

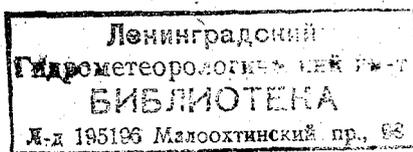
Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени М. И. КАЛИНИНА

Л. Г. КАЧУРИН

ВОЗДЕЙСТВИЕ НА ГРАДОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

(конспект лекций)



ЛЕНИНГРАД

1976

УДК 551.509.61

*Одобрено Ученым советом
Ленинградского гидрометеорологического института*

В данном конспекте лекций содержится дополнение к учебному пособию Л. Г. Качурина «Физические основы воздействия на атмосферные процессы». В первой лекции получены уравнения фазовых переходов в свободной турбулентной струе, с помощью которой принято моделировать кучевые облака; во второй лекции рассмотрены процессы градообразования в мощно-кучевых облаках — естественно развивающихся и подвергнутых воздействию.

Лекция 1

ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ ВОДЫ В СВОБОДНОЙ ТУРБУЛЕНТНОЙ СТРУЕ (НА АКТИВНОМ УЧАСТКЕ)

В учебном пособии Л. Г. Качурина «Физические основы воздействия на атмосферные процессы» [1] в гл. III рассматривалась струя без учета фазовых переходов в ней. Полученные уравнения применимы до тех пор, пока струя в своем развитии не достигнет уровня конденсации. Теперь введем в рассмотрение конденсационные процессы и последующую за ними коагуляцию. Если струя достигнет уровня достаточно низких температур, то в образовавшемся облаке может начаться интенсивная кристаллизация, что усилит конденсационные и коагуляционные процессы, облако может перейти в кучево-дождевую стадию, при соответствующих условиях в нем может образоваться град. Могут получить развитие и электрические процессы, но в данной лекции они не рассматриваются. Для расчета же остальных упомянутых выше процессов все было подготовлено в гл. I, II и § 1 гл. III в книге [1].

Основываясь на этих результатах, напишем систему уравнений, отображающую основные термодинамические процессы в вертикально направленной свободной турбулентной струе влажного воздуха, моделирующей кучевое облако.

Заранее следует ожидать, что для получения замкнутой и при этом не слишком громоздкой системы уравнений в ряде звеньев системы придется вводить различного рода упрощения и дополнительные предположения. Первое, что сделаем, это наложим условие отсутствия тепло- и массообмена по вертикали, но при условии перемешивания струи с окружающей средой в горизонтальном направлении. Такое условие было наложено на решение и в § 1 гл. III [1], но теперь оно оказывается менее строгим, так как внутри струи появляются капли и кристаллы, смещающиеся по вертикали относительно воздуха и относительно друг друга, при этом последнее обуславливает их коагуляцию, аэродинамическое торможение воздушного потока облачными частицами и осадками и другие явления.

Итак, вместо системы уравнений (3.1.28, 3.1.29, 3.1.30, 3.1.35) [1] для воздуха ниже уровня конденсации необходимо получить аналогичную систему уравнений для струи, поднявшейся выше уровня конденсации.

Повторим выкладки § 1 гл. III [1], но теперь с учетом фазовых переходов. Вернемся к уравнению (3.1.4) [1]. В левой части этого уравнения, кроме архимедовой силы, появится аэродинамическое сопротивление водяных и ледяных частиц, образующихся в результате конденсации водяного пара и кристаллизации капель по мере подъема струи на большие высоты:

$$\begin{aligned} (\rho' S' w) g \frac{T_v' - T_v}{T_v} - (\rho' S' w) \pi n r \kappa_a C_a \rho \frac{[w - w_r]^2}{2} = \\ = (\rho' S' w) \frac{dw}{d\tau} + w \frac{d}{d\tau} (\rho' S' w), \end{aligned} \quad (1)$$

где n — число конденсированных частиц, имеющих приведенный радиус r и скорость падения w_r ; C_a — коэффициент аэродинамического сопротивления; τ — время; $(\rho' S' w)$ — вертикально направленная секундная масса струи (ВНСМ) с плотностью ρ' , вертикальной скоростью w и поперечным сечением S' ; T_v' , T_v — виртуальные температуры в струе и окружающей атмосфере соответственно (здесь и далее значок «штрих» будет означать параметры в струе); g — вертикальная составляющая ускорения силы тяжести; ρ — плотность воздуха вне струи.

Аэродинамическое сопротивление ансамбля капель, как показывают лабораторные опыты и теоретические расчеты, меньше, чем сумма аэродинамических сопротивлений каждого из них в отдельности. В данном приближенном расчете этот эффект учитывается коэффициентом κ_a , характерным для данного ансамбля и стадий процесса. В еще более грубом приближении заменяют суммарное аэродинамическое сопротивление ансамбля капель и кристаллов их весом, тем самым считая, что в каждый данный момент имеет место равновесие сил сопротивления и веса.

Отметим, что, накладывая условие отсутствия массообмена по вертикали, следовало бы, строго говоря, вообще исключить из уравнения аэродинамическое сопротивление. Наличие его в уравнениях является одним из признаков некорректности решения задачи.

Поделим все члены уравнения (1) на w , затем, используя для горизонтального перемешивания (вовлечения) формулу (3.1.27) [1] и решая уравнение относительно приращения вертикальной скорости по вертикали $\frac{dw}{dz}$, получим для скорости «влажной» струи, с учетом аэродинамического торможения, выражение

$$\frac{dw}{dz} = \frac{g}{w} \left(\frac{T_v' - T_v}{T_v} \right) - \frac{\pi}{w} n r \kappa_a C_a \rho \frac{[w - w_r]^2}{2} - \frac{C}{R} \frac{T_v'}{T_v} w, \quad (2)$$

где C — константа вовлечения; R — радиус струи; z — высота.

Разумеется, если имеются капли и кристаллы различных размеров, то в уравнение (2), так же как и ниже в аналогичных случаях, вводятся функции их распределения по размерам.

Приращение теплосодержания ВНСМ облачной струи при перемещении ее вверх на единицу пути

$$(\rho' S' \omega) c_p' \frac{dT'}{dz}, \quad (3)$$

где c_p' — суммарная удельная теплоемкость единицы массы струи, включающая в себя теплоемкость воздуха, воды или льда.

Оно будет определяться:

— работой расширения воздуха при подъеме на единичную высоту

$$-(\rho' S' \omega) g \frac{T_v'}{T_v}; \quad (4)$$

— выделением на единичном пути энергии фазовых переходов (в результате конденсации, кристаллизации капель и коагуляции ледяных частиц с переохлажденными каплями)

$$(\rho' S' \omega) L \frac{ds'}{dz}, \quad (5)$$

где ds' — элементарное изменение количества воды (льда) в конденсированном состоянии; L — соответствующая энергия фазового перехода.

Здесь и далее под Lds' понимается суммарное изменение теплосодержания в результате всех трех указанных переходов ($п \rightarrow в$, $п \rightarrow л$, $в \rightarrow л$) с учетом перемешивания струи с окружающей средой. В практических расчетах величина Lds' представляется как сумма соответствующих составляющих, отображающих переходы $п \rightarrow в$, $п \rightarrow л$, $в \rightarrow л$;

— изменением теплосодержания ВНСМ за счет горизонтального перемешивания на единице пути подъема струи с окружающей средой

$$-c_p' (T_v' - T_v) \frac{d}{dz} (\rho' S' \omega). \quad (6)$$

Приравняв (3) сумме (4) и (6) и используя в качестве характеристики перемешивания (3.1.27) [1], после очевидных преобразований получим уравнение для изменения температуры влажной струи

$$-\frac{dT'}{dz} = \frac{g}{c_p'} \frac{T_v'}{T_v} + (T_v' - T_v) \frac{C}{R} \frac{T_v'}{T_v} - \frac{L}{c_p'} \frac{ds'}{dz}. \quad (7)$$

Следует иметь в виду, что в последнем слагаемом учитывается только та часть изменения влагосодержания, которая обусловлена фазовыми переходами, ибо только эта часть влияет на изменение температуры в струе.

Изменение избыточного влагосодержания в струе (вода в конденсированном состоянии и водяной пар) запишем по аналогии с (3.1.16) [1] в виде

$$-(q' + s' - q) \frac{d}{dz} (\rho' S' w) = (\rho' S' w) \frac{d}{dz} (q' + s'), \quad (8)$$

где q и q' — соответственно удельная влажность вне струи и в струе; s' — удельная водность в струе (практически за границей струи водностью можно пренебречь).

Подставив в (8) для удельной влажности выражение (3.1.18) и для перемешивания выражение (3.1.27) из книги [1] и разрешив результат относительно $\frac{ds'}{dz}$, после элементарных преобразований получим

$$\begin{aligned} \frac{ds'}{dz} = & - \frac{\mu E'}{MP} \left[\frac{df'}{dz} + f' \left(\frac{L}{\kappa T'^2} \frac{dT'}{dz} + \frac{Mg}{\kappa NT} \right) \right] - \\ & - \left[\frac{\mu}{MP} (f' E' - fE) + s' \right] \frac{C}{R} \frac{T'_v}{T_v}, \end{aligned} \quad (9)$$

где μ и M — молекулярные веса водяного пара и воздуха; κ — постоянная Больцмана; N — число Авогадро; P — атмосферное давление; f' , f — относительная влажность в струе и в окружающей атмосфере; E' , E — упругость насыщения пара при T' и T соответственно.

С помощью уравнения (9) рассчитывается изменение количества воды в конденсированном состоянии (водность плюс ледность), обусловленное понижением упругости насыщения водяного пара при понижении температуры в облаке, с учетом перемешивания облачной струи с окружающей средой.

Подставив (9) без второго слагаемого во второй квадратной скобке в (7), после несложных преобразований получим уравнение для изменения температуры влажной струи

$$\begin{aligned} - \frac{dT'}{dz} = & \left\{ \frac{g}{c_p} \frac{T'_v}{T_v} + \frac{L}{c_p} \frac{\mu E'}{MP} \left(\frac{df'}{dz} + \frac{Mg}{\kappa NT} \right) + \left[(T'_v - T_v) + \right. \right. \\ & \left. \left. + \frac{L\mu}{c_p MP} (f' E' - fE) \right] \frac{C}{R} \frac{T'_v}{T_v} \right\} \left(1 + f' \frac{\mu L^2 E'}{\kappa T'^2 M c_p P} \right)^{-1}. \end{aligned} \quad (10)$$

Если пренебречь пересыщением водяного пара в струе, т. е. положить $f'=1$, то в таком случае получаем более простую формулу

$$-\frac{dT'}{dz} = \left\{ \frac{g}{c_p} \frac{T'_v}{T_v} + \frac{L}{c_p} \frac{\mu E' g}{P \kappa N T} + \left[(T'_v - T_v) + \frac{L}{c_p} \frac{\mu}{MP} (E' - fE) \right] \frac{C}{R} \frac{T'_v}{T_v} \right\} \left(1 + \frac{\mu L^2 E'}{\kappa T'^2 M c_p P} \right)^{-1} \quad (11)$$

Положив в уравнении (11) $L=0$ (или $f', f=0$); приходим, как и следовало ожидать, к уравнению для «сухой» струи (3.1.30) в [1]. При этом необходимо положить равными нулю и виртуальные добавки.

Впрочем, применительно к кучево-дождевым облакам ими можно пренебречь и в уравнении для влажной струи. В связи с этим ниже в данном разделе значок виртуальности всюду отбрасывается.

В облаках избыток влаги конденсируется в виде капель, по мере понижения температуры они постепенно кристаллизуются. Если $\frac{ds'}{dz}$ в уравнении (9) представим в виде суммы двух слагаемых

$$\frac{ds'}{dz} = \frac{ds'_в}{dz} + \frac{ds'_л}{dz}, \quad (12)$$

то

$$\frac{ds'_в}{dz} = \frac{d}{dz} \left(\frac{4}{3} \pi \rho_в n_в r_в^3 \right) = 4 \pi \rho_в n_в r_в^2 \frac{dr_в}{dz} + \frac{4}{3} \pi \rho_в r_в^3 \frac{dn_в}{dz}; \quad (13)$$

$$\frac{ds'_л}{dz} = \frac{d}{dz} \left(\frac{4}{3} \pi \rho_л n_л r_л^3 \right) = 4 \pi \rho_л n_л r_л^2 \frac{dr_л}{dz} + \frac{4}{3} \pi \rho_л r_л^3 \frac{dn_л}{dz}, \quad (14)$$

где n — концентрация частиц радиуса r и плотности ρ (значки «в» и «л» соответственно относятся к водяным каплям и ледяным кристаллам).

Выражения для $\frac{dr_в}{dz}$ и $\frac{dr_л}{dz}$ получены в гл. II [1] (см. 2.2.9; 2.2.10).

Изменение концентрации капель $\frac{dn_в}{dz}$ может быть представлено в виде

$$\frac{dn_в}{dz} = -n_в \frac{C}{R} \frac{T'}{T} - n_в \frac{4}{3} \pi r_в^3 \frac{\Omega}{\omega} - \pi n_в n_л (r_в + r_л)^2 E(r_в, r_л) \frac{|\omega_{r_в} - \omega_{r_л}|}{\omega}, \quad (15)$$

где Ω — вероятность образования гетерофазных ледяных зародышей в единице объема за единицу времени; $E(r_b, r_l)$ — коэффициент коагуляции капель размера r_b и ледяных частиц размера r_l .

В уравнении (15) уменьшение числа капель определяется перемешиванием с окружающей средой (первое слагаемое), кристаллизацией капель (второе слагаемое) и коагуляцией капель с ледяными частицами (третье слагаемое).

Здесь, как и выше, в третьем слагаемом допущена очередная некорректность решения, связанная с тем, что коагуляция подразумевает относительное смещение по вертикали участников коагуляционного процесса.

Изменение числа ледяных частиц $\frac{dn_l}{dz}$ может быть представлено в виде

$$\frac{dn_l}{dz} = -n_l \frac{C}{R} \frac{T'}{T} + n_b \frac{4}{3} \pi r_b^3 \frac{\Omega}{\omega}, \quad (16)$$

где первое слагаемое определяет уменьшение числа ледяных кристаллов в результате перемешивания, второе — прирост ледяных кристаллов за счет кристаллизации водяных капель.

Взаимная коагуляция ледяных частиц здесь тоже не учтена, ее роль сравнительно мала.

Получив выражения для $\frac{ds'_b}{dz}$ и $\frac{ds'_l}{dz}$ в явном виде, мы теперь в соответствии с (12) имеем право написать

$$\begin{aligned} \frac{ds'_b}{dz} + \frac{ds'_l}{dz} = & - \frac{\mu E'}{MP} \left[\frac{df'}{dz} + f' \left(\frac{L}{\kappa T'^2} \frac{dT'}{dz} + \frac{Mg}{\kappa NT} \right) \right] - \\ & - \left[\frac{\mu}{MP} (f' E' - fE) + (s'_b + s'_l) \right] \frac{C}{R} \frac{T'}{T}. \quad (17) \end{aligned}$$

Разрешив (17) относительно пересыщения $\varepsilon = f' - 1$, после очевидных преобразований получим выражение, замыкающее систему уравнений баланса всех трех фаз воды в струе

$$\begin{aligned} - \frac{d\varepsilon}{dz} = & \frac{MP}{\mu E'} (\varepsilon + 1) \left[\frac{L}{\kappa T'^2} \frac{dT'}{dz} + \frac{Mg}{\kappa NT} \right] + \frac{1}{E'} \left[(E' (\varepsilon + 1) - fE) + \right. \\ & \left. + \frac{MP}{\mu} (s'_b + s'_l) \right] \frac{C}{R} \frac{T'}{T} + \left[\frac{ds'_b}{dz} + \frac{ds'_l}{dz} \right] \frac{MP}{\mu E'}. \quad (18) \end{aligned}$$

Это уравнение упрощается в тех случаях, когда допустимо пренебречь относительной массой конденсата (воды и льда), тогда получаем ещё более простую формулу

$$-\frac{d\varepsilon}{dz} = \frac{MP}{\mu E'} (\varepsilon + 1) \left[\frac{L}{\kappa T'^2} \frac{dT'}{dz} + \frac{Mg}{\kappa NT'} \right] + \frac{1}{E'} [E' (\varepsilon + 1) - fE] \frac{C}{R} \frac{T'}{T}. \quad (19)$$

И, наконец, изменение радиуса струи определяется уравнением, аналогичным тому, которое использовалось для сухой струи

$$\frac{2}{R} \frac{dR}{dz} = \frac{C}{R} \frac{T'}{T} - \frac{1}{\omega} \frac{d\omega}{dz} + \frac{1}{T'} \frac{dT'}{dz} + \frac{Mg}{\kappa NT'} \quad (20)$$

Итак, мы получили замкнутую систему из 10 приближенных дифференциальных нелинейных уравнений (2.1.17, 2.2.9 [1], 2, 7, 12, 13—16, 18, 20) с 10 неизвестными функциями: $\omega(z)$, $T'(z)$, $\varepsilon(z)$, $s'_b(z)$, $s'_d(z)$, $r_b(z)$, $r_d(z)$, $n_b(z)$, $n_d(z)$, $R(z)$.

В упрощенном варианте расчета влажной струи, когда можно пренебречь кристаллизацией водяных капель, число неизвестных функций может быть уменьшено до 7: $\omega(z)$, $T'(z)$, $\varepsilon(z)$, $s'_b(z)$, $r_b(z)$, $n_b(z)$, $R(z)$. Соответственно уменьшается число уравнений (2.1.17 [1], 2, 11, 13, 15, 18, 20).

В еще более упрощенном варианте, когда дополнительно пренебрегается массой конденсированной фазы по сравнению с массой водяного пара, число неизвестных функций сводится к пяти: $\omega(z)$, $T'(z)$, $\varepsilon(z)$, $s'(z)$, $R(z)$. Для их нахождения достаточно решить систему уравнений (2, 9, 11, 19, 20).

Во второй лекции полученные уравнения будут использованы для расчета градового облака и воздействия на градовые процессы.

В данной лекции речь шла о значениях параметров облака, на каждой данной высоте осредненных по площади сечения облака. В заключительной части второй лекции потребуются большая детализация в связи с необходимостью рассмотреть распределение интенсивности градообразования по сечению облака. Чтобы получить распределение по сечению облака его параметров, необходимо либо ввести переменное значение интенсивности вовлечения окружающего воздуха в струю (перемешивание облака в целом или его части с окружающей средой), либо воспользоваться известными полуэмпирическими формулами распределения водности и вертикальной скорости ветра в облаке. Заметим, что в данной лекции рассматривались строго вертикальные струи без учета сдвига ветра в атмосфере. В пределах предложенного решения для влажной струи учет ветра выполняется так же, как и для сухой струи.

Лекция 2

ПРОЦЕСС ГРАДООБРАЗОВАНИЯ И ЕГО ТРАНСФОРМАЦИЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ ИСКУССТВЕННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

По мере развития конвекции облако может стать кучево-дождевым. В данной лекции анализируется численная модель такого облака в градовой стадии. Выполнены расчеты конвекции и внутриоблачных процессов (с учетом прямых и обратных связей между ними) сначала при естественном развитии облака, а затем после воздействия на него кристаллизующими реагентами с целью ослабления градобития.

Рассмотрим модель внутримассового градоспасного кучево-дождевого облака, образовавшегося в результате термической неустойчивости на примере процесса в Алазанской долине 23/V 1971 г.

В этот день над Кавказом в первой половине дня стояла ясная погода, обусловленная антициклоном. Во второй половине дня, судя по прогнозу, следовало ожидать формирование и развитие внутримассовой облачности, сопровождающейся ливневыми осадками, градом и грозой.

Действительно, в 18 часов 10 минут на подходе к защищаемой территории с помощью радиолокатора, установленного на командном пункте (КП), была обнаружена быстро развивающаяся градоопасная зона. Назовем ее зоной № 1. Она была обстреляна противорадовыми ракетами, в результате чего градобитие на защищаемой территории было предотвращено. Однако восточнее этой зоны прошла другая градоопасная зона (назовем ее зоной № 2), которая не была замечена своевременно, так как экранировалась зоной № 1, и поэтому была обнаружена с опозданием уже после того, как из нее стал выпадать град размером до 2—3 см.

Выполним анализ на примере процесса естественного градообразования в зоне № 2 и его трансформации в зоне № 1 в результате ракетного обстрела. В этом анализе имеется ряд условностей. Так, облака в зонах № 1 и № 2 считаются строго идентичными. В целях наглядности результатов в расчет не введены сведения о трассах отдельных ракет и скорость выделения ими реагентов; расчет воздействия выполняется для варианта равномерного во времени и по

площади введения реагента на заданной высоте. На другие условия будет указано далее.

Результаты расчетов термодинамических параметров естественно развивающегося облака представлены на рис. 1—3. На тех же рисунках изображены результаты расчета параметров, изменившихся в результате введения в облако кристаллизующих реагентов.

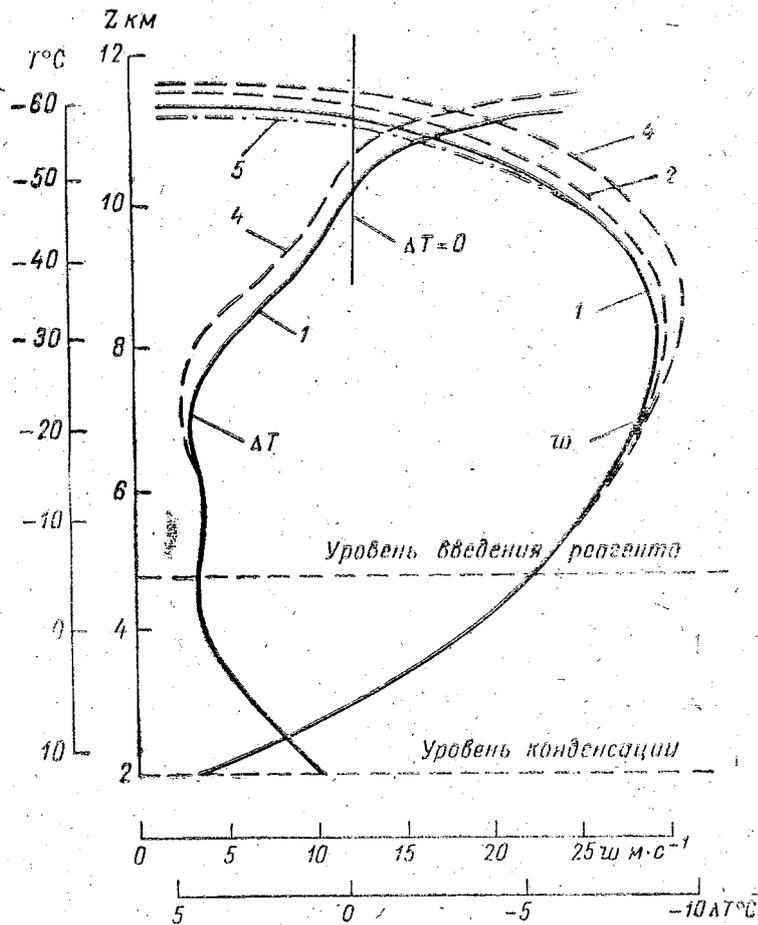


Рис. 1. Вертикальная скорость ω в облаке и разность температур в облаке и вне его ($\Delta T = T' - T$). На этом и последующих рисунках приняты обозначения: 1 — естественно развивающееся облако; 2, 3, 4 — искусственно кристаллизующееся облако при концентрации ледяных частиц на уровне введения: $n_2 = 10^3 \text{ г}^{-1}$, $n_3 = 5 \cdot 10^3 \text{ г}^{-1}$, $n_4 = 10^4 \text{ г}^{-1}$ соответственно; 5 — гипотетическое облако с запретом кристаллизации в его верхней части; 6 — гипотетическое облако с запретом в верхней его части коагуляции ледяных частиц с переохлажденными каплями.

Расчет вертикальных токов w , температуры облака T' , влажности q , отставания облака от ветрового потока, обусловленного обтеканием облака ветровым потоком Δv , пересыщения водяного пара ϵ в облаке при заданной стратификации окружающей атмосферы выполняется с помощью методов, изложенных в гл. II и гл. III [1]. Сначала речь пойдет о параметрах, осредненных по горизонтальному сечению облака, потом будут введены их радиальные распределения. В качестве исходных данных здесь используются результаты радиозондирования и радиолокационного зондирования в Рундспире.

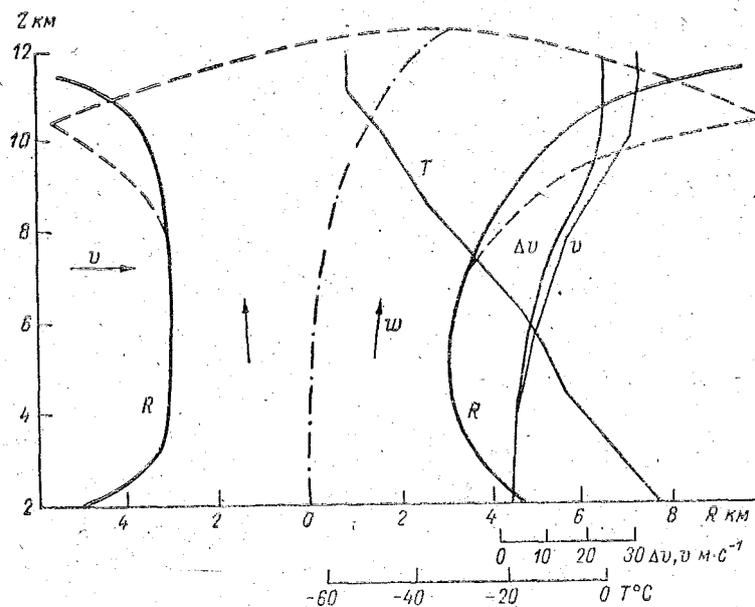


Рис. 2. Расчет радиуса облака R , скорости относительного перемещения облака Δv и наклона облака по ветру. Температура T и ветер v в свободной атмосфере по данным радиозондирования. Пунктиром показаны контуры облака при учете радиального изменения вовлечения.

Начнем с анализа естественно развивающегося облака — соответствующие ему линии на рисунках везде имеют индекс 1.

Как видно из рис. 1, скорость восходящего потока w в нижней половине облака растет, достигает максимума в верхней половине и затем быстро убывает до нуля. В данной ситуации облако простирается до высоты, примерно на 2 км превосходящей уровень, где архимедово ускорение равно нулю (так как $T=T'$). В других случаях, когда атмосфера выше уровня $\Delta T=0$ менее устойчива, это превышение может быть значительно большим. Изменение с

высотой перегрева облака по отношению к окружающей среде ΔT следует сложному закону, обусловленному в первую очередь стратификацией температуры в атмосфере.

На рис. 2 представлены горизонтальная составляющая ветра u и температура T в свободной атмосфере, а также средний по сечению радиус облака R и смещение облака — Δu относительно воздушного потока, обусловленное обтеканием облака потоком. Рисунки показывают, что в данном примере поперечное сечение облака до высоты 5—6 км уменьшается, а затем увеличивается. Соотношение

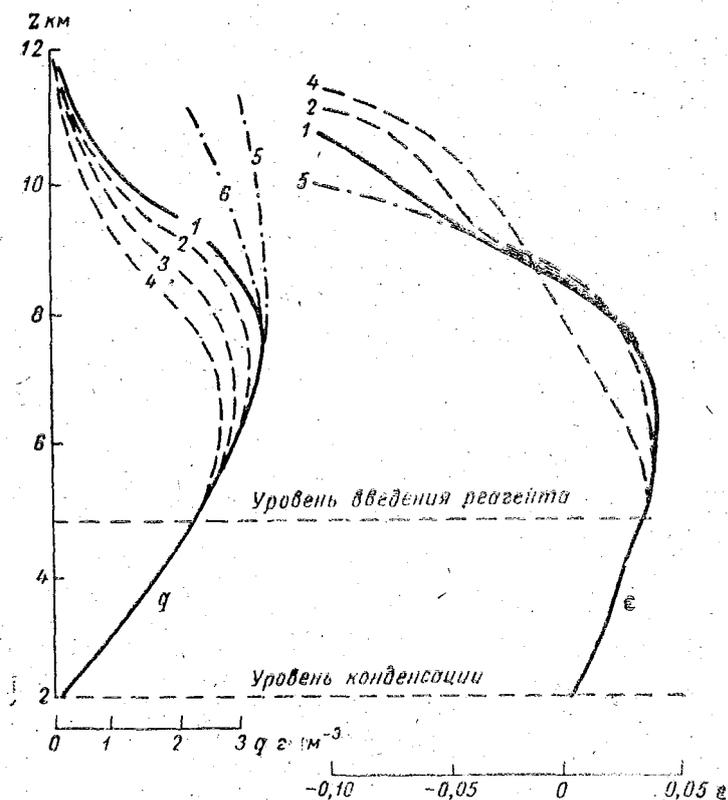


Рис. 3. Водность q и пересыщение ϵ по отношению к плоской водной поверхности (в окружающей среде относительная влажность 70%).

между вертикальными профилями w и u и миделевым сечением облака определяет его форму и наклон. В данном примере на высоте 9—10 км начинает формироваться типичная вытянутая по ветру наковальня. На этом же рис. 2 пунктиром показан результат расчета контуров облака с учетом радиального изменения вовлечения (см. ниже).

На рис. 3 представлен расчет водности q в облаке. В данном примере максимум q расположен несколько ниже максимума ω , в других случаях их взаимное расположение может оказаться совершенно другим, отметим сразу же, что как степень градоопасности, так и возможность искусственного предотвращения града существенно зависят от их взаимного расположения.

Формирование профиля водности в нижней части облака определяется главным образом выделением влаги в результате конденсации, в верхней — оледенением и обменом влагой с окружающим воздухом.

Оледенение верхней части кучево-дождевого облака в свою очередь определяется в основном тремя процессами: замерзанием переохлажденных капель, сублимацией водяного пара на ледяных частицах и коагуляцией ледяных частиц с переохлажденными каплями. Толщина облачного слоя, в котором наблюдается смешанная фаза, может оказываться, как это следует из рис. 3, значительной.

Для выяснения роли отдельных факторов будем выполнять расчеты отдельных параметров облака и интенсивности градообразования не только для реальных облаков, но и для гипотетических, отличающихся от реальных тем, что в них наложен запрет на те или иные процессы (например, на кристаллизацию, коагуляцию, распад конвективной ячейки и т. д.).

Как было показано в § 2.3 [1], вероятность образования гетерофазных ледяных зародышей в переохлажденной воде возрастает при температурах $-30 \div -40^\circ \text{C}$. Чтобы выяснить роль этого обстоятельства, необходимо выполнить расчет гипотетического облака, для которого в верхней части, т. е. при температурах $-30 \div -40^\circ \text{C}$ и ниже, скорость кристаллизации не возрастает так быстро, как в действительности. Рассчитаем предельный случай, когда на естественную кристаллизацию в верхней части облака наложен запрет. В масштабе рис. 3 соответствующая кривая не отличается от кривой с полным (на всех уровнях) запретом кристаллизации. Поэтому оба варианта на рис. 3 имеют индекс 5.

Параллельно выполним расчет второго гипотетического облака, в котором кристаллизация реальная, но отсутствует коагуляция закристаллизовавшихся капель с переохлажденными — на нее наложен запрет; такое облако позволит нам судить об относительной роли процесса коагуляции в верхней части облака. Присвоим такому облаку индекс 6. И наконец, напомним, что кривая с индексом 1 соответствует расчету действительной водности в облаке с учетом всех трех процессов: кристаллизации, коагуляции закристаллизовавшихся капель с переохлажденными и сублимации.

Сравнение линий 1, 5, 6 на рис. 3 показывает, что вершина кучево-дождевого облака кристаллизуется в значительной мере благодаря коагуляции замерзших частиц с переохлажденными каплями — сам эффект замерзания оказывается первичным по времени, но вторичным по интенсивности в процессе оледенения облака. Что касается роли процесса сублимации, то она оказывается существен-

ной лишь для сравнительно небольших ледяных частиц, поэтому ее роль невелика; на рис. 3 кривая, соответствующая запрету сублимации, если бы она была нанесена, оказалась бы очень близко к линии 1 и поэтому не нанесена на рисунок.

В данном примере интенсивная кристаллизация облака (при температуре $-30 \div -40^\circ \text{C}$ и ниже) сравнительно слабо сказывается на профиле вертикальных токов (сравните линии 1 и 5 на рис. 1), но в других случаях, когда на больших высотах атмосфера менее устойчива, эффект может оказаться более значительным — в отдельных случаях выделение тепла кристаллизации приводит к резкому (взрывоподобному) росту облака.

Результат расчета пересыщения в облаке представлен на том же рис. 3. Пересыщение в облаке ниже уровня интенсивной кристаллизации, как и следовало ожидать по результатам гл. II [1], больше нуля, т. е. относительная влажность по отношению к воде больше единицы. По мере кристаллизации облака относительная влажность стремится приблизиться к значению, равновесному по отношению ко льду. Однако в верхней части облака заметную роль начинает играть перемешивание облака с окружающей средой. На содержании пара в облаке это сказывается в том смысле, что оно стремится выравниваться с таковым в окружающей среде. При этом следует иметь в виду, что пересыщение пара в окружающей среде отрицательное по отношению к воде, но может оказаться как положительным, так и отрицательным по отношению ко льду. Какова относительная роль всех этих факторов, зависит от конкретных параметров облака. Если бы кристаллизация и перемешивание отсутствовали, то пересыщение так и оставалось бы положительным вплоть до верхней границы облака, меняясь лишь вслед за изменением температуры облака и скорости его охлаждения.

По современным представлениям, сложившимся как на основании наблюдений за интенсивностью градобитий, так и в результате типовых (модельных) расчетов, образование градин при сильных градобитиях происходит в результате замерзания сравнительно небольшого числа крупных облачных капель, играющих впоследствии роль градовых зародышей, быстро достигающих «опасной» стадии. Дальнейший рост таких закристаллизовавшихся частиц осуществляется вначале за счет перегонки пара с переохлажденных капель, а потом в результате коагуляции с ними. При этом, в зависимости от параметров облака (степени переохлаждения, распределения вертикальных токов, водности) и размера градин, устанавливается один из двух существенно различных режимов кристаллизации воды, поступающей на градину: докритический или закри- тический (см. § 2.3в [1]).

Корректный учет этих режимов имеет существенное значение для объяснения условий, приводящих к росту в облаке градин тех или иных размеров, той или иной структуры. От структуры градин, как это следует из § 4.2 [1], зависит площадь поперечного сечения обратного рассеяния радиолокационного сигнала, который исполь-

зуется в качестве одного из основных показателей gradoопасности облака. Кроме того, от структуры градин зависит их прочность, а значит и степень повреждения, наносимого ими.

Выполним расчет роста градин. В первом приближении будем считать, что зародышей градин сравнительно мало, «конкуренция» между ними практически отсутствует и тогда расчет может быть выполнен для каждой градины отдельно (см. § 2.2 [1]). При дальнейшем развитии модели фактор конкуренции будет учтен.

Результат расчета укрупнения градин в естественно развивающемся облаке представлен на рис. 4 кривыми $r_{л1}$ отличающимися друг от друга высотой уравнивания градовых зародышей в

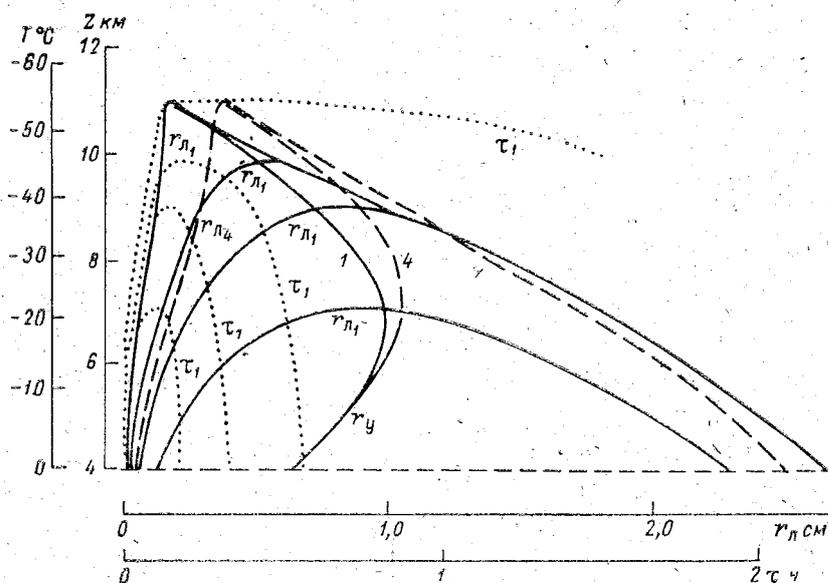


Рис. 4. Рост градовых зародышей радиуса $r_{л1}$, уравнивающихся восходящим потоком на четырех различных уровнях (11, 10, 9, 7 км), соответствующее время пребывания градин в облаке τ_1 и радиус градин $r_{у}$, уравнивающихся на данном уровне восходящими токами.

восходящем потоке. Соответствующее этим кривым время изображено линиями — τ_1 . Для того чтобы определить, какого размера градины уравниваются на данной высоте, приравняем друг другу скорость восходящего потока и скорость падения градины — в результате получим искомую зависимость радиуса уравнивающихся градин $r_{у}$ от высоты z . Эта кривая разделяет (на каждой высоте) частицы, летящие вверх и вниз, она есть геометрическое место точек перегиба траекторий растущих градовых зародышей.

В зависимости от высоты «переваливания» через уровень r_y , от самого значения r_y , от того, как расположены по отношению к нему профили $\omega(z)$ и $q(z)$, замерзающие частицы облачного спектра, если их рассматривать как зародыши градин, разделяются на «опасные», превращающиеся в градины, долетающие до земли, и остальные — «неопасные». К последним относятся прежде всего ледяные частицы, имеющие малый начальный размер, которые или не успевают вырасти до размеров, достаточных, чтобы преодолеть существующие вертикальные токи, и, следовательно, выносятся вверх в облачную наковальню, или преодолевают вертикальные токи выше уровня максимума вертикальных токов, близко к уровню интенсивной кристаллизации, и поэтому очень медленно опускаются вниз, практически «зависают», не успевая преодолеть восходящий поток за время существования конвективной ячейки. Эффект зависания сильно зависит от соотношений между вертикальными градиентами $\omega(z)$ и $q(z)$, а также от уровней взаимного расположения максимумов r_y и $\omega(z)$.

Неопасными оказываются также зародыши, преодолевающие восходящий поток (переваливающие через уровень r_y) в нижней части облака, значительно ниже максимумов ω и q ; такие зародыши проходят сравнительно небольшой путь в облаке, не успевая вырасти до размеров, обеспечивающих прохождения ими теплой части облака и подоблачного слоя в твердом состоянии, и превращаются в дождевые капли.

И, наконец, промежуточная область условий соответствует оптимальному, наиболее опасному варианту роста градин: достаточно большой начальный размер ледяных частиц и большая водность в области роста обеспечивают преодоление восходящих потоков за короткое время, большой путь в переохлажденной части облака позволяет градовым зародышам превращаться в градины таких размеров, что они почти не уменьшаются в теплой части облака и под ним.

Таким образом, опасной оказывается часть кривой r_y , расположенная где-то не слишком высоко и не слишком низко, соответствующая для данного облака определенной части спектра облачных частиц, дающих собственно градины. В зависимости от значений взаимосвязанных между собой термодинамических параметров облака и их распределений по высоте, уровня интенсивной кристаллизации и нулевой изотермы, режимов кристаллизации и спектра распределения облачных частиц по размерам (особенно в области крупных капель) опасная часть спектра расширяется или сужается, усиливая или ослабляя градоопасность облака.

Важное значение имеет время, в течение которого вырастают градовые зародыши, оно, как видно из рис. 4, существенно зависит от высоты переваливания их через уровень r_y . Все градины, падающие с различных уровней, расположенных выше уровня максимума вертикальных токов ω , вырастают практически до одинаковых размеров (зависящих в основном от величины максимума ω),

но время их пребывания в облаке (и концентрация) — различны. Так, в данном примере время падения градин с уровня 11 км до уровня нулевой изотермы — 1 ч 40 мин, с уровня 10 км — 35 мин, с уровня 9 км — 20 мин. В строго стационарном облаке все градовые зародыши раньше или позже, но достигли бы земли, а в реальном, сравнительно короткоживущем облаке в градины превратятся лишь те из них, для которых время роста до размеров достаточных, чтобы преодолеть восходящий поток и долететь до земли, меньше, чем время жизни конвективной ячейки облака. Это время является одним из регуляторов левой границы опасной части спектра градовых зародышей.

Чтобы определить, на каких высотах и в каком количестве зарождаются опасные градовые зародыши, т. е. определить их концентрацию, необходимо рассчитать вероятность кристаллизации капель различных размеров (см. § 2.3 [1]) и далее возможность превращения их в опасные градовые зародыши, определяемую характерным временем жизни конвективной ячейки и всеми теми факторами, о которых говорилось выше.

По мере подъема вверх, вслед за понижением температуры облака увеличивается вероятность кристаллизации капель (относительно крупных), но уменьшается одновременно доля тех из них, которые при движении в облаке успевают вырасти до размеров, позволяющих им преодолеть восходящий поток, притом в достаточно короткое время. В результате диапазон высот естественного

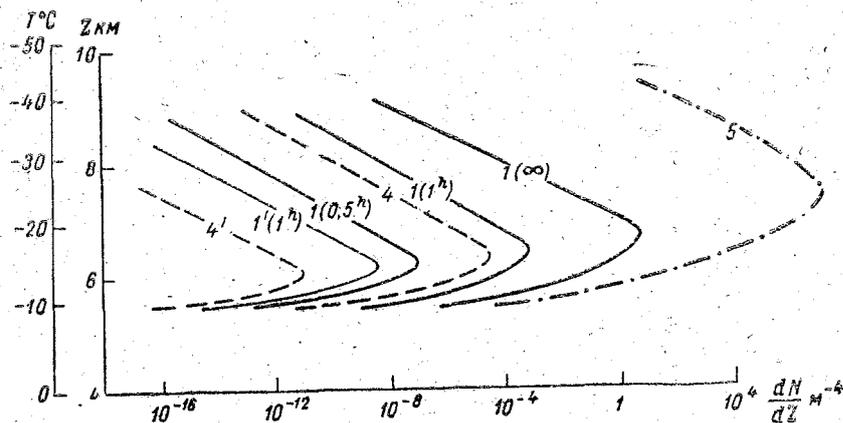


Рис. 5. Вертикальное распределение скорости образования градовых зародышей и его изменение в результате воздействия. Для естественного процесса дана серия кривых для разного времени существования облака ($\tau = \infty$, $\tau = 1\text{h}$, $\tau = 0,5\text{h}$), после воздействия — для времени $\tau = 1\text{h}$. Кривые 1–5 рассчитаны при $\nu = 0,6$; кривые 1', 4' — при $\nu = 0,8$. Диапазон $0,6 < \nu < 0,8$ наиболее характерен для кучево-дождевых облаков.

образования градовых зародышей (рис. 5) оказывается ограниченным как снизу, так и сверху. Он сравнительно узкий и притом располагается значительно ниже уровня интенсивной кристаллизации при сравнительно высоких температурах ($-15 \div -20^\circ \text{C}$), где оледенение облака в масштабе рис. 4 незаметно.

Чтобы получить сами концентрации зародышей $N(z)$, достаточно проинтегрировать $\frac{dN}{dz}$ в узком диапазоне высот вблизи уровня максимума. Для оценки порядка величин можно ограничиться интегрированием в пределах 100 м.

В данном примере (линия 1 (∞) на рис. 5) максимальная скорость образования градовых зародышей равна 25 м^{-4} , что примерно соответствует концентрации $N = 2 \cdot 10^3 \text{ м}^{-3}$. Такая (как будет ясно из дальнейшего — катастрофическая) концентрация градовых зародышей соответствует нереальному облаку, длительное время, по крайней мере несколько часов, находящемуся в стабильном состоянии максимального развития, да притом еще при отсутствии конкуренции между зародышами. Отбирая зародыши, время превращения которых в градины реальное (например, $\tau = 1^{\text{н}}$, $\tau = 0,5^{\text{н}}$), получим соответственно реальные значения скорости образования опасных зародышей града (10^{-3} м^{-4} , 10^{-7} м^{-4}).

Некоторое приближенное представление об интенсивности градобития можно получить сразу же без дальнейших расчетов, сопоставляя рис. 5 и 6.

На рис. 6 по многочисленным экспериментальным данным построено для сильных градобитий распределение по размерам объемной концентрации градин в облаке. Экстраполируя результаты в области меньших или больших концентраций, можно получить представление о более слабых или еще более сильных (катастрофических) градобитиях.

Рисунок показывает, что если, например, градин с радиусом 2—3 см и более — несколько штук в кубическом метре, то это соответствует крайне сильному, катастрофическому градобитию. Напротив, если градин радиусом 1—1,5 см содержится в количестве не более 10^{-4} м^{-3} , то это очень слабый град и т. д. В соответствии с рис. 5 можно сказать, что рассматри-

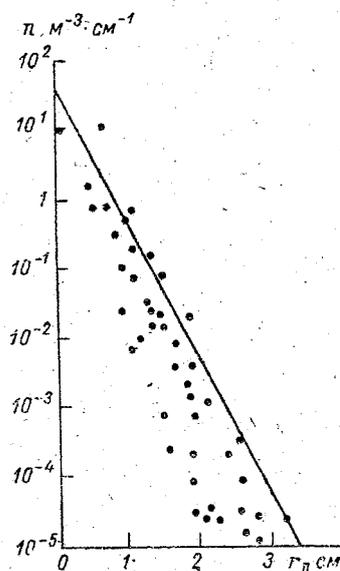


Рис. 6. Связь между размерами градин и их объемной концентрацией в случаях сильных градобитий (по наблюдениям в Англии).

ваемое облако, если оно просуществует примерно один час, станет чрезвычайно градоопасным. Оно окажется градоопасным и при меньшем времени существования, например 0.5^h .

Более определенно судить о градоопасности облака позволяет полный анализ, заканчивающийся расчетом количества движения потока градин, падающих на землю. Расчет этой величины будет выполнен ниже, а пока обратим внимание на следующие обстоятельства.

Наличие такого феноменального явления в облаках, как глубокое переохлаждение воды, создает условие для образования града и нередко сопутствующей ему грозы. Но градобития были бы во много раз интенсивнее, если бы верхняя часть облака не оледенела столь энергично, как это имеет место на самом деле. Это видно из сравнения кривых I и I' на рис. 5. Действительно, запрет на кристаллизацию в верхней части облака на несколько порядков увеличивает концентрацию градин. Таким образом, резкое увеличение скорости образования гетерофазных ледяных зародышей в области температур $-30 \div -40^\circ\text{C}$ и ниже оказывается фактором, уменьшающим вероятность катастрофических градобитий.

Из сравнения кривых I и I' на рис. 5 видно, насколько сильно результат расчета зависит от вида распределения капель по размерам $\eta(r)$, в основном от параметра ν , характеризующего крутизну спада функции $\eta(r)$ в области больших размеров. Увеличение ν , т. е. уменьшение доли крупных капель в распределении $\eta(r)$, непропорционально резко уменьшает концентрацию опасных градовых зародышей. Это свидетельствует о том, что принципиально возможен комплексный метод воздействия, соединяющий в себе искусственную кристаллизацию верхней части облака и управление спектром переохлажденных капель ниже зоны образования градовых зародышей.

Переходим к анализу радиолокационной отражаемости градового облака. В настоящее время в качестве основного индикатора градоопасности облака используется радиолокационная отражаемость η^* ; (см. § 4.2 в [1]). В среднем, чем градоопаснее облако, тем больше его радиолокационная отражаемость. Кроме того, известно, что при $\lambda = 3,2$ см отражаемость в нижней части облака 10^{-6} см $^{-1}$ и более свидетельствует о безусловной его градоопасности, а 10^{-9} см $^{-1}$ и менее — о безусловной безопасности. И то и другое следует как из наблюдений, так и из модельных расчетов. Однако практический интерес представляет количественная связь между отражаемостью и градоопасностью для конкретных случаев, а не средние и не крайние значения.

Чтобы рассчитать радиолокационную отражаемость, необходимо знать распределение частиц по размерам, знать какая часть спектра замерзла, и для замерзающих капель — каков режим кристаллизации, и, разумеется, диэлектрическую проницаемость всех частиц. Радиолокатор реагирует на суммарную отражаемость, ко-

торая формируется всеми частицами, но иногда в модельных расчетах, чтобы судить о трансформации градоопасного конкретного облака более определенно, оказывается полезным рассматривать отдельно отражаемость от частиц, летящих вверх в наковальню и падающих на землю. Но на рис. 7 показан результат расчета суммарной радиолокационной отражаемости для разных значений времен развития градового процесса.

Проследим сначала за радиолокационной отражаемостью при естественном развитии градового процесса. В данном примере в пределах первого получаса зона градовых зародышей распространяется вверх, градины укрупняются, но пока еще не преодолевают восходящий поток. Соответственно максимум радиолокационной

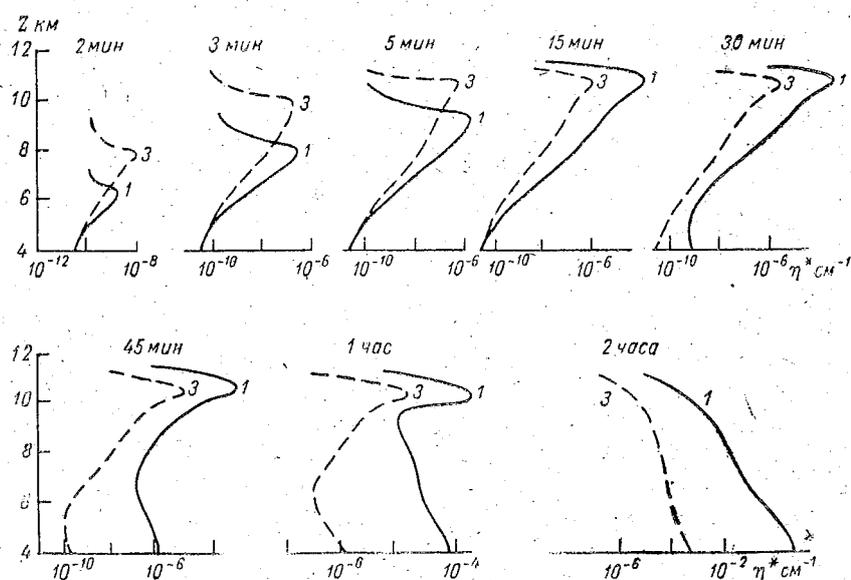


Рис. 7. Суммарная радиолокационная отражаемость облака η^* до и после воздействия (на волне $\lambda = 3,2$ см) для разных значений времени развития градового процесса.

отражаемости растет по абсолютной величине и притом смещается вверх, туда, где на этой стадии сосредоточены надолго крупные зародыши градин. Затем постепенно выросшие градины преодолевают восходящий поток и опускаются вниз. На 30-й минуте они достигают нижнего основания облака. Но, судя по величине отражаемости, это еще не настоящие градины, они растают под облаком и дадут дождь. Между 30-й и 45-й минутами градины достигают опасных размеров, начинается настоящее градобитие. Последующие две стадии — это катастрофическое, нереальное градобитие. На этой стадии расчет дает завышенное значение отражаемости из-за неучета конкуренции между градинами.

После воздействия на первых пяти минутах наблюдается увеличение отражаемости, но размер частиц у нижнего основания облака остается прежним, как в ходе естественного процесса. Затем к 15-й минуте сказывается действие реагента и отражаемость становится меньше, чем при естественном процессе. На 30-й и 45-й минуте хорошо видно, насколько воздействие ослабило градовый процесс. Последние два рисунка показывают, что в дальнейшем и после воздействия отражаемость в нижней части облака достигла бы угрожающего значения, но, как уже указывалось, время 1 ч и более в такой модели не следует принимать во внимание. Эти рисунки приведены здесь только для показа тенденции развития процесса.

Чтобы более определенно судить об интенсивности градобитий и вызываемых ими повреждений, введем понятие о количестве движения секундной массы потока градин, отнесенной к единичной площади поверхности земли

$$\kappa = n \int_{r_*}^{\infty} \eta(r_d) m(r_d) \omega_{r_d}^2 d r_d \left[\frac{z}{\text{см}^3} \frac{\text{см}^2}{\text{с}^2} \right],$$

где n — общее число долетевших до земли градин, отнесенных к единице объема воздуха; $\eta(r_d)$ — относительное число градин, имеющих размер r_d , массу $m(r_d)$ и скорость падения ω_{r_d} . Минимальный размер градины, способной долететь до земли, обозначим через r_* .

Градины летят под углом к вертикали. Повреждения посевам и сооружениям определяются как вертикальной, так и горизонтальной составляющей κ , если рассматривать эту величину как вектор, поэтому, вообще говоря, следует рассчитывать соответствующие составляющие вектора κ с учетом горизонтальной составляющей ветра у земли. В первом приближении ограничимся только вертикальной составляющей вектора κ . Расчет этой величины для разного времени жизни конвективной ячейки представлен на рис. 8. На этом же рисунке представлен расчет максимальных значений радиолокационной отражаемости облака для этих же времен.

Рис. 1—8 и другие аналогичные показывают, что нередко сравнительно небольшие изменения одного или нескольких параметров облака могут резко изменить количество опасных градовых зародышей, т. е. превратить облако из неградоопасного в градовое или наоборот. Эти изменения могут происходить как естественным путем, так и в результате воздействия.

Различные варианты ослабления градобитий будут рассмотрены ниже, а сейчас выполним расчет последствий введения в основание переохлажденной части облака кристаллизующих реагентов. От конкретных свойств реагентов пока абстрагируемся. Предположим, что на уровне z_0 по всему поперечному сечению облака равномерно вводятся ледяные частицы, имеющие томсоновский размер,

т. е. термодинамически равновесный по отношению к облаку на данном уровне. Плотность потока этих частиц $N \text{ см}^{-2}\text{с}^{-1}$. Тогда их концентрация в облаке на уровне z_0 , отнесенная к единице массы облака, равна

$$n = \frac{N}{\omega_0 \rho_0} \text{ г}^{-1},$$

где ω_0 — скорость восходящего потока; ρ_0 — плотность воздуха в облаке на уровне z_0 . Именно эту величину мы далее и будем вводить в расчет.

Итак, предположим, что кроме естественно образующихся ледяных частиц в облако введены дополнительно ледяные частицы, образовавшиеся на частицах реагента. Вероятность превращения частиц реагента в ледяные частицы пока не учитывается: в расчет вводится число оледеневших частиц реагента.

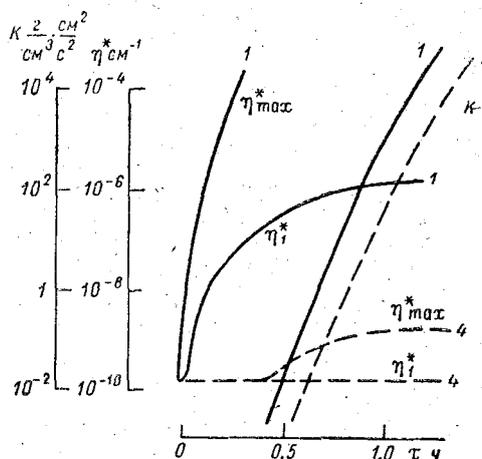


Рис. 8. Изменение во времени максимальных значений η_{\max}^* облака, значений радиолокационной отражаемости η_i^* на высоте 8 км и количества движения K потока градин, падающих на землю.

Результаты расчета трансформации термодинамических параметров облака и его градоопасности в результате введения в облако оледеневших частиц кристаллизующих реагентов с концентрацией: $n_2 = 10^3 \text{ г}^{-1}$, $n_3 = 5 \cdot 10^3 \text{ г}^{-1}$, $n_4 = 10^5 \text{ г}^{-1}$ представлены на рис. 1—8. Соответствующие линии имеют индексы 2, 3 и 4. Как показали расчеты, концентрация реагентов $n_1 = 10^2 \text{ г}^{-1}$ уменьшает концентрацию опасных градин в пределах одного порядка, что практически также безусловно существенно, но при выбранном нами масштабе рисунков незаметно.

Что происходит в облаке после введения кристаллизующего реагента? Во-первых, в результате выделения тепла кристаллизации меняется профиль скорости вертикальных токов ω . В данном примере он меняется сравнительно мало, так как атмосфера на уровне верхней части облака устойчива; в других случаях, как уже

отмечалось выше, наблюдается более существенное изменение, иногда быстрый «взрывоподобный» рост вершины облака. Во-вторых, меняется профиль $r_y(z)$. Следует иметь в виду, что к этому параметру облако в смысле градоопасности весьма чувствительно. В-третьих, снижается уровень интенсивной кристаллизации облака, тем самым уменьшается вертикальная протяженность переохлажденной части, в которой могут расти градины. В-четвертых, у естественных зародышей градин появляются искусственно созданные конкуренты в борьбе за влагу в переохлажденной части облака. Все указанные эффекты тем сильнее проявляются, чем больше концентрация вводимого реагента (рис. 3, кривые 2, 3, 4). Какой из факторов оказывается наиболее действенным, к чему это приведет — все зависит от конкретных свойств облака и тактики воздействия на него. В данном типовом примере главными факторами оказываются снижение уровня интенсивной кристаллизации и смещение в сторону больших значений линии r_y в той области высот, которая в данном примере является определяющей в смысле концентрации опасных градин.

В результате, несмотря на незначительное изменение конечного размера градин, количество движения, которое создается градинами, сильно уменьшается, причем тем сильнее, чем больше кристаллизующего реагента введено в облако. В данном примере изменение концентрации градин оказалось значительно более существенным, чем изменение их максимальных размеров, однако в других примерах соотношение между этими факторами может оказаться иным.

Судя по рис. 3, зона действия искусственных ледяных частиц оказывается значительно выше уровня их введения в облако. Чтобы закристаллизовать переохлажденную воду выше уровня образования опасных градовых зародышей, необходимо вводить кристаллизующий реагент значительно ниже этой зоны. Инкубационный период оказывается большим: путь, пройденный искусственными кристаллами за время инкубационного периода, сравним с толщиной всей переохлажденной части.

Резкое уменьшение числа опасных зародышей в облаке после введения в него кристаллизующего реагента повлекло за собой уменьшение радиолокационной отражаемости (рис. 7, кривые 3 и 4). Однако, как показывают расчеты, уменьшение или увеличение η^* не всегда в достаточной мере характеризует облако в смысле градоопасности. Дело в том, что одновременно с уменьшением числа опасных зародышей после введения реагента увеличивается доля улетающих вверх в наковальню облака неопасных ледяных частиц, в результате чего на больших высотах суммарная отражаемость может стать иногда больше, чем до воздействия. В таких случаях наблюдается всплеск η^* (сравните кривые 3 и 1 на рис. 7 для 2, 3 и 5 мин). Подобное, казавшееся странным изменение радиолокационной отражаемости в действительности неоднократно наблюдалось после обстрела градовых облаков.

Рассмотренная модель позволяет наметить следующие основ-

ные принципиально возможные варианты искусственной модификации типового мощно-кучевого облака с целью предотвращения выпадения из него града.

Во-первых, это искусственная кристаллизация всей переохлажденной части облака — радикальный, но в то же время самый нерентабельный вариант, так как для полной кристаллизации потребуются наибольший, практически нереальный расход реагента (если ориентироваться на те кристаллизующие реагенты, которые сейчас известны, другие же — безреагентные способы кристаллизации пока еще не применяются).

Во-вторых, полное или частичное разрушение облака в доградовой стадии, в частности, вымывание из него влаги путем вызывания искусственных ливневых осадков. В таком варианте требуется очень точное предвычисление трансформации облака на весь период существования конвективной ячейки.

В-третьих, это искусственная кристаллизация переохлажденной зоны выше уровня образования опасных градовых зародышей — искусственное смещение вниз зоны интенсивной кристаллизации. В этом варианте увеличивается число частиц, которые не успевают вырасти до опасных размеров и выносятся вверх в наковальню, соответственно уменьшается число опасных.

В-четвертых, это искусственная кристаллизация переохлажденной зоны ниже уровня образования опасных градовых зародышей. В таком варианте искусственное уменьшение «капельножидкой» водности облака приведет к уменьшению числа градин, которые успевают вырасти до размеров, обеспечивающих их выпадение до земли в нерастаявшем виде.

В-пятых, это искусственное создание дополнительных градовых зародышей, способных в процессе роста конкурировать в борьбе за воду с естественно образовавшимися зародышами, в результате чего все они лишаются возможности вырасти до опасных размеров и тают, не долетая до земли.

Наконец, шестой вариант связан с управлением спектром переохлажденных капель в зоне образования опасных градовых зародышей. В этом плане могут быть использованы методы дробления крупнокапельного «шлейфа», искусственная переконденсация, уменьшение поверхностного натяжения капель, электрические методы.

При воздействии одновременно, в той или иной мере, осуществляются все или большинство из перечисленных вариантов модификации: каждый вариант для определенной части зародышей. При этом их относительная роль от случая к случаю может меняться в соответствии с конкретными свойствами облака и тактикой воздействия (концентрацией реагента, уровнем его введения, темпом). Главную роль для типового облака при той методике воздействия, которая сейчас в основном применяется, играет третий вариант.

Выше рассматривалось одномерное облако. Известно, однако, что все основные параметры облака, которые поддаются измере-

нию, изменяются по мере смещения от оси облака на периферию. Мы же пока оперировали со средними по сечению параметрами.

Если ввести монотонно увеличивающийся по мере смещения от оси облака к периферии параметр вовлечения $C = C(R)$ (см. гл. III, [1]), то все параметры облака окажутся функциями R — расстояния от оси облака. Вертикальная скорость ω , водность q , высота конвекции монотонно уменьшаются по мере смещения от оси к периферии. Этого следовало ожидать заранее. Менее очевидно, скорее даже неожиданно, другое. Расчеты покажут, что градоопасность облака, характеризующаяся величиной k , оказывается существенно экстремальной функцией R .

Повторим все выполненные выше расчеты, полагая, что все параметры облака монотонно убывают от центра облака к его периферии вслед за увеличением параметра вовлечения $C = C(R)$ и распределены симметрично относительно оси облака.

В результате получим распределение по сечению облака всех параметров облака, в том числе концентрации выпавших на землю градин и их размеров, а следовательно, и количества движения градин, благодаря чему появляется возможность более определенно судить о степени градоопасности облака.

Но прежде всего обратим внимание на то, что изменилась верхняя часть рис. 2. Уровень конвекции оказался максимальным в области максимума скорости ω , т. е. на оси облака, наковальня «разбухла». Рис. 2 стал очень похожим на типовую схему мощного кучево-дождевого облака, построенного по экспериментальным данным. Эта схема показана в [1] на рис. 4, 5, 6. Видно сходство внешних контуров облаков, но и по другим параметрам, которые в настоящее время более или менее известны, расчет и опыт согласуются. Подтверждается, например, наличие значительной разности температур ($\Delta T = T' - T$), меняющей свой знак в области восходящих потоков значительно ниже уровня $\omega = 0$. Что касается конфигураций линий токов в облаке и вне его, то между опытом и расчетом имеются некоторые, правда, второстепенные различия, причина которых пока еще не ясна.

Результаты расчета распределения по радиусу облака до и после воздействия количества движения k , создаваемого секундной массой потока градин, а также радиолокационной отражаемости на высоте 8 км, представлены на рис. 9.

Как видно из рисунка 9, количество движения падающих на землю градин очень сильно меняется при смещении по радиусу облака: образуется сравнительно узкая полоса выпадения града. Величина k , проинтегрированная по ширине полосы, определяет ущерб, который облако наносит посевам и сооружениям в момент прохождения облака через данную область. В результате воздействия, как показывают расчеты, максимальное значение количества движения k уменьшается, а полоса выпадения града смещается обычно к периферии облака. Если рассматривать облако в проекции на землю, то оказывается, что сильный град образуется в

узком кольце, в данном примере сравнительно далеко отстоящем от оси облака. Отметим сразу же, что подобная картина нередко наблюдается в действительности. На рис. 10 в качестве примера показаны радиолокационные изображения градового облака на экране ИДВ (индикатор дальность—высота). Белым цветом изображено само облако, черным — град в нем. Левый край изображений находится в центральной части облака. Видно, что град выпадает на периферии облака, и притом область, заня-

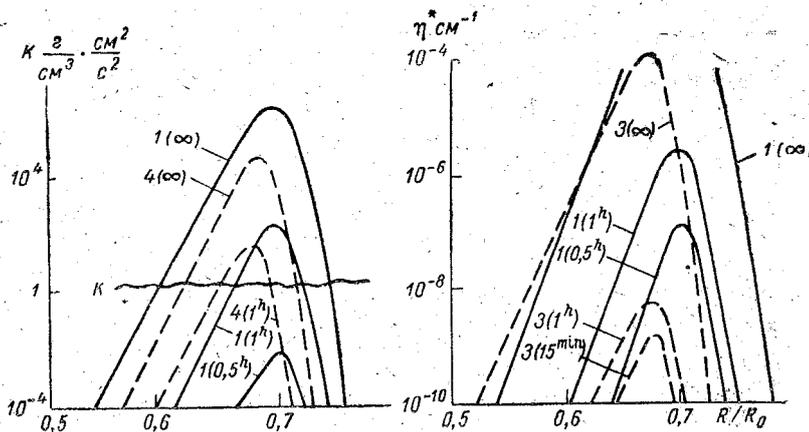


Рис. 9. Количество движения потока градин, падающих на землю, и радиолокационная отражаемость ($\lambda = 3,2$ см) в облаке на высоте 8 км на разных расстояниях от вертикальной оси облака.

тая градом, постепенно во времени увеличивается, что, по-видимому, говорит о постепенном увеличении интенсивности градообразования. Рисунок 10 согласуется с тем, что представлено на рис. 9 и предыдущих.

Для сравнения с экспериментом и определения повреждений, которые принесет град, необходимо учесть скорость смещения градового очага V по ветру, в результате которого град рассеивается по траектории своего движения.

В пределах разумной точности осреднение по пути движения может быть выполнено по очевидному соотношению

$$K = \frac{1}{VR_k} \int_{R_1}^{R_2} \pi R_k \kappa d R_k \left[\frac{z}{\text{см}^2} - \frac{\text{см}}{c} \right],$$

где R_k — текущий радиус внутриградового кольца; R_1, R_2, R_k — радиусы градового кольца: внутренний, внешний, средний.

Следует обратить внимание на то, что при переходе от k к K изменилась размерность. Это обусловлено тем, что величина k отнесена к единице времени и единице объема, а величина K характеризует общее количество движения, переданное градинами поверхности земли в результате прохождения над данной местностью градового облака.

Физический смысл величины K очевиден: это отнесенное к единице площади подстилающей поверхности количество движения, которое передали ей все градины, упавшие в данном месте за время прохождения градового облака над нею.

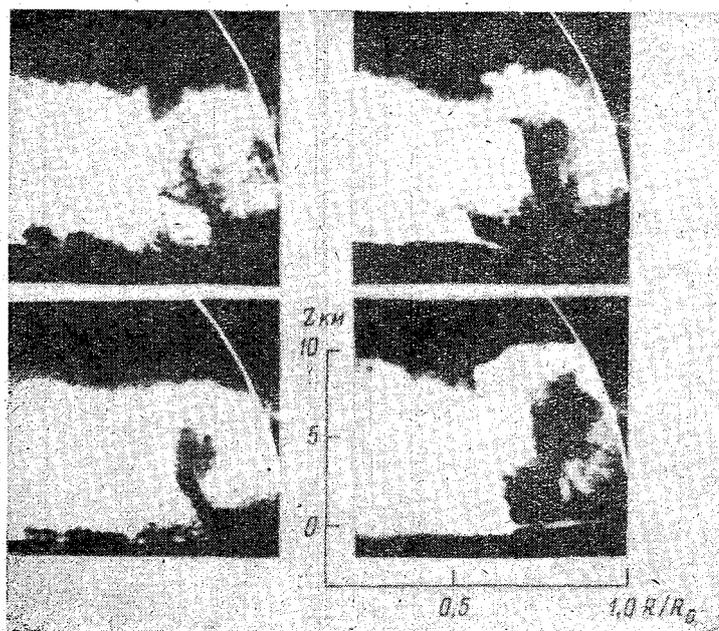


Рис. 10. Изображение градового облака на ИДВ (Куба-Таба, 1974). Светлая часть — облако, темный столб — град. Кадры следуют друг за другом примерно через равные промежутки времени. Весь интервал времени от первого до четвертого кадра равен $0,5^h$.

Именно эта величина, точнее ее вертикальная составляющая, определяется обычно при обследовании последствий градобитий. По результатам измерений размеров градин на земле определяют величину K по формуле

$$K = n_1 \int_0^{\infty} \eta_1(r_n) m(r_n) \omega_{r_n} dr_n \left[\frac{g}{\text{см}^2} \frac{\text{см}}{c} \right],$$

где n_1 — число градин, упавших на единице поверхности земли за время прохождения градового облака; $\eta_1(r_d)$ — функция распределения их по размерам; $m(r_d)$ и ω_{r_d} — масса и скорость падения градин соответственно.

Степень повреждения, которое наносят градобития сельскохозяйственным культурам, зависит от параметров града (размера, концентрации, структуры градин, продолжительности градобития), от свойств культур (вида растений, фазы их развития), от интенсивности сопутствующих явлений (ветра, ливня и т. д.).

Могут быть построены обобщенные зависимости степени повреждения от количества движения K , которое градины несут на землю. Несмотря на всю условность таких зависимостей, они позволяют оценивать градоопасность количественно — получать в результате расчетов степень повреждения; они могут быть построены для различных культур в различных фазах их развития с учетом сопутствующих явлений.

Пока, за неимением таких зависимостей, используют понятие о критическом значении количества движения градин, которое вызывает значительные повреждения посевов. Вместо количества движения может использоваться также кинетическая энергия.

В качестве такого критического значения энергии используют кинетическую энергию градин $300 \text{ дж/м}^2 = 3 \cdot 10^5 \text{ эрг/см}^2$ при характерном диаметре градин 1,5 см, что примерно эквивалентно количеству движения

$$K = 4 \cdot 10^2 \frac{g}{\text{см}^2} \frac{\text{см}}{c}$$

На рис. 9 отмечено критическое значение k' , соответствующее в данном примере критическому значению K .

ЛИТЕРАТУРА

1. Качурин Л. Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы. Л., Гидрометеоздат, 1973, 365 с.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
<i>Лекция 1.</i> Фазовые переходы воды в свободной турбулентной струе (на активном участке)	3
<i>Лекция 2.</i> Процесс градообразования и его трансформация в результате искусственной кристаллизации	10

КАЧУРИН ЛЕВ ГРИГОРЬЕВИЧ

Воздействие на градовые процессы
(конспект лекций)

Редактор *З. Б. Ваксенбург*

Корректор *С. А. Хянинен*

Подписано к печати 21.09.76 г.

М-19803

Зак. 200

Тираж 900

Объем 1,875 п. л.

Цена 25 коп.
