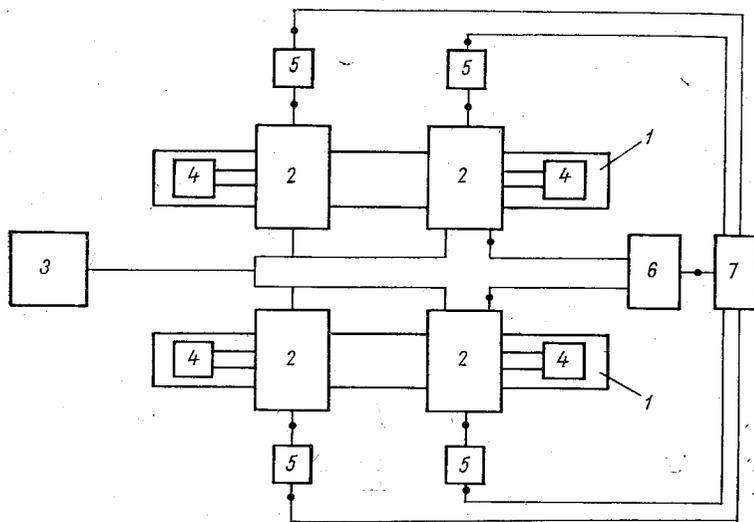


Рис. 2. Блок-схема установки.

1 — оптическая скамья ОСК-2, 2 — холодильные камеры, 3 — холодильный агрегат, 4 — горизонтальные микроскопы, 5 — термисторные термометры, 6 — высоковольтный усилитель с генератором, 7 — самописец.

ЭМП СНЧ на процесс кристаллизации капель воды и растворов веществ ядер конденсации представляется весьма актуальным. Для изучения этого процесса и была создана данная установка.

**Описание экспериментальной установки.** В настоящее время создано довольно большое количество экспериментальных установок для изучения различных коллективных и единичных микрофизических эффектов [1, 2, 7]. Известные из литературы установки для исследования кристаллизации единичных капель в данном случае не могут быть использованы по следующим причинам. Во-первых, они не оснащены радиоэлектронными устройствами для создания ЭМП СНЧ широкого диапазона по напряженности электрической составляющей и частоте (в диапазоне СНЧ) одновременно. Во-вторых, они содержат большое количество металлических деталей, что опасно при работе с высокими напряжениями и может искажать

картину применяемых полей. В-третьих, в их состав входит одна холодильная камера, что затрудняет отделение исследуемого параметра от фона.

Описываемая установка состоит (рис. 2) из четырех идентичных небольших холодильных камер, установленных на направляющих оптической скамьи ОСК-2. Каждая холодильная камера (рис. 3) представляет собой тонкостенный цилиндрический стакан с охлаждаемым объемом около 200 см<sup>3</sup>. Снаружи стакан окружен цилиндрической пенопластовой теплоизолирующей оболочкой 6. В проме-

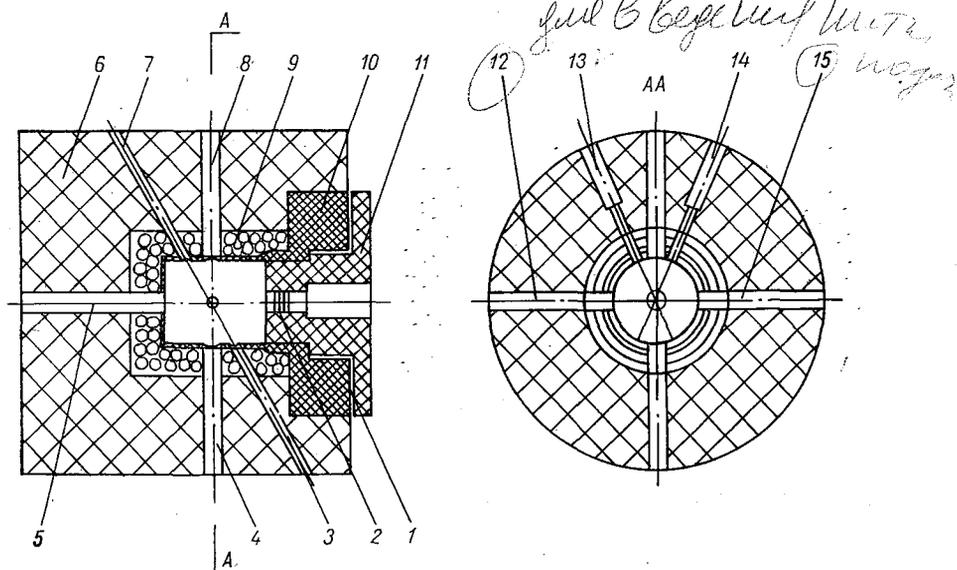


Рис. 3. Чертеж холодильной камеры.

жутке между наружной стенкой стакана 10 и теплоизоляцией проходит охлаждающая обмотка 9, по которой циркулирует холодильный агент. В переднюю часть стакана ввинчивается крышка иллюминатора 11 с прозрачными стеклами 2 для микроскопических наблюдений. Эта крышка плотно прижимается к стакану при помощи резиновой прокладки 1. В теплоизолирующей оболочке и стакане имеются соосные отверстия, предназначенные для введения различных приспособлений. Для введения исследуемой капли в холодильный объем служит отверстие 8, для регистрации температуры — отверстие 4, для освещения капли — отверстия 5, 13, 14, для введения электродов — отверстия 12, 15. Отверстия 3 и 7 являются запасными. В конструкциях всех перечисленных приспособлений нами предусмотрено уменьшение паразитных тепловых притоков до минимума. Все детали камер выполнены из теплоизоляционных диэлектрических материалов. Исследуемые капли помещаются внутрь охлаждаемого объема с помощью нити диаметром около 20 мк. Эта нить вставляется в стеклянный капилляр, который

вдвигается в рабочий объем камеры. В качестве холодильного компрессора в данной установке применен холодильный агрегат ВС-0,45, работающий на фреоне-12. Минимальная температура, до которой охлаждается рабочий объем камеры, составляет  $-25^{\circ}\text{C}$ . Для измерения температуры используется термисторный микроэлектротермометр. Точность отсчета температуры по шкале прибора составляет  $\pm 0,25^{\circ}\text{C}$ . В установке предусмотрена возможность записи температуры воздуха в камерах при помощи самописца Н-115.

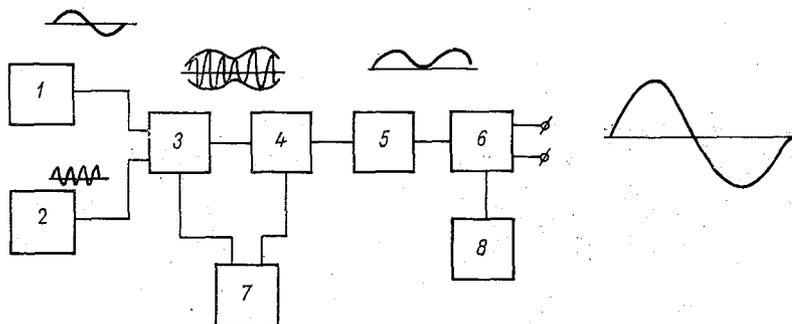


Рис. 4. Блок-схема высоковольтного усилителя.

1 — генератор инфранизких частот ГЗ-16, 2 — генератор звуковых частот ЗГ-12, 3 — модулятор, 4 — предварительный усилитель, 5 — демодулятор, 6 — высоковольтный усилительный каскад, 7 — блок питания, 8 — высоковольтный блок питания ВС-23.

Для визуальных наблюдений за процессом кристаллизации капель используется горизонтальный микроскоп специальной конструкции, который также крепится на рейторах, установленных на направляющих оптической скамьи. Оптическая система микроскопа сконструирована таким образом, что позволяет рассматривать объекты, расположенные на расстоянии до 170 мм от объектива микроскопа, не нарушая при этом тепловой режим в камере. При этом сохраняется довольно большое для такого расстояния до объекта увеличение — около  $50\times$ . Капли, исследуемые с помощью микроскопа, проектируются на матовое стекло  $13 \times 18$  см. В установке предусмотрена возможность наблюдения в проходящем свете (простом и поляризованном) и в свете, отраженном под углом  $90^{\circ}$  (простом и поляризованном). В качестве источников света в установке используются как осветители, входящие в комплект оптической скамьи, так и осветители ОИ-24 и ОИ-28. Для получения узких параллельных пучков света применяются различные телескопические насадки в сочетании с диафрагмами.

Для создания инфранизкочастотных электромагнитных полей используется генератор ГЗ-16 в сочетании с усилителем постоянного тока. Схема усилителя, взятая из [6], нами несколько видоизменена. Усилитель — регулируемый высоковольтный источник напряжения, собран по схеме с модулятором. Блок-схема усилителя вместе с генератором представлена на рис. 4.

С высоковольтного усилителя инфранизкочастотный сигнал поступает непосредственно на электроды, находящиеся внутри холодильной камеры. Амплитуда и частота этого сигнала могут плавно изменяться от 0 до 3000 В и от 0,01 до 100 Гц соответственно. Напряженность поля между электродами установки зависит от величины сигнала, подаваемого на них, и от расстояния между ними, степень однородности поля — от формы и пространственного расположения электродов. Так как высоковольтный усилительный каскад работает в режиме класса А [4], в поле, создаваемом между электродами, присутствует постоянная составляющая. Для ее устранения на «земляной электрод» подается постоянный потенциал с высоковольтного компенсационного делителя напряжения. Для контроля выходного сигнала в схеме предусмотрено наличие точных измерительных сопротивлений. С этих сопротивлений сигнал подается на низкочастотный самописец или осциллограф.

Исследуемая капля вводится внутрь холодильного объема так, чтобы она находилась в зоне поля между электродами. Одновременно капля находится в поле зрения микроскопа. Вблизи нее помещен чувствительный и малоинерционный термистор. Момент замерзания капли фиксируется как визуально, так и по локальному скачку температуры, регистрируемому самописцем.

В данной работе постановка задачи проделана Шлыковым В. В. Проектирование и изготовление установки проводилось совместными усилиями авторов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глики Г. В., Шнырев Г. Д., Храмова Е. А. Кристаллизационная камера для исследования под микроскопом процессов образования атмосферного льда. — «Тр. ГГО», 1964, вып. 156, с. 12—22.
2. Громова Т. Н., Першина Т. А. Об особенностях замерзания и электризации капель растворов. — «Тр. ГГО», 1974, вып. 290, с. 21—25.
3. Джалгасов К. и др. Магнитная обработка воды. Алма-Ата, ЦНТИ, 1961. 83 с.
4. Захаров В. К. Электронные элементы автоматики. Л., «Энергия», 1967. 352 с.
5. Миненко В. И. Магнитная обработка воднодисперсных систем. Киев, «Техника», 1970. 167 с.
6. Молотов П. Е., Белозеров В. Г. Высоковольтный усилитель постоянного тока с двухполярным выходом. — «Приборы и техника эксперимента», 1975, № 4, с. 139—141.
7. Морачевский В. Г., Шиняев Б. М. Исследование свойств туманов в седиментационной камере. — «Проблемы физики атмосферы», 1965, № 3, с. 215—217.
8. Мучник В. М. Физика грозы. Л., Гидрометеоздат, 1976, с. 58—63.
9. Соколов В. М. Кристаллизация солей из намагниченных растворов. Автореф. на соискание учен. степени канд. хим. наук. Новосибирск, Ин-т неорганической химии СО АН, 1965. 17 с.
10. Александров М. С. и др. Флуктуации электромагнитного поля Земли в диапазоне СНЧ. М., «Наука», 1972. 196 с.
11. Рос М.-М. Electrocongelation des brouillards surfondus. Journ. de Recherches atmospheriques, vol. 1, N 4, 1967, p. 127—137.
12. Rouilleau M., Рос М.-М. Electrocongelation des brouillards surfondus. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 264, 1967, p. 1480—1483.

*С. П. Гирс, А. П. Жуковский  
М. Н. Серова*

## **ИССЛЕДОВАНИЕ СИСТЕМЫ МЕТАЛЬДЕГИД — ВОДА МЕТОДОМ ИК СПЕКТРОСКОПИИ**

**Введение.** Для изучения механизма гетерогенной нуклеации льда на льдообразующих реагентах особое значение имеют экспериментальные исследования, позволяющие непосредственно наблюдать и оценивать физическую картину взаимодействия, кристаллизующих веществ с молекулами воды. Провести такие исследования позволяет метод инфракрасной (ИК) спектроскопии.

В настоящее время известна всего одна работа, в которой методом ИК спектроскопии изучалось взаимодействие молекул воды и метальдегида [2]. Проведенное в этой работе исследование тройной смеси метальдегид — хлороформ — вода позволило судить о взаимодействии молекул метальдегида лишь с несколькими молекулами воды (с одной, двумя, четырьмя или шестью), что соответствует состоянию молекул воды в первых монослоях адсорбции. В этом случае состояние молекул воды определяется водородными связями, образуемыми ими с полярными группами молекул метальдегида, что, по мнению Фукуты [7, 8], и объясняет высокую льдообразующую активность органических веществ вообще и метальдегида, в частности.

Однако, помимо водородных связей, в системе метальдегид — вода существует и другой тип межмолекулярных взаимодействий — универсальные вандерваальсовы взаимодействия между молекулами воды и неполярными радикалами молекул метальдегида.

До сих пор этот тип взаимодействий не исследовался для льдообразующих реагентов, хотя известно, что такого рода взаимодействия определяют структуру и свойства двухкомпонентных систем, содержащих молекулы воды и молекулы гидрофобных органических соединений [6].

В данной статье излагаются результаты исследований методом ИК спектроскопии вандерваальсовых взаимодействий в системе метальдегид — вода.

**Методика эксперимента.** Для получения информации о характе-

ре межмолекулярных взаимодействий в системе металдегид — вода было предпринято спектроскопическое исследование водных растворов одной из полимерных форм, входящих в состав «обычного» металдегида, а именно растворимого в воде до концентрации 3 вес. % тетрамера уксусного альдегида [5]. Растворы требуемых концентраций готовились путем разбавления дистиллированной водой отфильтрованного насыщенного раствора. Для исследования использовались только свежеприготовленные растворы. В процессе регистрации спектров растворы термостатировались при температуре 25°C. Исследования проводились в ближней инфракрасной области спектра на составной полосе валентно-деформационного колебания

воды  $\nu_2 + \nu_{OH}$  с максимумом при  $5180 \text{ см}^{-1}$ . Спектры регистрировались на нестандартном однолучевом спектрометре с дифракционной решеткой 300 штрихов/мм и с приемником PbS. Для точного определения положения максимума полосы через середины двух хорд, параллельных шкале частот вблизи вершины полосы, проводили прямую до пересечения с контуром полосы. Положение в шкале частот точки, соответствующей этому пересечению, принимали совпадающим с частотой максимума полосы. Как показывает сравнительная обработка спектральных контуров с помощью БЭСМ-3М [4], такой метод позволяет определить частоту максимума полосы с точностью  $\pm (1 \div 2) \text{ см}^{-1}$ .

**Результаты экспериментов.** На основании современных представлений о природе контуров полос поглощения в колебательном спектре воды положение и форма этих контуров отражают наличие в воде непрерывного статистического распределения осцилляторов по энергии водородных связей. В качестве характеристики средней прочности водородных связей принимается частота, соответствующая максимуму полосы поглощения. В результате различных воздействий на воду (изменения температуры, внедрения в воду посторонних молекул и т. д.) может происходить изменение средней прочности водородных связей, проявляющееся в колебательном спектре в виде смещения положения максимума полосы в ту или иную сторону. В рассматриваемом нами случае валентно-деформационной полосы поглощения смещение максимума полосы в сторону высоких частот свидетельствует об уменьшении средней прочности водородных связей; низкочастотное смещение указывает на стабилизацию структуры воды в смысле увеличения средней прочности водородных связей.

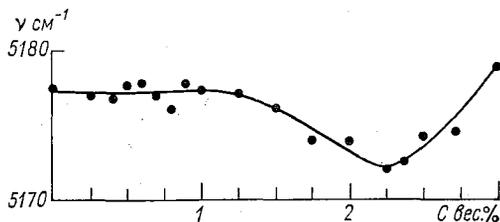


Рис. 1. Концентрационная зависимость положения максимума полосы поглощения воды  $\nu_2 + \nu_{OH}$  ( $5180 \text{ см}^{-1}$ ) в водных растворах металдегида при температуре 25°C.

На рис. 1 показано смещение максимума полосы поглощения воды в зависимости от концентрации метальдегида в растворе. Как видно из рисунка, при постепенном увеличении концентрации метальдегида смещение в области малых концентраций происходит в сторону низких частот, максимальное значение соответствует концентрации 2,25 вес. %. Начальный горизонтальный участок кривой при концентрациях до 1% обусловлен чисто спектроскопическими эффектами, связанными с асимметрией исследуемой полосы. При дальнейшем возрастании концентрации направление смещения меняется на противоположное: полоса начинает сдвигаться в область высоких частот. Как показано в [2], энергия водородной связи в комплексах метальдегида с водой значительно меньше, чем энергия водородной связи между молекулами воды. Таким образом, в водном растворе метальдегида доля слабых водородных связей возрастает по сравнению с их долей в чистой воде. Это должно приводить к смещению полосы поглощения в сторону высоких частот, которое и наблюдается при концентрациях метальдегида, превышающих 2,25 вес. %.

Наибольший интерес представляет наблюдающееся в области меньших концентраций низкочастотное смещение полосы поглощения воды, направление которого не соответствует изменению энергетического распределения водородных связей в результате влияния полярных групп молекул метальдегида на водное окружение. Сдвиг максимума полосы раствора аналогичен изменениям, наблюдающимся в спектре чистой воды при понижении температуры, и его направление однозначно свидетельствует об увеличении прочности водородных связей между молекулами воды. Как было показано выше, это упрочение не может быть обусловлено комплексобразованием воды с метальдегидом посредством водородной связи. Для смещения полосы в область более низких частот остается единственное альтернативное объяснение: увеличение прочности водородных связей между молекулами воды при малых концентрациях метальдегида происходит в результате универсальных вандерваальсовых взаимодействий между неполярными группами молекул метальдегида и молекулами воды. Аналогичное явление наблюдалось раньше в области малых концентраций для широкого класса неэлектролитов, и механизм этого явления в настоящее время подвергается интенсивному изучению [3]. Полученные в результате этих исследований выводы могут быть в полной мере применены к рассматриваемому случаю взаимодействия метальдегида с водой.

Смещение полосы поглощения воды в область более низких частот, свидетельствующее об увеличении средней прочности водородных связей между молекулами воды, является результатом перераспределения интенсивностей между двумя компонентами экспериментально измеряемой суммарной полосы поглощения раствора. Одна из этих компонент обусловлена поглощением невозмущенных молекул воды, а другая компонента — поглощением некоего ассоциата молекул воды, прочность водородных связей

в котором близка к прочности водородных связей во льду. Исследование таких ассоциатов, образовавшихся вокруг неполярных радикалов молекул неэлектролитов и называемых сольватами неполярных групп, привело к возможности на основании спектральных измерений оценить количество молекул воды в ассоциате, или число гидротации неполярной группы молекулы неэлектролита, по формуле

$$n = \frac{1}{\nu_1 - \nu_2} \frac{d\nu}{da},$$

где  $\nu_1 - \nu_2$  — разность частот максимумов полос поглощения невозмущенной воды и воды в сольватах,  $a$  — мольная доля неэлектролита в водном растворе;  $d\nu/da$  — экспериментально измеряемая производная смещения максимума полосы  $\nu = h(a)$  по мольной доле неэлектролита в области низкочастотного смещения [1].

Применение подобной оценки к рассматриваемой здесь системе дает возможность сделать следующий вывод: упорядоченный ассоциат молекул воды, образующийся под воздействием неполярного радикала молекулы метальдегида, содержит не менее 200 молекул воды.

Полученный результат показывает, что влияние метальдегида на структуру окружающей его фазы воды не ограничивается лишь первым координационным слоем молекул воды, а распространяется на достаточно большой объем. Это свидетельствует о кооперативном характере процесса упрочения водородных связей в рассматриваемой системе.

## Выводы

Спектроскопическое исследование характера межмолекулярных взаимодействий в системе метальдегид — вода показало, что при контакте неполярного радикала молекулы метальдегида с водой происходит кооперативный процесс упрочения водородных связей между молекулами воды, приводящий к формированию вокруг молекулы метальдегида обширного образования из молекул воды, приближающегося по своим свойствам к льдоподобному кристаллическому образованию.

Не исключено, что образование льдоподобного ассоциата может послужить толчком к зарождению фазы льда на ядрах метальдегида.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жуковский А. П., Деньгина М. В. Роль функциональных групп в процессе структурирования воды неполярными радикалами молекул неэлектролитов. — В кн.: Молекулярная физика и биофизика водных систем. Л., Изд-во ЛГУ, вып. 1, с. 29—34.
2. Морачевский В. Г. и др. О льдообразующих свойствах метальдегида. — «Тр. ГГО», 1972, вып. 273, с. 189—192.

3. Сидорова А. И., Халоимов А. И., Жуковский А. П. Гидрофобное связывание в разбавленных водных растворах неэлектролитов.— В кн.: Структура и роль воды в живом организме. Л., изд-во ЛГУ, вып. 3, с. 3—8.
4. Сидорова А. И., Суханова Т. В., Ушакова Е. М. О точности измерения смещения максимума широкой полосы поглощения. Журнал Прикладной спектроскопии, 1973, т. 19, вып. 5, с. 259—268.
5. Dictionary of organic compounds. 1965, London, vol. 4, p. 2096—2097.
6. Franks H. S., Evans M. W. Free Volume and Entropy in Condensed Systems.—,J. Chem. Phys.", 1945, vol. 13, 507 p.
7. Fukuta N. Ice nucleation by metaldehyd „Nature” 1963, vol. 199, N 4892, p. 475—477.
8. Fukuta N. Experimental Studies of Organic Ice Nuclie.—,J. of the Atm. Sci.” 1966, vol. 29, N 2, p. 191—196.

*С. М. Гальперин, В. Н. Стасенко,  
В. Д. Степаненко*

## РАДИОЛОКАЦИОННОЕ ОБНАРУЖЕНИЕ ОБЛАКОВ И ОСАДКОВ РАЗЛИЧНЫМИ РЛС

**Введение.** В настоящее время для получения информации об облаках и связанных с ними опасных явлениях погоды широко используются метеорологические РЛС типа МРЛ-1 [1, 2]. Наряду с этим находят метеорологическое применение и РЛС, ведущие наблюдения за полетами самолетов, например, П-35, РСР, П-12, а также радиовысотомер ПРВ-10. В ряде случаев, связанных с необходимостью получения более качественной информации об облаках и осадках, целесообразно одновременное использование РЛС различных диапазонов радиоволн, например, когда в интенсивных осадках наблюдается значительное затухание сантиметрового диапазона радиоволн и требуется более четкое определение границ поля радиоэхо метеоцели. Совместное использование РЛС метрового диапазона (или длинноволновой части дециметрового диапазона) с РЛС 3—10-сантиметрового диапазона обеспечивает определение местоположения ионизированных каналов молнии в зонах эхо-сигналов грозовых облаков [3, 2] и т. п.

Представляет интерес рассмотреть метеорологическую эффективность перечисленных станций при обнаружении облаков и осадков, работающих в различных диапазонах радиоволн.

**Метеорологическая эффективность РЛС МРЛ-1, П-35, ПРВ-10, РСР.** Здесь под термином «эффективность» понимается возможность обнаружения метеоцелей различной отражаемости ( $Z$ ) в зависимости от их удаления ( $R$ ) от РЛС. Такая зависимость может быть установлена с помощью известного уравнения радиолокации объемной цели [2]

$$\bar{P}_r = 3,5 \cdot 10^3 \cdot \frac{P_t G^2 \theta_r \theta_v \tau}{\lambda^2 R^2} Z \kappa k_\phi k_s k_d, \quad (1)$$

где  $P_r$ ,  $P_t$ ,  $G$ ,  $\theta_r$ ,  $\theta_v$ ,  $\tau$ ,  $\lambda$  — средняя интенсивность радиоэхо облаков и осадков, мощность излучения передатчика, коэффициент усиления антенны, ширина диаграммы направленности антенны в горизонтальной и вертикальной плоскостях, длительность зондирующего импульса, длина волны соответственно;  $\kappa$  — коэффициент,

учитывающий затухание радиоволн на трассе распространения до цели, в самой метеоцели;  $k_d$  — коэффициент, учитывающий влияние земли;  $k_a$  — коэффициент заполнения объема зондирующего импульса частицами облаков и осадков;  $k_f$  — коэффициент флуктуации отраженного сигнала.

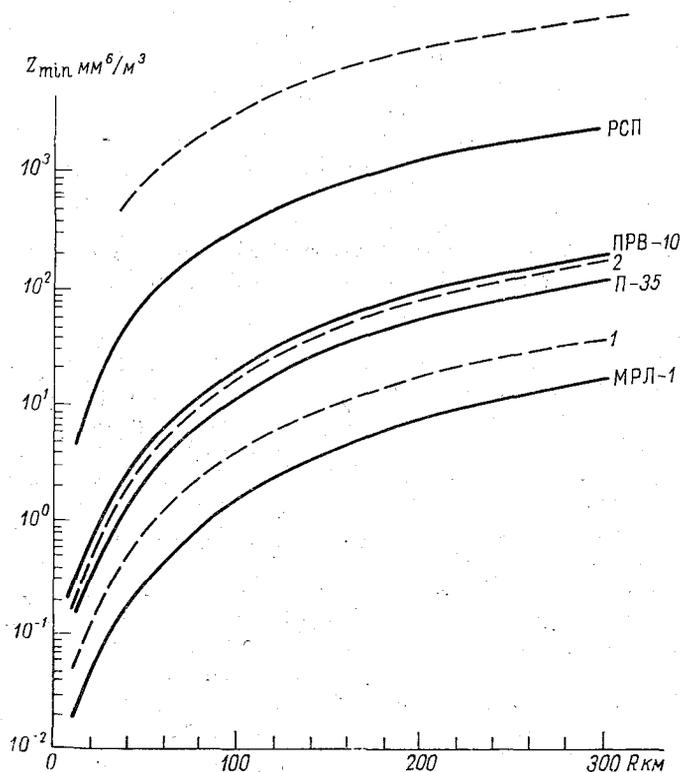


Рис. 1. Максимальная дальность обнаружения оолаков и осадков в зависимости от отражаемости для различных РЛС.

Обнаружение метеоцели возможно тогда, когда  $\bar{P}_r \geq k_p P_{r \min}$ , где  $P_{r \min}$  — чувствительность приемного тракта РЛС,  $k_p$  — коэффициент различимости полезного сигнала на фоне шумов. Если постоянные параметры РЛС в соотношении (1) обозначим через множитель  $c$ , а  $k_f$ ,  $k_d$  положим равными единице, то после ряда преобразований получим

$$Z \text{ мм}^6/\text{м}^3 = c \cdot 10^{-0,1n} R^2 \frac{1}{\alpha k_a},$$

где

$$n \text{ дБ} = 10 \lg \frac{\bar{P}_r}{P_{r \min}}. \quad (2)$$

Здесь множитель  $c$  является постоянной величиной для каждой РЛС.

Его значения следующие:

Тип РЛС . . . . .	П-35	ПРВ-10	РСР	МРЛ-1
$c$ . . . . .	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$

Примечание. Значение коэффициента  $c$  для П-35 получено при  $\tau=1$  мкс.

С помощью (2) при  $n=0$  можно определить то минимальное значение  $Z_{\min}$ , которое может еще обнаружить РЛС данного типа на предельном от нее удалении  $R_{\max}$  в километрах. Если известно отношение  $\bar{P}_r/P_{r \min}$ , выраженное в децибелах, то можно также определить и абсолютное значение  $Z$  метеоцели.

На рис. 1 представлены кривые, полученные в результате расчетов по формуле (2). Эти кривые характеризуют  $Z_{\min} = \Phi(R_{\max})$ . Видно, что наименьшие значения отражаемости метеообразований обнаруживаются РЛС типа МРЛ-1. Но на практике такое наблюдается не всегда.

Известно, что при проведении наблюдений с помощью РЛС П-35, ПРВ-10 и РСР затуханием радиоволн ( $\kappa$ ) в облаках и осадках можно пренебречь. Последнее не относится к МРЛ-1 [1, 2]. Так, если траектория радиоволны МРЛ-1 проходит через зоны облаков, ширина которых равна 25 и 50 км, а средняя водность  $1,0 \text{ г/м}^3$  и температура  $0^\circ\text{C}$ , то соответственно  $\kappa_1 \approx 0,4$ , а  $\kappa_2 \approx 0,09$ . Тогда  $Z_{\min}$  для МРЛ-1 в зависимости от дальности можно представить кривыми 1 и 2 соответственно (рис. 1). В осадках абсолютное значение  $\kappa$  будет еще меньше, а следовательно,  $Z_{\min}$  необходимое для обнаружения метеоцелей МРЛ-1, увеличится. Из анализа рис. 1 и значений  $c$  видно, что в радиусе до  $200 \div 300$  км при обнаружении метеочагов РЛС П-35, ПРВ-10 и МРЛ-1 обладают близкими друг к другу потенциальными возможностями.

Это можно объяснить тем, что нежелательное относительно большое ослабление рабочей длины волны МРЛ-1 в зонах интенсивных облаков и осадков, а следовательно, и меньшие значения коэффициента  $\kappa$  по сравнению с ослаблением рабочих длин волн П-35 и ПРВ-10 в известной степени компенсируется большими значениями параметров  $c$  и  $k_3$  у МРЛ-1.

Рассмотрим теперь экспериментальные случаи одновременного применения МРЛ-1, П-35 и РСР.

Первый случай имел место 2 августа 1974 г. На рис. 2 а и б представлены контуры радиоэхо очагов и изолинии равных значений отражаемости (через порядок величины). Станции МРЛ-1 и П-35 работали в режиме кругового обзора при угле места  $\delta = -1^\circ$ . Сопоставление рисунков показывает в общем большое сходство картин радиоэхо на ИКО. Однако видны и некоторые отличия. Так, например, заметно, что в 17 ч 10 мин по азимуту  $87^\circ$  на удалении 145 км радиоэхо метеоцели по данным МРЛ-1 явно отличалось от аналогичного радиоэхо, определяемого с помощью П-35, как по конфигурации, так и по значению отраженного сигнала.



(в первом случае имеем  $Z_{\max} = 3 \text{ мм}^6/\text{м}^3$ , во втором  $Z_{\max} = 9 \cdot 10^2 \text{ мм}^6/\text{м}^3$ ).

Проведем анализ возможных причин, вызвавших разницу в значениях отражаемости, получаемых от одного облака. Указанные РЛС имеют различные диаграммы направленности в вертикальной плоскости:  $\theta_B = 0,7^\circ$  у МРЛ-1,  $\theta_B = 2^\circ$  у П-35. Радиоволны МРЛ-1 испытывали заметно большее ослабление в газах атмосферы и зонах облаков и осадков, расположенных на удалении 45, 90, 110 ÷ 140 км по трассе распространения, по сравнению с ослаблением радиоволн П-35, которым можно пренебречь. Расчет коэффициента ослабления  $\kappa$  для радиоволн МРЛ-1 показал, что в этом случае  $\kappa \approx 0,1$ .

По-видимому, именно этим можно объяснить то, что  $Z_{\max}$  по данным МРЛ-1 для указанного очага значительно меньше, чем  $Z_{\max}$  по данным П-35, а часть очага, расположенного по азимуту  $90^\circ$  на расстоянии 150—160 км, МРЛ-1 вообще не обнаруживает. Этими же причинами объясняется заметно худшее обнаружение МРЛ-1 другого очага (азимут  $115^\circ$ , дальность 100—130 км). Следовательно, те очаги, которые расположены на меньших расстояниях от РЛС и не экранируются облаками и осадками, обнаруживаются с помощью МРЛ-1 почти так же, как и с помощью П-35.

**Определение коэффициента заполнения и интенсивности осадков при использовании различных РЛС.** Необходимо отметить, что станции МРЛ-1 и П-35 имеют узкие диаграммы направленности в горизонтальной ( $\theta_G$ ) и вертикальной ( $\theta_B$ ) плоскостях, поэтому при сопоставлении получаемых данных можно допускать, что  $k_3 = 1$ . Последнее условие не выполняется, когда проводится сравнение данных, получаемых РЛС типа РСП, имеющей  $\theta_B \approx 20^\circ$  и  $\theta_B > \theta_G$ . Здесь только до 25—30 км  $k_3$  может быть близким к единице, а далее резко уменьшается с увеличением расстояния от РЛС до метеоцели.

Значение  $k_3$  для РЛС с узкой диаграммой направленности с учетом того, что геометрические размеры зондирующего импульса в радиальном направлении малы по сравнению с размерами облаков и осадков, может оцениваться с помощью соотношения

$$k_3 = \left( \frac{H_0 - H_p}{R \theta_B} \right) \left( \frac{L_G}{R \theta_G} \right), \quad (3)$$

где  $R$  — расстояние до метеоцели;  $H_0$  и  $L_G$  — соответственно вертикальная и горизонтальная протяженность зоны облаков и осадков, установленная с помощью МРЛ-1 или самолета;  $H_p$  — высота радиолуча над земной поверхностью на расстоянии  $R$ . В свою очередь

$$H_p = \frac{R^2}{16,9} + a,$$

где  $H_p$  — в метрах,  $R$  — в километрах,  $a$  — высота антенны над земной поверхностью в метрах.

При расчетах данных, в частности  $k_3$ , по которым построены кривые на рис. 1, значениями  $H_0$  и  $L_T$  обычно задаются. Если же проводятся радиолокационные измерения отражаемости, значение  $k_3$  должно быть известно в процессе измерений. При обнаружении мощных кучевых и кучево-дождевых облаков с помощью МРЛ-1 значения  $k_3$  могут быть с большой уверенностью приняты близкими к единице до расстояний 100—150 км. В случае отсутствия на трассе экранирующих зон интенсивных осадков геометрические размеры радиоэхо указанных облаков по данным МРЛ-1, близки к действительным размерам  $H_0$  и  $L_T$  в пределах эффективного радиуса действия.

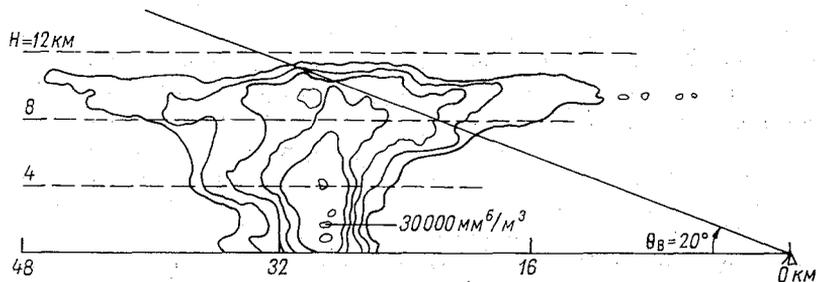


Рис. 3. Вертикальный радиолокационный разрез фронтальных кучево-дождевых облаков, полученных с помощью МРЛ-1 28 июля 1975 г., 13 ч 56 мин.

Если же используется радиолокатор РСП с  $\theta_B \approx 20^\circ$  и при этом с его помощью измеряются значения  $Z$ , приближенное значение  $k_3$  может быть получено при одновременном использовании другой станции с более узкой диаграммой направленности, например МРЛ-1.

Рассмотрим теперь второй случай, который имел место при прохождении холодного фронта 28 июля 1975 г. В этот день в 13 ч 56 мин радиолокатор РСП по азимуту  $128^\circ$  обнаружил метеоцель с  $Z_{\max} = 1,2 \cdot 10^3 \text{ мм}^6/\text{м}^3$  на удалении 25—30 км. По данным МРЛ-1 здесь отражаемость  $Z_{\max}$  составила  $3 \cdot 10^4 \text{ мм}^6/\text{м}^3$ , а вертикальная протяженность облаков — примерно 11,5 км (рис. 3).

Проанализируем расхождение в определении  $Z_{\max}$  этими радиолокаторами. На данном расстоянии  $Z_{\min}$  РСП  $\approx 30 \text{ мм}^6/\text{м}^3$ , а горизонтальные размеры зон радиоэхо с  $Z_{\min}$  РСП на нескольких уровнях наблюдений МРЛ-1 значительно превышали ширину диаграммы направленности в азимутальной плоскости станции РСП. По данным МРЛ-1 высота зоны радиоэхо с  $Z \geq 30 \text{ мм}^6/\text{м}^3$  достигала 10 км, на этом расстоянии вертикальный размер диаграммы направленности РСП также равен 10 км, а горизонтальный — около 2 км, следовательно, можно считать  $k_3 \approx 1$ . Известно, что осреднение мощности отраженного сигнала от неоднородной объемной цели происходит по всему объему зондирующего импульса.

Радиальная протяженность  $st/2$  зондирующего импульса у обеих станций одинакова, в этом случае при известных профилях отражаемости метеоцели в вертикальной и горизонтальной плоскостях возможно получить осредненное значение отражаемости по вертикальным и горизонтальным размерам диаграммы направленности РСП, т. е.

$$\bar{Z} = \left( \frac{Z_{\max}}{\theta_r R} + \frac{Z_{\max}}{\theta_b R} \right) \frac{1}{\theta_r \theta_b R^2} \approx 900 \text{ мм}^6/\text{м}^3.$$

Разница между  $Z_{\max}$  РСП =  $1,2 \cdot 10^3 \text{ мм}^6/\text{м}^3$  и  $\bar{Z} = 9 \cdot 10^2 \text{ мм}^6/\text{м}^3$  может быть вызвана существующими ошибками калибровки и измерения.

Предложенный способ уточнения количественных измерений отражаемости объемных метеоцелей различными типами РЛС путем экспериментальной корректировки  $k_3$  может быть применен в пределах эффективного радиуса действия МРЛ-1.

Одновременное применение станций МРЛ-1 и П-35 в принципе позволяет также определять ослабление радиоволн сантиметрового диапазона, которое в дальнейшем может быть использовано для определения интенсивности дождей. Действительно, в соответствии с результатами работ [2, 4] можно записать следующую формулу:

$$\alpha_a - \alpha_b = \frac{(A - B) + 10 \lg \frac{R_1^2}{R_2^2} \left( \frac{Z_1}{Z_2} - \frac{Z'_1}{Z'_2} \right)}{2(R_2 - R_1)}, \quad (4)$$

где  $A$  — отношение эхо-сигналов от метеоцелей для РЛС МРЛ-1 в децибелах на выбранных расстояниях  $R_1$  и  $R_2$ ;  $B$  — отношение тех же эхо-сигналов для РЛС П-35 на выбранных расстояниях  $R_1$  и  $R_2$ ;  $Z_1$  и  $Z_2$  — радиолокационная отражаемость для МРЛ-1;  $Z'_1$  и  $Z'_2$  — радиолокационная отражаемость для П-35.

При релеевском рассеянии  $Z_1 = Z'_1$  и  $Z_2 = Z'_2$ , вследствие этого второе слагаемое в числителе обращается в нуль.  $\alpha_a$  и  $\alpha_b$  — полные коэффициенты ослабления на указанных длинах волн в атмосфере и атмосферных образованиях в дБ/км.

Вследствие того что для МРЛ-1 удельный коэффициент ослабления в дождях  $\alpha^0$  равен  $1,9 \cdot 10^{-2} \text{ дБ} \cdot \text{км}^{-1}/(\text{мм} \cdot \text{ч}^{-1})$ , а на волне  $\lambda = 10 \text{ см}$  намного меньше и равен  $2 \cdot 10^{-4} \text{ дБ} \cdot \text{км}^{-1}/(\text{мм} \cdot \text{ч}^{-1})$ , уравнение (4) можно решить относительно  $\alpha_a$  при радиолокации дождей.

С помощью формулы (4) и по результатам одновременных радиолокационных измерений на МРЛ-1 и П-35, относящихся к рис. 2, были рассчитаны значения  $\alpha_a$ . Одновременно с этим были получены средние значения интенсивности дождей  $I$  в пределах выбранных трасс по формуле  $I = \alpha_a/\alpha^0$ . Результаты расчетов представлены в табл. 1.

Значения ослабления радиоволн  $\alpha_a$  и средней интенсивности дождей  $\bar{I}$  по данным одновременных измерений МРЛ-1 и П-35

№ очага	Азимут, °	Дальность, км		А дБ	В дБ	$\alpha_a$ дБ/км	$\bar{I}$ мм/ч
		$R_1$	$R_2$				
1	10	108	85	24,8	12,5	0,27	14,06
2	46	97	80	30,0	28,6	0,041	2,16
3	56	93	85	25,6	24,0	0,12	5,26
4	90	55	45	26,0	23,8	0,11	5,80
5	90	100	93	36,0	34,0	0,142	7,52
6	100	96	88	35,3	34,5	0,05	2,61

### Заключение

Одновременное использование радиолокационных станций МРЛ-1, П-35 и РСР, работающих на различных волнах, расширяет возможности исследования облаков и осадков. Однако при этом требуется тщательное изучение особенностей каждой из них.

Данные, получаемые с помощью МРЛ-1 и П-35, в большинстве случаев хорошо согласуются друг с другом. Имеющиеся иногда различия объясняются ослаблением радиоволн МРЛ-1 на трассе и вариацией коэффициента заполнения. Метеоинформация, полученная с помощью РЛС РСР, содержит данные, относящиеся лишь к зонам ливневых осадков.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Руководство по производству наблюдений и применению информации с радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2. Гидрометеонздат, 1974. 130 с.
2. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. Л., Гидрометеонздат, 1973. 342 с.
3. Гальперин С. М. и др. Радиолокационное обнаружение молний.—«Тр. ГГО», 1974, вып. 301, с. 81—88.
4. Абшаев М. Т. и др. Методика и аппаратура для измерения радиолокационного излучения в облаках и осадках.—«Тр. ВГИ», 1972, вып. 20, с. 114—126.

*Н. Н. Бурчуладзе, Т. Н. Громова,  
И. А. Скородёнок, Н. В. Торопова*

### **ОБ ОПЫТАХ ПО ВОЗДЕЙСТВИЮ ПОВЕРХНОСТНО- АКТИВНЫМИ ВЕЩЕСТВАМИ НА ГРОЗОВЫЕ ОБЛАКА С ЦЕЛЮ УМЕНЬШЕНИЯ ИХ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ**

Первые опыты по воздействию с земли ракетами, снаряженными льдообразующими веществами ( $PbI_2$ ,  $CuS$ ), а также грубодисперсными порошками, на грозовые облака, показали принципиальную возможность уменьшения их электрической активности [3, 8]. В настоящее время ведутся поиски других реагентов, а также средств и методов их введения в мощные кучевые облака с целью предотвращения или ослабления грозовых процессов в них.

Нами предпринята попытка воздействия на грозовые облака поверхностно-активными веществами (ПАВ). Известны опыты по использованию ПАВ в экспериментах по регулированию развития мощных кучевых облаков [6]. В настоящем исследовании для воздействия были выбраны поверхностно-активные вещества, характеризующиеся высокой электропроводностью, в частности неионогенный антистатистический препарат «Стеарокс» [2].

Воздействия проводились ракетами «Облако», содержащими 1,5 кг ПАВ каждая, и ракетами ПГИ-М, содержащими по 0,2 кг ПАВ. Опыты по воздействию сопровождались комплексом наземных наблюдений, включавших радиолокационное слежение за эволюцией грозовых облаков, измерение числа грозовых разрядов (грозорегистраторами малого радиуса действия ПРГ-15), измерение напряженности электрического поля прибором напряженности поля (ПНП). Инструментальные измерения числа грозовых разрядов сопровождались визуальной регистрацией числа внутриоблачных и наземных разрядов с фиксацией азимута разряда. Экспериментальный полигон был оборудован плювиосетью.

Комплекс перечисленных наблюдений производился и за грозовыми облаками при их естественном развитии. Эти облака использовались в качестве контрольных.

В настоящей статье приведены результаты анализа 10 рандомизированных опытов по воздействию на грозовые облака, проведенных на экспериментальном полигоне ЦАО в северной части Молдавии в летние периоды 1974—1975 гг. Приводится описание трех из них. Проведено также сравнение результатов, полученных при воздействии ПАВ, с результатами опытов с  $PbI_2$  [3].

Опыты по воздействию на облака, а также наблюдения за естественным развитием облаков производились в условиях их развития на холодных приземных фронтах с волнами.

Согласно синоптическому прогнозу, над территорией экспериментального полигона в эти дни ожидалось развитие грозовых облаков. Значения показателя атмосферной конвекции  $\epsilon$  для этих дней, рассчитанные по методу слоя, оказались равными 1,52—2,85 [1], что указывало на возможность развития мощных кучевых облаков и переход их в ливневые.

**Краткое описание опытов.** В качестве примера приведем описание трех опытов по воздействию на грозовые облака ПАВ.

Опыт 22 июня 1974 г. В 18 ч 00 мин с помощью 'РЛС было начато наблюдение за грозовым облаком, развивающимся над полигоном. Интенсивность его грозовой деятельности в это время была 1,2 мин<sup>-1</sup>. Осадки из облака начали выпадать в 18 ч 00 мин, их интенсивность составляла за период наблюдений от 0,7 до 0,1 мм/мин.

Воздействие на грозовое облако, дающее осадки, произвели в 18 ч 31 мин. К моменту воздействия крупно-капельный очаг облака был вытянут с юго-запада на северо-восток на 12 км и смещался со скоростью 25 км/ч. Высота радиоэхо  $H_{вр}=12$  км, а  $\lg Z_{\max}=3,4$ . Грозовая активность его была довольно высокой и характеризовалась большой интенсивностью разрядов (2 мин<sup>-1</sup>).

В три этапа с интервалами 10 и 15 мин в облако было введено с помощью ракет ПГИ-М 0,68; 0,72 и 0,57 кг поверхностно-активного вещества на высоту 4,2 км. Температура на уровне введения была —11°C. Через 8 мин после первого воздействия интенсивность грозовых разрядов уменьшилась от 1,4 до 0,6 мин<sup>-1</sup>. По визуальной оценке, число грозовых разрядов изменилось от 0,8 до 0,4 мин<sup>-1</sup>. После второго воздействия грозовая активность несколько возросла. Через 3 мин после третьего воздействия активность стала постепенно уменьшаться. Радиолокационные наблюдения были прерваны по техническим причинам в 19 ч 05 мин. К этому времени  $H_{вр}=10$  км, а  $\lg Z_{\max}=1,9$ . К 19 ч 35 мин интенсивность грозовой деятельности уменьшилась до 0,3 мин<sup>-1</sup>. По визуальным наблюдениям, к 19 ч 45 мин грозовые разряды прекратились.

Опыт 21 июня 1975 г. Радиолокационные наблюдения за облаком были начаты в 18 ч 40 мин, когда облако находилось на расстоянии 15 км юго-восточнее базы. Развиваясь, оно смещалось к базе со скоростью 34 км/ч.

В 19 ч 07 мин зона находилась в 5 км от базы. Высота верхней границы радиоэхо была 10 км,  $H_{\max}=6$  км,  $\lg Z_{\max}$  составлял 4,7.

В 19 ч 11 мин, 19 ч 17 мин и 19 ч 25 мин были произведены запуски 11 ракет (4, 4 и 3) ПГИ-М, т. е. всего было введено на высоту 4,2 км 1,87 кг ПАВ.

Измерения напряженности поля проводились с 19 ч 07 мин до 19 ч 25 мин.

Второй и третий запуски были произведены в период уменьшения электрической активности облака. По данным грозорегистратора, установленного на базе, в 18 ч 30 мин  $N=0,8$  мин<sup>-1</sup>. В момент первого воздействия интенсивность грозových разрядов была максимальной и составляла 1,6 мин<sup>-1</sup>. В 19 ч 17 мин было произведено второе воздействие. К этому моменту интенсивность уменьшилась в 2 раза по сравнению с максимальным значением ( $N=0,8$  мин<sup>-1</sup>). К моменту третьего воздействия интенсивность грозовой активности составляла 0,6 мин<sup>-1</sup>. В 19 ч 46 мин, т. е. через 21 мин после окончания воздействия,  $N=0,4$  мин<sup>-1</sup>. В дальнейшем за изменением грозовой активности облака проследить не представлялось возможным в связи с приближением другой зоны.

Данные визуальных наблюдений повторяют ход кривой, полученной с помощью грозорегистратора.

Значение  $\lg Z_{\max}$  радиоэхо облака, подвергнутого воздействию, достигнув максимума в 19 ч 00 мин ( $\lg Z_{\max}=5,2$ ), монотонно падало, и в 19 ч 44 мин  $\lg Z_{\max}=2,7$ .

По визуальным наблюдениям, осадки на базе были умеренные и выпадали с 19 ч 16 мин до 19 ч 37 мин.

Опыт 8 июля 1975 г. Радиолокационные наблюдения за облаком были начаты в 15 ч 00 мин. Зона располагалась северо-западнее базы и смещалась на северо-восток со скоростью 24 км/ч. В 15 ч 12 мин и 15 ч 32 мин в облако с помощью восьми ракет ПГИ-М на высоту 4,2 км было введено 1,36 кг ПАВ.

Воздействие производилось в период роста грозовой активности облака. К моменту воздействия интенсивность разрядов составляла 0,3 мин<sup>-1</sup>; максимальная интенсивность грозových разрядов 1,0 мин<sup>-1</sup> наблюдалась в 15 ч 37 мин. Интенсивность разрядов уменьшилась в 2 раза (по сравнению с максимальной) через 27 мин после достижения максимального значения.

Напряженность электрического поля у земли после воздействия, как это наблюдалось и в других опытах, меняла знак.

В 15 ч 11 мин верхняя граница радиоэхо достигала 9 км,  $H_{\max}=4,5$  км,  $\lg Z_{\max}=3,6$ . В 15 ч 39 мин эти параметры имели значения соответственно 10 км, 4 км, 3,1. Значительных измерений  $\lg Z_{\max}$  в результате воздействий не наблюдалось.

До 16 ч 00 мин на базе осадков не было.

**Краткий анализ результатов опытов.** В таблице приведены значения следующих радиолокационных параметров облаков, подвергнутых воздействию, и контрольных облаков: высота верхней

Дата	Период осреднения	Радиолокационные параметры			K	Число разрядов в 1 мин.		E В м	Расход реакента, кг
		H <sub>ВГ</sub>	lg Z <sub>макс</sub>	HZ <sub>макс</sub>		ПРГ	визуальные наблюдения		
Облака, подвергнутые воздействию									
22 VI 1974 г.	До возд.	11,8	3,4	1,3	5,1	1,9	1,0	—	2,0
	Период возд.	11,0	3,1	2,2	5,8	0,8	0,4		
	После возд.	10,7	2,0	2,0	4,8	0,5	0,2		
19 VI 1975 г.	До возд.	10,8	3,5	6,2	17,2	0,1	0,1	—	1,4
	Период возд.	10,0	3,3	3,9	9,4	0,4	0,5		
	После возд.	9,0	3,2	4,4	9,4	0,2	0,0		
21 VI	До возд.	10,5	5,1	6,6	22,1	0,1	0,7	300	1,9
	Период возд.	9,2	4,1	6,5	15,3	0,3	0,5	1578	
	После возд.	9,2	3,4	7,0	13,7	0,1	0,2	662	
8 VII	До возд.	7,5	4,5	5,0	16,4	0,5	0,7	1710	1,5
	Период возд.	9,0	4,4	5,0	19,3	0,7	1,0	4480	
	После возд.	7,0	3,8	4,3	11,2	0,1	0,4	2897	
7 VIII	До возд.	12,3	4,8	5,0	17,4	5,1	—	13200	1,5
	Период возд.	12,0	4,5	4,5	14,3	5,6	—	14190	
	После возд.	9,5	4,2	5,5	13,0	5,0	—	7605	
Контрольные облака									
30 VII 1973 г.	До макс.	10,0	2,3	5,3	6,2	1,7	—	2750	—
	Период макс.	10,0	2,8	4,0	5,7	1,8	—	4680	
	После макс.	9,0	2,1	2,5	2,4	1,5	—	5500	
3 VIII 1974 г.	До макс.	9,6	3,2	2,9	11,3	1,0	1,0	—	—
	Период макс.	10,4	3,9	4,4	22,7	0,7	0,9		
	После макс.	10,5	3,0	3,6	14,5	0,9	0,7		
21 VI 1975 г.	До макс.	8,0	3,8	7,0	13,3	0,7	—	—	—
	Период макс.	8,5	4,0	7,0	14,9	0,9	—		
	После макс.	9,0	3,4	4,0	12,2	0,8	—		
22 VI	До макс.	6,5	3,1	4,0	7,7	0,6	—	—	—
	Период макс.	10,0	4,7	6,5	29,1	0,9	—		
	После макс.	9,0	3,9	7,5	25,1	0,7	—		
19 VII	До макс.	11,4	3,4	4,8	11,7	1,7	—	6354	—
	Период макс.	12,6	4,4	6,3	21,7	1,7	—	6080	
	После макс.	11,9	4,5	7,0	23,3	2,8	—	5040	

границы радиоэхо облака  $H_{ВГ}$ , логарифм максимальной радиолокационной отражаемости  $\lg Z_{\max}$ , высота уровня максимальной радиолокационной отражаемости  $H_{Z_{\max}}$ . Коэффициент грозоопасности, согласно [3], равен

$$K = \frac{H_{ВГ} H_{Z_{\max}}}{H_0^2} \lg Z_{\max},$$

где  $H_0$  — высота нулевой изотермы.

Средние значения радиолокационных параметров облаков, подвергнутых воздействию, а также значения интенсивности грозовых разрядов и напряженности электрического поля определялись в 15-минутных интервалах до начала воздействия, в период от начала до конца воздействия и в течение 15 мин после окончания воздействия. Значения радиолокационных и электрических параметров контрольных облаков определялись за следующие 15-минутные интервалы: предшествующий максимальной молниевой активности, в период максимума молниевой активности и в интервал, следующий за ним.

Анализ результатов радиолокационной съемки облаков, показал, что в течение 15—20 мин после воздействия наблюдается уменьшение радиолокационных параметров облаков по сравнению с их значениями до воздействия, а также по сравнению со значениями тех же параметров контрольных облаков (табл.). Эти изменения параметров несколько меньше в случае введения в облако ПАВ, чем после введения льдообразующих реагентов ( $PbI_2$ ,  $CuS$ ) [4].

В таблице приведены также средние значения интенсивности грозовых разрядов облаков, подвергнутых воздействию, и контрольных облаков. После введения в облако, характеризующееся интенсивностью грозовых разрядов  $N < 2 \text{ мин}^{-1}$ , ПАВ в количестве 1,5—2,0 кг отмечалось уменьшение электрической активности по сравнению со значением  $N$  в период воздействия в среднем в 3 раза. При более интенсивных грозовых процессах в облаках (например, опыт 7 августа 1975 г.) наблюдается менее быстрый спад грозовой активности.

Характерной особенностью хода напряженности электрического поля при воздействиях на грозовые облака в большинстве случаев было изменение знака поля сразу после воздействия. Среднее абсолютное значение напряженности поля за 15-минутный интервал времени после воздействия уменьшалось в 2 раза по сравнению с ее значением в период воздействий.

На основании полученных результатов можно сделать следующий предварительный вывод: введение в грозовые облака поверхностно-активных веществ, обладающих антистатическими свойствами, может привести к уменьшению электрической активности облаков.

Дальнейшие исследования позволят проверить этот вывод.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будилова Е. П., Леншин В. Т. О краткосрочном прогнозе ареалов «ливневого положения» по данным вертикального зондирования атмосферы.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 302, с. 62—79.
2. Василенок Ю. И. Защита полимеров от статического электричества. Л., «Химия», 1975. 188 с.
3. Гайворонский И. И., Зацепина Л. П., Зимин Б. И. Искусственное воздействие на облака с целью уменьшения их грозовой активности.— Труды Международной конференции по активным воздействиям на метеорологические процессы. Женева, 1975. с. 267—274.
4. Гайворонский И. И. и др. Результаты воздействия на грозовые облака по данным комплексного контроля за их электрической активностью.— «Тр. ГГО», 1976, вып. 372, с. 83—94.
5. Громова Т. Н. и др. О применении грозорегистраторов для оценки эффекта воздействия на грозовые облака. См. наст. сборник, с. 98—102.
6. Морачевский В. Г., Бартишвили И. Т., Коханович М. М. Опыт регулирования развития мощных конвективных облаков при помощи высокодисперсного аэрозоля поверхностно-активного вещества.— В кн.: Проблемы физики атмосферы. Вып. 3. Л., Гидрометеиздат, 1965, с. 224—230.
7. Pierce E. T., Arnold H. R., Dennis A. S. Very low frequency atmospheric due to lightning flashes „Report to USAF of Contract AF 33(657) — 7009” Stanford Res Jast Menlo Park Cal. USA, 1962.
8. Gaivoronski J. J., e. a. The experiments on thunder storms modification to reduce their electric activity. “The prociding of the second scientific conferens of weather modification” Boulder, Colorado, USA, 2—6 aug. 1976, pp. 421—424.

*С. П. Гирс, Л. А. Диневци, В. Н. Каменцев,  
Е. И. Потапов, В. С. Снегуров*

### **НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ГРОВОЙ АКТИВНОСТЬЮ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ПРОТИВОГРАДОВЫХ РАБОТ**

**Введение.** В течение нескольких лет на базе Молдавской противорадовой экспедиции (п. Корнешты) проводились наземные наблюдения за изменением электрического состояния градоопасных облаков при активных воздействиях на них. Вследствие того что градоопасные облака, как правило, являются одновременно и грозоопасными, наша задача состояла в исследовании изменения грозовой активности градоопасных облаков при проведении программы противорадовых работ.

В качестве основной характеристики изменения электрического состояния облаков использовалось изменение числа грозовых разрядов за определенный временной интервал, а также производная этой величины по времени. Регистрация разрядов производилась счетчиками двух видов: грозорегистратором ПРГ-15 и низкочастотным регистратором НРГ. Одновременно велись наблюдения за облаками с помощью РЛС.

В 1975 г. в период с 14 июня по 5 августа нами было проведено 10 опытов по исследованию изменения электрической активности градоопасных облаков, причем 8 из них относятся к облакам, подвергшимся активным воздействиям, а 2 — к облакам, находившимся в естественном цикле развития.

В настоящей статье приведены основные результаты проведенных опытов.

**Методика проведения наблюдений и результаты экспериментов.** Аппаратура для регистрации грозовых разрядов помещалась на КП противорадового отряда. Она включалась, когда грозовая зона,двигающаяся в сторону КП, находилась на расстоянии 10—15 км от него, и выключалась при удалении зоны на такое же расстояние. Наличие в приближающейся зоне грозы определялось по данным визуальных наблюдений с пунктов ракетного воздействия.

Регистрация числа грозных разрядов производилась с помощью НРГ с записью на магнитную ленту (скорость ленты 4 см/с) и полосой пропускаемых частот 0,1—8 кГц (определяемая электрической схемой магнитофона «Спутник-401»), а также грозорегистратором ПРГ-15, работающим на частотах около 60 кГц с полосой пропускания 6 кГц на уровне 6 дБ [3].

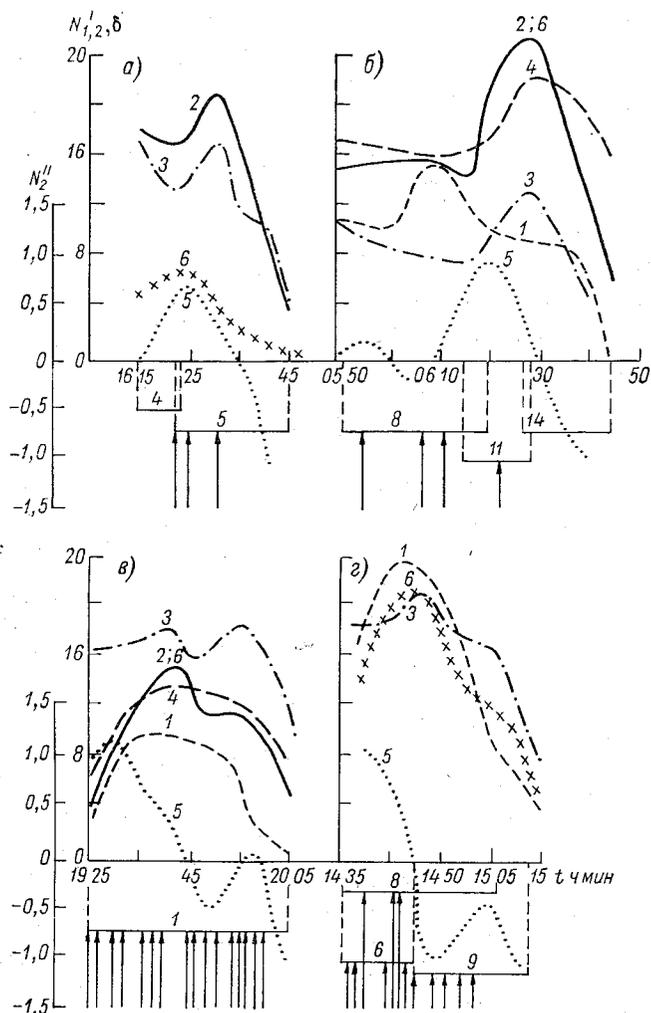


Рис. 1. Экспериментальные данные параметров грозной активности и комплексного радиолокационного параметра  $\delta$ . 1 — интенсивность числа грозных разрядов по данным ПРГ-15 без поправки,  $N_1$ ; 2 — интенсивность числа грозных разрядов по данным НРГ с поправкой,  $N_2$ ; 3 — значение комплексного радиолокационного параметра  $\delta$ ; 4 — интенсивность числа грозных разрядов по данным ПРГ-15 с поправкой; 5 — значения производной от интенсивных грозных разрядов по времени ( $N_2$ )', 6 — интенсивность числа грозных разрядов по данным НРГ без поправки.

Данные наблюдений РЛС за величинами  $H_{Z_{\max}}$ ,  $\lg Z_{\max}$ ,  $H_{\text{ВГ}}$  и расстоянием до зоны выдавались через каждые 6 мин. В этом же временном интервале обрабатывались данные НРГ. Данные ПРГ-15 в связи с меньшей разрешающей способностью его регистрирующей части (скорость протяжки ленты 10—12 см/ч) обрабатывались в 10-минутном интервале.

В связи с тем что вероятность регистрации счетчиками грозового разряда определяется расстоянием до грозового очага, при обработке записей счетчиков в их показания вводились поправочные множители [2]

$$k = \frac{100}{P(R)},$$

где  $P(R)$  — полученные экспериментально для обоих видов счетчиков вероятности приема и регистрации грозового разряда в зависимости от расстояния.

При анализе результатов наблюдений использовались следующие характеристики грозовых облаков: комплексный радиолокационный параметр  $\delta = H_{Z_{\max}} \lg Z_{\max}$  [4], интенсивность числа грозовых разрядов  $N'_2$  и  $N'_1$  по данным НРГ и ПРГ.

Для характеристики тенденции в изменении грозовой активности очага нами была использована производная от  $N'_2$  по времени  $N'_2''$ .

На рис. 1 приведены результаты наиболее характерных случаев наблюдений за грозовой деятельностью градоопасных облаков.

Горизонтальными линиями под осью абсцисс отмечено время существования грозовых зон. (Цифры около них — условные номера грозовых зон по первичным регистрационным записям.) Вертикальными стрелками отмечены моменты активных воздействий на зоны.

На рис. 1 а приведены результаты наблюдений за двумя грозовыми зонами, которые находились в период наблюдений на расстоянии более 5 км от КП. Ход радиолокационного параметра  $\delta$  (кривая 3) и ход приведенного числа грозовых разрядов, по НРГ, коррелируют друг с другом (коэффициент корреляции 0,8) и хорошо описывают изменение грозовой активности: спад активности зоны 4, которая не подвергалась активным воздействиям, так как находилась при появлении новой грозовой зоны 5, начало уменьшения ее активности через 10 мин после начала воздействия. В то же время из кривой, соответствующей  $N'_2''$ , следует, что тенденция к уменьшению грозовой активности проявляется в зоне 5 через 5 мин после начала воздействия.

На рис. 1 б приведен случай, когда три грозовые зоны последовательно находились в радиусе 5 км от пункта наблюдений. Корреляция между кривыми  $\delta$ ,  $N'_2$ ,  $N'_1$  достигается при введении поправки в показания счетчиков, причем для ПРГ введение этой поправки существенно меняет вид зависимости (кривые 1 и 4). Для

НРГ кривые 2 и 6 практически совпадают. Из рисунка видно, что перекрытие времен существования различных грозových зон приводит к непрерывному росту  $\delta$ ,  $N'_2$  и  $N'_1$ , несмотря на ракетную обработку зон 8 и 11. Уменьшение грозовой активности в этом случае может быть связано с затуханием зоны 14, существовавшей в естественном цикле 20 мин. По изменению  $N'_2$  в этом случае также нельзя четко выделить эффект воздействия.

Рисунок 1 в относится к случаю, когда одна мощная гроззовая зона в течение 30 мин находилась в радиусе менее 5 км от КП. Ход кривых  $\delta$ ,  $N'_2$  и  $N'_1$  показывает, что через 20 мин после начала воздействия гроззовая активность начала уменьшаться, причем на кривых  $\delta$ ,  $N'_2$  и  $N'_1$  зафиксирован через 5 мин после этого небольшой всплеск активности длительностью 10 мин. Эти результаты также не могут однозначно указывать на наличие эффекта воздействия, так как время от момента воздействия до начала уменьшения активности зоны соизмеримо со временем естественного гроззового цикла.

На рис. 1 г представлен случай, когда три гроззовые зоны находились практически над пунктом наблюдений, причем зона 8 присутствовала в течение всего периода наблюдений, а зоны 6 и 9 прошли над пунктом наблюдения последовательно друг за другом. Одновременное присутствие двух гроззовых зон также не позволяет четко проследить эффект воздействия по результатам наблюдений, хотя с методической точки зрения этот случай близок к идеальному: по обоим счетчикам гроззовых разрядов фиксируется истинное число разрядов без введения поправок, причем коэффициент корреляции между кривыми 3 и 6 составляет 0,8.

Остальные опыты по характеру гроззовой активности в период наблюдений аналогичны описанному выше.

### Заклучение

Проведенные исследования изменения гроззовой деятельности градоопасных облаков при активных воздействиях на них показали, что нельзя сделать однозначного вывода о наличии эффекта воздействия на электрическое состояние облаков при проведении противоградовых работ. Это может быть связано с тем, что методика воздействий для предотвращения града является малоэффективной для воздействия на грозы. С другой стороны, подобный результат может зависеть также и от методики регистрации эффекта воздействия. Как следует из приведенных в нашей работе примеров, однозначно говорить об эффекте воздействия можно лишь в том случае, когда наблюдается только одна гроззовая зона (рис. 1 а). Однако даже в случае одной гроззовой зоны, если уменьшение гроззовой активности после начала воздействия проявляется через период времени, соизмеримый с периодом естественного цикла гроззовой активности (рис. 1 в), оценка эффекта воздействия затруднена.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баттан Л. Дж. Радиолокационная метеорология. Л., Гидрометеиздат, 1962. 197 с.
2. Диневич Л. А., Малыхин А. В., Снегуров В. С. Результаты наблюдений за грозами по счетчикам молний различной конструкции.—«Тр. ГГО», 1975, вып. 358, с. 78—85.
3. Лыдзар П. С. Полупроводниковые грозорегистраторы.—«Тр. ГГО», 1964, вып. 175, с. 54—58.
4. Руководство по производству наблюдений и применению информации радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2. Л., Гидрометеиздат, 1974 г. 210 с.

*Т. Н. Громова, Б. И. Зимин, Т. В. Лободин,  
Н. В. Торопова, С. И. Рышков*

## **О ПРИМЕНЕНИИ ГРОЗОРЕГИСТРАТОРОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ ЭФФЕКТА ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ГРОЗОВЫЕ ОБЛАКА**

В течение ряда лет на экспериментальной базе ЦАО в северной части Молдавии производятся воздействия на грозовые облака с целью уменьшения их электрической активности. Ведутся наблюдения за грозовыми облаками и при их естественном развитии.

При проведении воздействий, в частности, на грозовые облака, важнейшей задачей является контроль результатов воздействия. Для решения этого вопроса на полигоне проводятся комплексные наблюдения за облаками, включающие регистрацию числа грозовых разрядов с помощью грозорегистраторов. В настоящей работе рассмотрен вопрос о возможности применения грозорегистраторов малого радиуса действия, позволяющего по изменению числа грозовых разрядов оценить эффект воздействия на грозовое облако.

Для выбора типа грозорегистратора, отвечающего требованиям поставленной задачи, необходимо знание амплитудно-частотного спектра излучения грозовых разрядов, закономерности распределения амплитуд разрядов в источнике и закона ослабления амплитуд с расстоянием. Для того чтобы разделить наземные и внутриоблачные разряды, необходимо знать амплитудно-частотные спектры обоих типов разрядов. Существует обширная библиография, посвященная вопросу определения амплитудно-частотного спектра наземных разрядов. Амплитудно-частотный спектр внутриоблачных разрядов рассмотрен в работе Пирса [5].

Изучение особенностей амплитудно-частотного спектра разрядов обоих типов [4, 5], а также опыт эксплуатации грозорегистраторов и наземных пеленгаторов гроз [1] показали, что приборы, настроенные на частоту 60 кГц, регистрируют как наземные, так и внутриоблачные разряды. Это связано с равенством амплитуд наземных и внутриоблачных разрядов на данной частоте, независимо от амплитудно-частотных спектров обоих типов разрядов. Поэтому нами был выбран этот тип счетчиков молний.

Изучение распределения амплитуд молниевых разрядов от любого источника грозовых разрядов показало, что оно подчиняется

нормально-логарифмическому закону [2, 3]. Если грозорегистратор настроен на чувствительность по полю, равную  $E_0$ , то он примет от источника все разряды, амплитуда которых превышает данный порог чувствительности прибора. Каждому заданному значению чувствительности грозорегистратора соответствует определенный радиус его действия. В качестве характеристики чувствительности грозорегистраторов принято использовать так называемый эффективный радиус действия прибора ( $R_{эф}$ ) — радиус такого круга, истинное число разрядов в котором равно числу разрядов, зарегистрированных данным прибором в круге радиуса его действия.

Как следует из работы [2], амплитуды напряженности поля атмосфериков в выбранном частотном интервале убывают обратно-пропорционально расстоянию до грозových разрядов. Поэтому для анализа работы грозорегистраторов, имеющих данный эффективный радиус, необходимо построить его характеристическую функцию  $\psi(R)$ , т. е. определить, какое относительное число разрядов принимается данным грозорегистратором с разных расстояний.

Как показано в [2], существует определенная зависимость между значением эффективного радиуса грозорегистратора  $R_{эф}$  и тем расстоянием  $R^*$ , с которого принимается 50% числа грозových разрядов. Эта зависимость выражается следующей формулой:

$$R_{эф} = e^{2\sigma} R^* \quad (1)$$

Характеристическая функция имеет вид

$$\psi(R) = 0,5[1 - \Phi(\chi)], \quad (2)$$

где

$$\chi = \frac{\lg R - \lg R^*}{\sigma},$$

$\Phi(\chi)$  — интеграл вероятности,  $R$  — текущая координата.

Используя соотношения (1) и (2), построим графики изменения с расстоянием характеристической функции  $\psi(R)$  для грозорегистраторов с разными эффективными радиусами действия. На рис. 1 приведены кривые хода характеристической функции  $\psi(R)$  для  $R_{эф}$ , равного 9, 18, 100 км. На рисунке видно, что грозорегистратор с  $R_{эф}=9$  км уже с расстояния 15 км принимает только 10% числа разрядов. Грозорегистраторы с  $R_{эф}$ , равным 18 и 100 км, принимают 10% числа разрядов с расстояний 30 и 140 км соответственно. Следовательно, если грозových очаги находятся дальше, то их влиянием (с достаточной степенью точности) можно пренебречь.

Для того чтобы определить значения эффективного радиуса действия грозорегистратора  $R_{эф}$ , наиболее подходящего для оценки эффекта воздействия, необходимо иметь данные о количестве и распределении грозových зон и грозových ячеек на площади данного круга. Значение пространственно-временного распределения грозových облаков и грозových ячеек в них, получаемого при помо-

щи радиолокационных наблюдений, позволит сделать заключение о целесообразности применения грозорегистратора той или иной чувствительности.

С этой целью были проанализированы данные радиолокационных наблюдений за грозовыми облаками при их естественном развитии в Молдавии в 1972—1975 гг. Подсчитывалось количество зон и ячеек, находящихся в круге с  $R_1=20$  км,  $R_2=40$  км,  $R_3=100$  км. Как видно из рис. 1, для грозорегистраторов малого радиуса действия ( $R_{эф}=9$  км) числом разрядов, принимаемых с расстояний, больших 20 км, можно пренебречь. Следовательно, расстояние 20 км можно считать близким к радиусу обнаружения данного типа грозорегистраторов.

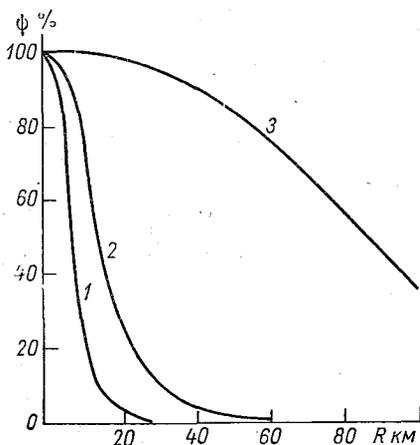


Рис. 1. Изменение характеристической функции с расстоянием  $\phi(R)$  для грозорегистраторов с разными эффективными радиусами действия  $R_{эф}=9$  км (1),  $R_{эф}=18$  км (2),  $R_{эф}=100$  км (3).

Радиоэхо грозового облака, фиксируемое на ИКО радиолокатора без введения заглушения сигнала, мы называли зоной. Под ячейкой понималось радиоэхо грозового облака с максимальной отражаемостью ( $\lg Z_{\max} > 3$ ). При наличии таких ячеек в зонах считалось, что эти зоны представляют собой грозовые облака. Следует отметить, что на рассмотренных фотографиях вертикальных разрезов грозовых облаков не было обнаружено радиоэхо грозовых облаков, у которых логарифм максимальной отражаемости ( $\lg Z_{\max}$ ) был бы меньше 3.

Всего было проанализировано таким образом 700 серий радиолокационных наблюдений, выполненных в режиме горизонталь-

ных разрезов. Результаты анализа представлены на рис. 2 в виде кривых вероятности нахождения определенного числа ( $N$ ) зон и ячеек в круге с радиусом 20 и 40 км. Из рис. 2 видно, что в круге с радиусом 20 км одна зона наблюдается в 83% случаев, две зоны — в 12% случаев, три зоны — в 3% случаев; одна ячейка — в 31% случаев, две ячейки — в 23% случаев, три ячейки — в 18% случаев.

При значительном удалении от пункта регистрации грозовых разрядов уменьшается вероятность нахождения в круге данного радиуса одной грозовой ячейки, что, как и следовало ожидать, свидетельствует о нецелесообразности применения для надежного контроля результатов воздействия на грозовое облако грозорегистраторов большого радиуса действия.

Учитывая высокую грозовую активность в Молдавии, можно отметить, что частота появления одной грозовой ячейки в зоне

чувствительности грозорегистратора малого радиуса действия (31%) достаточно велика для проведения опытов по воздействию на грозовые облака.

Подобный подход к контролю результатов активного воздействия на грозовые облака позволяет фиксировать и суммарный эффект воздействия на несколько грозовых ячеек при условии, что воздействия произведены на все ячейки, находящиеся в зоне действия грозорегистратора. Однако и в этом случае целесообразно применение грозорегистраторов малого радиуса действия, так как с увеличением площади увеличивается вероятность возникновения новых грозовых ячеек.

Следует отметить, что, поскольку регистрация числа грозовых разрядов облака происходит на протяжении всего времени его жизни, применение грозорегистраторов с меньшим радиусом действия для целей контроля результата активных воздействий нецелесообразно. Действительно, облако может проходить некоторое расстояние, либо приближаясь к пункту регистрации грозовых разрядов, либо удаляясь от него. В этом случае при использовании грозорегистратора с эффективным радиусом действия, меньшим 9 км, значительно сократится период регистрации грозовых разрядов от облака.

Таким образом, для регистрации числа грозовых разрядов как при проведении воздействий на грозовые облака, так и при наблюдении за естественным развитием их грозовой активности целесообразно применять грозорегистраторы малого радиуса действия ( $R_{эф} = 9$  км).

Следует заметить, что возможность получения данных с помощью грозорегистраторов разного радиуса действия (9, 30, 100 км) при привлечении к ним материалов радиолокационных наблюдений позволит достаточно полно и объективно осуществлять также не только контроль за общим фоном грозовой деятельности, но и за грозовой активностью облаков, находящихся за пределами чувствительности грозорегистраторов с  $R_{эф} = 9$  км, которые могут влиять на его показания.

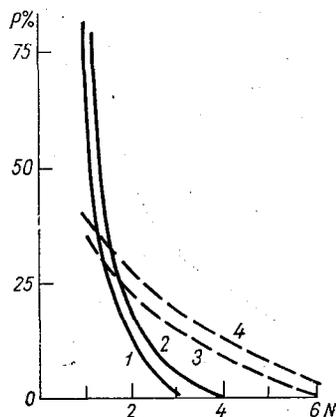


Рис. 2. Вероятность  $P$  нахождения на площадях с радиусом 20 и 40 км зон (1, 2) и ячеек (3, 4).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лободин Т. В. и др. Экспериментальная проверка работы пеленгатора близких гроз. — «Тр. ГГО», 1967, вып. 204, с. 56—62.
2. Махоткин Л. Г., Семенов К. А. Статистика грозовых разрядов. — «Тр. ГГО», 1963, вып. 146, с. 39—47.

3. Horner F. Narrow-band atmospheric radio noise and lightning.—"J. atm. and terr. phys.", vol. 21, N 1, apr. 1961.

4. Watt A. D. and Maxwell E. L. Characteristic of atmospheric noise from 1 to 100 kg. Proc. of the IRE, 1957, June 6, p. 37—42.

5. Israel H., Pierce E. T. Atmospherics as indicators of world-wide thunderstorm activity. In Tag. Ber. Luftelectrizitat in AGI am 11/12, May 1956 in Aachen. Aachen, 1957, s. 28—37.

*Ю. П. Сумин, Е. П. Будилова, Н. Н. Денисов,  
Ю. А. Довгалюк, Е. В. Оренбургская, В. М. Сороковик*

## **О КОНВЕКТИВНО-УСТОЙЧИВЫХ СЛОЯХ В НИЖНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ**

**Введение.** На динамику конвективных облаков существенное влияние оказывают конвективно-устойчивые слои в тропосфере [2, 4]. В связи с этим исследование особенностей развития конвективных облаков в районе экспедиции ТРОПЭКС-74 было начато с изучения строения атмосферы в этом районе. В период проведения экспедиции с судов-участников экспедиции проводилось регулярное радиозондирование атмосферы. В результате практически впервые для данного района был собран весьма обширный материал, позволяющий произвести предварительный анализ строения атмосферы.

Основой настоящей работы послужили данные зондирований, полученные с судов «Эрнст Кренкель», «Пассат», «Профессор Визе», «Профессор Зубов», «Квадра» в фазу I экспедиции (28 июня — 16 июля) за одни и те же числа и сроки 0 и 6 ч. Выбор для анализа данных за фазу I обусловлен тем, что внутритропическая зона конвергенции (ВЗК) в течение этой фазы не испытывала значительных колебаний [5] и суда достаточно долгое время находились или в зоне ВЗК, или вне ее, что позволило достаточно четко уловить особенности строения атмосферы в различных циркуляционных зонах. Размещение судов на полигоне и положение границ зоны ВЗК в фазу I экспедиции приведено на рис. 1.

**Характеристики конвективно-устойчивых слоев для различных зон циркуляции.** Анализ данных радиоветрового зондирования показал, что в исследуемом районе наблюдается значительная вертикальная расслоенность атмосферы. Конвективно-устойчивые слои (под конвективно-устойчивыми слоями мы понимаем слои инверсий и изотермии, а также слои с  $\gamma < \gamma_{ва}$  где  $\gamma$  — вертикальный градиент температуры) различной вертикальной мощности и интенсивности отмечались во всех случаях зондирований и располагались практически на всех высотах вплоть до тропопаузы. Происхождение этих слоев в настоящее время не ясно, однако

можно предположить, что оно связано со сложными атмосферными процессами динамического и радиационного характера.

В данной работе по материалам радиозондирования с пяти судов были определены следующие характеристики конвективно-устойчивых слоев: высота расположения нижней границы слоя  $H_{НГ}$ , вертикальная мощность  $\Delta H$  и градиент температуры в слое  $\gamma$ . Повторяемость значений  $H_{НГ}$  конвективно-устойчивых слоев в нижнем 6-километровом слое тропосферы представлена на рис. 2 а. Из рисунка видно, что кривые, построенные по данным с судов

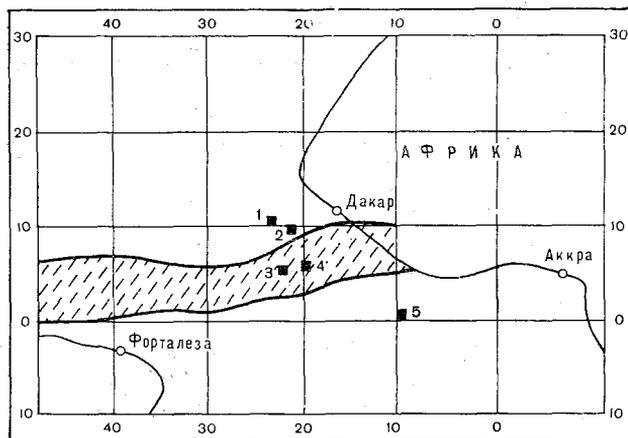


Рис. 1. Размещение судов полигона и положение границ ВЗК в фазе I.

1 — «Профессор Визе», 2 — «Квадра», 3 — «Профессор Зубов», 4 — «Эрнст Кренкель», 5 — «Пассат».

«Эрнст Кренкель» и «Пассат», существенно различаются между собой. Так, в районе дрейфа судна «Эрнст Кренкель» наибольшая повторяемость нижних границ устойчивых слоев отмечена на высоте 1,5 и 4,5 км, в то время как в районе дрейфа судна «Пассат» наблюдается только один максимум в слое от 1 до 2 км. Повторяемость устойчивых слоев на этой высоте по данным судна «Пассат» примерно в 2 раза больше, чем по данным судна «Эрнст Кренкель». Указанные различия связаны, по-видимому, с тем, что дрейф описанных выше судов проходил в различных циркуляционных зонах.

Вертикальная мощность конвективно-устойчивых слоев и значения градиентов температуры в них приведены в табл. 1 и 2. Как видно из табл. 1, мощность устойчивых слоев для всех судов меняется в широких пределах, достигая в отдельных случаях 2,2 км. Однако, по данным зондирований за 0 и 6 ч, максимум повторяемости мощностей устойчивых слоев приходится на величину 0,2—0,4 км, что составляет более 30% случаев от общего числа радио-

зондирования для судов, расположенных в зоне ВЗК. По данным судна «Пассат», повторяемость слоев такой мощности еще выше и составляет 38%. С увеличением мощности конвективно-устойчивых слоев повторяемость их резко падает.

Весьма показательной характеристикой оказалось также среднее значение мощности устойчивых слоев, вычисленное для высот  $H_{нг}$  через 500 м. Для примера на рис. 2 б приведены эти значения

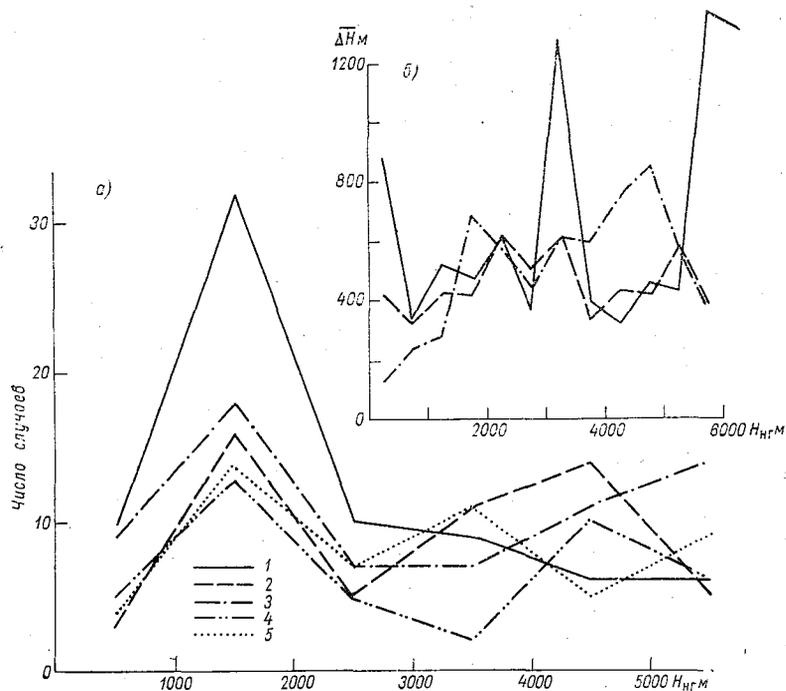


Рис. 2. Повторяемость высот расположения (а) и средняя мощность (б) конвективно-устойчивых слоев в различных зонах циркуляции.

1 — «Пассат», 2 — «Эрнст Кренкель», 3 — «Профессор Визе», 4 — «Квадра», 5 — «Профессор Зубов».

по данным судов «Эрнст Кренкель», «Пассат» и «Профессор Визе». Как видно из хода этих кривых, наибольшие различия в значениях мощности получены по данным с судов, расположенных внутри ВЗК и вне ее (рис. 2). Действительно, в районе дрейфа «Пассата» мощность конвективно-устойчивых слоев, нижняя граница которых располагалась в пределах 0—0,5, 3,0—3,5 и 5,5—6,0 км; значительно больше, чем в районе дрейфа «Эрнста Кренкеля» и «Профессора Визе». Наибольшая средняя мощность конвективно-устойчивых слоев в районе судна «Пассат» достигала 1,3 км, в то время как на судне «Эрнст Кренкель» она не превышала 0,85 км; средняя мощность устойчивых слоев в слое 0—0,5 км, по данным судна



«Эрнст Кренкель», составляла примерно 100 м, а данным судна «Пассат», она достигала 900 м. Наличие устойчивых слоев большой мощности в нижнем слое 0—0,5 км, а также в слоях 3,0—3,5, 5,5—6,0 км должно препятствовать развитию конвективных облаков большой вертикальной мощности в районе судна «Пассат». Это подтверждается данными о характере облачности, наблюдавшейся в районе этих судов. Так, в районе дрейфа судна «Эрнст

Таблица 2

Повторяемость величин градиентов температуры в конвективно-устойчивых слоях

Судно	Время, ч	$\gamma$ °С/100 м (от — до)						
		-2,0 -1,50	-1,49 -1,0	-0,99 -0,50	-0,49 -0,0	0,01 0,50	0,51 1,0	1,01 1,50
„Эрнст Кренкель“	0	—	2	1	10	44	2	—
		—	4	2	20	70	4	—
	6	3	3	6	14	29	5	—
		5	5	10	24	48	8	—
„Пассат“	0	1	—	2	13	53	6	—
		1	—	3	17	71	8	—
	6	—	2	4	15	33	5	1
		—	3	7	25	55	8	2
„Квадра“	0	1	2	1	8	23	4	—
		3	6	3	20	58	10	—
	6	1	—	1	8	25	3	—
		3	—	3	21	65	8	—
„Профессор Зубов“	0	—	—	1	6	36	6	3
		—	—	2	12	69	12	5
	6	—	—	2	8	14	6	—
		—	—	7	27	46	20	—
„Профессор Визе“	0	1	—	1	10	59	15	—
		1	—	1	12	68	18	—
	6	—	1	1	7	44	11	—
		—	2	2	11	69	16	—

Кренкель» в течение фазы I преобладала кучево-дождевая облачность, в районе дрейфа судна «Пассат» отмечались в основном  $Si$   $h_{um}$ . (Повторяемость  $S_b$  за эту фазу в районе дрейфа судна «Пассат» ничтожна.) В табл. 3 представлена повторяемость конвективных облаков по данным различных судов.

Данные о повторяемости градиентов температуры в конвективно-устойчивых слоях приведены в табл. 2. Из таблицы видно, что более чем в 70% всех случаев, по данным зондирований за 0 ч,

градиенты температуры составляют от 0,0 до 0,5°C/100 м, т. е. наблюдается слабая устойчивость. Достаточно высокую повторяемость (около 20%) имеют градиенты от -0,5 до 0,0°C/100 м.

Таким образом, из приведенных выше данных следует, что характер вертикальной расслоенности атмосферы существенно меняется от судна к судну, т. е. в пространстве. Это подтверждает тот

Таблица 3

**Повторяемость (%) конвективных облаков по восьми срочным данным судов „Эрнст Кренкель“, „Профессор Зубов“, „Пассат“**

Название судна	Cu hum.	Cu cong.	Cb
„Эрнст Кренкель“ . . . . .	23	17	60
„Профессор Зубов“ . . . . .	10	57	33
„Пассат“ . . . . .	59	40	1

факт, что особенности строения атмосферы в значительной мере обусловлены циркуляцией атмосферы в этом районе.

**Изменение высоты нижней границы устойчивых слоев в течение суток.** Наличие учащенных восьми срочных данных радиозондирований в период проведения АТЭП позволяет проследить за изменением положения устойчивых слоев в течение суток. Иссле-

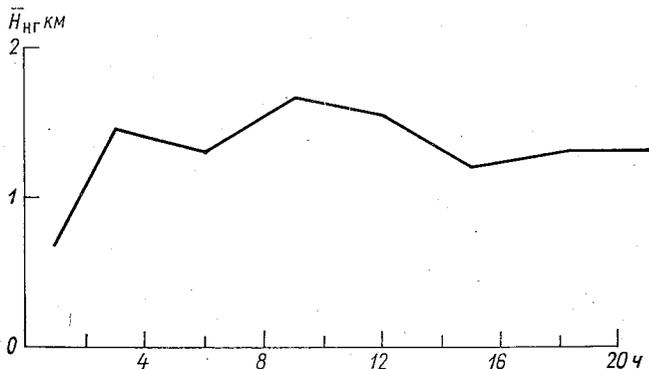


Рис. 3. Изменение высоты нижней границы первого конвективно-устойчивого слоя в течение суток вне ВЗК.

дование этого вопроса мы смогли провести только на материалах судна «Профессор Визе», так как по другим судам таких данных в нашем распоряжении не имелось. Сразу же отметим, что плавание судна «Профессор Визе» проходило в размытой ВЗК, поэтому полученные данные характерны только для этой зоны.

На рис. 3 приведена средняя высота расположения нижней границы устойчивых слоев по часам суток за дни с восьмиразовым зондированием за фазу I. Из рисунка следует, что в течение су-

ток высота нижней границы задерживающих слоев не остается неизменной. Так, например, наблюдается поднятие задерживающих слоев от утренних часов (6) к дневным (12) до 350 м и затем медленное опускание к 15 ч. Второй меньший по величине максимум приходится на 18 ч. Перепад высот от 15 до 18 ч не превосходит 100 м. На изменение в течение суток высоты нижней границы задерживающих слоев указано также в работах [1, 3], в [1] эти исследования были проведены на материалах четырехсрочных радиозондирований.

Полученные, как и в [1], незначительные колебания высот нижней границы устойчивого слоя в течение суток говорят о том, что они не могут являться причиной развития различных форм конвективных облаков. По-видимому, развитие различных форм конвективных облаков в данном районе в основном определяется мощностью конвективно-устойчивого слоя и градиентом температуры в нем. Так, например, наличие задерживающих слоев большой мощности в районе дрейфа судна «Пассат» препятствовало развитию кучево-дождевой облачности.

### Заключение

1. Анализ строения атмосферы подтвердил, что для исследуемого района характерна значительная вертикальная расслоенность атмосферы для всех зон циркуляции.

2. В разных зонах циркуляции характеристики конвективно-устойчивых слоев различны. Так, средняя мощность первого задерживающего слоя вне ВЗК составляла 900 м, тогда как в ВЗК она достигала всего лишь 410 м.

3. Нижняя граница устойчивых слоев в размытой ВЗК в течение суток испытывает колебание от 100 до 350 м.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев В. К. и др. О задерживающих слоях в тропосфере пассатной зоны Атлантического океана. — В кн.: ТРОПЭКС-72. Л., Гидрометеиздат, 1974, с. 185—193.

2. Довгалюк Ю. А. Некоторые особенности динамики кучевых облаков. — «Метеорология и гидрология», 1968, № 6, с. 39—47.

3. Попова Т. П., Варнин В. М. Распределения облачности, температуры и ветра в нижнем слое тропосферы тропической зоны Атлантического океана на 30° з. д. в апреле — мае 1970 г. — В кн.: Квазидвухлетняя цикличность в атмосфере и океане. Л., Гидрометеиздат, 1971, с. 120—142.

4. Риль Г. Тропическая метеорология. М., Изд. иностр. лит., 1963. 360 с.

5. Nicholson S. Variation of the inter-tropical convergence zone GATE. 1975, WMO—ICSU, rep. N 14, p. 169—175.

*Ю. П. Сумин, Е. П. Будилова, Ю. А. Довгалюк,  
П. Е. Никитин, Е. В. Оренбургская*

## **К ИССЛЕДОВАНИЮ ИНТЕНСИВНОСТИ АТМОСФЕРНОЙ КОНВЕКЦИИ В ТРОПИЧЕСКИХ РАЙОНАХ ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ**

**Введение.** В Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова на базе метода слоя разработан способ краткосрочного прогноза полей конвективных облаков для континентальных районов Советского Союза [1, 5]. Он позволяет провести расчет интенсивности атмосферной конвекции над большими территориями и выделить области, где возможно развитие кучево-дождевых облаков. Представляет интерес опробовать данный способ для расчета интенсивности конвекции и в морских районах, в частности в тропических районах Атлантического океана. Этот район характеризуется ровной водной поверхностью, отсутствием значительного суточного хода температуры воздуха, а также характерными синоптическими условиями, в которых определяющую роль играет местоположение и степень развития внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) [2, 3].

В настоящей статье приведены первые предварительные результаты численного исследования динамических характеристик конвективных облаков в тропических районах Восточной Атлантики (полигон АТЭП). Основой настоящего исследования послужили данные зондирований с судов «Эрнст Кренкель», «Пассат», «Профессор Зубов», «Квадра», «Чартерер», «Каприкорн», а также данные визуальных наблюдений за облаками и связанными с ними явлениями, предоставленные в наше распоряжение сотрудниками отдела Ю. П. Суминым и И. Н. Денисовым, которые принимали непосредственное участие в экспедиции ТРОПЭКС-74 и в последующем анализе указанных материалов. Обработка материалов зондирований выполнена на ЭВМ М-220 по методике, изложенной в [1].

**Динамические характеристики конвективных облаков (результаты расчетов).** В морских тропических районах потоки тепла и количества движения в атмосферу связаны с конвекцией, которая проявляется в виде упорядоченных групп облаков трех масшта-

Таблица 1

## Данные о характеристиках конвективных облаков за фазу I в 0 ч

Дата	$H_{НГ}$ км рассч.	$H_{ВГ}$ км рассч.	$\bar{\omega}$ ср	$\bar{\omega}_1$ макс	$\bar{\omega}$ макс	$\epsilon$	$\sum_{i=1}^3 t_d$
			м/с				
„Пассат“							
28 VI	0,20	7,53	3,0	4,8	4,8	0,8	20,9
29	0,37	1,92	2,8	6,2	6,4	0,9	22,8
30	0,31	2,17	2,6	5,1	5,1	0,8	22,3
1 VII	0,37	0,64	0,2	0,4	0,4	0,1	38,3
2	0,20	1,30	0,6	1,6	1,6	0,3	35,2
3	0,26	0,56	0,6	1,6	1,6	0,3	41,0
4	0,32	1,49	2,1	4,5	4,5	0,7	33,9
5	0,30	1,39	2,4	2,6	5,8	0,4	21,0
6	0,45	1,80	2,1	3,0	3,0	0,7	36,6
7	0,35	1,80	2,5	3,1	3,1	0,6	24,0
8	0,39	1,5	1,9	3,2	3,2	0,5	26,0
9	0,34	0,36	0,5	0,9	0,9	0,1	26,1
10	0,25	1,20	0,6	1,6	1,6	0,3	32,0
11	0,25	2,20	2,8	6,0	6,0	0,6	33,0
12	0,20	1,60	1,0	2,2	2,2	0,3	40,0
13	0,20	1,00	1,2	3,1	3,1	0,3	38,0
15	0,30	1,20	1,1	2,2	2,7	0,5	53,0
16	0,18	4,2	3,5	5,2	5,2	0,8	18,0
„Эрнст Кренкель“							
26 VI	0,21	14,20	8,5	7,8	17,4	1,3	6,1
1 VII	0,26	10,84	7,3	7,7	15,8	1,3	5,5
2	0,36	12,80	8,4	14,1	19,2	2,3	6,5
4	0,31	8,87	5,1	12,7	12,7	2,1	3,1
5	0,23	11,76	8,3	13,8	19,5	2,3	12,2
6	0,20	4,50	6,2	7,2	7,2	1,2	1,4
8	0,30	12,70	8,1	7,2	16,8	2,2	3,8
9	0,33	13,00	7,9	9,0	18,3	1,5	8,9
11	0,25	11,00	8,3	7,2	16,1	2,2	5,5
12	0,21	9,90	5,6	9,8	14,7	1,6	15,7
15	0,23	8,06	7,0	13,8	13,8	2,3	1,2
16	0,26	10,33	7,0	21,6	21,6	3,6	7,8
18	0,57	12,0	5,7	8,3	23,4	1,5	13,0

бов [7]. На развитие облаков влияют как взаимодействие конвекции различных масштабов, так и крупномасштабные движения, обусловленные ковергенцией воздушных масс, сдвигом ветра с высотой, распределением влажности в атмосфере и др.

В настоящее время нет единой точки зрения на механизм зарождения конвективных облаков в данном районе, однако известно, что их последующее развитие происходит за счет реализации энергии неустойчивости в тропосфере [3, 6]. В связи с этим исследование развития конвекции и оценка ее интенсивности были проведены на основе метода слоя, который рассматривает переход энергии неустойчивости в энергию вертикальных движений.

Для анализа были рассчитаны значения следующих динамических характеристик конвективных облаков: высоты верхней границы облаков  $H_{вг}$ , вертикальной мощности конвективных облаков  $\Delta H$ , средней и максимальной скорости вертикального развития облаков  $\bar{w}_{ср}$  и  $\bar{w}_{макс}$ . В табл. 1 приведены примеры результатов расчетов этих величин по данным судов «Эрнст Кренкель» и «Пассат» за фазу I (26 июня — 18 июля), а также показатель интенсивности атмосферной конвекции  $\epsilon$  и суммарный дефицит точки росы на уровнях 850, 700, 500 мбар.

Сравнение результатов расчетов показало, что рассматриваемые параметры имеют четко выраженную пространственную изменчивость.

Для подтверждения этого факта нами были рассчитаны также значения повторяемости перечисленных характеристик и определены границы их изменчивости по данным каждого из судов экспедиции (табл. 2). Из данных табл. 2 видно, что в 88% случаев рассчитанная вертикальная мощность облаков в районе судна «Эрнст Кренкель» была равна или превышала 7 км. Средние скорости вертикального развития облаков в 96% случаев лежали в пределах 5,1—9,0 м/с, значения средних скоростей меньше 3 м/с в районе данного судна не наблюдались. Максимальные скорости восходящих движений в 83% случаев изменялись в пределах 13,1—22,0 мм/с, а в 4% случаев они достигали 22,1—25,0 м/с.

Совершенно иная картина распределения повторяемости характеристик конвективных облаков наблюдается в районе расположения судна «Пассат». В 94% случаев мощность облаков не превышала 3 км, средние скорости вертикального развития облаков в 94% случаев составляли 0,0—3,0 м/с, скорости больше 5 м/с не наблюдались. Максимальные скорости развития в 88% случаев изменялись в пределах 1,1—7,0 м/с, лишь в 3% случаев они составляли 7,1—10,0 м/с.

Для сравнения в табл. 2 приведены аналогичные характеристики, полученные по данным судна «Квадра». Расчеты в этом случае показали, что в фазе I в 63% случаев рассчитанная мощность облаков превышала 9 км, средние скорости развития конвективных облаков в 68% случаев лежали в пределах 5,1—9,0 м/с, в 18% случаев наблюдались средние скорости 0—3,0 м/с, максимальные рассчитанные скорости в облаках в 42% случаев составляли 10,1—

## Повторяемость (%) характеристик конвективных облаков за фазу I

Название судна	$\Delta H$ км						$\bar{\omega}_{\text{ср}}$ м/с		$\bar{\omega}_{\text{макс}}$ м/с											
	0—1,0	1,1—3,0	3,1—5,0	5,1—7,0	7,1—9,0	>9,0	0—1,0	1,1—3,0	3,1—5,0	5,1—7,0	7,1—9,0	0—1,0	1,1—4,0	4,1—7,0	7,1—10,0	10,1—13,0	13,1—16,0	16,1—19,0	19,1—22,0	22,1—25,0
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
"Эрст Кренкель"	—	8	4	10	78	—	—	4	56	40	—	—	—	9	4	35	35	8	13	4
"Квадра"	—	26	—	5	63	9	18	4	41	27	—	18	9	9	18	24	8	14	—	—
"Пассат"	38	56	1	—	—	32	62	6	—	—	9	53	35	3	—	—	—	—	—	—

16,0 м/с, в 14% случаев они лежали в пределах 19,1—22 м/с. Границы изменчивости значений  $\Delta H$ ,  $\bar{w}_{\text{ср}}$ ,  $\bar{w}_{\text{макс}}$  приведены в табл. 3.

Сравнение полученных значений параметров конвективных облаков и их повторяемости говорит о том, что существует определенное пространственное распределение характеристик конвекции в районе полигона АТЭП.

В [2] указывалось, что на развитие конвекции в этом районе существенное влияние оказывает сходимость воздушных потоков. Для выявления этого фактора мы сопоставили по дням взаимное

Таблица 3

Название судна	$\Delta H$ км		$\bar{w}_{\text{ср}}$ м/с		$\bar{w}_{\text{макс}}$ м/с		$\varepsilon$	
	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.	мин.
„Эрнст Кренкель“ . . . . .	14,0	3,0	8,5	3,6	23,4	7,2	3,6	0,6
„Квадра“ . . . . .	11,8	0,9	8,1	1,3	22,2	2,3	2,3	0,2
„Пассат“ . . . . .	7,2	0,3	4,3	0,2	7,7	0,2	0,9	0,1

расположение судов экспедиции и ВЗК [4]. В результате выявлено, что большую часть времени судно «Эрнст Кренкель» находилось в развитой ВЗК, судно «Квадра» — 6 дней в размытой ВЗК, остальные вне ее, судно «Пассат» стояло на экваторе и ВЗК располагалась значительно севернее судна. Таким образом, наличие сходимости потоков является определяющим фактором для развития мощных конвективных облаков.

Таблица 4

Название судна	Число зондирований по фазам			
	I	II	III	всего
„Эрнст Кренкель“ . . . . .	23	20	27	70
„Квадра“ . . . . .	22	33	33	88
„Пассат“ . . . . .	34	23	13	70

Наряду с пространственной изменчивостью характеристик конвективных облаков удалось проследить также за временной изменчивостью этих же характеристик как от одной фазы наблюдений к другой, так и внутри каждой фазы. Оценка повторяемости  $\Delta H$ ,  $\bar{w}_{\text{ср}}$  и  $\bar{w}_{\text{макс}}$  за каждую из фаз наблюдений показала, что в районе стоянки судна «Пассат» временной ход указанных величин незначителен. В районе судна «Эрнст Кренкель» наиболее интенсивная конвекция отмечалась в фазу I проведения эксперимента (с 26 июня по 18 июля), именно в эту фазу наблюдалось наибольшее число случаев облаков мощностью 9 км и более, средние скорости развития облаков в 96% случаев лежали в пределах

5—9 м/с, максимальная повторяемость  $\bar{w}_{\text{ср}}$  падала на интервал 13—19 м/с. В фазах II и III максимумы повторяемости  $\Delta H$ ,  $\bar{w}_{\text{ср}}$  и  $\bar{w}_{\text{макс}}$  сдвигались в сторону меньших значений.

При анализе повторяемости характеристик конвективных облаков использовано следующее число зондирований атмосферы (табл. 4).

**Оценка показателя интенсивности атмосферной конвекции.** Для выделения областей, где можно ожидать развитие кучево-дождевой облачности, наряду с перечисленными выше параметрами был рассчитан показатель интенсивности атмосферной конвекции  $\epsilon$  [1]. Результаты его оценок в умеренных широтах для континентальных районов показали, что при  $\epsilon < 1$  развитие Cb не наблюдается, при  $\epsilon > 1$  возможно развитие Cb, т. е. значение  $\epsilon = 1$  является границей перехода мощных кучевых облаков в кучево-дождевые. Полагая, как и в [1], что  $v_{\text{эф. кр}} = 6,0 + 0,025 \Sigma t_d$  ( $v_{\text{эф. кр}}$  — критическое значение эффективной скорости восходящих движений в конвективном облаке), мы рассчитали величину  $\epsilon$  для разных циркуляционных зон и попытались оценить его значение, при котором наблюдается переход Cu cong. в Cb в морских тропических широтах. Рассчитанные значения  $\epsilon$  сопоставлялись с данными наземных и самолетных наблюдений. В результате оказалось, что в районе проведения АТЭП развитие кучево-дождевых облаков и связанных с ними ливней возможно при значениях  $\epsilon > 1,5$ , что превышает критическое значение  $\epsilon$ , полученное для континента. Этот факт говорит о том, что, возможно, критическое значение  $\epsilon$ , а следовательно, и интенсивность конвекции меняется от района к району, т. е. имеет региональный характер. Исходя из этого можно предположить, что в высоких широтах должно наблюдаться убывание  $\epsilon$  (ослабление интенсивности атмосферной конвекции) по сравнению с его значением в средних широтах.

Однако отметит, что полученное значение  $\epsilon_{\text{кр}} = 1,5$  следует рассматривать как сугубо предварительное, так как при проведении расчетов мы располагали весьма ограниченным объемом данных наземных и самолетных наблюдений, которые необходимы для более точного определения критического значения показателя атмосферной конвекции.

### Заключение

Анализ рассчитанных динамических характеристик конвективных облаков ( $\Delta H$ ,  $\bar{w}$ ,  $\bar{w}_{\text{макс}}$ ,  $\epsilon$ ) для района проведения АТЭП показал, что наблюдается четко выраженная их пространственная изменчивость. Эта изменчивость связана с тем фактом, что суда, данные зондирований которых были использованы в расчетах, дрейфовали в различных циркуляционных зонах.

Оценка показателя интенсивности атмосферной конвекции показала, что его критическое значение в морских тропических районах Восточной Атлантики составляет примерно 1,5, что превышает значение, полученное ранее для средних широт.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будилова Е. П., Леншин В. Т. О краткосрочном прогнозе ареалов «ливневого положения» по данным вертикального зондирования атмосферы. — «Тр. ГГО», 1973, вып. 302, с. 62—76.
2. Петросьянц М. А. Первые итоги советской экспедиции ТРОПЭКС-74. — «Метеорология и гидрология», 1975, № 3, с. 3—17.
3. Риль Г. Тропическая метеорология. М., Изд. иностр. лит., 1963. 360 с.
4. Сумин Ю. П. и др. О конвективно-устойчивых слоях в нижней тропосфере Восточной Атлантики. См. наст. сб., с. 103—109.
5. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Л., Гидрометеиздат, 1964, с. 151—185.
6. Шмелер С. М. Физика конвективных облаков. Л., Гидрометеиздат, 1972. 230 с.
7. Betts A. K. The scientific Basis and Objectives of the U. S. Convection Subprogram for the GATE, BAMS, 1974, vol. 55, N 4, p. 304—313.

## **ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ТУШЕНИЯ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ ИСКУССТВЕННО ВЫЗЫВАЕМЫМИ ОСАДКАМИ НА ТЕРРИТОРИИ ХАБАРОВСКОГО КРАЯ**

**Введение.** Данная работа является продолжением исследований по районированию пожароопасных территорий с целью наиболее эффективного применения метода тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками. Такие исследования были проведены ранее для отдельных лесных районов Восточной Сибири [3]. Районирование проводилось на основе комплексного показателя, характеризующего вероятность наличия одновременно кучево-дождевой облачности и высокой пожарной опасности.

В настоящей работе был вычислен комплексный показатель по среднему месячному за пожароопасный сезон числу дней с кучево-дождевой облачностью и показателю пожарной опасности, сделана оценка возможности применения указанного метода тушения лесных пожаров на территории Хабаровского края.

**Распределение по территории и во времени числа дней с кучево-дождевыми облаками.** По методике, изложенной в работе [4], для территории Хабаровского края было подсчитано среднее месячное за пожароопасный период (май — сентябрь) число дней с кучево-дождевой облачностью ( $C_b$ ) за период 1966—1970 гг. за светлое время суток по 52 станциям.

В связи с тем что результаты, полученные на основании короткого ряда (5 лет), могут отличаться от результатов, полученных по многолетним данным, было проведено сравнение повторяемости конвективных облаков  $C_u$ ,  $C_b$  за период, используемый в работе, с многолетней повторяемостью. Сравнение проводилось по данным станций, помещенных в Справочнике по климату СССР [5] (таблица). Необходимость такого сравнения обусловлена еще и тем, что изменчивость метеоэлементов от года к году на территории Дальнего Востока едва ли не самая большая в Советском Союзе.

Из данных таблицы следует, что для 60% территории повторяемость конвективных облаков по пятилетним данным близка к многолетней. Исключение составляют западные районы Хабаровского края, где за период 1966—1970 гг. наблюдается увеличение повторяемости  $C_b$  по сравнению с многолетними данными. В связи

с этим, возможно, что данные, полученные на основании короткого ряда, для западных районов могут быть несколько завышены.

Остановимся на пространственном распределении среднего месячного за пожароопасный период числа дней с кучево-дождевой облачностью на территории Хабаровского края (рис. 1). Число дней с кучево-дождевой облачностью изменяется по территории

Таблица

**Повторяемость (%) конвективных облаков за пятилетний и многолетний периоды (среднее за май — сентябрь)**

Название станции	Период			
	пятилетний	многолетний	пятилетний	многолетний
	Сб		Сп	
Верхняя Томь . . . . .	21	14	11	17
Бомнак . . . . .	15	11	8	14
Архара . . . . .	10	11	12	15
Хабаровск . . . . .	8	8	12	17
Сковородино . . . . .	18	15	11	16
Экимчан . . . . .	16	13	9	17
Благовещенск . . . . .	10	14	9	16
Комсомольск-на-Амуре . . . . .	6	7	11	18
Бикин . . . . .	15	10	6	11
им. Полины Осипенко . . . . .	7	7	9	10
Бира . . . . .	10	12	11	14
Софийск . . . . .	15	18	17	17
Норский Склад . . . . .	8	10	9	19
Белогорск . . . . .	7	13	9	15

от 6 до 24. Такая пестрота в распределении облачности определяется взаимодействием многих факторов: наличием в этих районах муссонной циркуляции, циклонической деятельностью и сложностью орографии. Орография Хабаровского края очень разнообразна. Обширные равнинные участки с многочисленными болотами и озерами чередуются с грядами возвышенностей и высокими горными хребтами, препятствующими свободному проникновению воздушных масс. Число дней с кучево-дождевой облачностью на станции зависит от ее расположения по отношению к влагонесущим ветрам. Резко различаются по количеству дней с Сб наветренные и подветренные склоны хребтов.

В районе побережья среднее месячное число дней с кучево-дождевой облачностью невелико и не превышает 13. Большое количество пасмурных дней в этом районе, отмеченное в работе [2],

определяется облаками среднего и нижнего ярусов. По мере продвижения вглубь от береговой зоны число облачных дней на наветренных склонах хребта Сихотэ-Алинь увеличивается до 19. Хребт Сихотэ-Алинь служит естественной преградой для проникновения влажных морских масс воздуха, и на подветренных склонах этого хребта наблюдается уменьшение числа дней с Сб до 12. Меньше всего дней с Сб отмечено на Среднеамурской и Зейско-Буреинской равнинах, в долинах заболоченных рек Амура, Селемджи, Амгуни

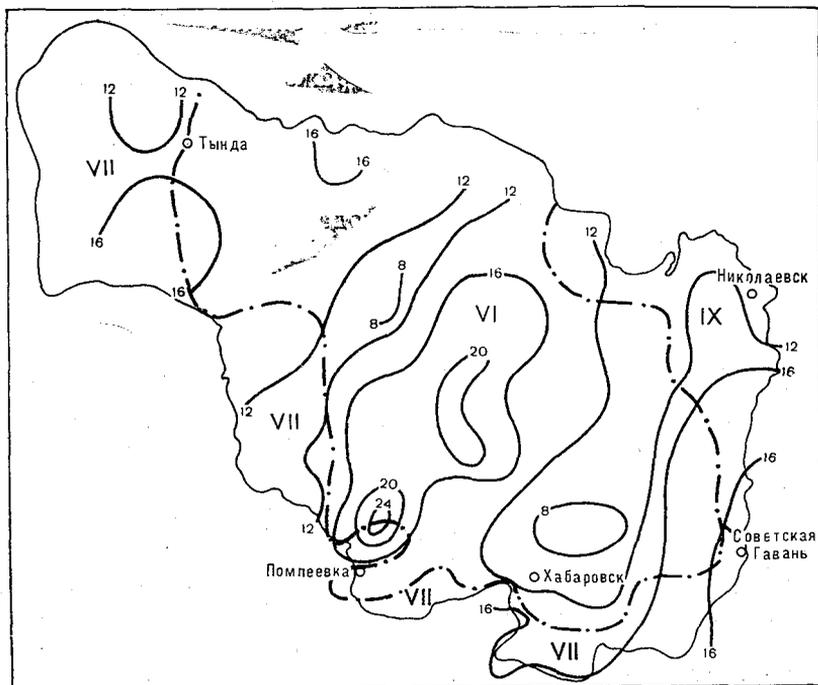


Рис. 1. Распределение среднего месячного числа дней с Сб по территории Хабаровского края и по месяцам пожароопасного периода и районы с максимальным числом дней с Сб по месяцам.

наблюдается до 6 дней. Причем конвективная облачность в этих районах в основном сохраняется непродолжительное время, менее 3 ч. Число дней с облачностью, продолжительность которой в течение дня превышает 3 ч, составляет в среднем 40% от всех дней с Сб. В то время как в других районах процент таких дней от общего числа дней с Сб выше и составляет более 50%, для станций, расположенных в отрогах Буреинского хребта, эти дни составляют 75%. Максимальное число дней с Сб (24) приходится на центральные, возвышенные районы Хабаровского края — Буреинский, Туренский хребты и их отроги. Как было указано выше, в этих

областях кучево-дождевая облачность сохраняется довольно продолжительное время.

Большим разнообразием в распределении числа дней с Сб отличаются западные районы края. Это связано с тем, что на формирование облачности данных районов оказывает решающее влияние подстилающая поверхность. Наличие значительного числа различно ориентированных горных хребтов, узких речных долин создает большую неоднородность в распределении облачности. Так число дней с Сб изменяется в этом районе по территории от 10 до 19. Изучение облачности представляет значительную трудность, так как станции в основном расположены в узких речных долинах или защищены хребтами и поэтому отражают специфические условия незначительного участка местности.

Помимо распределения числа дней с Сб по территории, рассматривалось распределение их по месяцам пожароопасного периода, и для каждой станции был выявлен месяц с наибольшим числом облачных дней внутри этого периода. Как видно из рис. 1, в северных, северо-западных и центральных районах края максимум числа дней с Сб приходится на июнь, в южных районах он наступает несколько позднее, в июле, и, наконец, на побережье максимум конвекции приходится на сентябрь.

**Распределение по территории числа дней с высокой пожарной опасностью.** Число дней с высокой пожарной опасностью (III—V классы) рассчитывалось по методике Гидрометцентра за тот же период, что и облачность. Методика расчета этой величины приведена в работе [1]. Из всей рассматриваемой территории наиболее часто условия для возгорания леса наблюдаются в северо-западных районах края, в южной и средней частях Среднеамурской равнины отмечается от 8 до 15 дней в месяц с высокой пожарной опасностью. На побережье и в центральных районах число дней с пожарной опасностью III—V классов невелико и не превышает 4 в месяц. Если сравнить значения этой характеристики, полученные для других районов [3], например для Забайкалья, то можно сказать, что на территории Забайкалья горимость выше. Там максимальное число дней с высокой пожарной опасностью достигает 21 в месяц, а минимальное 10. Таким образом, на территории Хабаровского края, по данным за 5 лет, условия для возникновения пожаров наблюдались реже, чем в Забайкалье. Однако, учитывая, что в формулу расчета горимости входит такая характеристика, как осадки, изменчивость которой от года к году для территории Дальнего Востока значительна, в отдельные годы возможны длительные засушливые периоды продолжительностью до 20—25 дней и соответственно сохранение высокой пожарной опасности. Наиболее часто пожароопасные периоды имеют продолжительность от 1 до 5 дней. На эту градацию в различных районах края приходится от 60 до 100% всех случаев с высокой пожарной опасностью. На другие градации, например 6—10 и 11—15 дней, падает не более чем 10% всех пожароопасных ситуаций.

**Характеристика перспективности районов Хабаровского края для**

проведения работ по тушению лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками. На основании полученных характеристик — среднего месячного числа дней с кучево-дождевыми облаками и пожарной опасностью III—V классов — была вычислена вероятность их одновременного появления. Значение полученной вероятности явилось критерием для выделения областей, в которых проведение работ по тушению лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками будет наиболее эффективным. Распределение вероятно-

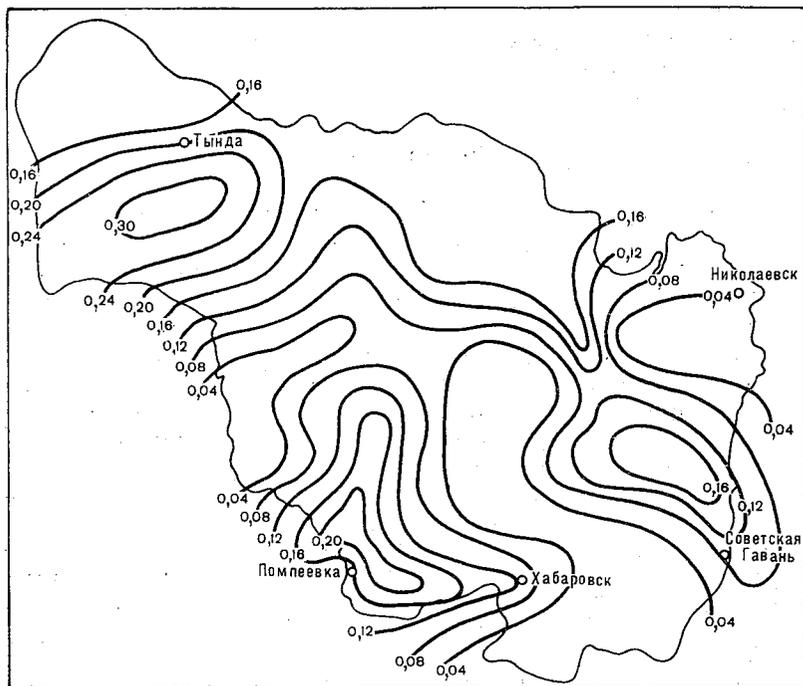


Рис. 2. Вероятность условий, благоприятных для воздействий на конвективные облака с целью тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками, на территории Хабаровского края.

сти условий, благоприятных для воздействий на конвективные облака с целью тушения лесных пожаров, представлено на рис. 2, из которого следует, что вероятность появления конвективной облачности и высокой горимости изменяется от 0,00 до 0,30; это соответствует возможности проведения работ на территории в течение 0—10 дней в месяц.

Наиболее высокие значения вероятностей получены для северо-западной части Амурско-Зейского плато, южных отрогов хребтов Туренского, Буреинского и Малого Хингана, северных отрогов хребтов Джагды и Сихотэ-Алиня. В этих районах условия, благо-

приятные для тушения пожаров указанным методом, наблюдаются в течение 5—6 дней в месяц и только в западной части края до 10 дней. Аналогичные значения вероятности получены для района Забайкалья. Однако там для  $\frac{2}{3}$  территории вычисленная вероятность равнялась 0,20, что составляет 6 дней работы в месяц. Для Хабаровского края значения такого порядка отмечены только на трех станциях.

В центральных районах края и в южной части хребта Сихотэ-Алиня условия для проведения работ по тушению лесных пожаров редки и не превышают 2 дней в месяц. Необходимо учитывать, что полученная характеристика является средней и в отдельные годы возможны значительные отклонения от нее вследствие большой изменчивости осадков от года к году.

### Заключение

Из проведенных исследований следует, что на территории Хабаровского края перспективными районами для проведения работ по тушению лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками можно считать следующие: южные отроги хребтов Туренского, Буреинского и Малого Хингана, северо-западную часть Амурско-Зейского плато, где благоприятные условия для работы возможны в течение не менее 5 дней в месяц. Однако по сравнению с другими районами, например Забайкальем, на территории Хабаровского края условия для проведения работ с целью тушения лесных пожаров наблюдаются несколько реже и на меньшей площади.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гриценко М. В., Шабунина Т. А. К расчету показателя горимости леса.— В кн.: Методические указания Гидрометцентра СССР. М., Изд. Гидрометцентра СССР, 1967. 12 с.
2. Занина А. А. Дальний Восток. Климат СССР, вып. 6. Л., Гидрометеиздат, 1958. 166 с.
3. Оренбургская Е. В., Сумин Ю. П. Исследование условий, благоприятных для воздействий, в пожароопасных районах Забайкалья.— «Тр. ГГО», 1975, вып. 356, с. 74—80.
4. Оренбургская Е. В. К характеристике кучево-дождевых облаков в отдельных лесных районах Восточной Сибири.— «Тр. ГГО», 1975, вып. 356, с. 81—91.
5. Справочник по климату СССР. Вып. 25, ч. 5. Л., Гидрометеиздат, 1969. 299 с.

*А. П. Чуваев, В. Т. Шварц*

### ВЛИЯНИЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ФОРМИРОВАНИЕ ГРОЗ В РАЙОНАХ ЧУВАШСКОГО ПЛАТО И МОРДОВСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

На территории северной части Приволжской возвышенности расположены два природно-территориальных комплекса (ПТК).

Первый из них занимает междуречье Суры и Волги и включает Чувашское плато на севере и отроги осевой части Приволжской возвышенности на юге.

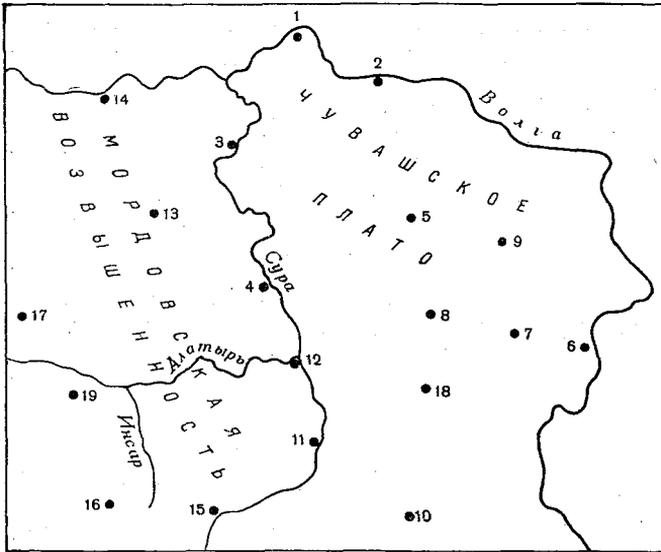


Рис. 1. Схема расположения станций.

1 — Козьмодемьянск, 2 — Чебоксары, 3 — Курмыш, 4 — Поречное, 5 — Канаш, 6 — Тетюши, 7 — Буинск, 8 — Ботырево, 9 — Большие Кайбицы, 10 — Анненково, 11 — Сурское, 12 — Алатырь, 13 — Сергач, 14 — Лысково, 15 — Большие Березники, 16 — Саранск, 17 — Лукоянов, 18 — Дрожжаное, 19 — Починки.

Второй комплекс включает территорию Мордовской возвышенности (рис. 1).

Отдельные районы рассматриваемых нами ПТК отличаются большими контрастами грозовой деятельности. Исходя из этого была поставлена задача: на основании данных многолетних наблюдений за грозами и учета конкретного сочетания физических характеристик местности отдельных микрорайонов Чувашского плато и Мордовской возвышенности изучить особенности формирования в них грозовых процессов.

#### Суточный ход грозовой активности

Номер п/п	Станция	Период наблюдений (число использованных лет)	Часы							
			0 1,0	1,1 2,0	2,1 3,0	3,1 4,0	4,1 5,0	5,1 6,0	6,1 7,0	
1	Козьмодемьянск . . .	1940—1965 (23)	3,9	3,2	2,6	2,1	1,8	1,4	1,5	
2	Чебоксары . . . . .	1940—1965 (26)	2,3	2,0	1,5	1,6	1,3	1,4	1,1	
3	Курмыш . . . . .	1936—1965 (30)	2,3	1,9	2,1	1,6	1,2	1,0	1,4	
4	Порецкое . . . . .	1938—1965 (24)	2,2	2,1	1,7	1,2	0,9	1,0	1,1	
5	Канаш . . . . .	1936—1965 (27)	1,8	1,6	1,2	1,0	0,8	1,0	1,0	
6	Тетюши . . . . .	1941—1964 (24)	2,3	2,1	1,8	1,2	1,0	0,8	1,0	
7	Буйнск . . . . .	1951—1963 (14)	1,5	1,9	1,6	0,9	0,5	1,0	0,9	
8	Батырево . . . . .	1938—1965 (23)	2,0	1,9	1,3	0,9	1,2	1,5	1,7	
9	Большие Кайбицы . .	1940—1965 (23)	2,6	2,0	1,7	1,2	1,2	1,3	1,5	
10	Ашненково . . . . .	1936—1965 (28)	1,9	1,8	1,4	1,1	1,2	1,2	1,0	
11	Сурское . . . . .	1938—1965 (26)	2,4	2,4	2,0	1,6	1,4	1,3	1,3	
12	Алатырь . . . . .	1936—1965 (28)	1,8	1,8	1,6	1,3	1,2	1,1	1,0	
13	Сергач . . . . .	1936—1965 (28)	2,3	2,2	2,0	1,7	1,5	1,2	1,0	
14	Лысково . . . . .	1936—1965 (29)	1,9	1,7	1,3	1,2	0,9	1,3	0,8	
15	Большие Березники . .	1937—1965 (23)	1,8	1,9	1,5	1,0	1,2	1,1	1,3	
16	Саранск . . . . .	1936—1965 (28)	2,2	2,0	2,0	1,5	1,2	1,0	1,0	
17	Лукоянов . . . . .	1936—1965 (26)	2,8	2,6	2,2	2,0	1,8	1,8	1,9	
18	Дрожжаное . . . . .	1936—1965 (23)	2,7	2,1	1,3	1,1	1,0	1,2	1,4	
19	Починки . . . . .	1936—1965 (28)	2,7	2,3	2,4	1,8	1,6	1,6	1,2	

Как и ранее в [1, 2, 3, 4], при анализе грозовой деятельности использовались следующие дополнительные характеристики гроз: 1) суточный ход грозовой активности, 2) суточный ход возникновения гроз, 3) повторяемость гроз различной продолжительности.

**Особенности формирования гроз в районах Чувашского плато и на отрогах осевой части Приволжской возвышенности.** Наибольшая грозовая деятельность в этом ПТК отмечается на ст. Козьмодемьянск, которая расположена на крайнем северо-западном вы-

стуге Чувашского плато, ограниченном крупными водными артериями рек Волги и Суры. Севернее Волги расположены массивы лесов Марийской низменности.

Такое сочетание физико-географических особенностей этого района позволяет заключить, что здесь происходит орографически обусловленное обострение холодных фронтов и развитие на них волновых возмущений.

На ст. Козьмодемьянск все грозовые характеристики имеют са-

Таблица 1

(среднее число случаев)

суток (от — до)

7.1 8,0	8.1 9,0	9.1 10,0	10.1 11,0	11.1 12,0	12.1 13,0	13.1 14,0	14.1 15,0	15.1 16,0	16.1 17,0	17.1 18,0	18.1 19,0	19.1 20,0	20.1 21,0	21.1 22,0	22.1 23,0	23.1 24,0
1,2	1,1	1,3	1,5	3,9	7,1	10,0	11,4	11,4	11,1	10,4	9,7	7,9	5,7	5,2	4,2	3,8
1,0	1,0	1,0	1,1	1,9	4,2	5,5	7,2	8,0	8,1	8,0	6,1	5,0	4,2	3,5	3,2	3,0
1,2	1,3	1,4	1,6	2,2	4,3	6,6	7,8	8,4	8,6	8,4	6,6	5,5	4,3	3,3	2,8	2,7
1,4	1,2	1,5	2,3	3,3	4,8	7,9	9,0	9,4	10,8	9,8	8,7	7,2	5,5	3,7	2,9	2,8
0,8	0,4	0,7	1,0	1,7	3,3	5,0	5,7	7,2	6,4	5,6	4,9	4,3	3,7	3,6	2,9	2,2
0,9	1,0	1,1	1,5	2,2	3,8	5,1	5,7	6,5	6,5	6,9	5,8	4,8	3,7	3,5	3,2	2,7
0,7	0,6	0,6	1,1	1,2	2,7	4,4	4,9	6,6	6,0	6,5	5,3	4,6	3,6	3,7	2,8	2,0
1,7	1,6	1,2	1,2	2,0	3,9	6,3	7,1	8,0	7,8	6,7	5,8	5,6	3,9	3,1	3,1	2,1
1,4	1,0	1,2	1,4	2,1	3,3	4,9	6,4	7,9	8,2	7,4	6,0	4,8	4,3	3,6	3,0	2,8
1,3	1,0	1,0	1,5	3,0	6,2	8,2	8,5	8,8	9,0	9,2	6,6	5,7	4,2	3,3	2,3	2,3
1,2	1,2	0,9	1,7	3,0	5,0	6,9	8,7	8,7	9,2	9,0	8,4	6,6	5,6	4,6	3,6	3,0
1,0	1,0	1,0	1,3	2,2	4,0	5,2	6,5	7,3	7,3	7,2	6,0	4,9	4,0	3,8	2,9	2,4
0,9	1,1	0,9	1,0	1,5	3,2	4,4	5,9	7,1	7,5	7,4	6,6	5,8	5,4	4,6	3,4	2,7
0,7	0,6	0,7	0,7	1,5	3,0	5,0	5,9	6,8	6,8	6,7	5,5	4,2	3,8	3,6	3,1	2,4
1,1	0,9	1,2	1,9	3,3	5,6	8,0	10,0	10,2	9,8	9,0	6,9	5,2	3,8	3,3	2,7	2,0
1,0	0,9	0,6	0,9	2,2	3,6	5,2	7,0	7,9	7,8	7,1	5,8	4,3	4,2	4,0	3,0	2,5
1,4	1,3	0,9	1,1	2,0	4,0	6,1	8,4	8,2	8,4	7,8	7,3	6,1	4,7	3,9	3,5	3,0
1,0	1,0	1,3	1,5	2,3	5,1	7,0	7,5	9,2	8,7	7,8	7,2	5,7	4,7	4,4	3,3	2,9
1,3	1,1	1,1	1,2	2,4	4,4	5,8	8,1	9,5	9,2	8,6	8,5	7,1	5,6	5,0	4,3	3,4

мые большие значения, присущие не только данной территории, но и всей Приволжской возвышенности [1, 3, 4]. В среднем за год здесь отмечается 33 дня с грозами, число гроз за эти дни составляет 42, из них 9 гроз (что составляет 22% от всех возникающих здесь гроз) имеют продолжительность более 3 ч (табл. 1, 2, 4). Поэтому грозовая активность (являющаяся совокупной характеристикой числа гроз и их продолжительности) на ст. Козьмодемьянск очень большая (табл. 1).

На станциях Чебоксары и Курмыш, расположенных на близком

расстоянии от ст. Козьмодемьянск, значения грозových характеристик существенно меньше, чем на последней. Среднее число дней с грозами на них (27 и 28) меньше, чем на ст. Козьмодемьянск, на 6—5 дней, среднее число гроз (29 и 33) — на 13 и 9, число продолжительных гроз — на 4 и 4,5 грозы соответственно. Грозовая активность на этих станциях в часы максимума развития конвекции в 1,5 раза ниже, чем на ст. Козьмодемьянск (табл. 1).

### Суточный ход возникновения гроз

Но- мер п/п	Станция	H м над ур. м	Часы									
			0 1.0	1,1 2,0	2,1 3,0	3,1 4,0	4,1 5,0	5,1 6,0	6,1 7,0	7,1 8,0	8,1 9,0	9,1 10,0
1	Козьмодемьянск . . . . .	108	0,9	0,9	0,6	0,6	0,6	0,5	0,6	0,3	0,5	0,5
2	Чебоксары . . . . .	171	0,6	0,5	0,4	0,5	0,3	0,6	0,3	0,3	0,3	0,4
3	Курмыш . . . . .	85	0,5	0,6	0,5	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,6	0,3
4	Порецкое . . . . .	121	0,4	0,6	0,4	0,2	0,3	0,3	0,7	0,6	0,4	0,8
5	Канаш . . . . .	182	0,4	0,4	0,3	0,5	0,3	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3
6	Тетюши . . . . .	174	0,8	0,6	0,3	0,4	0,2	0,4	0,4	0,3	0,4	0,5
7	Буинск . . . . .	87	0,7	0,6	0,2	0,3	0,07	0,6	0,2	0,2	0,3	0,4
8	Батырево . . . . .	116	0,7	0,7	0,3	0,3	0,5	0,8	0,8	0,5	0,6	0,5
9	Большие Кайбицы . . . . .	127	0,6	0,5	0,3	0,3	0,4	0,4	0,7	0,3	0,3	0,4
10	Анненково . . . . .	192	0,7	0,8	0,2	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,4	0,6
11	Сурское . . . . .	99	0,5	0,7	0,4	0,4	0,6	0,6	0,5	0,4	0,4	0,2
12	Алатырь . . . . .	179	0,5	0,6	0,2	0,6	0,3	0,4	0,5	0,5	0,3	0,4
13	Сергач . . . . .	126	0,5	0,5	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,4	0,5	0,04
14	Лысково . . . . .	115	0,6	0,6	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2	0,4
15	Большие Березняки . . . . .	123	0,5	0,7	0,2	0,4	0,5	0,4	0,5	0,3	0,4	0,6
16	Саранск . . . . .	182	0,8	0,5	0,7	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,4	0,2
17	Лукоянов . . . . .	217	0,6	0,7	0,3	0,5	0,2	0,5	0,6	0,2	0,4	0,1
18	Дрожжаное . . . . .	188	0,9	0,2	0,3	0,4	0,4	0,6	0,4	0,4	0,3	0,5
19	Починки . . . . .	138	0,7	0,4	0,6	0,3	0,3	0,5	0,3	0,5	0,3	0,4

Суммы же осадков за теплый период (апрель — октябрь) на станциях Козьмодемьянск (357 мм) и Чебоксары (358 мм) почти одинаковы, на ст. Курмыш сумма осадков меньше (332 мм).

Следствием взаимодействия физико-географических условий местности и атмосферной циркуляции является несколько большая грозовая активность и большее число дней с грозами (табл. 1, 2) на значительно ниже расположенной ст. Курмыш, чем на ст. Чебоксары, где на динамический эффект компенсации налагается влияние термических факторов в зоне почти широтного течения р. Волги.

К югу и юго-востоку от ст. Чебоксары значения грозových характеристик резко уменьшаются.

На станциях Канаш и Тетюши в среднем за год отмечается по 24 дня с грозой, а на ст. Буинск — 21 день, гроз за год возникает на станциях Канаш и Буинск по 28, на ст. Тетюши 30 (табл. 2), из них продолжительных гроз всего 9—11% (табл. 3), что и опреде-

Таблица 2

(среднее число случаев)

суток (от — до)														Число гроз	Число дней с грозой
10,1 11,0	11,1 12,0	12,1 13,0	13,1 14,0	14,1 15,0	15,1 16,0	16,1 17,0	17,1 18,0	18,1 19,0	19,1 20,0	20,1 21,0	21,1 22,0	22,1 23,0	23,1 24,0		
1,0	2,8	3,5	4,1	3,7	3,8	3,6	3,6	2,5	2,2	1,8	1,3	1,1	1,1	42	33
0,7	1,1	2,8	2,3	3,1	2,9	2,5	2,5	1,7	1,9	1,3	0,9	0,9	0,6	29	27
0,9	1,4	2,4	3,7	3,0	3,1	3,2	2,8	2,2	1,8	1,1	0,8	1,0	0,6	33	28
0,9	1,7	3,0	4,0	3,8	3,5	4,5	3,0	2,9	1,7	1,7	0,8	0,7	0,8	38	31
0,6	1,0	2,0	2,6	2,8	3,3	2,8	2,2	2,1	1,8	1,5	1,1	0,7	0,3	28	24
0,8	1,2	2,4	2,6	2,7	2,7	2,7	3,0	2,0	1,9	1,2	1,3	0,7	0,8	30	24
0,6	0,7	2,1	2,6	2,6	2,9	2,9	2,9	1,7	1,4	1,4	1,4	0,9	0,4	28	21
0,7	1,6	3,3	3,7	3,6	4,2	3,7	3,4	2,8	2,0	1,1	0,9	1,1	0,9	39	31
0,7	1,0	1,8	2,5	3,0	3,4	2,7	2,4	1,7	2,0	1,5	1,1	0,6	0,5	30	26
0,8	2,0	4,2	3,6	3,9	4,0	4,5	4,0	2,4	2,3	1,5	1,0	0,6	0,9	41	31
1,0	1,7	2,8	3,7	3,1	2,8	3,5	2,8	2,7	2,2	1,5	1,4	0,6	0,8	35	32
0,8	1,4	2,5	2,7	3,0	3,4	3,0	2,9	2,2	1,3	1,0	1,1	0,7	0,8	31	26
0,6	0,8	2,0	1,9	2,3	3,0	2,8	2,5	1,9	1,6	1,2	1,0	0,8	0,7	28	26
0,4	1,0	2,1	3,1	2,5	3,0	2,8	2,5	1,9	1,6	1,2	1,0	0,8	0,7	28	26
1,1	2,0	3,5	3,8	4,5	3,6	3,5	3,4	2,6	1,9	1,5	1,2	0,8	0,4	38	29
0,7	1,5	2,2	3,1	3,5	3,6	3,6	2,7	1,9	1,6	1,6	1,4	0,6	0,7	33	26
0,5	1,3	2,4	2,9	3,6	2,6	2,6	2,4	2,4	1,1	1,4	1,0	0,7	0,7	30	28
0,9	1,3	3,5	3,5	2,9	4,3	3,3	2,9	2,4	1,9	1,8	1,2	0,6	0,7	36	30
0,7	1,8	2,4	2,8	3,6	3,2	2,9	2,9	2,8	1,4	1,3	1,2	0,8	0,7	33	30

лило самый низкий уровень грозовой активности на этих станциях по сравнению с остальными станциями обоих ПТК (табл. 1).

Такое понижение грозовой деятельности в районах этих станций связано с наличием эффекта компенсации, вызванного близкими водораздельными пиками с относительными высотами более 70 м.

Представляет интерес развитие грозových процессов на станциях Батырево и Большие Кайбицы, расположенных также на юго-востоке данного ПТК. При значительно большем среднем годовом числе дней с грозами (на 5 дней) и среднем числе гроз за год (на

## Повторяемость гроз различной продолжительности

Но- мер п/п	Станция	Часы								
		<1	1,25— 2,00	2,25— 3,00	3,25— 4,00	4,25— 5,00	5,25— 6,00	>6,0	Σ	>3,0
1	Козьмодемьянск ср. ч. с.	12,5	13,0	7,2	4,8	2,5	1,0	1,0	42,0	9,3
	%	30	31	17	11	6	3	2	100	22
2	Чебоксары ср. ч. с.	10,2	9,1	4,9	2,6	0,8	0,9	0,9	29,4	5,2
	%	35	31	16	9	3	3	3	100	18
3	Курмыш ср. ч. с.	11,3	11,6	4,9	2,5	1,4	0,3	0,6	32,6	4,8
	%	35	35	15	8	4	1	2	100	15
4	Порецкое ср. ч. с.	15,2	10,6	5,5	2,8	1,7	0,9	1,0	37,7	6,4
	%	40	28	15	7	5	2	3	100	17
5	Канаш ср. ч. с.	12,8	9,0	3,7	1,7	0,6	0,3	0,3	28,4	2,9
	%	45	32	13	6	2	1	1	100	10
6	Тетюши ср. ч. с.	12,2	10,4	4,0	1,3	0,9	0,7	0,7	30,2	3,6
	%	41	35	13	4	3	2	2	100	11
7	Бунинск ср. ч. с.	13,1	9,0	3,6	1,2	0,7	0,3	0,2	28,1	2,4
	%	46	32	13	4	3	1	1	100	9
8	Батырево ср. ч. с.	21,9	8,8	4,2	1,6	1,1	0,5	0,6	38,7	3,8
	%	56	23	11	4	3	1	2	100	10
9	Большие Кайбицы ср. ч. с.	9,8	8,8	5,9	2,6	0,8	0,6	1,0	29,5	5,0
	%	34	30	19	9	3	2	3	100	17
10	Анненково ср. ч. с.	32,4	10,1	4,2	2,6	1,0	0,5	0,4	41,2	4,5
	%	54	24	10	7	3	1	1	100	12
11	Сурское ср. ч. с.	11,9	10,5	6,7	2,8	1,4	1,0	1,0	35,3	6,2
	%	33	30	19	8	4	3	3	100	18
12	Алатырь ср. ч. с.	14,2	8,2	3,7	2,0	1,3	0,7	0,5	30,6	4,5
	%	46	27	12	7	4	2	2	100	15
13	Лысково ср. ч. с.	11,4	8,8	3,8	2,6	1,0	0,4	0,2	28,2	4,2
	%	40	31	13	9	4	2	1	100	16
14	Большие Березни- ки ср. ч. с.	19,3	9,4	4,2	2,9	1,1	0,6	0,8	38,3	5,4
	%	50	25	11	7	3	2	2	100	14
15	Саранск ср. ч. с.	16,2	9,7	3,8	2,0	0,9	0,5	0,4	33,5	3,8
	%	49	29	11	6	3	1	1	100	11
16	Лукрянов ср. ч. с.	7,9	10,1	5,0	3,3	1,0	1,3	1,1	29,7	6,7
	%	27	34	17	11	3	4	4	100	22
17	Дрожжаное ср. ч. с.	15,6	10,8	4,7	2,1	0,9	0,7	0,8	35,6	4,5
	%	43	30	14	5	3	2	3	100	13
18	Починки ср. ч. с.	9,1	8,8	7,2	3,0	2,3	1,1	1,3	32,7	7,6
	%	28	27	22	9	7	3	4	100	23

9 гроз) на ст. Батырево, чем на ст. Большие Кайбицы (табл. 2), доля коротких ( $\leq 1$  ч) гроз на ней составляет 56%, а продолжительных ( $> 3$  ч) 10%, тогда как на ст. Большие Кайбицы они составляют 34 и 17% соответственно (табл. 3). Поэтому уровни грозовой активности на этих станциях очень близки (табл. 1).

Это, по-видимому, объясняется тем, что, во-первых, ст. Батырево расположена в широтно ориентированной долине р. Була и, во-вторых, тем, что к юго-западу от нее, на удалении 7—10 км, имеются гряды холмов высотой 200 м, которые являются очагами грозовой деятельности. Грозы, смещаясь на восток и северо-восток, затухают в районе станции вследствие компенсационного эффекта и термического влияния долины. Поэтому, хотя гроз здесь регистрируется больше, чем на ст. Большие Кайбицы, из них большая доля коротких.

В силу тех же причин грозовая активность на ст. Батырево оказывается меньшей, чем на несколько южнее расположенной ст. Дрожжаное (табл. 1).

Наибольшая грозовая активность после ст. Козьмодемьянск в данном НТК отмечается на ст. Анненково, расположенной на северных склонах осевой части Приволжской возвышенности. Здесь также велико среднее годовое число дней с грозами (31) и среднее годовое число гроз (41). Однако максимум грозовой активности выражен неярко, что обусловлено спецификой окружающей станцию местности.

С одной стороны, отдельные пики водораздела, расположенного севернее долины р. Барыш на удалении 12—15 км к западу, северо-западу и северу от станции, достигают высоты более 250 м. Еще большей высоты они достигают на южном и восточном берегах реки. С другой стороны, долина р. Барыш вместе с ее притоками южнее ст. Анненково образует весьма обширную котловину. Еще больше котловина при повороте реки с запада на север (в 30 км к западу от станции).

Такое сочетание физико-географических условий благоприятствует формированию обусловленных очагов грозовой деятельности в районах вышеуказанных пиков и появлению в дневные часы компенсационного эффекта, усиленного термическим влиянием описанной долины в районе ст. Анненково.

В силу этого, из всех станций рассматриваемого ПТК на ст. Анненково отмечается самая большая, после ст. Батырево, доля коротких гроз ( $\leq 1$  ч) табл. 3.

**Особенности формирования гроз в районах Мордовской возвышенности.** Во втором ПТК, включающем районы Мордовской возвышенности, большие контрасты грозовых характеристик отмечаются на станциях Сурское, Алатырь и Порецкое, расположенных в долине р. Суры на левом ее берегу.

На ст. Алатырь, расположенной почти на середине расстояния между станциями Сурское и Порецкое, отмечаются самые низкие в этой группе станций значения грозовых характеристик (табл. 1, 2, 3). Среднее годовое число дней с грозами на ней (26) на 5,6 дня

меньше, чем на станциях Порецкое (31) и Сурское (32). Среднее годовое число гроз (38) меньше на 7—4 грозы, а продолжительных (>3 ч) гроз (4,5) меньше на 1,9 и 1,7 грозы соответственно (табл. 2, 3). Уровень же грозовой активности в интервале суток с 13 до 20 ч почти в 1,5 раза меньше, чем на ст. Порецкое (табл. 1).

Эти различия в грозовой деятельности на близко друг от друга расположенных станциях тоже можно объяснить лишь воздействием физико-географических условий местности на формирование гроз в районах этих станций, так как синоптическая ситуация не позволяет объяснить постоянное существование этих различий в развитии процессов мощной конвекции, в том числе и гроз.

Пониженная грозовая деятельность на ст. Алатырь связана, по-видимому, с эффектом компенсации, вызванным расположенными на юго-западе и северо-западе (примерно в 15 км от станции) грядами высоких холмов высотой более 200 м, являющимися благоприятными районами для развития гроз, и с термическим влиянием очень широкой в районе станции (более 8 км) долины р. Суры и ее притока р. Алатырь.

На ст. Алатырь после ст. Лысково отмечается самый низкий уровень грозовой активности в данном ПТК. В то же время сумма осадков теплого периода на ст. Алатырь (358 мм) значительно больше, чем на ст. Сурское (320 мм), и немного больше, чем на ст. Порецкое (352 мм).

Низкий уровень грозовой активности отмечается также на станциях Лысково и Сергач (табл. 1). На первой проявляется совокупное влияние Фадеевых гор и р. Волги, текущей здесь в широтном направлении, на второй — р. Пьян, также текущей в широтном направлении, и водораздельной гряды холмов высотой более 200 м, проходящей на севере и северо-западе примерно в 10 км от станции. Перечисленные факты создают условия, благоприятные для развития гроз.

Суммы осадков теплого периода на ст. Лысково (346 мм) и на ст. Сергач (343 мм) немного меньше, чем на ст. Порецкое (352 мм).

На западе Мордовской возвышенности грозовая деятельность значительно сильнее. На расположенных здесь станциях Лукоянов и Починки больше возникает гроз по сравнению с грозами на вышеописанных станциях Лысково и Сергач (табл. 2). Из них значительную долю составляют продолжительные грозы (табл. 3). Поэтому уровень грозовой активности на станциях Лукояново и особенно Починки выше, чем на станциях Лысково и Сергач (табл. 1).

Сумма осадков теплого периода на ст. Лукоянов (370 мм) тоже значительно больше, чем на последних двух станциях, а на ст. Починки она близка к суммам осадков теплого периода на этих станциях.

На юге Мордовской возвышенности, на границе ее с центральной частью Приволжской возвышенности, на станциях Саранск

и Большие Березники (рис. 1) также отмечаются большие контрасты в грозовой деятельности.

В среднем за год на ст. Большие Березники возникает 38 гроз, что на 5 гроз больше, чем на ст. Саранск. Кроме того, на ней отмечается больше и продолжительных гроз (табл. 3). Соответственно и грозовая активность на ней значительно выше, чем на ст. Саранск (табл. 1).

Следует заметить, что на ст. Большие Березники не всегда строго фиксировалось время начала и конца гроз. Такие грозы не вошли в число обработанных. В связи с этим уровень грозовой активности на ней, по-видимому, должен быть выше, чем приведенный в табл. 1.

Однако сумма осадков теплого периода на ст. Саранск (333 мм) почти такая же, как и на ст. Большие Березники (332 мм), что говорит о том, что в изучаемых районах нет четкой связи между интенсивностью грозовой деятельности и суммами осадков теплого периода.

Станция Большие Березники расположена у северо-западного выступа центральной части Приволжской возвышенности в широкой долине р. Суры, и не исключена возможность возникновения здесь локального фронтотенеза.

Мордовская возвышенность является наиболее высокой частью Алатырского вала. Севернее ст. Большие Березники на водоразделах рек Суры и Инсары и их притоков максимальные отметки высот достигают 320 м. Можно утверждать, что вышеуказанный водораздел является очагом интенсивной грозовой деятельности, что находит подтверждение в относительно высоком уровне грозовой активности на ст. Сурское, на которой, несмотря на значительное удаление ее к востоку от этого водораздела, повторяемость коротких гроз составляет всего лишь 33%, а продолжительных 18%.

### Закключение

1. Различия в средних многолетних характеристиках гроз в близко друг от друга расположенных пунктах можно объяснить физико-географическими факторами, определяющими частоту возникновения гроз и их продолжительность.

2. Полученные большое среднее многолетнее число гроз и их продолжительность на ст. Козьмодемьянск указывают на орографически обусловленный эффект локального фронтотенеза в районе северо-западного выступа Чувашского плато.

3. Рассматриваемая территория, особенно Мордовская возвышенность, имеет сильно расчлененный рельеф. Этим можно объяснить большую пестроту в пространственном распределении грозовой деятельности.

4. Проведенный анализ позволяет заключить, что в изучаемых районах Приволжской возвышенности не имеется четкой связи между интенсивностью грозовой деятельности и суммами осадков теплого периода.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чуваев А. П., Шварц В. Т. Некоторые особенности формирования грозовой деятельности в отдельных физико-географических комплексах восточной части Приволжской возвышенности.—«Тр. ГГО», 1975, вып. 356, с. 123—141.
2. Чуваев А. П., Шварц В. Т. К характеристике грозовой деятельности в районе южного физико-географического комплекса центральной части Среднерусской возвышенности.—«Тр. ГГО», 1975, вып. 356, с. 109—122.
3. Справочник по климату СССР, ч. 4, 5, вып. 29, Л., Гидрометеиздат, 1968. 335 с., 261 с.
4. Добрынин Б. Ф. Физическая география СССР. М., Госучпедиздат, 1948. 324 с.

*Г. И. Осипова*

## **О ВЕРТИКАЛЬНОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТИ В АТМОСФЕРЕ**

При исследовании условий развития облачности, в частности конвективной, и ее прогнозирования весьма важно, кроме температуры, учитывать влажность в атмосфере [2, 3, 4, 5, 7].

Как было показано в работе [2] в летние месяцы вертикальное распределение относительной влажности в северных районах Европейской территории СССР отличается от ее распределения в южных районах. Это различие заключается в том, что в южных районах в среднем за месяц относительная влажность с высотой растет, тогда как в северных районах она убывает. При этом в отдельные дни падение влажности от уровня 850 мбар к уровню 700 мбар составляет 40—80%. В результате этого значения относительной влажности на уровне 700 мбар и выше становятся очень низкими (до 10—20%), что создает препятствие для развития осадкообразующих конвективных облаков.

В настоящей работе исследуются особенности распределения относительной влажности с высотой в остальные месяцы теплого периода (апрель, май, август, сентябрь, октябрь) в разных по увлажнению районах Европейской территории СССР. Были использованы данные дневного срока (15 ч) радиозондирования пунктов Архангельск, Сыктывкар, Печора, Каргополь, Псков, Ленинград, Вологда, Киев, Ростов-на-Дону, Саратов за 1958—1962, 1966—1971 гг.

Решающую роль в развитии конвективных облаков играет термическая конвекция, которая в значительной степени определяется состоянием подстилающей поверхности. Условия, возможные и благоприятные для развития конвективных облаков, существуют в период от схода снежного покрова до его появления. Развитие облаков в значительной степени определяется также температурой и влажностью в атмосфере.

Анализ аэрологических данных показывает, что на северных станциях относительная влажность с высотой убывает во все месяцы теплого периода. Значения влажности при этом на каждом уровне и в слое 850—500 мбар сравнительно высокие (табл. 1).

В сезонном ходе влажности наблюдается возрастание ее от весны к осени на всех рассматриваемых уровнях в атмосфере (табл. 1). Максимальная повторяемость дней приходится в различных пунктах весной и летом на значения влажности (средние в слое 850—500 мбар), равные 50—70%, в осенние месяцы — на

Таблица 1

Средняя месячная относительная влажность воздуха (%) на разных уровнях в атмосфере

Месяц	Изобарическая поверхность, мбар							
	850	700	500	слой 850—500	850	700	500	слой 850—500
	Архангельск				Сыктывкар			
V	65	59	51	58	65	60	53	59
VI	69	64	54	62	65	63	53	60
VII	73	68	50	64	67	65	51	61
VIII	76	70	57	68	71	65	50	62
IX	81	68	57	69	78	70	61	70
X	82	67	59	69	81	68	59	69
	Ленинград				Псков			
IV	65	59	51	58	61	56	51	56
V	66	61	49	59	68	62	52	61
VII	69	66	48	61	68	64	50	61
IX	70	60	52	61	72	63	52	62
X	75	63	51	63	74	63	52	63
	Саратов				Ростов-на-Дону			
IV	60	56	49	55	61	61	52	58
V	51	56	51	53	55	57	52	55
VII	51	60	50	54	44	52	47	48
IX	57	57	46	53	49	50	42	47
X	70	61	53	61	59	59	51	56
	Киев							
V	58	63	54	58				
IX	69	61	53	61				
X	64	63	53	60				

значения 80—90%. Кроме того, от весны к осени повторяемость дней с низкой относительной влажностью (ниже 50%) уменьшается в 3 раза. В качестве примера можно привести ход значений средней относительной влажности в слое 850—500 мбар в месяцы теплого периода на ст. Сыктывкар (табл. 2).

На южных станциях с мая по сентябрь, т. е. в месяцы наиболее высокой температуры воздуха у земли и наибольшего развития конвекции, наоборот, средние месячные значения относительной влажности возрастают от уровня 850 мбар к уровню 700 мбар. К уровню 500 мбар относительная влажность по данным указанной выше станции убывает. При этом на южных станциях значения влажности на каждом уровне более низкие, чем в северных районах (табл. 1).

В сезонном ходе средняя относительная влажность в слое 850—500 мбар выше в апреле и октябре по сравнению с остальными месяцами теплого периода. Именно в апреле и октябре на всех южных станциях влажность убывает с высотой на всех уровнях, а на отдельных станциях влажность на уровне 700 мбар остается равной влажности на уровне 850 мбар (табл. 1).

Таблица 2

**Повторяемость дней (%) с различными значениями средней относительной влажности в слое 850—500 мбар на ст. Сыктывкар в месяцы теплого периода**

Месяц	Относительная влажность, %								
	11—20	21—30	31—40	41—50	51—60	61—70	71—80	81—90	91—100
IV	1,3	6,0	10,7	13,7	17,3	16,3	15,0	13,3	6,3
V	0,3	6,4	14,5	15,8	17,3	17,4	11,9	10,3	6,1
VI	1,0	3,1	10,2	16,1	22,9	19,3	17,3	8,1	1,9
VII	0,6	3,3	9,1	17,6	19,2	20,2	17,3	9,8	2,9
VIII		1,4	8,8	14,1	21,0	25,3	15,2	11,6	9,5
IX		1,9	5,6	9,7	13,2	14,3	19,8	24,6	10,8

Анализ изменений относительной влажности с высотой от уровня 850 мбар к уровню 700 мбар (рис. 1) проведен для 8 станций, расположенных в различных широтных зонах Европейской территории СССР. Он показывает, что на всех станциях в весенние месяцы и на большинстве станций (кроме Саратова) в осенние месяцы небольшие изменения влажности (0—10%) имеют максимальную повторяемость (42—65%).

Повторяемость дней со значительным (на 40—90%) убыванием влажности между этими уровнями наибольшая на северных станциях (рис. 1 а и б). Здесь повторяемость такого понижения влажности наблюдается в пределах 3—8% в летние месяцы, 4—12% весной и 7—15% осенью. На южных станциях (рис. 1 в и г) повторяемость дней с убыванием относительной влажности на 40% и более составляет всего около 1%. При этом здесь меньше, чем на северных станциях, и сами значения понижения влажности (они в основном не превышают 60%). Кроме того, на южных станциях

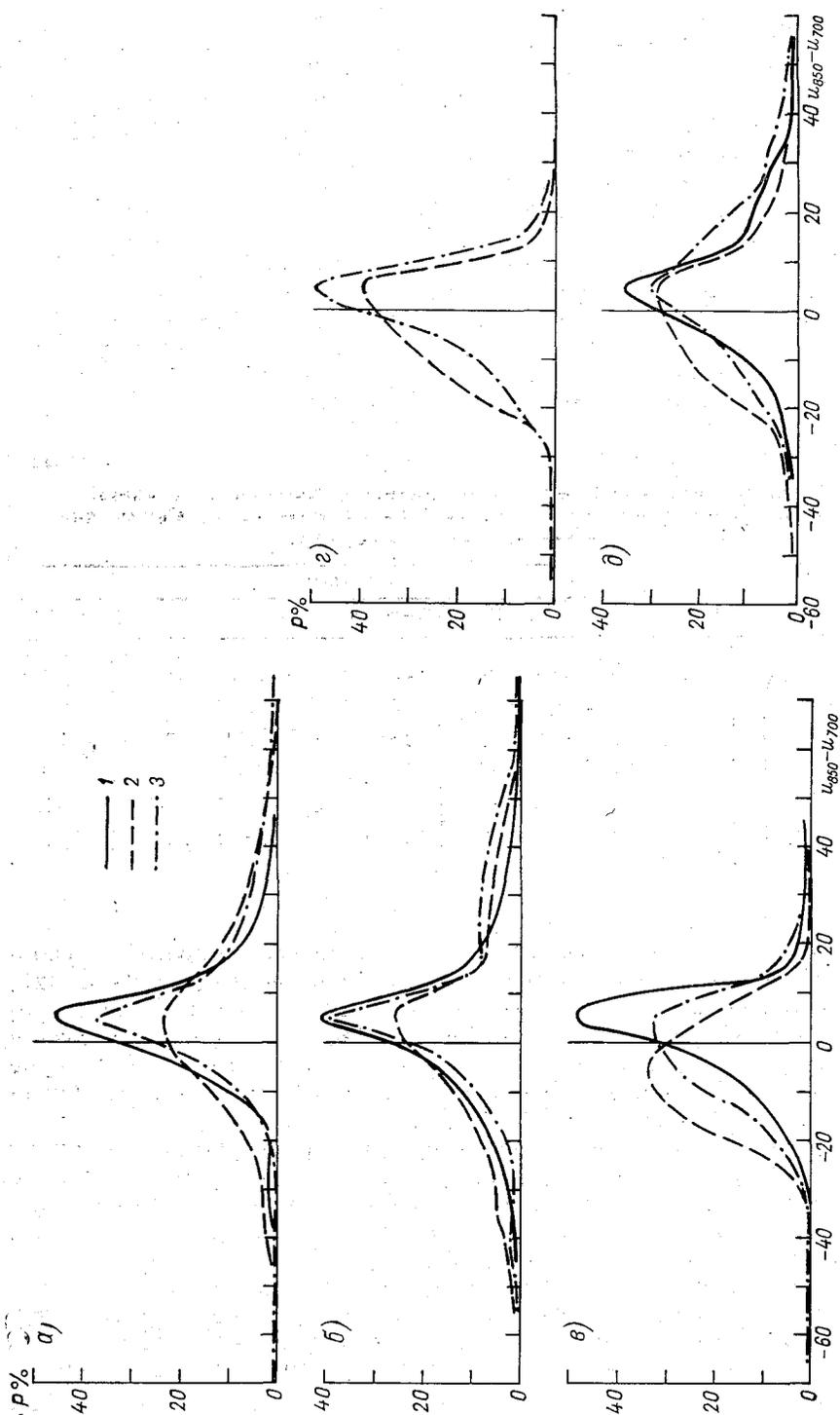


Рис. 1. Повторяемость дней с колебаниями относительной влажности (%) воздуха от уровня 850 мбар к уровню 700 мбар.

(Киев, Ростов-на-Дону) в целом за летние месяцы преобладает вероятность дней с возрастанием влажности к уровню 700 мбар. На юго-востоке (Саратов) возрастание влажности с высотой преобладает с мая по август. Но в основном в весенние и осенние месяцы влажность с высотой убывает.

Большие понижения относительной влажности (выше 40%) от нижнего уровня (850 мбар) к среднему (700 мбар) в атмосфере препятствуют развитию конвективных облаков.

Влияние влажности на развитие облаков может быть учтено по методу, изложенному в работе [2].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Справочник по климату СССР. Вып. 1, 3, ч. 4, 5. Л., Гидрометеоздат, 1968. с. 159—178, с. 141—150.
2. Осипова Г. И. Особенности вертикального распределения относительной влажности в атмосфере и его влияние на развитие осадкообразующих облаков.—«Тр. ГГО», 1976, вып. 372, с. 113—123.
3. Осипова Г. И. Влажность атмосферы и развитие осадкообразующих облаков над северными районами Европейской территории СССР.—«Тр. ГГО», 1976, вып. 372, с. 124—128.
4. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 2. Л., Гидрометеоздат, 1965. 203 с.
5. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. Л., Гидрометеоздат, 1964. 401 с.
6. Тверская Н. П., Соколова Г. П. Статистические характеристики вертикальных профилей температуры и влажности в атмосфере в дни с конвективной облачностью. — «Тр. ГГО», 1975, вып. 356, с. 45—57.
7. Желкин А. А., Хаин А. П. Об учете влажности при расчете высоты конвективного слоя.—«Метеорология и гидрология», 1975, № 2, с. 44—47.

## СОДЕРЖАНИЕ

В. Я. Никандров, Н. С. Шишкин. Опыт исследований по проблеме «Предотвращение грозы»	3
Д. Д. Сталевич, Т. С. Учеваткина. О формировании искусственных осадков при импульсном развитии конвективного облака (численный эксперимент)	9
Д. Д. Сталевич, Т. С. Учеваткина. Рост частиц искусственных осадков в многоимпульсном развитии конвективного облака (численный эксперимент)	16
А. В. Зинченко. Формирование спектра крупных капель в конвективных облаках	24
В. И. Бекряев, Ю. А. Довгалюк, А. В. Зинченко. Применение струйной модели для расчетов облачной конвекции в тропиках	32
✓ А. М. Бакланов, Б. З. Горбунов, Т. Н. Громова, К. П. Куценкогий, В. Я. Никандров, А. Н. Попов, И. А. Скородёнок. Влияние дисперсности на льдообразующую активность сернистой меди	40
Т. А. Першина, Н. С. Шишкин. О зарядении капель тумана в области коронного разряда	47
Н. Н. Бурчуладзе, Т. Н. Громова, В. Я. Никандров, Н. В. Торопова. Исследование электризации капель воды при замерзании	51
С. П. Гирс, В. Н. Каменцев, В. Н. Недостаев, В. И. Стебин. О влиянии льдообразующих веществ на электрические свойства льда и коронирование ледяных частиц	56
С. П. Гирс, Ю. А. Довгалюк, В. Н. Каменцев. О некоторых электрических свойствах частиц льдообразующих веществ	62
В. А. Грачев, В. В. Шлыков. Установка для исследования влияния сверхнизкочастотного электромагнитного поля на кристаллизацию капель воды и водных растворов	68
С. П. Гирс, А. П. Жуковский, М. Н. Серова. Исследование системы металдегидвода методом ИК спектроскопии	74
✓ С. М. Гальперин, В. Н. Стасенко, В. Д. Степаненко. Радиолокационное обнаружение облаков и осадков различными РЛС	79
Н. Н. Бурчуладзе, Т. Н. Громова, И. А. Скородёнок, Н. В. Торопова. Об опытах по воздействию поверхностно-активными веществами на грозовые облака с целью уменьшения их электрической активности	87
С. П. Гирс, Л. А. Диневич, В. Н. Каменцев, Е. И. Потапов, В. С. Снегуров. Некоторые результаты наблюдений за грозовой активностью при проведении противогородовых работ	93
Т. Н. Громова, Б. И. Зимин, Т. В. Лободин, Н. В. Торопова, С. И. Рышков. О применении грозорегистраторов для оценки эффекта воздействия на грозовые облака	98
Ю. П. Сумин, Е. П. Будилова, Н. Н. Денисов, Ю. А. Довгалюк, Е. В. Оренбургская, В. М. Сороковик. О конвективно-устойчивых слоях в нижней тропосфере Восточной Атлантики	103
Ю. П. Сумин, Е. П. Будилова, Ю. А. Довгалюк, П. Е. Никитин, Е. В. Оренбургская. К исследованию интенсивности атмосферной конвекции в тропических районах Восточной Атлантики	110
Е. В. Оренбургская. Исследование возможности тушения лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками на территории Хабаровского края	117
А. П. Чуваев, В. Т. Шварц. Влияние физико-географических условий на формирование гроз в районах Чувашского плато и Мордовской возвышенности	123
Г. И. Осипова. О вертикальном распределении относительной влажности в атмосфере	133

Труды ГГО, вып. 389

ФИЗИКА ОБЛАКОВ И АКТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Редактор *Л. В. Царькова*  
Техн. редактор *Л. М. Шишкова*  
Корректор *И. А. Динабург*

ИБ № 653

Сдано в набор 7/II 1977 г. Подписано к печати 22/IX 1977 г. М-20298. Формат 60×90<sup>1/10</sup>, бумага тип. № 1. Печ. л. 9,25. Уч.-изд. л. 9,43. Тираж 630 экз. Индекс МЛ-216. Заказ № 447. Цена 71 коп. Гидрометеиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Сортавальская книжная типография Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли Совета Министров Карельской АССР. Сортавала, Карельская, 2.

**Опыт исследований по проблеме «Предотвращение грозы».** Никандров В. Я., Шишкин Н. С. Труды ГГО, 1977, вып. 389, с. 3—8.

В течение 1971—1975 гг. Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова участвовала в исследованиях, задачей которых являлось расширение и углубление изучения физики грозы и выяснения возможностей и условий искусственного регулирования электризации облаков. На основании полевых, лабораторных и теоретических работ делается вывод, что такие исследования научно оправданы и перспективны для практики.

Табл. 1. Библ. 21.

**О формировании искусственных осадков при импульсном развитии конвективного облака (численный эксперимент).** Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. Труды ГГО, 1977, вып. 389, с. 9—15.

В работе проведен численный эксперимент, в результате которого оценивается эффект воздействия (размеры частиц осадков и время их появления) в зависимости от характеристик импульса скоростей восходящих движений, определяющего развитие конвективного облака во времени. К таким характеристикам относится максимальное значение скорости потока в течение импульса и продолжительность импульса. Показано, что продолжительность импульса 15 мин является наиболее благоприятной для достижения максимально возможных размеров частиц искусственных осадков.

Табл. 2. Илл. 2. Библ. 8.

**Рост частиц искусственных осадков при многоимпульсном развитии конвективного облака (численный эксперимент).** Сталевич Д. Д., Учеваткина Т. С. Труды ГГО, 1977, вып. 389, с. 16—23.

В работе численно моделируется воздействие с целью вызывания осадков из конвективного облака при многоимпульсном его развитии. Рассчитываются траектории роста частиц, возникших на ядрах льдообразующего реагента, при различных значениях таких характеристик импульсного развития облака, как число последовательных импульсов, их длительность, интервал времени между импульсами. В качестве начальных условий задачи в расчетах варьируются также такие условия воздействия, как уровень введения реагента и момент введения реагента относительно начала развития импульса. В результате выявляются оптимальные условия роста частиц.

Табл. 4. Илл. 2. Библ. 4.