

06
Т 7Д

ПРОВЕРЕНО
1950 г.

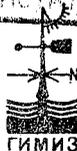
Т Р У Д Ы
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ
ОБСЕРВАТОРИИ
имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 82

ВОПРОСЫ ФИЗИКИ АТМОСФЕРЫ

Под редакцией
докт. физ.-мат. наук
Н. С. ШИШКИНА

БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1958

АННОТАЦИЯ

В сборнике излагаются результаты исследований физики атмосферы, выполненных в Отделе физики свободной атмосферы ГГО в 1956—1957 гг. Освещены некоторые вопросы развития и распада конвективных облаков, микроструктуры облаков, связи между микроструктурой облаков и обледенением самолетов. Описывается новый метод воздействия на переохлажденные облака и излагаются результаты анализа фронтальной структуры антициклонов.

Сборник рассчитан на научных сотрудников, работающих в области метеорологии и синоптики.

О РОСТЕ И РАСПАДЕ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ ПРИ НЕУСТОЙЧИВОЙ СТРАТИФИКАЦИИ АТМОСФЕРЫ

1. Введение

Вопросам динамики развития и распада конвективных облаков, которые можно назвать естественной облачной лабораторией, посвящены многочисленные исследования.

Особенное внимание привлекают наиболее интенсивные явления — бурное развитие грозных облаков, где измеренные скорости вертикальных движений воздуха достигают 20—25 м/сек., и образование у поверхности земли при прохождении грозных облаков шквалистого ветра, порывы которого достигают 30—40 м/сек. и имеют огромную разрушительную силу.

Экспериментальные исследования этих явлений весьма сложны. Существует несколько методов измерения скоростей вертикальных движений.

1. Полеты в конвективных облаках планеров, оборудованных приборами для регистрации высоты, давления, температуры. Известны случаи подъема планеров в восходящих потоках внутри облаков от высоты 2 км до 6—8 км с вертикальной скоростью до 20 м/сек. даже при падении града в зоне полета [10].

2. Измерение с помощью акселерометров вертикальных ускорений самолета в облаках при пересечении восходящих и нисходящих струй.

3. Определение вертикальных движений уравновешенного шара с отражателем в облаке при помощи радиолокатора [6].

4. Исследование областей восходящих и нисходящих движений с помощью измерения пульсаций температуры в свободной атмосфере и в облаках малоинерционными самолетными приемниками [1].

5. Оценка пульсаций вертикальных скоростей воздуха по изменениям частоты сигналов радиозонда, связанным с неравномерным вращением вертушки [4].

Измерения с помощью этих методов дали лишь отрывочные сведения о развитии в облаках вертикальных движений воздуха. Однако и эти сведения представляют собой ценный материал для выяснения механизма развития и распада конвективных облаков.

Из теоретических методов исследования конвективных движений следует особенно отметить метод слоя, развитый Бьеркнесом [8], Петерсеном [10] и Дюбюком [2].

Этот метод наиболее полно рассматривает энергетику конвекции с учетом как высвобождения кинетической энергии (благодаря выделению скрытой теплоты конденсации в поднимающемся воздухе или ее затратам в опускающемся облачном воздухе), так и затрат энергии на развитие компенсирующих движений в окружающем воздухе.

С развитием конвекции, как нам представляется, связано и возникновение шквалистого ветра при грозах и ливнях.

Попытки объяснения этого явления делались рядом авторов: Кеппенем, Меллером, Ретьеном и др. Обзор этих работ дан Кошмидером [9].

В первых моделях шквалов основное внимание уделялось охлаждению воздуха при испарении капель дождя и увлечению воздуха падающими каплями.

Кошмидер связывал шквалы с возникновением асимметрии циркуляции благодаря выпадению осадков в тыловой части кучево-дождевого облака при продолжении развития его передней части за счет подъема теплого воздуха.

Мы исходим из предположения, что причиной образования шквалов является развитие в грозовых и ливневых облаках конвекции с активным нисходящим потоком, пронизывающим всю толщу облака.

Необходимость *активных* нисходящих потоков для объяснения явления шквалов предполагалась и ранее [9], в качестве их причины указывалось образование в облаке или под ним „тела холодного воздуха“, внезапное обрушивание которого и проявляется в виде шквала.

Предлагаемая нами модель не требует образования „холодного тела“. Зарождение нисходящего потока, согласно этой точке зрения, происходит в грозовых или ливневых облаках без сколько-нибудь значительных контрастов температуры по горизонтали. Эти контрасты создаются лишь в процессе самого нисходящего потока.

Изложение вопросов образования и роста конвективных облаков с точки зрения метода слоя дано в главах II—III, а вопросов распада облаков при неустойчивой стратификации атмосферы с образованием шквалов — в главе IV.

II. Условия возникновения и начального роста конвективных облаков

Летом в дни с внутримассовыми конвективными облаками типичным для распределения температуры по высоте является наличие в утренние часы приземной инверсии, постепенно размывающейся по мере прогревания земли и приземного

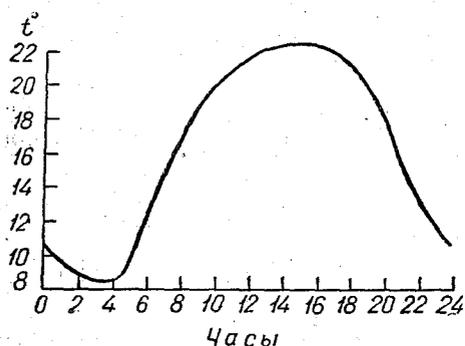


Рис. 1. Суточный ход температуры в Павловске в ясные дни.

слоя воздуха после восхода солнца. Время полного размывания приземной инверсии можно довольно точно предсказывать, если использовать суточный ход температуры для соответствующего месяца. На рис. 1 приведен пример такого хода для летних месяцев по данным в Павловске (близ Ленинграда) [5]. Имея данные утреннего аэрологического зондирования, можно найти разницу между минимальной суточной наземной температурой и той наземной температурой, при которой кривая сухоадиабатического градиента температуры, проводимая на аэрологической диаграмме, проходит через верхнюю точку ночной приземной инверсии. По раз-

нице температур на графике суточного хода можно найти соответствующий момент времени. Он довольно хорошо согласуется со временем начала образования внутримассовой конвективной облачности. Проверка этого производилась нами в 1953 г. в Ленинграде и в 1954 г. в Кишиневе. Ошибка в определении момента появления внутримассовых конвективных облаков при отсутствии облачности среднего яруса обычно заключалась в интервале ± 15 мин. Подобный прием применялся и другими исследователями, например синоптиком УГМС Литовской ССР т. Буз.¹

Развитие конвективных облаков начинается при достижении конвективными струями уровня конденсации. Положение этого уровня может быть найдено с помощью аэрологической диаграммы как место пересечения изограммы, проходящей через точку с максимальным значением удельной влажности, и сухой адиабаты, проходящей через точку с фактической (или прогнозируемой) наземной температурой для соответствующего момента времени. Можно также находить его путем расчета по формулам Ферреля, Ипполитова, Лайхтмана и др.

¹ А. И. Буз. К вопросу о прогнозировании времени начала образования кучевых облаков. Научн. сообщ., т. III. Ин-т. геологии и геогр. АН ЛитССР. 1956.

Пусть облачность пронизывает в своем развитии слой с вертикальным градиентом температуры γ и предположим, что γ больше влажноадиабатического значения γ_v и меньше сухоадиабатического значения γ_c . При этом происходит вытеснение сухого воздуха вверх и в стороны и развитие компенсирующих нисходящих движений в окружающем пространстве.

Для облачного воздуха наш слой является неустойчивым, и начавшееся в нем восходящее движение является активным, т. е. идет с высвобождением энергии. Для сухого (ненасыщенного) воздуха слой устойчив, и образующиеся в нем вертикальные движения тормозятся. Поднимающийся над растущими облаками сухой воздух вынужден растекаться в стороны, а так как он при поднятии становится холоднее окружающего неподвижного воздуха, то возникает его нисходящее движение между облаками.

Строгое решение задачи с учетом турбулентного перемешивания весьма сложно. Мы рассмотрим упрощенную задачу. Пусть в некоторый момент времени восходящее движение сухого воздуха над облаком распространялось до высоты Δh , отсчитываемой от уровня основания облака.

Мы заменим растекающуюся струю¹ цилиндрической струей, в которой происходит перенос сухого воздуха вверх с равной затратой энергии. Будем считать, что сухой воздух переносится до высоты Δh вертикально, а затем происходит его горизонтальный перенос в стороны. Вне облаков имеет место вертикальное нисходящее движение сухого воздуха.

Массу вытесняемого вверх сухого воздуха в данном слое толщиной Δh мы обозначим через M_1 , массу опускающегося сухого воздуха через M_2 , а массу влажного поднимающегося воздуха через M_3 .

В общем случае мы имеем систему конвективных ячеек, содержащую как развивающиеся облака, так и безоблачные участки. Количество облаков мы обозначим через S_B , а площадь безоблачных промежутков — через S_C (в долях единицы или в баллах).

Общее изменение запаса тепла при развитии конвекции в слое толщиной Δh за единицу времени без учета испарения на границах облака можно представить в виде

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = c_p \left(M_1 \frac{\partial T_1}{\partial t} + M_2 \frac{\partial T_2}{\partial t} + M_3 \frac{\partial T_3}{\partial t} \right), \quad (1)$$

где c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении, $\frac{\partial T_i}{\partial t}$ — изменения температуры поднимающегося или опускающегося воздуха за единицу времени.

Эти изменения можно выразить через скорости вертикальных движений и значения вертикального градиента температуры

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = v_1 (\gamma - \gamma_c), \quad \frac{\partial T_2}{\partial t} = v_2 (\gamma - \gamma_c), \quad \frac{\partial T_3}{\partial t} = v_3 (\gamma - \gamma_v), \quad (2)$$

где v_1 , v_2 и v_3 — скорости сухого поднимающегося, сухого опускающегося и влажного поднимающегося воздуха; γ , γ_v и γ_c — значения фактического, влажноадиабатического и сухоадиабатического градиентов температуры, соответственно.

Скорость вертикальных движений облачного воздуха мы будем предполагать одинаковой для всего горизонтального сечения облаков S_B , так же как и скорость нисходящих компенсирующих движений по горизонтальному сечению S_C . Условимся считать скорости восходящих движений положительными, а скорости нисходящих движений отрицательными.

При этом закон сохранения массы дает для слоя, содержащего конвективные облака:

$$\rho_B S_B v_3 + \rho_C S_C v_2 = 0. \quad (3)$$

¹ Учет растекания верхней части струи сухого воздуха может быть произведен с помощью соотношения $\rho S v = \text{const}$, где ρ — плотность воздуха, S — горизонтальное сечение струи, v — вертикальная скорость.

Если считать плотность влажного (облачного) воздуха ρ_B и плотность сухого воздуха ρ_C одинаковыми и равными ρ , то мы получаем для соотношения скоростей восходящего потока в облаках v_3 и компенсирующих нисходящих движений сухого воздуха v_2

$$v_2 = -\frac{S_B}{S_C} v_3. \quad (4)$$

Поскольку мы предположили, что вытеснение сухого воздуха идет только вверх в пределах слоя толщиной Δh с постоянным вертикальным градиентом температуры, то мы должны считать, что в любой момент времени

$$v_1 = v_3. \quad (5)$$

Изменение плотности воздуха мы при этом не учитываем. Общую массу воздуха в слое будем считать постоянной

$$M_1 + M_2 + M_3 = M = \text{const.} \quad (6)$$

Далее мы предположим, что в поднимающемся сухом воздухе конденсация водяного пара не происходит, т. е. его насыщение не достигается.

Преобразуем теперь выражение (1), прибавив и вычтя одинаковые выражения вида $M_i \frac{\partial T_i}{\partial t}$,

$$\frac{1}{c_p} \frac{\partial Q}{\partial t} = (M_1 + M_2 + M_3) \frac{\partial T_2}{\partial t} + M_3 \left(\frac{\partial T_3}{\partial t} - \frac{\partial T_2}{\partial t} \right) + M_1 \left(\frac{\partial T_1}{\partial t} - \frac{\partial T_2}{\partial t} \right). \quad (7)$$

Первый член справа дает однородное нагревание (или охлаждение) всего воздуха в слое, а сумма второго и третьего членов — избыточное нагревание поднимающегося воздуха, обуславливающее развитие конвективной циркуляции.

Источником развития циркуляции является высвобождение скрытой теплоты при конденсации водяного пара в поднимающемся облачном воздухе.

Исследуем выражение для изменения кинетической энергии конвекции E

$$\frac{1}{c_p} \frac{\partial E}{\partial t} = M_3 \left(\frac{\partial T_3}{\partial t} - \frac{\partial T_2}{\partial t} \right) + M_1 \left(\frac{\partial T_1}{\partial t} - \frac{\partial T_2}{\partial t} \right). \quad (8)$$

Подставив сюда значения $\frac{\partial T_i}{\partial t}$ из (2), мы приходим к уравнению

$$\frac{1}{c_p} \frac{\partial E}{\partial t} = M_3 [v_3 (\gamma - \gamma_B) - v_2 (\gamma - \gamma_C)] + M_1 (v_3 - v_2) (\gamma - \gamma_C).$$

Далее, полагая

$$M_3 = \rho S_B z, \quad M_1 = \rho S_B (\Delta h - z),$$

мы получим после несложных преобразований

$$\frac{1}{c_p} \frac{\partial E}{\partial t} = \rho \frac{S_B}{S_C} v_3 [(\gamma_C - \gamma_B) S_C z + (\gamma - \gamma_C) \Delta h]. \quad (9)$$

Это уравнение имеет место, если $S_C \neq 0$. Случай развития конвекции в сплошной облачности будет рассмотрен ниже.

Будем считать количество облаков S_B (а следовательно и $S_C = 1 - S_B$) постоянным, а вместо γ_B возьмем среднее для слоя значение $\bar{\gamma}_B$. Тогда правую часть (9) можно рассматривать как функцию только времени и получим

$$\frac{dE}{dt} = c_p \rho \frac{S_B}{S_C} [(\gamma_C - \bar{\gamma}_B) S_C z + (\gamma - \gamma_C) \Delta h] v_3.$$

Так как $v_3 = \frac{dz}{dt}$, то мы находим после интегрирования изменение кинетической энергии ΔE за период развития конвективных облаков до верхней границы рассматриваемого слоя

$$\Delta E = \frac{1}{2} c_p \rho \frac{S_B}{S_c} [(\gamma_c - \bar{\gamma}_B) S_c + 2(\gamma - \gamma_c)] (\Delta h)^2.$$

После небольших преобразований мы приходим к выражению

$$\Delta E = \frac{1}{2} c_p \rho \frac{S_B}{1 - S_B} [(2\gamma - \gamma_c - \bar{\gamma}_B) - S_B (\gamma_c - \bar{\gamma}_B)] (\Delta h)^2. \quad (10)$$

Рост облаков возможен ($\Delta E \geq 0$), если удовлетворяется условие

$$S_B \leq \frac{2\gamma - (\gamma_c + \bar{\gamma}_B)}{\gamma_c - \bar{\gamma}_B} = 1 - 2 \frac{\gamma_c - \bar{\gamma}}{\gamma_c - \bar{\gamma}_B}. \quad (11)$$

Зная вертикальные градиенты температуры γ и $\bar{\gamma}_B$ в слое от уровня конденсации до ближайшей точки перегиба кривой стратификации, легко подсчитать наибольшее возможное количество облаков в начальный период их развития.

Возникновение конвективных облаков возможно, если выполняется условие

$$\gamma \geq \frac{\gamma_c + \bar{\gamma}_B}{2}. \quad (12)$$

При проверке правильности этой формулы необходимо производить исследования непосредственно в период начала развития конвективных облаков.

Одно из таких наблюдений мы провели 8 июля 1957 г. при самолетных исследованиях в районе г. Сухуми.

Образование облаков в зоне полета замечено в 14 час. 17 мин. на уровне 1,08 км (температура 11,5°). Зондирование близ растущих облаков начато в 14 час. 19 мин. В слое 1,08 — 1,61 км вертикальный градиент температуры оказался равным 0,76°/100 м, а среднее значение влажноадиабатического градиента температуры в этом слое составляло 0,52°/100 м. Тем самым условие (12) в точности выполнено.

Так как благодаря высвобождению энергии конвективная облачность может пронизывать и вышележащие слои, то можно считать наиболее вероятным развитие такого количества облаков S_{Bm} , при котором происходит высвобождение максимальной энергии конвекции.

Для его нахождения мы проварьируем правую часть уравнения (10) по S_B и положим производную равной нулю

$$\frac{\delta(\Delta E)}{\delta S_B} = \frac{c_p \rho}{2} \left\{ \frac{\gamma_c - \bar{\gamma}_B}{(1 - S_B)^2} \left[S_B^2 - 2S_B + \left(1 - 2 \frac{\gamma_c - \bar{\gamma}}{\gamma_c - \bar{\gamma}_B} \right) \right] \right\} (\Delta h)^2 = 0.$$

Если $S_B \neq 1$, то мы приходим к условию

$$S_{Bm}^2 - 2S_{Bm} + \left(1 - 2 \frac{\gamma_c - \bar{\gamma}}{\gamma_c - \bar{\gamma}_B} \right) = 0.$$

Отсюда

$$S_{Bm} = 1 - \sqrt{2 \frac{\gamma_c - \bar{\gamma}}{\gamma_c - \bar{\gamma}_B}}. \quad (13)$$

Для случая, когда облачность может пронизывать несколько слоев с постоянными значениями вертикального градиента температуры, условие высвобождения максимальной энергии конвекции принимает вид

$$\frac{\delta(\Delta E)}{\delta S_B} = \frac{c_p}{2} \sum_k \rho_k \left\{ \frac{\gamma_c - \bar{\gamma}_{Bk}}{(1 - S_B)^2} \left[S_B^2 - 2S_B + \left(1 - 2 \frac{\gamma_c - \bar{\gamma}_k}{\gamma_c - \bar{\gamma}_{Bk}} \right) \right] \right\} (\Delta h)^2 = 0,$$

где величины с индексом k относятся к k -му слою.

Количество облаков, при котором происходит высвобождение максимальной энергии конвекции, будет равно

$$S_{vm} = 1 - \sqrt{\frac{2 \sum_k \rho_k (\Delta h_k)^2 (\gamma_c - \gamma_k)}{\sum_k \rho_k (\Delta h_k)^2 (\gamma_c - \bar{\gamma}_{vk})}} \quad (13')$$

Можно также рассчитать по данным аэрологического зондирования возможную скорость вертикального развития конвективной облачности.

Для этого мы представим значение изменения кинетической энергии конвекции при развитии конвективных облаков как сумму изменений кинетической энергии поднимающегося и опускающегося воздуха, учтя соотношение (5),

$$\Delta E = \Delta \left(\frac{M_{\uparrow} v_3^2}{2} \right) + \Delta \left(\frac{M_2 v_2^2}{2} \right), \quad (14)$$

где $M_{\uparrow} = M_1 + M_3 = \rho S_B \Delta h$ — масса поднимающегося воздуха, а $M_2 = \rho S_c \Delta h = \rho (1 - S_B) \Delta h$.

Подставляя эти значения и воспользовавшись соотношением (4), мы получим после простых преобразований

$$\Delta E = \rho \frac{S_B}{1 - S_B} \Delta h \Delta \left(\frac{v_3^2}{2} \right). \quad (15)$$

Сравнивая (15) и (10), мы находим для изменения кинетической энергии единицы массы облачного воздуха после ее поднятия на высоту Δh

$$\Delta \left(\frac{v_3^2}{2} \right) = \frac{c_p}{2} [(2\gamma - \gamma_c - \bar{\gamma}_v) - S_B (\gamma_c - \bar{\gamma}_v)] \Delta h. \quad (16)$$

Если подставить в это выражение значение $S_B = S_{vm}$ из (13), то найдем кинетическую энергию единицы облачной массы при максимальном высвобождении энергии конвекции.

Когда облако пронизывает несколько слоев, то рост кинетической энергии получаем, последовательно суммируя изменения кинетической энергии от слоя к слою.

При этом мы считаем, что в каждом из слоев горизонтальное сечение конвективных облаков не изменяется с высотой. От слоя к слою можем считать количество облаков изменяющимся. При благоприятном для развития мощной конвекции распределении температуры по высоте основная масса конвективных облаков обычно имеет небольшое вертикальное развитие, а относительно малое количество облаков достигает большой мощности. Это явление находит непосредственное отражение в наших расчетах.

За верхнюю границу развития конвективной облачности мы принимаем тот уровень, на котором скорость восходящего движения облачного воздуха обращается в нуль. Она получается суммированием величин $\Delta \left(\frac{v_3^2}{2} \right)$ по слоям, начиная от уровня конденсации. В задерживающих слоях правая часть (16) отрицательна.¹

Вычисление изменения кинетической энергии единицы массы облачного воздуха при его поднятии особенно просто производить с помощью вспомогательного построения на бланке аэрологической диаграммы. Для этого строим кривую температурной стратификации по данным аэрологического зондирования. Принимаем уровень каждой точки перегиба этой кривой за границу слоя. Проводим от уровня

¹ Учет растекания верхней части облаков в задерживающих слоях может быть произведен с помощью условия $\rho S_B v_3 = \text{const}$, которое означает постоянство интенсивности переноса облачной массы через любое горизонтальное сечение для заданного момента времени.

конденсации и от каждой точки перегиба кривой стратификации выше этого уровня отрезки сухой и влажной адиабат до верхней границы каждого слоя (рис. 2). Обозначим температуры точек пересечения этих линий с соответствующей изобарой верхней границы слоя через t_c и t_b .

Если толщина рассматриваемого слоя невелика, то отрезки сухой и влажной адиабат мы можем считать прямыми. Тогда мы получаем

$$(\gamma - \bar{\gamma}_b) \Delta h = t_b - t,$$

$$(\gamma - \gamma_c) \Delta h = t_c - t,$$

$$(\gamma_c - \bar{\gamma}_b) \Delta h = t_b - t_c$$

и вместо (16) можно написать

$$\Delta \left(\frac{v_3^2}{2} \right) = \frac{c_p}{2} [(t_b - t) + (t_c - t) - S_b (t_b - t_c)]. \quad (17)$$

Так как $c_p \approx 1$ дж/г. град., то при определенном количестве облаков вычисление изменения кинетической энергии единицы массы сводится к нахождению на аэрологической диаграмме значений $(t_b - t)$, $(t_c - t)$ и $(t_b - t_c)$. Если эти величины выражать в градусах, то мы получаем $\Delta \left(\frac{v_3^2}{2} \right)$ в дж/г.

Преобразуя аналогичным способом формулу (13'), мы получаем для количества облаков, при котором происходит высвобождение максимальной энергии конвекции,

$$S_{bm} = 1 - \sqrt{\frac{2 \sum_k \rho_k \Delta h_k (t_k - t_{ck})}{\sum_k \rho_k \Delta h_k (t_{bk} - t_{ck})}}. \quad (13'')$$

Несложно подсчитать и изменение скорости вертикального развития облачности. Она в рассмотренном случае будет совпадать со скоростью поднятия верхней границы облака.

Так как развитие конвективных облаков носит пульсационный характер, то средняя скорость роста вертикальной мощности может существенно отличаться от мгновенных значений скорости подъема уровня верхней границы.

Значения возможной средней скорости роста внутримассовых конвективных облаков можно оценить следующим образом.

Выше мы уже указывали, что начало развития конвективных облаков примерно совпадает по времени с моментом полного размывания ночной приземной инверсии. Предельная высота верхней границы облаков достигается приблизительно к тому моменту, когда наземная температура достигает максимального значения.

По графику суточного хода температуры можно найти ориентировочно промежуток времени от момента полного размывания ночной инверсии до момента достижения максимального значения температуры. Это время и будет соответствовать периоду развития облаков. По рассчитанной возможной вертикальной мощности облаков и длительности периода их развития можно найти среднюю скорость роста вертикальной мощности.

Мы произвели такие расчеты для ряда дней с активным развитием конвективных облаков в районах Ленинграда, Ростова-на-Дону и Кишинева, сопоставив их результаты с данными самолетных исследований, в которых производились длительные наблюдения за ростом верхней границы облаков.

Результаты сравнения приведены в табл. 1.

В ряде случаев уровень верхней границы конвективной облачности превосходил потолок подъема самолета при зондировании или при исследовательском полете.

Данные о развитии конвективных облаков

Дата	Район исследования	Максимальная мощность конвект. облаков (км)		Период развития		Средняя скорость развития (м/сек.)	
		прогнозируемая	фактическая	прогнозируемый	фактический	прогнозируемая	фактическая
				час. мин.	час. мин.		
19/VI 1951 г.	Ленинград	4,9	>4,5	1 10	1 15	1,2	>1,0
14/VII 1951 г.	"	>5,6	>5,0	2 30	2 20	>0,6	>0,6
26/IV 1953 г.	"	3,2	3,1	1 20	1 40	0,5	0,5
	"	2,1 ¹	2,0 ¹	1 20	1 40	0,3	0,3
4/VII 1953 г.	"	4,5	5,1	2 00	2 10	0,6	0,7
13/VI 1954 г.	Ростов-на-Дону	4,4	5,1	2 30	3 00	0,5	0,5—0,7 ²
26/VI 1954 г.	То же	>4,4	>5,2	1 15	1 50	>1,0	>0,8
30/VI 1954 г.	"	>5,7	>3,8	1 30	45	>1,1	>1,3
11/VII 1954 г.	Кишинев	>5,7	>5,3	1 00	55	>1,6	>1,6
14/VII 1954 г.	"	>6,0	5,2	1 15	1 20	>1,3	1,2
20/VII 1954 г.	"	>5,6	5,0	2 15	2 30	>0,7	0,6

¹ Для поля конвективных облаков.

² Для двух различных облаков.

Средняя ошибка в прогнозе вертикальной скорости развития конвективной облачности была для 10 случаев порядка $\pm 0,1$ м/сек.

Рассмотрим теперь условия развития конвекции в *сплошной облачности*. В этом случае при развитии вертикальных движений того или иного направления компенсирующее движение также будет происходить внутри облачности.

Мы имеем при наличии в слое только влажного (облачного) воздуха уравнение для изменения теплосодержания

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = c_p \left(M_3 \frac{\partial T_3}{\partial t} + M_4 \frac{\partial T_4}{\partial t} \right), \quad (18)$$

где индексом 3 обозначены, как и прежде, величины, характеризующие влажный поднимающийся воздух, а индексом 4 — величины, относящиеся к влажному опускающемуся воздуху.

Подставим в (18) значения

$$\frac{\partial T_3}{\partial t} = v_3 (\gamma - \gamma_B), \quad \frac{\partial T_4}{\partial t} = v_4 (\gamma - \gamma_B).$$

По-прежнему будем считать, что вертикальный градиент температуры внутри слоя γ заключен в пределах $\gamma_B < \gamma < \gamma_c$.

Формула (18) примет вид

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = c_p (M_3 v_3 + M_4 v_4) (\gamma - \gamma_B).$$

Так как при развитии циркуляции должен выполняться закон сохранения массы

$$M_3 v_3 + M_4 v_4 = 0,$$

то мы получим, что изменение общего теплосодержания при развитии вертикальных движений внутри сплошной облачности должно равняться нулю.

Однако это условие достигается благодаря тому, что одна из участвующих в циркуляции масс нагревается, а другая охлаждается.

Оба движения, восходящее и нисходящее, являются активными. Поэтому можно допустить, что наиболее вероятным является развитие циркуляции с равными массами поднимающегося и опускающегося воздуха

$$M_3 = M_4. \quad (19)$$

Мы можем найти энергию циркуляции, если прибавим к правой части (18) член $M_3 \frac{\partial T_4}{\partial t}$. Тогда

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = c_p \left[(M_3 + M_4) \frac{\partial T_4}{\partial t} + M_3 \left(\frac{\partial T_3}{\partial t} - \frac{\partial T_4}{\partial t} \right) \right]. \quad (20)$$

Выражение $c_p (M_3 + M_4) \frac{\partial T_4}{\partial t}$ дает общее изменение потенциальной энергии воздуха, если его температура будет изменяться так же, как температура опускающейся облачной массы. Оставшиеся члены дают изменение кинетической энергии при развитии конвективной циркуляции

$$\begin{aligned} \frac{\partial E}{\partial t} &= c_p M_3 \left(\frac{\partial T_3}{\partial t} - \frac{\partial T_4}{\partial t} \right) = \\ &= c_p M_3 (v_3 - v_4) (\gamma - \gamma_B). \end{aligned} \quad (21)$$

Развитие конвекции осуществляется за счет наличия потенциальной неустойчивости в распределении температуры с высотой.

При выполнении условия (19) мы имеем $M_3 = \frac{M}{2}$, $v_4 = -v_3$, а следовательно:

$$\frac{\partial E}{\partial t} = c_p M v_3 (\gamma - \gamma_B), \quad (22)$$

где M — масса всего влажного воздуха в слое, участвующая в конвективной циркуляции.

Положим γ_B равным среднему для слоя значению $\bar{\gamma}_B$. При этом правая часть (22) будет функцией только времени, и мы можем написать

$$\frac{dE}{dt} = c_p M v_3 (\gamma - \bar{\gamma}_B).$$

Интегрируя, находим для изменения кинетической энергии при поднятии облачной массы на высоту Δh

$$\Delta E = c_p M (\gamma - \bar{\gamma}_B) \Delta h. \quad (23)$$

Изменение энергии, приходящееся на единицу массы облачного воздуха, будет равно

$$\Delta \left(\frac{v_3^2}{2} \right) = c_p (\gamma - \bar{\gamma}_B) \Delta h. \quad (24)$$

Аналогичное выражение имеет место и для опускающегося воздуха. Опускание облачной массы ведет к испарению облачных капель, поэтому можно считать, что при развитии конвективной циркуляции в сплошной облачности наиболее вероятным будет уменьшение количества облаков до 5 баллов.

Вычисления изменений кинетической энергии можно также произвести с помощью дополнительного построения на аэрологической диаграмме (рис. 2).

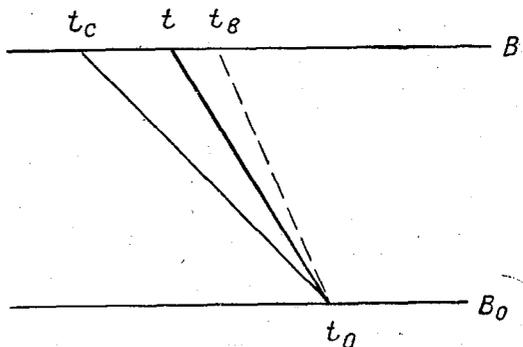


Рис. 2. Схема дополнительного построения на аэрологической диаграмме для определения количества высвобождаемой при развитии конвекции кинетической энергии.

Мы получим вместо (24)

$$\Delta \left(\frac{v_3^2}{2} \right) = c_p (t_b - t). \quad (24')$$

Развитие конвективной циркуляции в слое сплошной облачности при $\gamma > \gamma_b$ приводит к вовлечению в конвекцию смежных по высоте слоев. Расширение области конвективной циркуляции прекратится, когда сумма изменений кинетической энергии с учетом затрат энергии на развитие конвекции в слоях с $\gamma < \gamma_b$ станет равной нулю

$$\sum_k \Delta E_k = c_p \sum_k (\gamma_k - \bar{\gamma}_{bk}) \Delta h_k = 0 \quad (25)$$

или

$$\sum_k \Delta E_k = c_p \sum_k (t_{bk} - t_k) = 0. \quad (25')$$

Зная распределение температуры по высоте, легко найти толщину слоистой облачности, которая может превратиться в кучевую или слоисто-кучевую при развитии конвекции.

III. Закономерности развития восходящих и нисходящих потоков внутри конвективных облаков

Условия развития повторных восходящих струй внутри уже имеющих конвективных облаков существенно отличаются от условий начального развития этих облаков.

Рассмотрим атмосферный слой с вертикальным градиентом температуры γ ($\gamma_b < \gamma < \gamma_c$), в котором имеются конвективные облака и безоблачные промежутки между ними. Предположим, что развивающиеся в облаках восходящие потоки достигают только уровня ранее образовавшейся верхней границы облаков. Если компенсирующие нисходящие движения возникают лишь вне облаков, то при рассмотрении энергии конвективных движений мы должны учесть высвобождение энергии благодаря выделению скрытой теплоты конденсации при подъеме облачной массы и затраты энергии на опускание сухого воздуха. Затраты энергии на вытеснение вверх сухого воздуха при этом не происходит.

Турбулентное перемешивание воздуха рассматривать не будем.

Высвобождение кинетической энергии конвекции может происходить и при развитии внутри облаков нисходящих движений, так как опускающийся облачный воздух холоднее окружающего воздуха.

Мы рассмотрим, таким образом, циркуляцию обоих направлений с активными восходящими или нисходящими потоками внутри облаков и соответствующими пассивными компенсирующими движениями в окружающем ненасыщенном воздухе.

Изменение тепловой энергии в слое воздуха, содержащем конвективные облака, можно в этом случае представить в виде суммы четырех членов

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = c_p \sum_{i=1}^4 M_i \frac{\partial T_i}{\partial t}, \quad (26)$$

где, как и раньше, индексом 1 обозначены физические величины, характеризующие сухой поднимающийся воздух. Индекс 2 относится к сухому опускающемуся воздуху, индекс 3 — к влажному поднимающемуся воздуху, а индекс 4 — к влажному опускающемуся воздуху.

Рассмотрим две ячейки циркуляции, в одной из которых происходит подъем влажного воздуха и компенсирующее опускание сухого воздуха, а в другой — опускание влажного воздуха и компенсирующий подъем сухого воздуха. В уравнении для первой из ячеек прибавим и вычтем в правой части член $M_3 \frac{\partial T_2}{\partial t}$, а для второй — член $M_4 \frac{\partial T_1}{\partial t}$.

Мы получим

$$\frac{1}{c_p} \frac{\partial Q}{\partial t} = \left[(M_2 + M_3) \frac{\partial T_2}{\partial t} + M_3 \left(\frac{\partial T_3}{\partial t} - \frac{\partial T_2}{\partial t} \right) \right] + \left[(M_1 + M_4) \frac{\partial T_1}{\partial t} + M_4 \left(\frac{\partial T_4}{\partial t} - \frac{\partial T_1}{\partial t} \right) \right]. \quad (27)$$

Как и прежде имеем

$$\begin{aligned} \frac{\partial T_1}{\partial t} &= v_1 (\gamma - \gamma_c), & \frac{\partial T_2}{\partial t} &= v_2 (\gamma - \gamma_c), \\ \frac{\partial T_3}{\partial t} &= v_3 (\gamma - \gamma_b), & \frac{\partial T_4}{\partial t} &= v_4 (\gamma - \gamma_b). \end{aligned}$$

Скорости восходящих движений мы по-прежнему считаем положительными, а скорости нисходящих движений — отрицательными.

В первой ячейке будет происходить за счет выделения скрытой теплоты конденсации нагревание всей массы воздуха: $(M_2 + M_3) \frac{\partial T_2}{\partial t} \geq 0$, а во второй ячейке — общее охлаждение воздуха: $(M_1 + M_4) \frac{\partial T_1}{\partial t} \leq 0$.¹

Условия развития конвекции состоят в том, что в первой ячейке будет происходить избыточное нагревание облачного воздуха

$$M_3 \left(\frac{\partial T_3}{\partial t} - \frac{\partial T_2}{\partial t} \right) \geq 0,$$

а во второй ячейке — избыточное охлаждение облачного воздуха

$$M_4 \left(\frac{\partial T_4}{\partial t} - \frac{\partial T_1}{\partial t} \right) \leq 0.$$

Если подставить сюда значения $\frac{\partial T_i}{\partial t}$, то мы получим

$$\left. \begin{aligned} M_3 [v_3 (\gamma - \gamma_b) - v_2 (\gamma - \gamma_c)] &\geq 0 \\ M_4 [v_4 (\gamma - \gamma_b) - v_1 (\gamma - \gamma_c)] &\leq 0 \end{aligned} \right\} \quad (28)$$

Для каждой из ячеек должен иметь место закон сохранения массы

$$M_2 v_2 + M_3 v_3 = 0, \quad M_1 v_1 + M_4 v_4 = 0. \quad (29)$$

Мы можем исключить из (28) скорости вертикальных движений сухого воздуха, если подставим

$$v_1 = -\frac{M_4}{M_1} v_4, \quad v_2 = -\frac{M_3}{M_2} v_3.$$

Тогда условия развития конвекции примут вид

$$\left. \begin{aligned} M_3 v_3 \left[(\gamma - \gamma_b) + \frac{M_3}{M_2} (\gamma - \gamma_c) \right] &\geq 0 \\ M_4 v_4 \left[(\gamma - \gamma_b) + \frac{M_4}{M_1} (\gamma - \gamma_c) \right] &\leq 0 \end{aligned} \right\}$$

Учитывая, что $v_3 \geq 0$, $v_4 \leq 0$, получаем

$$\left. \begin{aligned} M_2 (\gamma - \gamma_b) + M_3 (\gamma - \gamma_c) &\geq 0 \\ M_1 (\gamma - \gamma_b) + M_4 (\gamma - \gamma_c) &\geq 0 \end{aligned} \right\}$$

¹ Заметим, что это в свою очередь будет способствовать развитию дополнительной циркуляции с общим восходящим движением воздуха в первой ячейке и нисходящим движением во второй ячейке.

Складывая оба выражения, приходим к условию

$$\frac{M_3 + M_4}{M_1 + M_2} = \frac{M_B}{M_C} \leq \frac{\gamma - \gamma_B}{\gamma_C - \gamma} \quad (30)$$

Это соотношение уже было дано нами в [6].

Повышение средней температуры воздуха в первой ячейке, т. е. при развитии конвективных облаков, приводит к увеличению неустойчивости воздуха по отношению к вышележащему слою. Это способствует распространению циркуляции вверх. Условия же питания облака водяным паром снизу ухудшаются.

Напротив, понижение средней температуры воздуха в зоне нисходящих движений, т. е. при распаде облаков, способствует уменьшению неустойчивости по отношению к вышележащему слою и увеличению вертикального градиента температуры по отношению к нижележащему слою. Следовательно, создаются более благоприятные условия для циркуляции, захватывающей нижележащие слои.

Перейдем к вопросу о *расчете скоростей вертикальных движений* внутри уже существующих конвективных облаков.

Мы имеем для изменения кинетической энергии при развитии внутри облаков активных восходящих движений

$$\frac{1}{c_p} \frac{\partial E}{\partial t} = M_3 \left(\frac{\partial T_3}{\partial t} - \frac{\partial T_2}{\partial t} \right).$$

Подставляя в это выражение значения $\frac{\partial T_i}{\partial t}$ из (2) и учитывая закон сохранения массы (3), получим

$$\frac{1}{c_p} \frac{\partial E}{\partial t} = M_3 \left[(\gamma - \gamma_B) + \frac{S_B}{S_C} (\gamma - \gamma_C) \right] v_3. \quad (31)$$

Предположим, что масса облаков $M_3 = \rho S_B \Delta h$ в данном слое остается неизменной, а вместо γ_B подставим среднее для слоя значение $\bar{\gamma}_B$. Тогда правая часть уравнения (31) будет при заданном вертикальном градиенте температуры γ функцией только t , а следовательно, можно написать

$$\frac{1}{c_p} \frac{dE}{dt} = \rho S_B \Delta h \left[(\gamma - \bar{\gamma}_B) + \frac{S_B}{S_C} (\gamma - \gamma_C) \right] v_3. \quad (32)$$

Интегрируя по времени, мы получим выражение для изменения кинетической энергии воздуха в ячейке за то время, которое требуется для поднятия облачного воздуха на высоту Δh

$$\Delta E = c_p \rho S_B \left[(\gamma - \bar{\gamma}_B) - \frac{S_B}{S_C} (\gamma_C - \gamma) \right] (\Delta h)^2. \quad (33)$$

При малом количестве облаков ($S_B \rightarrow 0$) развитие в них восходящих движений возможно при $\gamma \geq \bar{\gamma}_B$. При заданном S_B условие развития конвекции с восходящим потоком внутри облаков и нисходящим потоком вне их имеет вид

$$\frac{\gamma - \gamma_B}{\gamma_C - \gamma} \geq \frac{S_B}{S_C}.$$

Как и в главе II, мы можем рассчитать, при каком количестве облаков возможно высвобождение максимальной энергии конвекции.

Для этого проварьируем (33) по S_B , положив $S_C = 1 - S_B$, и приравняем производную к нулю

$$\frac{\delta(\Delta E)}{\delta S_B} = \frac{\delta}{\delta S_B} \left\{ \frac{c_p \rho S_B}{1 - S_B} [(\gamma - \bar{\gamma}_B) - S_B (\gamma_C - \bar{\gamma}_B)] (\Delta h)^2 \right\} = 0. \quad (34)$$

Отсюда мы находим при условии, что $S_B \neq 1$,

$$S_{Bm} = 1 - \sqrt{\frac{\gamma_c - \bar{\gamma}}{\gamma_c - \bar{\gamma}_B}}. \quad (35)$$

Если облачность может пронизывать ряд атмосферных слоев с заданными значениями вертикального градиента температуры, то аналогично (13') мы получаем

$$S_{Bm} = 1 - \sqrt{\frac{\sum_k \rho_k (\Delta h_k)^2 (\gamma_c - \gamma_k)}{\sum_k \rho_k (\Delta h_k)^2 (\gamma_c - \bar{\gamma}_{Bk})}}. \quad (36)$$

или

$$S_{Bm} = 1 - \sqrt{\frac{\sum_k \rho_k \Delta h_k (t_k - t_{ck})}{\sum_k \rho_k \Delta h_k (t_{Bk} - t_{ck})}}. \quad (36')$$

Суммирование по слоям выполняется так же, как и для (13'). Отличие от (13') состоит только в отсутствии множителя 2 под корнем.

Рассчитаем скорость восходящих движений внутри конвективного облака. Для этого приравняем (33) к (15). Произведя некоторые преобразования, находим для изменения кинетической энергии единицы массы облачного воздуха при поднятии на высоту Δh

$$\Delta \left(\frac{v_3^2}{2} \right) = c_p [(\gamma - \bar{\gamma}_B) - S_B (\gamma - \bar{\gamma}_B)] \Delta h. \quad (37)$$

Сопоставляя это выражение с (24), мы видим, что при развитии небольшого количества облаков (близкого к нулю) скорости вертикальных движений в них таковы же, как и скорость вертикальных движений при развитии конвекции в сплошной облачности.

Подставляя в (37) значение $S_B = S_{Bm}$ из (35) или (36), мы находим кинетическую энергию единицы массы облачного воздуха при развитии восходящих движений внутри уже существующих облаков, если происходит максимальное высвобождение энергии конвекции.

Когда облако пронизывает несколько слоев, то общий рост кинетической энергии единицы массы облачного воздуха мы получим, последовательно суммируя значения величин $\Delta \left(\frac{v_3^2}{2} \right)$ от слоя к слою.

Вычисления по формуле (37) могут быть упрощены, если выполнить дополнительное построение на аэрологической диаграмме, о котором мы уже говорили в главе II.

При этом

$$\Delta \left(\frac{v_3^2}{2} \right) = c_p [(t_B - t) - S_B (t_B - t_c)]. \quad (38)$$

Расчет сводится лишь к графическому нахождению разностей температур. Изменение кинетической энергии поднимающегося облачного воздуха получается в дж/г.

В случае развития конвективных струй до высоты, превышающей существующий уровень верхней границы облаков, мы должны учитывать затрату энергии не только на компенсирующее опускание сухого воздуха, но и на вытеснение сухого воздуха вверх, что уже рассмотрено в главе II.

Возможность пульсационного роста облака связана как с тем, что при развитии восходящих движений внутри уже существующего облака высвобождается большая энергия, чем при начальном развитии облака (если количество облаков

в обоих случаях одно и то же), так и с тем, что вновь образующиеся в облаках восходящие потоки могут захватывать лишь часть горизонтального сечения облаков. Последнее, в частности, подтверждается данными наблюдений Н. И. Вульфсона [1].

Количество конвективной облачности зависит от многих обстоятельств. Во-первых, имеет значение стратификация температуры в тех атмосферных слоях, в которых развивается облачность, и влажность воздуха в них, обуславливающая ту или иную скорость испарения. Во-вторых, количество, облаков зависит от поступления влаги к основанию облака, т. е. от обмена теплом и влагой в нижележащих слоях. При этом может играть роль не только общее количество влаги, притекающей к основанию облака за единицу времени, но и характер этого поступления. Более или менее равномерный приток влаги к уровню конденсации может обеспечить образование большего количества облаков, определяемого соотношением (30). Усиленный приток влаги на отдельных участках может вести к интенсивному развитию отдельных облаков, сопровождающемуся развитием нисходящих движений в окружающей среде. Количество облаков будет при этом невелико, приближаясь к определяемому соотношениями (35) или (36).

В случае, когда приток влаги к уровню основания облаков мал, а неустойчивость в вышележащих слоях велика, может происходить поднятие облачной массы без обеспечения ее питания снизу. Возникнет отрыв облаков от нормального уровня конденсации. При достаточной влажности воздуха эти облака могут длительное время сохраняться. Они имеют обычно неровную нижнюю границу. К таким облакам можно применить закономерности, полученные А. Ф. Дюбюком [2] для переворачивания масс воздуха в неустойчивом слое, содержащем облака.

Если в некотором слое развиваются восходящие движения внутри конвективных облаков, то возникновение компенсирующих нисходящих движений также внутри облаков более выгодно с точки зрения высвобождения кинетической энергии конвекции, чем возникновение пассивных компенсирующих движений вне облаков.

Однако нужно иметь в виду, что такая циркуляция возможна лишь при вовлечении в конвекцию слоев с пониженным значением вертикального градиента температуры. В данном слое с $\gamma > \gamma_b$ поднимающийся воздух теплее окружающего и не может начать нисходящее движение, замыкая циркуляцию. Точно так же опускающийся воздух холоднее окружающего и не может начать подъема.

Подсчитаем, при каком соотношении облачных масс, участвующих в циркуляции, развитие восходящих и нисходящих движений только в облачном воздухе приводит к большему высвобождению кинетической энергии, чем конвекция, при которой нисходящие движения происходят вне облака.

Мы имеем для энергии циркуляции с компенсирующим нисходящим движением вне облаков выражение (33) и для случая циркуляции только в облачной массе выражение (23). Сопоставляя их, мы получаем требуемое условие

$$S'_b \geq S_b \left(1 - \frac{S_b}{S_c} \frac{\gamma_c - \gamma}{\gamma - \gamma_b} \right), \quad (39)$$

где S'_b — количество облаков, для которых развивается циркуляция только в облачной массе, S_b и S_c — количество облаков и безоблачных промежутков при циркуляции с компенсирующим нисходящим потоком вне облаков. Если вместо S_b в правой части подставить $S_{вт}$, то мы приходим к условию, определяющему преимущество циркуляции внутри облачного воздуха.

Расчет вертикальных скоростей при развитии внутри облаков активных нисходящих движений и вне облаков компенсирующих восходящих движений можно вести с помощью тех же формул, которые даны для случая восходящих потоков внутри облаков.

При этом нужно учитывать, что если для возникновения восходящих потоков в облаках необходима неустойчивость в нижней части облаков, то для развития

нисходящих потоков необходимо существование неустойчивости в *верхней* части облака. Этому может способствовать, например, испарение облачной массы на верхней границе облака. Причиной активных нисходящих движений в облаках может быть также общее вынужденное опускание воздуха, охватывающее и облака и ненасыщенный окружающий воздух.

Изменение кинетической энергии при опускании облачного воздуха через ряд слоев с различными значениями γ может быть найдено последовательным суммированием выражений (37) или (38).

Наиболее вероятным будет то сечение нисходящих струй, которое соответствует максимуму высвобождения кинетической энергии.

Рассмотрим конкретный пример расчета вертикальных движений воздуха в облаках. 27 июля 1948 г. нами выполнены исследования движения уравновешенного шара с диполем внутри конвективного облака. Положение диполя в облаке определялось с помощью радиолокатора СОН-2.

В течение дня была также проведена серия самолетных зондирований на самолете ПО-2. По данным двух зондирований в ближайшие к наблюдениям за диполем сроки мы рассчитали возможные скорости вертикальных движений в облаках, предполагая, что развитие конвекции происходит с максимальным высвобождением кинетической энергии. Результаты расчета сопоставлены с фактическими данными наблюдений.

Сброс шара с диполем в облако был произведен с самолета ПО-2 в 11 час. 03 мин. В момент сброса облако имело вертикальную мощность 700 м и в дальнейшем происходило его пульсационное развитие. Наблюдения за диполем продолжались в течение 15 мин. с отметкой его положения через каждые 30 сек. За это время обнаружено пять подъемов и опусканий шара. Следовательно, средний период пульсаций составлял 3 мин. Скорость восходящего движения за полупериод пульсаций достигала при этом 11 м/сек. (максимальное значение скорости за 30 сек. 15,0 м/сек.), а скорость нисходящего движения составляла 13 м/сек. (максимальное значение 16,7 м/сек.).

Средняя ошибка в определении скорости вертикального движения при интервале наблюдений в 30 сек. составляла $\pm 4,4$ м/сек.

График пульсаций скорости вертикальных движений приведен на рис. 3.

Для расчетов вертикальных скоростей использованы данные зондирований в сроки с 10 час. 07 мин. до 10 час. 55 мин. и с 11 час. 47 мин. до 12 час. 10 мин.

По данным расчета для первого из зондирований (табл. 2) мы получили при восходящем потоке, занимающем 0,58 всей площади (что соответствует 5,8 балла развивающихся облаков) и обеспечивающем максимум высвобождения кинетической энергии в слое 1,38 — 1,56 км, значение скорости 12,3 м/сек., а при относительном сечении восходящего потока 0,53 для слоя 1,38—1,72 км значение 13,4 м/сек. Соответствующие значения средних скоростей нисходящих движений равны 7,9 и 8,6 м/сек. Рассчитанный период пульсаций составлял соответственно 2 мин. 15 сек. и 2 мин. 40 сек.

При относительном сечении восходящего потока 0,24 (табл. 2) струя достигала задерживающего слоя и пульсации не должны были развиваться.

Расчет по данным второго зондирования дал значение скорости восходящего потока при высвобождении максимальной кинетической энергии конвекции 18,2 м/сек. при относительном сечении восходящего потока 0,57 всей площади, для нисходящего потока — 19,4 м/сек. Период пульсаций составлял при этом 1 мин. 40 сек.

Мы видим, что расчеты дают увеличение скоростей восходящих и нисходящих потоков за период между двумя зондированиями.

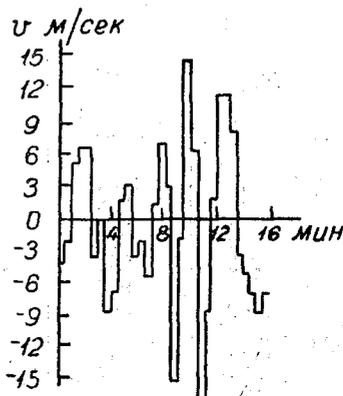


Рис. 3. Пульсации скорости вертикальных движений.

Экспериментальное значение скоростей наиболее интенсивных восходящего и нисходящего потоков заключено между пределами рассчитанных скоростей для обоих зондирований. Расчетные значения периода пульсаций близки к фактическому значению.

Таким образом, наш расчет дает удовлетворительное согласие с фактическими данными для случая, когда удалось провести наблюдения за весьма интенсивными пульсациями вертикальных движений.

Количество конвективных облаков за период между двумя зондированиями возросло с 2 до 8 баллов, а следовательно, развитие восходящих движений на 0,53—0,58 всей площади было действительно возможным.

Таблица 2

Результаты расчета скоростей восходящих движений в облаках по данным самолетного зондирования с 10 час. 07 мин. до 10 час. 55 мин. 27 июля 1948 г. в районе пос. Колтуши близ г. Ленинграда¹

h	B	t	q	$S_{вт}$	v	
					при $S_{вт} = 5,8$	при $S_{вт} = 5,3$
40	1020	19,6	6,7			
270	992	18,0	6,3			
500	965	15,9	6,2			
710	942	13,9	6,2			
1000	909	11,1	5,5			
1140	893	9,8	5,4			
$H_{обл} = 1380$	867	7,6	5,5			
1560	848	5,9	5,6	5,8	9,1	10,0
1720	831	4,5	5,2	5,3	20,7	23,0
2080	794	2,0	4,6	2,4	11,6	13,0
2370	765	2,4	3,0	—	—	—
2610	742	1,6	2,4	—	—	—
2940	712	-0,5	2,0	—	—	—
			Средняя скорость		12,3	13,4

h — высота в метрах;

B — давление воздуха в миллибарах;

t — температура воздуха в градусах;

q — удельная влажность в г/кг;

$S_{вт}$ — количество облаков, соответствующее максимуму высвобождения энергии конвекции, в баллах;

v — рассчитанная скорость восходящего движения внутри облаков в м/сек.

При взлете самолета наблюдалась облачность 2/2 Сс, Сi. Нижняя граница облаков находилась на уровне $H = 1380$ м.

IV. Образование шквалов

Развитие внутри конвективных облаков активных нисходящих движений при вертикальном градиенте температуры, превышающем влажноадиабатическое значение, может вести к возникновению шквалистого ветра у земной поверхности, если нисходящий поток достигает приземного слоя и здесь переходит в горизонтальный поток. Явление шквалистого ветра нередко наблюдается во время гроз. Скорости ветра достигают при этом, как уже сказано выше, 30—40 м/сек.

Так, например, 25 июня 1957 г., по сообщению Московского бюро погоды, порывы ветра при грозовом шквале в период с 20 до 21 часа в районе Москвы превышали 30 м/сек. Ветром были повалены башенные краны на стройках, сорваны крыши, сломаны деревья.

¹ Данные зондирования предоставлены автору Е. С. Селезневой.

Подробное описание разрушительного действия порывов ветра во время прохождений грозных шквалов в Московской области 25 и 31 августа 1956 г. дано А. Ф. Любюком [3]. Много примеров грозных шквалов приведено в статье Кошмидера [9].

Рассмотрим, как будет происходить процесс конвекции в том случае, когда циркуляция захватывает и подоблачный воздух.

При достижении нисходящим потоком нижней границы облачности дальнейшее опускание воздуха идет при затрате энергии, если вертикальный градиент температуры γ удовлетворяет условию $\gamma < \gamma_c$.

Шквалистый ветер у земли может возникнуть, очевидно, в том случае, если нисходящий поток имеет достаточную силу, чтобы пронизать всю толщу воздуха от основания облака до слоя, прилегающего к земле.

Мы можем найти расчетным путем толщину слоя, в котором полностью расходуется кинетическая энергия, высвободившаяся при нисходящем движении внутри облака. Если эта толщина больше, чем расстояние от нижней границы облака до земной поверхности, то имеются условия для развития шквалистого ветра.

В противном случае шквал не образуется.

Рассмотрим затраты энергии на развитие циркуляции в сухом воздухе под облаком.

Пусть опускающаяся облачная масса имеет на уровне нижней границы облака скорость v_0 . Под облаком в циркуляции будет участвовать только ненасыщенный воздух.

Обозначим, как и прежде, массу опускающегося сухого воздуха через M_2 , а массу поднимающегося сухого воздуха через M_1 .

Уравнение для изменения количества тепла в подоблачном слое, захватываемом циркуляцией, имеет вид

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = c_p \left(M_1 \frac{\partial T_1}{\partial t} + M_2 \frac{\partial T_2}{\partial t} \right). \quad (40)$$

Прибавляя и вычитая в правой части член $M_1 \frac{\partial T_2}{\partial t}$, мы получим

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = c_p \left[(M_1 + M_2) \frac{\partial T_2}{\partial t} + M_1 \left(\frac{\partial T_1}{\partial t} - \frac{\partial T_2}{\partial t} \right) \right].$$

Первый член справа дает общее изменение количества тепла в слое в случае, если бы весь воздух опускался, а второй член — изменение энергии циркуляции E .

Подставляя значения $\frac{\partial T_1}{\partial t}$ и $\frac{\partial T_2}{\partial t}$, мы получим для изменения энергии циркуляции

$$\frac{\partial E}{\partial t} = c_p M_1 (v_1 - v_2) (\gamma - \gamma_c). \quad (41)$$

Снова воспользуемся законом сохранения массы

$$M_1 v_1 + M_2 v_2 = 0. \quad (42)$$

Откуда имеем, полагая $M_1 = \rho \Delta h S_1$, $M_2 = \rho \Delta h S_2$

$$v_1 = - \frac{S_2}{S_1} v_2,$$

где S_1 и S_2 — горизонтальные сечения восходящего и нисходящего потоков.

Подставляя это значение в (42), получаем

$$\frac{\partial E}{\partial t} = - c_p \rho \Delta h (\gamma - \gamma_c) v_2.$$

Если считать сечения потоков постоянными и величину γ не изменяющейся за время опускания воздуха через слой толщиной Δh , то, учитывая, что скорость

нисходящего потока $v_2 = -\frac{dz}{dt}$, согласно сделанному выше предположению, одна и та же для всего сечения потока, получаем после интегрирования

$$\Delta E = c_p \rho (\gamma - \gamma_c) (\Delta h)^2. \quad (43)$$

Но мы можем представить ΔE как изменение кинетических энергий опускающегося и поднимающегося воздуха

$$\Delta E = \Delta \left(\frac{M_1 v_1^2}{2} \right) + \Delta \left(\frac{M_2 v_2^2}{2} \right).$$

Выражая здесь v_1 через v_2 с помощью (42), мы находим

$$\Delta E = \rho \Delta h \frac{S_2}{S_1} \Delta \left(\frac{v_2^2}{2} \right). \quad (44)$$

Сопоставляя (44) и (43), получаем для изменения кинетической энергии единицы массы сухого воздуха при его опускании на Δh

$$\Delta \left(\frac{v_2^2}{2} \right) = -c_p \frac{S_1}{S_2} (\gamma_c - \gamma) \Delta h. \quad (45)$$

Величину, стоящую в правой части, можно вычислять с помощью дополнительного построения на аэрологической диаграмме (как указано в главах II и III), так как

$$(\gamma_c - \gamma) \Delta h = t - t_c.$$

Мы получаем

$$\Delta \left(\frac{v_2^2}{2} \right) = c_p \frac{S_1}{S_2} (t_c - t). \quad (46)$$

Чтобы найти толщину слоя, которая будет пронизана вынужденным нисходящим потоком, мы должны приравнять абсолютное значение $\Delta \left(\frac{v_2^2}{2} \right)$ из формулы (45) к величине кинетической энергии единицы массы опускающегося облачного воздуха на уровне основания облака

$$c_p \frac{S_1}{S_2} (\gamma_c - \gamma) \Delta h = \frac{v_0^2}{2}. \quad (47)$$

Отсюда получаем

$$\Delta h = \frac{v_0^2}{2c_p (\gamma_c - \gamma)} \frac{S_2}{S_1}. \quad (48)$$

Если полученная величина больше, чем высота основания облаков, то возникнет шквалистый ветер.

Так как толщина слоя влажностонустойчивости, обуславливающая величину кинетической энергии опускающегося облачного воздуха, особенно велика в случае грозных облаков, то естественно, что шквалистые ветры большой силы образуются обычно при грозах.

Конечно, данная нами картина весьма схематична. Однако она, по-видимому, правильно описывает основные черты явления.

Покажем на конкретном примере, что мы получаем при расчете правильный порядок величины для скоростей воздушных потоков в шквалах.

13/VII 1952 г. гроза холодного фронта в районе Ленинграда (14 час. 18 мин. — 15 час. 34 мин.) сопровождалась сильным шквалом. В Озерках (северная окраина Ленинграда) ветер очень большой силы начался перед грозой, во время прохождения близкой грозы он стих, а затем возобновился, имея значительно меньшую скорость. Автор наблюдал, как во время шквала ветер ломал большие ветви деревьев. За время грозы на городской метеостанции Ленинграда выпало 2,1 мм

осадков, максимальная интенсивность осадков равнялась 5,5 мм/час. Максимальный радиус капель дождя во время сильного грозового ливня в Озерках, по данным измерений автора, выполнявшихся с помощью улавливания капель на фильтровальную бумагу, составлял 1,8 мм. Гроза была весьма интенсивной. За 1 час 16 мин. автором отмечено 67 грозовых разрядов. В период наиболее интенсивной грозовой деятельности за минуту происходило до 5 разрядов.

Расчет по данным утреннего радиозондирования в Воейково (близ Ленинграда) показал, что вертикальная мощность конвективной облачности могла достигать 6,5 км. Нисходящие потоки в грозовой облачности могли развиваться над 1% территории, а их средняя скорость могла достигать 31 м/сек. при максимальном значении около 36 м/сек. (см. табл. 3). Перед началом шквала наземная температура равнялась 27°, вертикальный градиент температуры в слое от земли до основания облаков был близок к сухоадиабатическому значению. Поэтому можно ожидать, что скорость ветра у земли могла быть порядка 30—35 м/сек., так как развитие нисходящих потоков под облаком при $\gamma \approx \gamma_c$ идет без затрат энергии. Измерения скорости ветра в зоне шквала не производились. В Воейково на расстоянии 30 км от Озерков максимальная скорость ветра составляла в 14 час. 40 мин. 17,8 м/сек.

Таблица 3

Результаты расчета скоростей нисходящих потоков в облаках по данным утреннего радиозондирования в Воейково 13 июля 1952 г.¹

h	B	t	q	$S_{вт}$	v при $S_{вт} = 0,1$
70	1001	15,1	9,6		
200	985	16,1	10,1		
450	957	19,0	9,7		
$H_{обл} = 1000$	896	16,4	7,3		
1500	845	12,4	6,0	3,9	—35,6
2000	795	8,5	4,9	3,6	—35,6
3000	702	2,3	3,6	1,9	—35,6
4000	621	—2,7	2,5	0,4	—35,6
5000	546	—7,9	1,7	0,1	—35,6
6000	480	—13,7	1,0	0,1	—26,8
7000	420	—21,2	0,5	0,1	—11,8
7310	402	—23,7	0,4	—	—
7800	377	—25,3	0,4	—	—

Скорость ветра в Озерках была значительно выше, чем в Воейково, и рассчитанный нами порядок величины скорости шквалистого ветра, по-видимому, является правильным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вульфсон Н. И. Метод изучения конвективных движений в свободной атмосфере. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1956.
2. Дюбюк А. Ф. К вопросу о разрешении влажной неустойчивости и конвекции. Труды НИУ ГУГМС, сер. I, вып. 7, 1945.
3. Дюбюк А. Ф. Бури и смерчи. Природа, № 7, 1957.
4. Зайчиков П. Ф. Методы измерения вертикальных движений в свободной атмосфере с помощью радиозондов. Труды ЦАО, вып. 1, 1948.
5. Тверской П. Н. (ред.). Курс метеорологии (Физика атмосферы). Гидрометеоздат, 1951.
6. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозовое электричество. ГТТИ, 1954.
7. Шишкин Н. С. О прогнозе гроз и ливней по методу слоя. Метеорология и гидрология, № 8, 1957.
8. Bjerknes J. Saturated — adiabatic ascent of air through dry — adiabatically descending environment. Q. J. Roy. Met. Soc. v. 64. No 275. 1938.
9. Koschmieder H. Über Böen. Wiss. Abh. Deutsch. Reichsamt für Wetterdienst. Bd VIII, Nr 3, 1940.
10. Pettersen S. Contribution to the theory of convection. Geoph. Publ. v. 12, No 9. 1939.

¹ Обозначения величин такие же, как и в табл. 2.

РАСЧЕТ ХАРАКТЕРИСТИК ОБЛАЧНОЙ КОНВЕКТИВНОЙ СТРУИ

В работе [1] были даны приближенные формулы для расчета полей температуры, влажности и скорости в стационарной конвективной струе в атмосфере ниже уровня конденсации, а также формулы для определения высоты уровня конденсации.

В данной работе рассматривается вопрос о той части струи, которая расположена выше указанного уровня. Можно думать, что подъем воздуха в струе выше уровня конденсации при наличии бокового турбулентного обмена с ненасыщенной окружающей средой должен сопровождаться не только конденсацией водяного пара, но и испарением капель, которые выносятся в процессе турбулентного перемешивания на периферию потока. При этом нельзя заранее сказать, будет ли скорость испарения достаточно большой, чтобы поддерживать состояние насыщения. Кроме того, если выносимые к периферии потока капли испарятся ранее, чем достигнут границ струи, то границы облака не будут совпадать с границами конвективного потока. Существование насыщенной и ненасыщенной зон приводит к тому, что строгое решение в общем виде задачи об облачной струе связано с весьма значительными трудностями.

В данной работе мы рассмотрим наиболее простой, хотя и довольно отвлеченный случай, когда относительная влажность в окружающей среде выше уровня конденсации равна 100%. При этом условии ненасыщенная зона в струе будет отсутствовать.

Введем ряд обозначений: T — температура потока, \bar{T} — температура в атмосфере, q — насыщающая удельная влажность в потоке, \bar{q} — насыщающая удельная влажность в атмосфере, w — вертикальная скорость, u — радиальная скорость, r и z — соответственно горизонтальная и вертикальная координаты, t — время, E — насыщающая упругость пара, p — давление воздуха, A — термический эквивалент работы, L — скрытая теплота конденсации, R — удельная газовая постоянная, c_p — удельная теплоемкость, K_1 — коэффициент горизонтального турбулентного обмена тепла и влаги, m — концентрация жидкой воды (г/г), m' — количество конденсирующейся или испаряющейся за единицу времени влаги в 1 г воздуха, R_u — удельная газовая постоянная водяного пара, γ_a — сухоадиабатический градиент температуры, $\gamma_{ва}$ — влажноадиабатический градиент, ρ — плотность воздуха, $\vartheta = T(r, z) - \bar{T}(z)$ и $\chi = q(r, z) - \bar{q}(z)$.

Вначале остановимся на преобразовании уравнения притока тепла (осесимметричная задача)

$$\frac{dT}{dt} - \frac{ART}{pc_p} \frac{dp}{dt} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(K_1 r \frac{\partial T}{\partial r} \right) + \frac{Lm'}{c_p} \quad (1)$$

и уравнения притока парообразной влаги

$$\frac{dq}{dt} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(K_1 r \frac{\partial q}{\partial r} \right) - m'. \quad (2)$$

Заменяя m' в уравнении (1) из уравнения (2), запишем уравнение притока тепла для стационарного случая в виде

$$u \frac{\partial}{\partial r} \left(T + \frac{L}{c_p} q \right) + w \frac{\partial}{\partial z} \left(T + \frac{L}{c_p} q \right) - \frac{ART}{pc_p} \left(u \frac{\partial p}{\partial r} + w \frac{\partial p}{\partial z} \right) = B(r), \quad (3)$$

где

$$B(r) = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[K_1 r \frac{\partial}{\partial r} \left(T + \frac{L}{c_p} q \right) \right].$$

Так как в насыщенной среде $q = 0,623 \frac{E}{p}$ и, кроме того, в потоке $\frac{\partial p}{\partial r} = 0$ [1], то (3) можно привести после некоторых преобразований к виду

$$u \frac{\partial T}{\partial r} + w \frac{\partial T}{\partial z} = -\gamma_a \left[\frac{p + 0,623 \frac{LE}{ART}}{p + 0,623 \frac{L}{c_p} \frac{\partial E}{\partial T}} \right] + \frac{B(r)}{\left(1 + \frac{0,623 L}{p} \frac{\partial E}{c_p \partial T} \right)}. \quad (4)$$

Вследствие перемешивания облачного воздуха с окружающей средой распределение температуры в облачной части потока должно отличаться от влажно-адиабатического, но так как эта разница температур будет порядка 1° , то можно принять

$$\gamma_a \left[\frac{p + 0,623 \frac{LE}{ART}}{p + 0,623 \frac{L}{c_p} \frac{\partial E}{\partial T}} \right] \approx \gamma_{ва}.$$

Преобразуем далее член $B(r)$. Так как $q = 0,623 \frac{E}{p}$ и $\frac{\partial E}{\partial r} = \frac{\partial E}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial r}$, то

$$B(r) = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[\left(1 + \frac{0,623 L}{p} \frac{\partial E}{c_p \partial T} \right) K_1 r \frac{\partial T}{\partial r} \right].$$

Величина $1 + \frac{0,623 L}{p} \frac{\partial E}{c_p \partial T}$ весьма мало меняется вдоль радиуса струи, приближенно ее можно считать постоянной. Поэтому, переходя к функции $\vartheta = T(r, z) - \bar{T}(z)$ и с помощью уравнения неразрывности

$$\frac{\partial}{\partial r} (ur) + \frac{\partial}{\partial z} (wr) = 0,$$

уравнение притока тепла можно записать в следующем окончательном виде:

$$\frac{\partial}{\partial r} (u\vartheta r) + \frac{\partial}{\partial z} (w\vartheta r) = \frac{\partial}{\partial r} \left(K_1 r \frac{\partial \vartheta}{\partial r} \right) + (\bar{\gamma} - \gamma_{ва}) wr. \quad (5)$$

Если не учитывать силу сопротивления, развиваемую взвешенными в воздухе каплями, то уравнение движения для облачной струи имеет тот же вид, что и уравнение движения для сухой струи [1]

$$\frac{\partial}{\partial r} (uwr) + \frac{\partial}{\partial z} (w^2 r) = \lambda \vartheta r + \frac{\partial}{\partial r} \left(K_1 r \frac{\partial w}{\partial r} \right). \quad (6)$$

В качестве граничных условий для системы уравнений (5) и (6) можно принять следующие:

$$\left. \begin{array}{l} \text{при } r=0 \quad \frac{\partial w}{\partial r} = \frac{\partial \vartheta}{\partial r} = u = 0 \\ \text{при } r=\infty \quad \frac{\partial w}{\partial r} = \frac{\partial \vartheta}{\partial r} = \vartheta = w = 0 \end{array} \right\} \quad (7)$$

Решение задачи должно удовлетворять также интегральному условию

$$\frac{\partial}{\partial z} \int_0^{\infty} \omega \vartheta r dr = (\bar{\gamma} - \gamma_{\text{ва}}) \int_0^{\infty} \omega r dr. \quad (8)$$

Приведенная система дифференциальных уравнений (5, 6) и граничных условий (7, 8) отличается от соответствующей системы уравнений и граничных условий для сухой струи [1] лишь тем, что вместо сухоадиабатического градиента γ_a в уравнение притока тепла и интегральное условие входит влажноадиабатический градиент $\gamma_{\text{ва}}$. Это позволяет использовать решение, полученное в работе [1], заменив в соответствующих формулах для ω и ϑ значение γ_a на $\gamma_{\text{ва}}$. Таким образом, в насыщенной среде поле скорости облачной струи можно описать приближенным выражением

$$\omega^2 = \left[\frac{3}{2} \frac{\beta \lambda}{d} C z^{-\frac{2}{3}} + \frac{\lambda}{8} \left(\frac{\beta + d}{d} \right) (\bar{\gamma} - \gamma_{\text{ва}}) z^2 \right] e^{-2\beta \eta^2} \quad (9)$$

и поле температуры выражением

$$\vartheta = \left[C z^{-\frac{5}{3}} + \frac{1}{4} \left(\frac{\beta + d}{\beta} \right) (\bar{\gamma} - \gamma_{\text{ва}}) z \right] e^{-d \eta^2}. \quad (10)$$

На основании выражений (9) и (10) легко установить связь между вертикальной скоростью на оси струи, соответствующей избыточной температурой и стратификацией атмосферы

$$\omega_m^2 = \frac{3}{2} \frac{\lambda \beta}{d} \vartheta_m z - \frac{\lambda}{4} \left(\frac{\beta + d}{d} \right) (\bar{\gamma} - \gamma_{\text{ва}}) z^2. \quad (9a)$$

В связи с этим интересно сопоставить с (9a) формулу

$$\omega \approx 3,1 \sqrt{\Delta T}, \quad (9b)$$

которая была получена по опытным данным измерений в кучевых облаках [3]. Здесь ω — скорость восходящих потоков в облаках (м/сек.), ΔT — разность виртуальных температур по влажной адиабате и кривой стратификации. В статье [3] указывается, что разброс опытных точек был значительным. Одна из причин этого заключается в том, что в формулу (9b) не входит величина с размерностью длины (например, высота над основанием облака) и структура формулы должна быть, возможно, более сложной.

При устойчивой стратификации ($\bar{\gamma} < \gamma_{\text{ва}}$) с помощью выражения (9) можно найти высоту уровня конвекции (из условия $\omega = 0$ при $\eta = 0$), которая укажет на максимально возможную при данной стратификации высоту облака.

Благодаря условию насыщенности среды поле удельной влажности может быть рассчитано по полю температуры. Связь между этими полями легко установить, выразив q через \bar{q} и ϑ . Прделав ряд преобразований, получим

$$x = \bar{q} \left(e^{\frac{L\vartheta}{AR_n \bar{T}^2}} - 1 \right). \quad (11)$$

Это выражение можно упростить, так как всегда $\frac{L\vartheta}{AR_n \bar{T}^2} \ll 1$, поэтому с при-

емлемой точностью, разложив $e^{\frac{L\vartheta}{AR_n \bar{T}^2}}$ в ряд, получим нужную формулу связи x с ϑ в виде

$$x \approx \frac{L\bar{q}\vartheta}{AR_n \bar{T}^2}. \quad (12)$$

Для определения поля водности запишем уравнение притока жидкой влаги

$$\frac{dm}{dt} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(K_1 r \frac{\partial m}{\partial r} \right) + m'. \quad (13)$$

Суммируя выражения (11) и (5), получим уравнение изменения влагосодержания единицы массы облачного воздуха, которому для стационарного случая можно придать с помощью уравнения неразрывности следующий вид:

$$\frac{\partial}{\partial r} [ur(x+m)] + \frac{\partial}{\partial z} [\omega r(x+m)] = \frac{\partial}{\partial r} \left[K_1 r \frac{\partial}{\partial r} (x+m) \right] - \frac{\partial \omega r}{\partial r}. \quad (14)$$

Интегрируя это выражение от $r=0$ до $r=\infty$ при граничных условиях

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial m}{\partial r} = \frac{\partial x}{\partial r} = u = 0 & \quad \text{при } r = 0 \\ \frac{\partial m}{\partial r} = \frac{\partial x}{\partial r} = x = m = 0 & \quad \text{при } r = \infty \end{aligned} \right\}$$

получим

$$\frac{\partial}{\partial z} \int_0^{\infty} \omega (x+m) r dr = - \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \int_0^{\infty} \omega r dr. \quad (15)$$

Учитывая вид функций ω и ϑ , естественно предположить, что

$$x+m = f(z) e^{-\alpha z^2}, \quad (16)$$

где $f(z)$ — некоторая неизвестная функция только от z , которая определяет влагосодержание на оси струи ($f = m_m + x_m$). Подставляя в (15) выражения (9) и (16) и производя интегрирование сначала по r , а затем по z , получим

$$f = \frac{|\omega_m x_m|_{z=H}}{\omega_m} \left(\frac{H}{z} \right)^2 - \int_H^z \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \omega_m z^2 dz. \quad (17)^1$$

Так как распределение удельной влажности на основании (11) известно, то с помощью (17) может быть рассчитана и концентрация жидкой влаги (или водность, если умножить m на ρ).

Следует заметить, что, хотя в полученные выше итоговые формулы (9), (10) и (11) не входят величины, характеризующие распределение удельной влажности в атмосфере с высотой, величина скорости, температуры и удельной влажности в струе фактически зависит от вертикального распределения влажности, так как на основании условия о насыщенности среды каждому данному типу стратификации должно соответствовать вполне определенное поле удельной влажности в атмосфере. При относительной влажности в атмосфере менее 100% турбулентное перемешивание поднимающегося облачного воздуха с окружающей средой должно приводить к уменьшению вертикальной скорости и водности в потоке, снижать величину перегрева (ϑ) и высоту уровня конвекции. В силу этих соображений в реальных условиях максимально возможная мощность внутримассовых конвективных облаков должна зависеть не только от стратификации, но и распределения влажности с высотой и абсолютных значений влажности. Поскольку мощность конвективных облаков в значительной мере определяет возможность развития таких явлений, как грозы и ливни [2], то изучение вопроса о влиянии влажности атмосферы на развитие конвекции приобретает значительный интерес.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильченко И. В. Приближенный термодинамический анализ локальных восходящих токов в атмосфере. Труды ГГО, вып. 72. 1957.
2. Шишкин Н. С. О прогнозе гроз и ливней по методу слоя. Метеорология и гидрология, № 8. 1957.
3. Meteorological office discussion. The Meteorological Magazine, vol. 83, № 985. 1954.

¹ H — высота уровня конденсации.

ФАЗОВОЕ СТРОЕНИЕ ОБЛАКОВ И ОБЛЕДЕНЕНИЕ САМОЛЕТОВ

Для изучения зависимости обледенения самолетов в облаках от их фазового строения были использованы данные самолетных зондирований двух пунктов: Шоссейная (вблизи Ленинграда) и Архангельск. Обработка материалов наблюдений производилась студентами-дипломантами ЛГМИ Бархатовой и Слицан. За основу была принята методика обработки, специально разработанная И. Г. Пчелко для местных научно-исследовательских гидрометеорологических институтов.

Основная цель исследования заключалась в том, чтобы на массовом материале наблюдений выявить особенности фазового строения облаков различных форм и установить связь с ними обледенения самолетов. Кроме того, нами рассмотрена мощность зон обледенения, его интенсивность, связь между температурой воздуха и видом ледяного отложения на самолете, а также связь обледенения самолета с болтанкой в облаках.

Более детальное изучение микроструктуры облачных слоев по данным самолетных зондирований атмосферы невозможно, так как при самолетных зондированиях наблюдения за микроструктурой облаков в основном производятся визуально и не обеспечивают получения достаточно надежных данных.

По обеим указанным станциям обработаны наблюдения за трехлетний период (1952—1954 гг.). Рассмотрим полученные результаты для каждой станции отдельно.

Анализ результатов обработки наблюдений ст. Шоссейная

В табл. 1 дано распределение числа обледенений (m) и числа самолетных подъемов (n) по месяцам для каждого года. В нее вошли только те подъемы, когда самолет проходил через облачный слой при отрицательной температуре. В последней строке этой таблицы даны вероятности обледенения самолетов при отрицательной температуре, вычисленные по трехлетнему периоду (P).

Таблица 1

Число наблюдений и вероятность обледенения самолетов по месяцам (%)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
m	45	20	36	25	26	14	21	11	14	30	46	41	329
n	69	52	68	65	60	64	61	38	45	80	87	72	761
P	65	38	53	38	43	22	34	29	31	38	53	57	43

В табл. 1 вошли все облачные слои независимо от их мощности. Этим, по-видимому, объясняется сравнительно небольшая (43%) вероятность обледенения в облаках при отрицательной температуре. Она значительно меньше вероятности обледенения самолетов, вычисленной по экспериментальным полетам В. Д. Сте-

паненко и И. Г. Пчелко, однако больше вероятности, полученной нами также по данным самолетных подъемов, но за более старые годы.¹

Увеличение вероятности обледенения, полученное по данным наблюдений за более поздние годы, указывает на то, что зондирования атмосферы с помощью самолетов стали совершаться более регулярно, их выборочность меньше стала зависеть от погодных условий. Однако вероятность обледенения самолетов в облаках, вычисленная на основании этих данных, получается ниже истинной вероятности, если за таковую считать вероятность встречи с зоной обледенения хотя бы одного типа самолета в любой части облака при зондировании его в вертикальном и горизонтальном направлениях.

В этой таблице заслуживает внимания разница в вероятности обледенения при заданных условиях зимой и летом. Зимой она составляет 50—60%, а летом во все месяцы менее 35%, что, по-видимому, связано с распределением температуры в облаках. Летом во многих случаях отрицательная температура в облаках близка к 0°, а при такой температуре мало вероятно обледенение самолета, летящего со скоростью 180—200 км/час. За счет этого понизился также и средний процент вероятности обледенения.

В табл. 2 дана вероятность обледенения самолетов в зависимости от формы облаков и различных синоптических положений.

В этой таблице суммарное число случаев больше, чем в табл. 1, так как нередко при одном подъеме отмечалось более одного слоя обледенения. Основные выводы из этих таблиц сводятся к следующему.

1. Общая вероятность обледенения в облаках всех форм получилась небольшая. Это частично связано с тем, что в таблицу вошли данные для кучевых облаков малой горизонтальной протяженности и для высокослоистых облаков малой вертикальной мощности, в которых самолет обычно не подвергался обледенению.

2. Существенного различия в вероятности обледенения в зависимости от синоптического положения не обнаружено. Колебания в величине вероятности составляют 3—5%.

3. Сравнивая вероятность обледенения в облаках одной и той же формы при разных синоптических положениях, приходим к тому же выводу. Некоторые наблюдающиеся различия можно объяснить лишь неточностью расчета вероятностей при малом числе наблюдений.

4. Наибольшая вероятность обледенения получилась в слоисто-дождевых облаках холодного фронта и кучево-дождевых облаках теплой воздушной массы. Однако количественное значение этих вероятностей следует считать весьма приближенным. Вообще вероятность обледенения в слоисто-дождевых облаках в районе Ленинграда велика. Это подтверждается и данными об облаках этого типа в зоне теплого фронта. Кучево-дождевые облака обычно зондируются только в боковой их части, и нередко самолет выходит из кучево-дождевого облака, не достигнув зоны обледенения. Поэтому действительная вероятность обледенения в этих облаках безусловно выше, чем указанная в табл. 2.

Кроме мощности облачного слоя, существенную роль в понижении вероятности обледенения в облаках играет наличие кристаллической фазы в облаках разных форм. Поэтому естественно, что следующим этапом работы было вычисление вероятности различных фазовых состояний облаков.

Эти вероятности представлены в табл. 3, причем облака различных форм разбиты по группам, предложенным И. Г. Пчелко.

Первая группа содержит облака однородных воздушных масс. Следующие две группы включают в себя фронтальные облака. В первую из них (Ns — Sc) входят облака сравнительно небольшой вертикальной мощности, высота верхней границы которых 2,0—2,5 км. Они образуются на размытых участках фронтов, осадков не дают, либо дают слабые осадки. Обледенение самолета в них может быть интенсивным.

¹ М. В. Заварина. Обледенение самолетов и как его избежать. Гидрометеиздат, 1947.

Таблица 2

Вероятность обледенений в облаках различных форм при различных синоптических положениях

а) Внутримассовое положение

Воздушная масса	Холодный воздух						Теплый воздух						Число случаев		
	St	Sc	Cu	Cb	As	Ac	St	Sc	Cu	Cb	As	Ac	холодный воздух	теплый воздух	всего
Вероятность	49	39	12	46	11	24	49	40	0	50	19	28			
Число случаев	35	127	24	24	28	86	51	40	8	8	26	32	324	165	489

б) Фронтальное положение

Синоптическое положение	Холодный фронт и соответствующий фронт окклюзии						Теплый фронт и соответствующий фронт окклюзии						Число случаев			
	Sc	Cu	Cb	As	Ac	Ns	St	Sc	Cu	Cb	As	Ac	Ns	холодный фронт	теплый фронт	всего
Вероятность	29	10	46	20	28	57	45	30	25	43	24	30	49	31	38	35
Число случаев	31	10	13	15	40	14	20	40	4	7	63	47	114	123	295	418

в) Размытые, неопределенные фронты и другие не вполне четкие положения

Формы облаков	St	Sc	Cu	Cb	Ns	As	Ac
Вероятность	50	36	0	100	33	24	21
Число случаев	22	14	1	1	12	17	17

Вторая группа фронтальных облаков (Ns — As) включает в себя более мощные облака, высота верхней границы которых 5—7 км. Они дают значительные обложные осадки, часто связаны с активными фронтами. Обледенение в них менее интенсивное, чем в первой группе фронтальных облаков.

В четвертую группу включены все высоко-слоистые облака и в пятую — облака вертикального развития.

В табл. 3 представлены вероятности различных фазовых состояний облаков, в которых наблюдалось обледенение, и во всех облаках при отрицательной температуре воздуха.

Анализируя эту таблицу, можно видеть следующее:

1. Обледенение происходит как в капельных облаках, так и в облаках смешанного строения, но больший процент обледенений наблюдался в капельных облаках.

Таблица 3

Вероятность различного фазового строения облаков (%)

Форма облаков	Фазовое строение при наличии обледенения			Фазовое строение для всех случаев			
	капельное	смешанное	число случаев	капельное	смешанное	кристаллическое	число случаев
St, Sc и Ac однородных воздушных масс	93	7	132	92	7	1	306
Фронтальные Ns—Sc	82	18	90	81	18	1	173
Фронтальные Ns—As	51	49	61	40	50	10	114
Все случаи As	58	42	12	15	37	48	85
Cb и Cu	66	34	29	68	27	5	60
Все формы	78	22	324	71	21	8	738

2. В кристаллических облаках обледенение самолетов ни разу не наблюдалось.

3. Наибольший процент твердой фазы встречается в высоко-слоистых облаках, чем и объясняется очень низкое значение вероятности обледенения в этих облаках.

Представляет интерес рассмотреть несколько типов смешанной фазы облаков, так как в различных формах облаков, имеющих смешанное фазовое строение, распределение облачных элементов должно быть различным. С этой целью мы рассмотрели три типа смешанных облаков по классификации, предложенной И. Г. Пчелко.

Первый тип. Облако в значительной своей толще является смешанным и состоит из большого количества разнообразных по величине переохлажденных капель и кристаллов; в ряде случаев такие облака в своей нижней части состоят из капель (переохлажденных или непереохлажденных).

Второй тип. Облако в нижней части является капельным или смешанным (состоит из переохлажденных капель и снега), а затем переходит в кристаллическое. Сюда же относятся случаи мощной облачности, дававшей осадки, когда во всей ее толще преобладали кристаллы в смеси с мелкими каплями.

Третий тип включает в себя облака с различной микроструктурой отдельных слоев. К этому же типу относятся и те облака, которые в большей своей толще являются кристаллическими, а смешанная структура обнаруживается лишь в очень тонком слое вблизи нижней границы.

В табл. 4. представлена повторяемость указанных типов смешанных облаков. Оказалось, что во всех облаках реже всего встречается третий тип смешанного фазового строения.

Таблица 4

Повторяемость типов смешанных облаков (%)

Облака	Тип смешанного строения			Число случаев
	I	II	III	
St, Sc и Ac однородных воздушных масс	83	0	17	23
Фронтальные Ns—Sc	48	29	23	35
Фронтальные Ns—As	20	65	15	61
As, все случаи	37	37	26	35
Cb, все случаи	80	20	0	15

В облаках однородных воздушных масс и в облаках вертикального развития преобладает первый тип смешанного фазового строения, т. е. облако в большей своей части является смешанным. Причина заключается в том, что эти облака

обязаны своим происхождением турбулентному переносу влаги из нижних слоев атмосферы. Наоборот, облака Ns — As и As, связанные с упорядоченным подъемом теплого воздуха, чаще всего оказываются смешанного фазового строения второго типа. Действительно, в облаках этого типа чаще всего полет бывает спокойным.

Из табл. 5 видно, что болтанка самолетов в облаках этого типа наблюдалась только в 8%, а 92% случаев она отсутствовала. Сильная болтанка, как видно из таблицы, наблюдалась только в облаках первого типа, все же и в них значительное число полетов (60%) проходило спокойно. Наименьший процент спокойных полетов оказался в облаках третьего типа. Однако данные о болтанке самолетов следует считать ориентировочными, так как число случаев при распределении их по типам смешанных облаков оказалось незначительным.

Таблица 5

Повторяемость болтанки самолета (%) в зонах обледенения в облаках с различными типами смешанного строения

Тип смешанного строения	Болтанка				Число случаев
	спокойно	слабая	умеренная	сильная	
I	60	23	14	3	35
II	92	0	8	0	13
III	22	45	33	0	18

Некоторые сведения о том, какова критическая температура, при которой появляются кристаллы в облаке, дает табл. 6.

В преобладающем числе случаев на нижней границе ледяной фазы облаков температура была ниже -10° .

Полученное распределение температур имеет известное значение главным образом для характеристики условий образования кристаллов в облаках над рассматриваемым пунктом, так как в этом распределении отражаются и особенности климата свободной атмосферы над этим пунктом.

Для определения критических значений температуры образования кристаллов в облаке целесообразно было вычислить вероятность кристаллической фазы облаков при различных интервалах температуры. Данные табл. 6а убедили нас в том, что 2-градусный интервал температуры слишком мал для таких расчетов, и мы взяли 5-градусный интервал. К этому побуждает и недостаточное число наблюдений при разбивке их по формам облачности.

Таблица 6а

Повторяемость различных значений температуры на нижней границе ледяной фазы (%)

Интервал температур (град.)	0 — 2,0	— 2,1 — 4,0	— 4,1 — 6,0	
Повторяемость (%)	3	3	7	
Интервал температур (град.)	— 6,1 — 8,0	— 8,1 — 10,0	— 10,1 — 12,0	
Повторяемость (%)	10	15	16	
Интервал температур (град.)	— 12,1	— 14,0	Ниже — 14,0	Число случаев
Повторяемость (%)	18	28		61

Вероятность кристаллического, водного и смешанного строения облака при температуре ниже 0° и при количестве облачности 8—10 баллов

Форма облаков	Строение облаков	Интервал температур (град.)											
		от 0 до -5,0		от -5,1 до -10,0		от -10,1 до -15,0		от -15,1 до -20,0		от -20,1 до -25,0		ниже -25,0	
		число случаев	%	число случаев	%	число случаев	%	число случаев	%	число случаев	%	число случаев	%
St	Кристаллическое	—	0	—	0	2	10	1	17	—	0		
	Водное и смешанное	47	100	54	100	17	90	5	83	2	100		
Sc	Кристаллическое	—	0	1	1	1	4	2	15	—	0		
	Водное и смешанное	96	100	83	99	27	96	11	85	4	100		
Ns	Кристаллическое	5	5	22	19	41	44	32	52	26	68	14	70
	Водное и смешанное	89	95	91	81	51	56	29	48	12	32	6	30
As	Кристаллическое	1	4	14	28	27	42	46	66	47	74	26	79
	Водное и смешанное	23	96	36	72	37	58	24	34	17	26	7	21
Ac	Кристаллическое	1	1	3	4	2	4	5	11	7	23	4	33
	Водное и смешанное	68	99	79	96	57	96	40	89	23	77	8	67
Cb	Кристаллическое	1	3	1	4	3	13	3	25	2	50	1	33
	Водное и смешанное	30	97	24	96	20	87	9	75	2	50	2	77
Cu	Кристаллическое	—	0	—	0	—	0	—	0				
	Водное и смешанное	15	100	7	100	4	100	2	100				
Всего Формы	Кристаллическое	8	2	41	10	76	26	89	43	82	58	45	66
	Водное и смешанное	368	98	374	90	213	74	120	57	60	42	23	34

Вероятность кристаллического строения облаков различных форм в зависимости от температуры воздуха представлена в табл. 66. Из этой таблицы следует, что при температурах от 0 до -10° кристаллы в облаках встречаются исключительно редко. Более часто (43%) встречается кристаллическое строение при температуре -15, -20°, а при температуре ниже -20° оно уже преобладает. Это преобладание наиболее явно выражается в верхней части слоисто-дождевых облаков и в высоко-слоистых облаках. При более высоких отрицательных температурах эти облака преимущественно имеют жидкое и смешанное строение.

Кучево-дождевые и высоко-кучевые облака даже при температуре ниже -20° чаще содержат в себе капли воды, а не кристаллы.)

В табл. 7 представлена средняя мощность облачных слоев и зон обледенения, а также повторяемость различных градаций мощности зон обледенения в облаках различных форм.

Из таблицы видно, что чаще всего зоны обледенения имеют мощность менее 600 м. Только в облаках фронтальной системы Ns—As и кучево-дождевых мощность зон обледенения обычно превосходит 600 м. В этих облаках и средняя мощность зон обледенения самолетов является максимальной. Однако мощность этих облаков в 2—3 раза превосходит мощность зоны обледенения.

Таблица 7

**Повторяемость различных градаций вертикальной мощности зон обледенения
в облаках различных форм (%)**

Облака	Мощность слоев (м)						Средняя толщина зон обледе- нения (м)	Средняя толщина об- лачности, в которой бы- ло обледе- нение (м)	Число случаев
	до 600	601—1200	1201—1800	1801—2400	2401—3000	3001—3600			
St, Sc	84	15	1				427	580	127
Ac	72	24	2	2			504	862	51
Ns—As	44	37	9	6	2	2	862	2724	54
Ns—Sc	64	21	15				617	1472	53
As	66	20	7	7			654	1184	15
Cb	50	17	30			3	998	1823	30

Таблицы 8 и 9 характеризуют вид ледяных отложений на самолете в зависимости от формы облаков и температуры, при которых эти отложения происходят.

Таблица 8

Повторяемость видов ледяных отложений в различных типах облаков (%)

Облака	Лед			Иней	Число случаев
	прозрачный	матовый	белый		
Sc, St	60	33	4	3	116
As	36	50	14	—	14
Ac	26	59	4	11	46
Ns—Sc	54	42	2	2	59
Ns—As	27	62	11	—	55
Cb	38	50	12	—	26
Всего	46	45	6	3	316

Таблица 9

Повторяемость видов ледяных отложений при различных значениях температуры (‰)

Интервал температуры (град.)		Лед			Иней	Число случаев
		прозрачный	матовый	белый		
от	до					
0	—5,0	58	37	5	—	120
—5,1	—10,0	47	45	8	—	176
—10,1	—15,0	26	62	9	3	112
—15,1	—20,0	13	66	18	3	38
—20,1	—25,0	—	60	20	20	25
	Ниже —25,0	—	100	—	—	3

Вблизи Ленинграда за рассмотренный период средняя повторяемость матового и прозрачного льда примерно одинакова и в сумме составляет около 90%. На самолете очень редко возникал белый лед и еще реже иней. Последние два вида отложения льда, как видно из табл. 9, преимущественно возникают при низких температурах (ниже —15°), а поэтому, естественно, встречаются чаще в облаках среднего яруса или в верхней части кучево-дождевых облаков, где и наблюдаются такие низкие температуры.

В облаках нижнего яруса (St, Sc) при температурах 0, —5° чаще всего возникал прозрачный лед, а в облаках среднего яруса и при температуре ниже —10° — матовый.

В различных формах облаков определялась средняя и максимальная интенсивность обледенения (табл. 10).

Таблица 10

Средние и максимальные значения интенсивности обледенения в различных формах облаков (мм/мин)

Интенсивность	Облачность				Все случаи	Число случаев
	однородные воздушные массы		фронты			
	St, Sc холодная	St, Sc теплая	Ns—Sc	Ns—Ac		
Средняя . . .	1,11	1,14	0,97	0,88	0,98	322
Максимальная	2,4	2,4	3,0	2,0	3,0	

(Средняя интенсивность оказалась наибольшей в слоистых и слоисто-кучевых облаках теплой воздушной массы, а максимальная — во фронтальной облачности Ns—Sc (3 мм/мин.).)

Анализ результатов обработки наблюдений ст. Архангельск

По результатам самолетных зондирований атмосферы, производившихся в Архангельске с 1952 по 1954 г., были получены таблицы, аналогичные вышеуказанным. Ограничимся приведением только тех таблиц, по которым можно отметить некоторые особенности фазового строения облаков и условий обледенения самолетов, которые отличают условия полетов над Архангельском от условий над Ленинградом. В табл. 11 дано число наблюдений в переохлажденных облаках и вероятность обледенения самолетов. Для Архангельска число наблюдений в облаках при отрицательной температуре по сравнению с тем, что было получено по данным ст. Шоссейная было больше, и вероятность обледенения выше. Увеличение общего числа полетов в переохлажденных облаках произошло в основном за счет различия числа зондирований в марте, августе и сентябре, что, по-видимому, связано с увеличением повторяемости переохлажденных облаков в рассматриваемом районе по сравнению с более южными районами.

Таблица 11

Число наблюдений и вероятность обледенения (%)

Ст. Архангельск

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Всего
<i>m</i>	33	25	38	27	28	24	22	16	30	46	41	64	394
<i>n</i>	52	47	90	46	67	59	48	53	78	88	79	102	809
<i>P</i>	64	53	42	59	42	41	46	30	39	52	52	63	49

n — число подъемов самолета, *m* — число подъемов с обледенением самолета, *P* — вероятность обледенения.

Вероятность обледенения самолетов в переохлажденных облаках над Архангельском должна бы быть меньше, чем над Ленинградом, так как над первым пунктом преобладает более низкая температура воздуха в облаках, чем над вторым, а следовательно в облаках должна быть большей вероятностью кристалли-

ческого строения. Однако из сравнения табл. 1 и 11 видно, что увеличение вероятности произошло за счет летних месяцев (июнь, июль), в которые над Ленинградом чаще, чем над Архангельском, наблюдаются отрицательные температуры, близкие к 0°. Распределение вероятности обледенения в зависимости от формы облаков при различных синоптических положениях получилось примерно таким же, как и по данным ст. Шоссейная, причем четкой зависимости вероятности обледенения от синоптического положения не обнаружено. Максимальная вероятность обледенения оказалась не в слоисто-дождевых облаках (как над Ленинградом), а в слоистых облаках теплой воздушной массы (61%) и в слоисто-кучевых облаках окклюзии теплого фронта (65%). В слоисто-дождевых облаках она не превышала 30%.

В отличие от данных ст. Шоссейная (для района Ленинграда), над Архангельском получилась значительная (46%) вероятность обледенения в высоко-слоистых облаках теплого фронта окклюзии.

В районе Архангельска, как и в районе Ленинграда, почти не встречались в кристаллической фазе слоистые и слоисто-кучевые облака. Несколько больше здесь оказалась повторяемость кристаллической фазы в высоко-кучевых облаках и меньше в высоко-слоистых (33%). Эти результаты, а также уменьшение вероятности обледенения в слоисто-дождевых облаках по сравнению с вероятностью в районе Ленинграда требуют объяснения. Поэтому в табл. 12 приведена вероятность кристаллической фазы этих трех форм облаков при различных температурах.

Таблица 12

Вероятность кристаллической фазы¹

Облака	Температура от — до (град.)										Ниже —25°		Общее число случаев
	0, —5		—5, —10		—10, —15		—15, —20		—20, —25				
	<i>n</i>	<i>P</i>	<i>n</i>	<i>P</i>	<i>n</i>	<i>P</i>	<i>n</i>	<i>P</i>	<i>n</i>	<i>P</i>	<i>n</i>	<i>P</i>	
As	54	0	85	12	111	13	118	40	99	57	65	72	532
Ns	70	0	95	4	80	5	23	35	15	60	8	75	291
Ac	42	0	58	3	45	18	42	31	38	29	21	72	246

n — число случаев, *P* — вероятность.

Из анализа этой таблицы следует, что над рассматриваемым пунктом число полетов в слоисто-дождевых облаках при температуре ниже —20°, когда в облаке преобладают кристаллы, составляло 8% от числа всех полетов в этих облаках, тогда как над Ленинградом около 14%. Вероятность появления кристаллической фазы в этих облаках над Архангельском оказалась также небольшой (даже меньше, чем вероятность над Ленинградом), следовательно, понижение вероятности обледенения в слоисто-дождевых облаках над Архангельском по сравнению с вероятностью над Ленинградом можно объяснить лишь тем, что над первым пунктом преобладали в облаках этого типа более мелкие капли, при которых обледенение самолета не наблюдается.

Имеющиеся данные визуальных наблюдений над размерами облачных капель не являются достаточно надежными, и на них нельзя опереться для подтверждения этого вывода.

Увеличение средней вероятности появления кристаллов в высоко-кучевых облаках по сравнению с вероятностью в Ленинграде частично можно объяснить тем, что в этих облаках полеты при температуре ниже —20° производились чаще, чем в районе Ленинграда (над первым пунктом они составляли 24% всех полетов в этих облаках, тогда как над вторым только 14%).

Если сравнить число полетов при температуре ниже —15°, то получается соответственно 41 и 25%.

Однако вероятность кристаллической фазы высоко-кучевых облаков в интервале температур от -10 , до -20° над Архангельском оказалась выше, чем над Ленинградом, что физически объяснить трудно и, по-видимому, могло быть вызвано не всегда правильным определением формы облаков бортаэрологом аэрологической станции в Архангельске. То же самое заключение следует сделать и в отношении высоко-слоистых облаков.

Повторяемость различных значений температуры на нижней границе обнаружения частиц ледяной фазы была подсчитана по 5-градусным интервалам (табл. 13).

Таблица 13

Повторяемость различных значений температуры на нижней границе обнаружения частиц ледяной фазы (%)

Интервал температур (град.)	От — до								Ниже -40	Число случаев
	0, —4,9	—5, —9,9	—10, —14,9	—15, —19,9	—20, —24,5	—25, —29,9	—30, —34,9	—35, —39,9		
Повторяемость (%)	2	12	13	33	20	12	7	1	—	152

При этом здесь обнаружился значительный сдвиг максимума повторяемости в сторону более низких температур. Температура в пределах от 0 до -15° наблюдалась на нижней границе обнаружения частиц ледяной фазы только в 27% случаев. Большая часть случаев наличия кристаллической фазы (53%) приходится на интервал от -15 до -25° и только в 20% случаев начиналось образование кристаллов при температуре ниже -25° . Различие в распределении температуры на границе обнаружения частиц ледяной фазы, полученное по данным пунктов, расположенных в различных районах, подтверждает вывод, сделанный на основании данных Ленинграда, что полученные повторяемости характеризуют лишь облака над пунктом наблюдений. Они не могут быть использованы для определения критических температур образования льда, так как в этом распределении отражаются особенности температурного режима свободной атмосферы над данным районом.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ АНТИМОНИДА МАГНИЯ НА ОБРАЗОВАНИЕ ЛЕДЯНЫХ ЧАСТИЦ В ПЕРЕОХЛАЖДЕННОМ ВОДНОМ ТУМАНЕ

С целью разработки методов искусственного рассеивания туманов и облаков и вызывания осадков в последние годы проводятся широкие исследования льдообразующих свойств различных химических веществ. Наиболее эффективным веществом в этом отношении является иодистое серебро (AgI). При внесении дыма AgI в переохлажденный туман образование ледяных кристаллов начинается при температуре $-3, -4^{\circ}$. Однако AgI сравнительно дорого и дефицитно; кроме того, это вещество обладает существенным недостатком: частицы AgI под действием света и других факторов быстро разлагаются и теряют свойства ядер, образующих лед.

Это заставило многих исследователей направить свои усилия на поиски других реагентов кристаллизации воды. Подбор веществ преимущественно основывается на сходстве их кристаллической структуры со структурой льда. Предлагаются и другие подходы к выбору реагентов [1], но о них мы не будем здесь говорить, так как результаты таких работ еще не ясны.

Исследованиями льдообразующих свойств веществ занимался Р. Монмори [2] который предварительную оценку эффективности вещества в качестве реагента кристаллизации льда основывает на следующих положениях Л. Руайе [3]:

а) эпитаксию (ориентированный рост кристалла на кристалле-подложке) тем легче получить, чем более близки параметры решеток,

б) для того чтобы осуществлялась эпитаксия, не является необходимым большее или меньшее совпадение для всех узлов решетки в плоскости сращения; достаточно, чтобы это условие выполнялось только для части узлов.

В работе Р. Монмори [2] приводится несколько веществ, имеющих параметры решеток, очень близкие к параметрам решеток льда (табл. 1).

Таблица 1

Параметры решеток некоторых веществ

Вещество	a_0 (Å)	Δa_0	C_0 (Å)	ΔC_0	Группа симметрии
Лед (0°)	4,5135		7,3521		D_{6h}^4 (при -20°)
AgI	4,580	+ 0,0665	7,494	+ 0,1419	C_{6v}^4
PbI ₂	4,54	+ 0,0265	6,68	- 0,4921	D_{3d}^3
Mg ₃ Sb ₂	4,573	+ 0,0595	7,229	- 0,1231	D_{3d}^3
MgTe	4,52	+ 0,0065	7,33	- 0,0221	C_{6v}^4

Исходя из этих данных, автор [2] предполагает, что наиболее активным реагентом кристаллизации переохлажденных капель тумана должен быть MgTe

(теллурид магния), а на втором месте должен стоять Mg_3Sb_2 (антимонид магния).

Монмори поставил лабораторные опыты по изучению льдообразующих свойств Mg_3Sb_2 , в результате которых нашел, что этот реагент вызывает образование ледяных частиц в переохлажденном тумане уже при температуре $-2,5, -4^\circ$. Однако в работе [2] отмечается, что полученные данные являются весьма предварительными. К сожалению, автор не приводит сведений о способах получения Mg_3Sb_2 , замечая лишь, что это вещество было приготовлено непосредственным сплавлением магния и сурьмы, взятых в стехиометрических соотношениях. Здесь не дается также описания методики постановки опытов.

Нами сделана попытка оценить льдообразующие свойства Mg_3Sb_2 , для чего были поставлены опыты в холодильной камере.

Получение антимонида магния

Литература о Mg_3Sb_2 весьма ограничена. Это вещество было приготовлено Г. Грубе и Р. Борнак непосредственным сплавлением магния и сурьмы [3]. Приготовление Mg_3Sb_2 связано с большими трудностями, которые возникают главным образом из-за большой активности магния.

Mg_3Sb_2 для наших опытов был получен в лаборатории электрометаллургии черных металлов Политехнического института им. М. И. Калинина.

Магний и сурьма брались в стехиометрическом соотношении: Mg — 23 весовые части, Sb — 77 весовых частей.

Магний — серебристо-белый металл, температура плавления 651° , температура кипения 1120° . Имеет гексагональную кристаллическую решетку.

Сурьма — серебристо-белый металл, температура плавления 630° , температура кипения 1440° . Кристаллизуется в ромбоэдрах.

Несколько попыток сплавить Mg и Sb в электровакуумной печи (вакуум порядка 10^{-4} мм Hg) при температурах $900-1200^\circ$ окончились неудачей. При температуре около 950° происходит весьма бурная реакция, подобная взрыву. Соединение образуется с большим тепловым эффектом, температура при этом повышается на $300-400^\circ$ [5].

В результате выброса при реакции и растрескивания корундового тигля соединения в нем (после остывания печи) обнаружено не было, тигель был пуст. Так повторялось несколько раз.

Предпринятая попытка получить соединение Mg_3Sb_2 под флюсом из хлористого магния ($MgCl_2$) и хлористого калия (KCl) при плавлении на газовой горелке (температура около $700-800^\circ$) также окончилась неудачей; остывший графитовый тигель разбили, но сплав оказался неоднородным и при легком ударе распался на два компонента. Очевидно, реакция не произошла из-за недостаточно высокой температуры.

Затем была произведена плавка 50 г смеси в высокочастотной электропечи с применением точеного графитового тигеля, предварительно прокаленного в вакууме. Нагревание смеси металлов осуществлялось в атмосфере чистого аргона при давлении около 100 мм Hg до того момента, когда в окошке установки было отмечено сильное свечение и произошел частичный выброс материала из тигля. После охлаждения и разрушения тигля был обнаружен цилиндр Mg_3Sb_2 весом 44 г, который в целях предохранения от окисления был погружен в чистоте трансформаторное масло.

Полученное соединение оказалось хрупким, при ударе молотком цилиндр раскололся на две части. На изломе обломка хорошо видна однородная со сравнительно крупными частицами кристаллическая структура соединения.

Из работы [3] известно, что Mg_3Sb_2 существует в двух модификациях, причем одна из них обладает гексагональной структурой решетки, а другая — кубической. Осталось невыясненным, какая из модификаций была получена нами, так как специальных кристаллографических исследований не производилось.

Лабораторные опыты

Эксперименты по исследованию свойств Mg_3Sb_2 в качестве ядер кристаллизации проводились нами в камере холода Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова.

Камера холода представляет собой толстостенный шкаф с теплоизоляцией толщиной 0,4 м. Рабочий объем камеры $0,7 \times 0,6 \times 0,6 = 0,25$ м³.

Между теплоизоляцией и внутренней стенкой камеры расположены змеевики для циркуляции аммиака. Охлаждение камеры производилось с помощью аммиачного компрессора до -25° . Внутренние стенки камеры покрыты оцинкованным железом, окрашенным черной масляной краской.

Для наблюдения за процессами внутри камеры при введении в камеру реагентов для забора проб капель тумана и для освещения камеры в ее дверной проем вставлялась двойная теплоизоляционная стенка с двойными стеклянными окошками и патрубками с пробками. Для предохранения окошек камеры от запотевания внутреннее пространство между стеклами осушалось хлористым кальцием. Туман создавался путем подачи в камеру пара из электрического кипятильника. Измерение температуры в камере производилось посредством ртутного термометра. Опыты проводились после выключения аммиачного компрессора и вентилятора, начиная от наиболее низких температур к более высоким по мере прогревания воздуха в камере.

Микрофотографирование капель тумана и кристаллов производилось при помощи микрофотоустановки. Капли улавливались на стекла, смазанные тонким слоем смеси трансформаторного масла с вазелином, кристаллы — на стекла, покрытые тонким слоем лака. После таяния ледяных кристаллов и испарения воды на лаке оставались их отпечатки (реплики), которые и фотографировались.

Порядок проведения опытов был следующим.

В предварительной охлажденной камере создавался охлажденный водный туман, отмечалась температура, после чего вводился реагент и визуально фиксировалось появление кристаллов в луче электрического света.

Всего с Mg_3Sb_2 было проделано 57 опытов при температурах от -18 до -6° .

Введение реагента в туман производилось при помощи различных приемов.

Исходя из того, что, согласно диаграмме состояния [3], температура плавления соединения примерно равна 1228° , в первых опытах нами применялась электродуга. Перед опытом Mg_3Sb_2 извлекался из масла, промывался в бензине и затем размельчался в агатовой ступке до среднего размера частиц около 1 мм. Затем несколько миллиграммов такого порошка засыпалось в углубление, высверленное в одном из углей.

Искрение дуги производилось в переохлажденном тумане внутри камеры. Три таких опыта при температуре от -16 до -13° не дали положительного результата, т. е. кристаллизация не отмечалась.

В нескольких опытах был использован сосуд из тугоплавкого стекла, имевший форму усеченного конуса. В сосуд насыпался размельченный Mg_3Sb_2 . Нагревание производилось электроспиралью, намотанной на стенки сосуда (рис. 1). Из трех проведенных опытов в одном был получен яркий эффект при температуре в тумане $-16,4^\circ$. Сосуд с подогревом, внесенный в камеру, был разогрет до белого каления и затем удален (видимого дыма при разогревании не отмечено). Через 1—2 мин. появились кристаллы, которые быстро увеличивались в размерах, число их возрастало, и через несколько минут произошла полная кристаллизация во всем объеме тумана. В следующем опыте кристаллы также появились, но в заметно меньшем количестве.

Затем в качестве приспособления для возгонки применялась фарфоровая трубка длиной около 5 см с внутренним диаметром 4 мм. Трубка обматывалась платиновой лентой толщиной 0,7 мм (рис. 2). В одном из семи опытов с таким нагревателем был получен очень хороший результат. При температуре -13° произошла полная кристаллизация.

Предположив, что создается недостаточный нагрев, ввели платиновую ленту внутрь трубки, прикрыв ее слюдой. В опытах с таким приспособлением яркий эффект был получен только при температуре -18° .

Следует отметить, что в этом опыте Mg_3Sb_2 не был предварительно промыт в бензине и слой масла, по нашему мнению, в некоторой степени предохранял его от излишнего окисления до возгонки. При разогревании масло выгорало, не оказывая заметного влияния на результат.

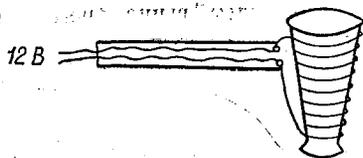


Рис. 1.

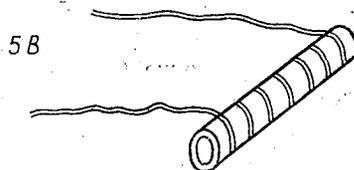


Рис. 2.

В последующих девяти опытах вновь применили электродугу. В отверстие угля вставлялись более крупные кристаллы Mg_3Sb_2 из того расчета, что если даже и окислится поверхность кристалла, то при искрении дуги будет испаряться и внутренняя неокисленная часть кристалла. В нескольких опытах кристалл укрепляли в одном угле и вызвали дугу кристалл — уголь (рис. 3). В двух опытах при температуре $-15,2$ и $-14,5^{\circ}$ был получен положительный эффект: наблюдались в заметном количестве кристаллы после искрения дуги.

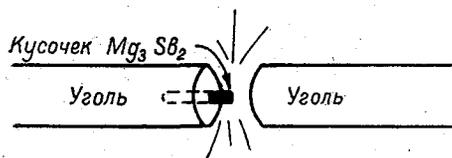


Рис. 3.

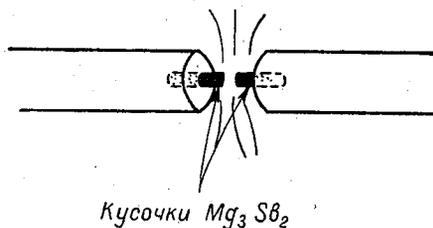


Рис. 4.

В нескольких последующих опытах дугу вызывали между двумя кристаллами, чтобы исключить в возможно большей степени влияние углей (рис. 4). В нескольких таких опытах наблюдалась эффективная кристаллизация при температуре около -14° .

В шести опытах использовалась электродуга между двумя углями. Срез одного из них представлял собою плоскость, в другом делалось углубление и в него запрессовывался размельченный реагент (Mg_3Sb_2) таким образом, чтобы он не выступал за плоскость торца угля (рис. 5). В этом случае обеспечивался минимальный доступ воздуха к реагенту при возгонке. Все шесть опытов дали положительные результаты в интервале температур $-17 \div -10,5^{\circ}$. Наиболее эффективная кристаллизация наблюдалась при -17 , -14° с образованием гексагональных пластин. При температуре -12° результат менее эффективен, кристаллы более мелкие. При температурах, близких к $-10,5^{\circ}$, кристаллов образовывалось значительно меньше и пробы для микрофотографии взять не удалось. При более высоких температурах кристаллизация не отмечалась.

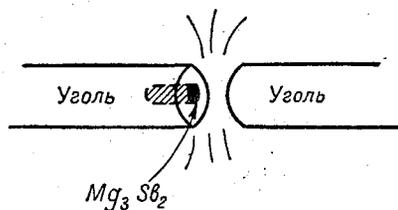


Рис. 5.

В двух опытах в переохлажденный туман вводился тонко растертый порошок Mg_3Sb_2 при помощи воздушной струи. Опыты дали отрицательные результаты.

Была также предпринята попытка распылять в туман водную суспензию Mg_3Sb_2 . Для этой цели взбалтывался в воде тонкий порошок вещества. Суспензия вводилась в камеру при помощи пульверизатора. Было проведено 17 опытов с указанной суспензией; в 11 из них получен положительный результат, т. е. была отмечена кристаллизация после распыления суспензии. Следует отметить, что в этих опытах кристаллы образовывались несколько медленнее, чем при возгонке Mg_3Sb_2 , но они были крупнее и быстрее выпадали. Опыты проводились в интервале температур $-12 \rightarrow -6^\circ$. Ориентировочно можно считать верхним температурным пределом кристаллизации $-8,5^\circ$, т. е. он будет выше, чем при возгонке Mg_3Sb_2 ($-10,5^\circ$). Такое различие, вероятно, объясняется следующими причинами. При возгонке Mg_3Sb_2 (вещества неустойчивого) происходит окисление и разложение его. Поэтому нет уверенности, что при таком способе введения Mg_3Sb_2 в туман образуются преимущественно кристаллы именно этого вещества: вполне вероятно образование окислов металлов его составных частей (например, MgO). Согласно данным [1], частицы MgO не являются эффективными ядрами кристаллизации при температурах выше -18° . При распылении суспензии в туман в образующихся каплях содержатся твердые частицы Mg_3Sb_2 . Из литературы известно, что при наличии взвешенных в воде твердых примесей температура ее замерзания повышается по сравнению с точкой замерзания чистой воды. Особенно значительное влияние на температуру замерзания оказывают примеси, кристаллическая структура которых близка к структуре льда. Следовательно, введенные в переохлажденный туман капельки суспензии Mg_3Sb_2 при определенной температуре замерзают, вызывая тем самым появление ледяной фазы, способствующей кристаллизации тумана.

Заклучение

Проведенные лабораторные опыты по испытанию Mg_3Sb_2 в качестве реагента кристаллизации воды показали, что при возгонке этого вещества в переохлажденный туман верхняя температурная граница появления ледяной фазы колеблется около -10 , -11° ; при распылении водной суспензии Mg_3Sb_2 в туман температурная граница повышается до -8 , -9° .

Отсюда следует, что Mg_3Sb_2 в принципе является эффективным реагентом кристаллизации переохлажденных туманов. Но практическое использование этого вещества сопряжено с рядом затруднений: нестойкость вещества, сложность его получения и диспергирования и др.

Полученные нами результаты носят предварительный характер и требуют дополнительной экспериментальной проверки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Puyrracher H., Sängder R. Zeitschrift für angewandte Mathematik und Physik.
2. Montgomery R. Epitaxie et propriétés glaciogènes de l'antimoniure de magnésium. Bull. Observ. Puy de Dome, N 2 (37-41). 1955.
3. Хансен М. Структура бинарных сплавов. Т. II. Госиздат, М.—Л. 1941.
4. Передельский К. В. Магниевый сплав с присадкой сурьмы. Авиапромышленность, № 2 (43). 1937.

ВЛИЯНИЕ ПРИМЕСЕЙ ХЛОРИСТОГО АММОНИЯ НА УСТОЙЧИВОСТЬ ВОДНЫХ ТУМАНОВ

Устойчивость аэрозолей (дымов и туманов) обуславливается процессами конденсации, испарения, коагуляции и седиментации их дисперсной фазы. Скорость и характер этих процессов зависит от ряда факторов: упругости пара дисперсной фазы аэрозоля, заряда частиц эффективности их агрегации и т. п.

Вопросам изучения условий повышения устойчивости или стабилизации аэрозолей посвящен ряд работ. Во многих из них высказывается мнение, что основным стабилизирующим фактором является защитное действие образующейся на поверхности частиц жидкой или газообразной адсорбционной пленки [1, 2, 3, 4]. Е. И. Румянцев [3], изучавшая стабилизацию дыма хлористого аммония (NH_4Cl) поверхностно-активными веществами, полагает, что действие полярных веществ, повышающих устойчивость аэрозоля, выражается, во-первых, в создании большого количества центров конденсации, чем предотвращается рост кристаллов NH_4Cl и, во-вторых, в образовании адсорбционного слоя ориентированных молекул на поверхности каждой частицы аэрозоля, что предотвращает слипание частиц. Примерно такие же представления о механизме стабилизации дыма NH_4Cl высказываются в работах Н. Н. Андреева и С. Г. Кибиркшитса [2], Н. Н. Андреева и Н. В. Рудаковой [5]. Однако результаты опытов относительно влияния водяного пара на устойчивость дыма NH_4Cl , полученные в [3] оказались противоположными результатам работ [2] и [5]. Так, в [3] утверждается, что в присутствии влаги в воздухе осаждение дыма NH_4Cl происходит быстрее, чем в сухом воздухе. Отсюда следует, что водяной пар ускоряет коагуляцию дыма. В работе [2], наоборот, опытным путем установлено, что аэрозоль NH_4Cl в сухом воздухе образоваться не может. Во влажном воздухе благодаря полярности молекул NH_4Cl и H_2O , согласно [2], образовавшиеся кристаллы окружаются молекулами воды, ориентированными определенным образом относительно кристаллов, и это повышает устойчивость аэрозоля. Последнее подтверждается и экспериментальными данными [5].

В настоящей работе приводятся опытные данные о влиянии примесей NH_4Cl на устойчивость водного тумана, т. е. аэродисперсной системы, которая по своему составу значительно отличается от упомянутых выше аэрозолей.

В работах [2, 3, 5] исследовалось влияние водяного пара на устойчивость аэрозолей, дисперсная фаза которых состояла из частиц малолетучего вещества — NH_4Cl . В нашем же случае основную массу дисперсной фазы тумана составляли жидкие капли воды, а небольшие примеси NH_4Cl применялись в качестве веществ, воздействующих на структуру и устойчивость тумана.

Данные о повышении стойкости таких аэрозолей представляют не только научный интерес, но имеют и практическое значение. В частности, густые устойчивые туманы используются для защиты растений от заморозков, в маскировочных целях и др.

Опыты проводились в камере туманов объемом 110 м^3 , представляющей собой металлический цилиндр высотой 8 м и диаметром 4 м. Снаружи стенки камеры имеют тепловую изоляцию. Камера герметически закрывается. Для измерения тем-

пературы воздуха в камере были установлены термистры в 5 точках: на высоте 1 и 4 м — в центре и у стенки, на высоте 7 м — в центре. При установившемся режиме температура в отдельных точках различалась на 0,5—0,7°. Туман создавался путем испарения воды из электроиспарителя (водная поверхность ~ 2300 см²), помещенного внутри камеры. Во время образования тумана температура воздуха повышалась на 3—6°, но через 10—15 мин. происходило снижение ее настолько, что к концу опыта превышение температуры воздуха по сравнению с начальным ее значением составляло 1—1,5°. Опыты ставились при температуре 16—20°.

Определение изменения густоты тумана со временем производилось путем измерения интенсивности проходящего света в тумане. Для этой цели применялся селеновый фотоэлемент (с полезной площадью ~ 20 см²), установленный на выходном патрубке камеры. С противоположной стороны камеры помещался источник света — 500-ваттная лампа. Ток на лампу подавался от сети с напряжением 220 в через стабилизатор напряжения марки СНЭ-220-0,5. Луч света пропусклся через конденсор и регулировался ирисовой диафрагмой. Интенсивность проходящего через туман луча измерялась посредством зеркального гальванометра типа ГЗП-47. С целью предохранения от длительного воздействия света фотоэлемент помещался в футляр с заслонкой, открывающейся на время отсчета.

Для характеристики тумана определялась его водность прибором Зайцева [6], а размеры капель — путем микрофотографирования проб, взятых на стекло.

При проведении опытов соблюдался следующий порядок. До образования тумана производилось измерение температуры воздуха в камере и определялась интенсивность света, проходящего в чистом воздухе. Затем после образования тумана измерялись температура воздуха и интенсивность света, прошедшего через туман. Одновременно определялась водность и брались пробы капель для микрофотографирования. В течение опыта все указанные измерения проводились с интервалами в 5—10 мин. Оценка устойчивости туманов производилась путем определения и изменения со временем величины непрозрачности (мутности)

$$R = \left(1 - \frac{I}{I_0}\right),$$

где I_0 и I — интенсивности света, падающего на фотоэлемент после прохождения в чистом воздухе и в тумане, соответственно.

Сравнение изменения величины R для туманов с примесью NH_4Cl и без примеси позволяло судить о влиянии примеси на устойчивость тумана. Введение примеси производилось или до образования водного тумана, или сразу же после его образования. NH_4Cl возгонялся путем его нагревания (до температуры 400—500°) в электрической печи, внесенной внутрь камеры.

В результате проведенных опытов выяснилось, что небольшие добавки NH_4Cl оказывают стабилизирующее действие на водный туман.

На рис. 1 приведены кривые, показывающие ход изменения R (непрозрачности) со временем. Кривая 1, построенная по данным для водных туманов без примеси NH_4Cl , показывает, что непрозрачность тумана быстро уменьшается и примерно через 40 мин. становится почти равной нулю. Введение в камеру путем возгонки небольших количеств NH_4Cl резко меняет ход кривых. Так, например, при возгонке в камере 0,05 г NH_4Cl или примерно 0,45 мг NH_4Cl на 1 м³ уменьшение R (кривые 2, 3) происходит заметно медленнее по сравнению с изменением R для чисто водного тумана; при возгонке же 0,5 г NH_4Cl (4,5 мг/м³) создается очень устойчивый туман (кривые 4 и 5). Если для чисто водных туманов через 40 мин. R уменьшается от 1 до 0,05, то для туманов с количеством примеси 4—5 мг NH_4Cl в 1 м³ за это время R снижается только до значения 0,80—0,85.

Сравнивая кривые 4 и 5, можно видеть, что ход их мало меняется от того, вносятся ли добавки NH_4Cl до образования водного тумана или сразу же после его получения. Отсюда следует, что устойчивость водного тумана можно повысить не только путем предварительного введения гигроскопических ядер конденсации но и посредством внесения их в уже образовавшийся туман. Этот факт очень важен и его необходимо учитывать при разработке методов стабилизации есте-

ственных туманов. Действительно, для некоторых целей, например для борьбы с заморозками, весьма важно повысить густоту и устойчивость дымовых или туманных завес. Заморозки нередко возникают при радиационном выхолаживании поверхности почвы, при малых скоростях ветра. Если в этих случаях начинают образовываться слабые поземные туманы, то путем введения в них дыма NH_4Cl можно значительно усилить густоту и увеличить стойкость таких туманов.

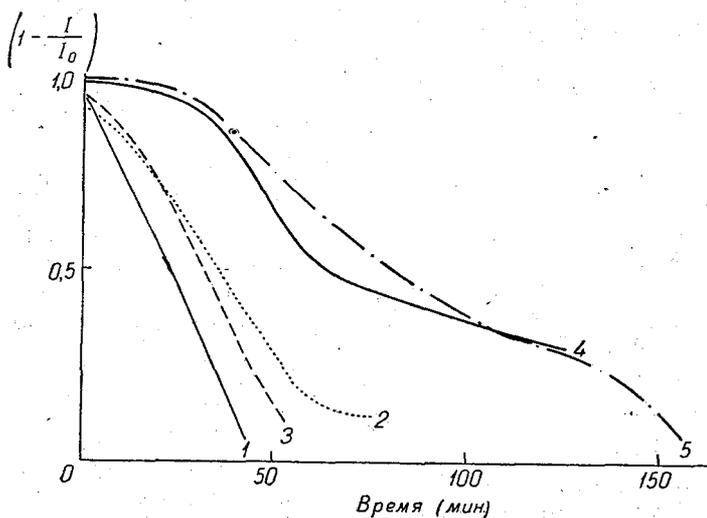


Рис. 1. Изменение непрозрачности (R) со временем.
Вносились в камеру до образования тумана: 1 — чисто водный туман, 2 — туман с примесью 0,45 мг NH_4Cl на 1 м³, 4 — туман с примесью 4,5 мг NH_4Cl на 1 м³. Вносились в туман: 3 — туман с примесью 0,45 мг NH_4Cl на 1 м³, 5 — туман с примесью 4,5 мг NH_4Cl на 1 м³.

Представляет интерес рассмотреть, как влияют примеси NH_4Cl на размеры капель тумана и на его водность.

На рис. 2 представлены графики распределения капель по размерам для чисто водного тумана (кривая 1) и для тумана с примесью 4,5 мг NH_4Cl в 1 м³ (кривая 2). Эти кривые показывают, что туманы с примесью NH_4Cl состоят преимущественно из более мелких капель, чем чисто водные туманы. Водность тумана, как видно на рис. 3, без примеси NH_4Cl (кривая 1), уменьшается значи-

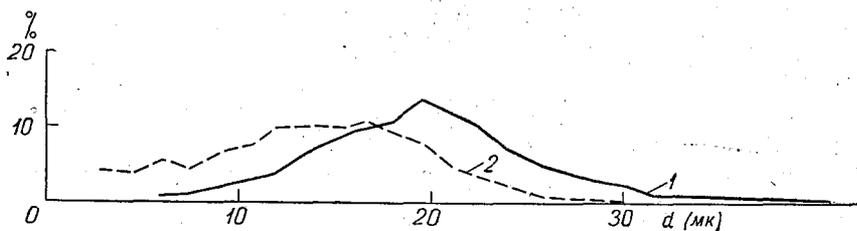


Рис. 2. Распределение капель по размерам.
1 — туман без примеси NH_4Cl , 2 — туман с примесью 4,5 мг NH_4Cl на 1 м³.

тельно быстрее, чем водность тумана с примесью 4,5 мг NH_4Cl на 1 м³ (кривая 2). Так, через 25 мин. после образования тумана водность его без примеси NH_4Cl равна 0,3 г/м³, а в тумане с примесью NH_4Cl — 2,3 г/м³, несмотря на то, что в первом случае начальное значение водности было больше.

Отсюда следует, что замедление уменьшения со временем непрозрачности водных туманов с примесью NH_4Cl возникает не только вследствие повышения их дисперсности, но также благодаря более медленному уменьшению их водности. Следовательно, примеси NH_4Cl стабилизируют водные туманы.

Повышение устойчивости водных туманов, полученных после предварительной возгонки NH_4Cl , объясняется тем, что в камеру вводится огромное количество гигроскопических ядер конденсации. Согласно [7], частицы дыма NH_4Cl имеют размеры от 10^{-4} до 10^{-5} см. При возгонке в камере объемом 110 м^3 $0,5 \text{ г}$ NH_4Cl образуется примерно 10^4 — 10^7 частиц в 1 см^3 . На таких ядрах происходит конденсация водяного пара с образованием огромного количества капель. Как следует из работ [2] и [5], туманы, состоящие из капель растворов NH_4Cl , имеют повышенную устойчивость.

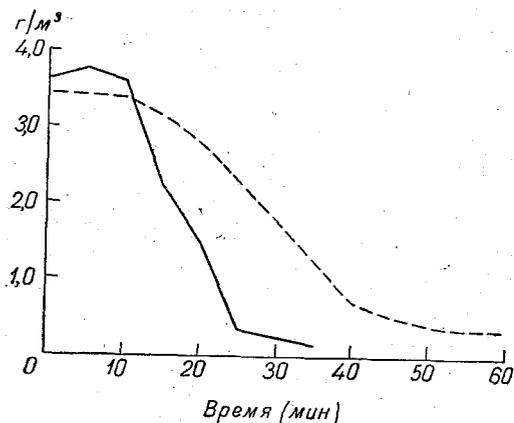


Рис. 3. Водность тумана.

1 — туман без примесей, 2 — туман с примесью $4,5 \text{ г}$ NH_4Cl в 1 м^3 .

Путем микрофотографирования можно определить размеры капель с диаметром не меньше 2 мк , поэтому при построении кривых распределения капель на рис. 2 не учтены мелкие капли, которых, как можно полагать, особенно много в туманах с примесью NH_4Cl .

В нашей работе мы не ставили перед собой задачу всестороннего выяснения механизма стабилизации водных туманов посредством введения гигроскопических веществ. Для этого требуются специальные, более детальные исследования. Поэтому для объяснения наблюдающегося явления повышения устойчивости водных туманов, в которые возгонялся NH_4Cl после их обра-

зования, мы ограничимся лишь следующим предположением. Вполне вероятно, что после введения в водный туман дыма NH_4Cl возникает процесс перегонки воды с капель на ядра NH_4Cl и образование более мелких капель его раствора. Как известно [7], на частицах NH_4Cl размером даже $0,1 \text{ мк}$ и меньше происходит интенсивная конденсация водяного пара при влажности воздуха, значительно меньшей, чем 100% . Таким образом, дым NH_4Cl способствует структурной перестройке водного тумана, увеличивая его дисперсность и тем самым повышая его устойчивость.

ЛИТЕРАТУРА

1. Самохвалов К. Н. и Кожухова О. С. Стабилизация аэросуспензий NH_4Cl и HgJ_2 . Журн. физической химии, т. VIII, вып. 3. 1936.
2. Андреев Н. Н. и Кибиркшитис С. Г. Исследование аэрозолей. Журн. общей химии, т. VI, вып. 11. 1936.
3. Румянцева Е. И. Стабилизация аэрозолей дыма NH_4Cl поверхностно-активными веществами. Журн. физической химии т. II, 1931, стр. 283.
4. Смирнов Л. В. и Солнцева В. А. К вопросу о влиянии примесей на стойкость аэрозолей. Коллоидный журнал, т. IV, вып. 5. 1938.
5. Андреев Н. Н. и Рудакова Н. В. Условия образования туманов. Труды ЛИЭМ, вып. 1. 1937.
6. Зайцев В. А. Новый метод определения водности туманов и облаков. Труды ГГО, вып. 13 (75). 1948.
7. Красиков П. Н. Условия равновесия в водных аэрозолях. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1. вып. 34. 1946.

ФРОНТАЛЬНАЯ СТРУКТУРА АНТИЦИКЛОНОВ

В настоящее время можно считать вполне установленным, что подвижные антициклоны, как и циклоны, состоят из разнородных воздушных масс. Термическая неоднородность антициклонов особенно хорошо обнаруживается в ранней стадии их развития.

Исследования структуры антициклонов, проведенные И. В. Ханевской [10] с помощью изэнтропических карт, показали, что движущиеся антициклоны обычно являются резко асимметричными по распределению температуры и влажности и в них наблюдаются четко выраженные теплый влажный и холодный сухой потоки.

Обычно у поверхности земли фронты не наблюдаются в центральной области антициклона, и в целом весь антициклон расположен внутри холодного воздуха, однако по мере подъема вверх видно, что он состоит из разнородных воздушных масс.

З. Л. Туркетти [9], анализируя холодное вторжение 8—12/V 1939 г., пришла к выводу, что движущийся антициклон состоит из разнородных воздушных масс, причем наибольшая вертикальная мощность холодного воздуха наблюдается в стороне от приземного центра антициклона. Отсюда следует, что высокое давление в антициклоне обусловлено не только статической причиной, т. е. большей плотностью холодного воздуха, но и другими факторами.

Несмотря на то, что в настоящее время термическая неоднородность подвижных антициклонов не вызывает сомнений, фронтальная структура их изучена еще недостаточно. Неизвестно, например, как изменяется расположение фронтов в антициклонах по мере их развития. Неизвестно также, насколько справедливыми являются выводы о термической асимметрии для стационарных антициклонов. Между тем правильное представление о пространственной структуре барических образований является одной из предпосылок точного прогноза погоды.

Перед нами была поставлена задача исследовать фронтальную структуру и ее изменение со временем в различных антициклонах.

В настоящее время работами советских ученых [2], [3], [7] установлено, что для возникновения и эволюции барических образований большое значение имеет наличие фронтов со значительными контрастами температуры. Эволюция барических образований в сильной степени зависит от величины контраста температуры во фронтальной зоне тропосферы. Х. П. Погосян и Н. Л. Таборовский показали, что если контраст температуры во фронтальной зоне равен или превосходит 16 дкм на 1000 км (что соответствует 8° на 1000 км) по нормали к фронту, то фронт, связанный с этой фронтальной зоной, является динамически значимым. Обычно с фронтальной зоной связаны тропосферные фронты, имеющие значительную вертикальную протяженность. Для нахождения таких фронтов и изучения их пространственной структуры большую помощь оказывает построение вертикальных разрезов атмосферы в направлении, перпендикулярном линии фронта.

При сопоставлении последовательных вертикальных разрезов можно получить представление об изменении профиля и наклона фронтальной поверхности со временем. Однако для этого требуется наличие достаточного количества зондирований

атмосферы и построение большого числа вертикальных разрезов. Поэтому для обнаружения фронтов в пространстве применяется также анализ расположения изотерм, проведенных на картах абсолютной топографии.

В данной работе исследование фронтальной структуры проводилось в основном при помощи построения вертикальных разрезов атмосферы на разных этапах развития антициклонов.

Для исследования были отобраны 10 случаев подвижных и стационарных антициклонов, среди которых были зимние и летние. Из подвижных брались антициклоны, имеющие различные траектории. Так, были рассмотрены случаи перемещения антициклонов с северо-запада на юго-восток, с запада на восток и с северо-востока на юго-запад.

Ниже приводится анализ двух подвижных и двух малоподвижных антициклонов. Следует отметить, что в осенне-зимний сезон на Европейской территории СССР наблюдаются преимущественно холодные антициклоны полярного происхождения, формирующиеся в результате затока холодного арктического воздуха. При исследовании структуры 10 антициклонов было построено 60 вертикальных разрезов атмосферы. Наряду с этим широко использовались синоптические карты и карты барической топографии, а также проводился анализ эмаграмм.

Для обнаружения фронтальной поверхности на вертикальных разрезах использовались признаки, указанные в работах [4], [8], [11], по которым наличие фронта в пространстве проявляется прежде всего в поле температуры. Если в однородной воздушной массе изотермы проходят почти горизонтально, то в зоне фронта они испытывают заметное искривление. Фронтальная поверхность проходит через слои, в которых наблюдаются инверсия, изотермия или уменьшенный вертикальный градиент температуры. В тех случаях, когда было возможно, учитывались поля влажности и ветра. В некоторых случаях на вертикальных разрезах проводились изолинии потенциальной температуры, которые проходят почти параллельно фронтальной поверхности.

Следует отметить, что в свободной атмосфере фронты представляют собою переходные зоны, ширина которых может достигать нескольких сотен километров. Поскольку в настоящее время существует недостаточно густая сеть пунктов зондирования атмосферы, расстояние между которыми в лучшем случае составляет 250—300 км, то определить точное положение фронтальной зоны и указать ее верхнюю и нижнюю границы не всегда представлялось возможным. В таких случаях положение фронтальной зоны намечалось пунктиром.

Перейдем к рассмотрению структуры подвижных антициклонов.

Пример 1. Антициклон перемещался с северо-запада на юго-восток и существовал в пределах Европейской территории СССР с 16/XI по 20/XI 1951 г.

16/XI 1951 г. на северо-запад Европейской территории СССР с севера Скандинавского полуострова переместился молодой антициклон, который интенсивно усиливался. Его перемещение сопровождалось выносом холодных масс воздуха по западной периферии мощного высокого циклона, расположенного в районе Новой Земли. Барическое поле над приземным антициклоном было незначительно возмущено: лишь на уровнях поверхностей 850 и 700 мб наблюдался гребень высокого давления. Поэтому антициклон как низкое барическое образование перемещался на юго-восток в соответствии с направлением ведущего потока. Интенсивный вынос холода способствовал нарастанию температурного контраста в области высотной фронтальной зоны, которая проходила с южных районов Атлантики на Северное море, затем на южные районы Скандинавского полуострова, на Балтийское море и далее на центр Европейской территории СССР. Синоптическая обстановка 16/XI 1951 г. в 03 часа изображена на рис. 1 а. Как видно из рис. 1 а, 16/XI у земли антициклон находился целиком в холодной воздушной массе. Основной холодный фронт проходил приблизительно параллельно 55° с. ш. по южной периферии антициклона. В своей западной части фронт изогнут, и меридиональный участок его играет роль теплого фронта.

На вертикальном разрезе атмосферы за 16/XI 1951 г., построенном в направ-

влении Сыктывкар — Уральск и изображенном на рис. 2 а, хорошо прослеживается этот холодный фронт, вплоть до высоты 8 км.

На вертикальном разрезе атмосферы (рис. 2 а), кроме основного холодного фронта, можно указать вторичную переходную зону, отделяющую свежее холодное вторжение от остальной массы воздуха. Тангенсы углов наклона основной и вторичной переходных зон равны соответственно 0,01 и 0,006, причем видно, что основной фронт является более крутым в слое от земной поверхности до высоты 3—4 км. Переходные зоны проходят почти параллельно изолиниям потенциальной температуры.

Из рассмотрения вертикального разреза видно, что над антициклоном существует чрезвычайная термическая неоднородность воздушных масс, которая с высотой постепенно уменьшается. Так, горизонтальный градиент температуры в области первой переходной зоны между Куйбышевом и Казанью на высоте 3 км достигает $16,6^\circ/300$ км, между Казанью и Кировом на высоте 4—5 км — около $10^\circ/320$ км и на высоте 6 км между Кировом и Сыктывкаром он равен $7,1^\circ/350$ км. Горизонтальный градиент температуры в области второй переходной зоны значительно меньше, но все же он довольно заметен и составляет в среднем для всего слоя 0—5 км $5^\circ/300$ км.

Как видно из рис. 2 а, толщина переходной зоны увеличивается с высотой. Так, если в Куйбышеве переходный слой вместе с приземной инверсией составляет 2500 м, то в Кирове, где, очевидно, произошло слияние двух переходных зон, толщина его доходит до 6500 м. Данный антициклон 16/XI 1951 г. располагался целиком в холодной воздушной массе, вертикальная мощность которой возрастает по направлению к северу.

При анализе всех антициклонов, как и в работе [9], в дальнейшем будем понимать под верхней границей холодной воздушной массы верхнюю границу переходной зоны.

17/XI 1951 г. антициклон значительно усилился, переместившись в юго-восточном направлении. Центральная область его располагалась в районе Москвы и Горького. Давление в центре составляло 1040 мб. Антициклон занимал всю Европейскую территорию СССР, за исключением крайнего юга.

Над приземным центром на уровнях поверхностей 700 и 500 мб наблюдается гребень высокого давления. Наличие южных и юго-западных потоков по западной

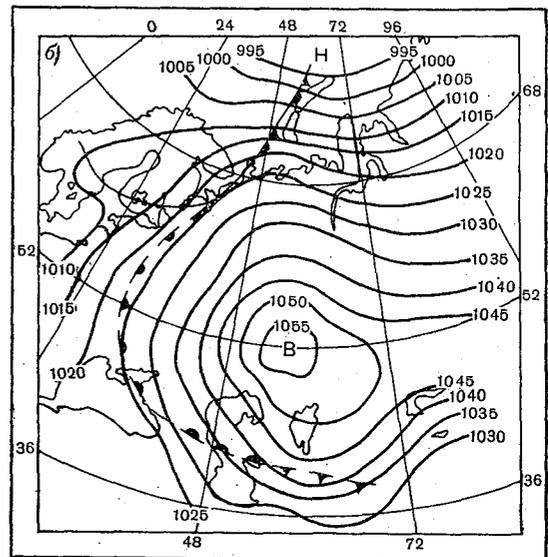
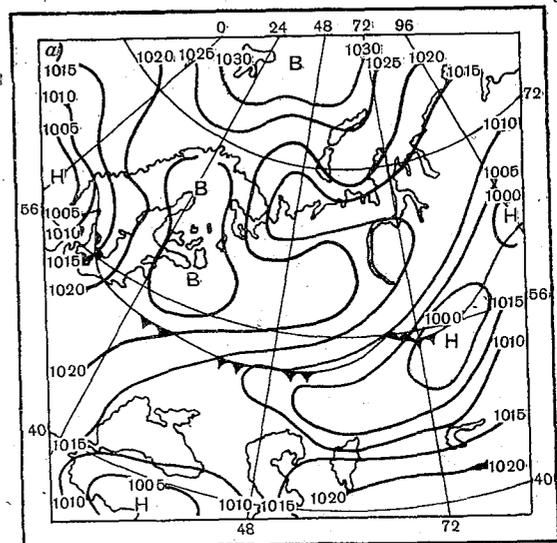


Рис. 1. Синоптическая ситуация 16/XI 1951 г. в 03 часа (а), 19/XI 1951 г. в 03 часа (б)

стороне высотного гребня, а также продолжавшийся вынос холодных воздушных масс с севера способствовали созданию температурного контраста уже в самом антициклоне. Под действием южных и юго-западных потоков западная часть холодного фронта, наблюдавшегося 16/XI в передней части антициклона, значительно изгибается. Широкий участок фронта под действием северных потоков переместился на юг. На меридиональном вертикальном разрезе атмосферы за 17/XI 1951 г., построенном в направлении Сыктывкар — Уральск (рис. 2 б), хорошо прослеживается перемещение основного и вторичного холодных фронтов на юг.

Наклон фронтальных поверхностей увеличился, и тангенсы углов наклона составляют соответственно для основного и вторичного холодных фронтов 0,025 и 0,01.

Увеличение наклона холодных фронтов является результатом деформации фронтальных поверхностей, вызванной возрастанием горизонтальной скорости перемещения холодной массы с высотой от 20 км/час на уровне 1 км до 100 км/час на уровне 5 км.

Этим можно объяснить значительную толщину устойчивого слоя в ряде участков антициклона. Так, вертикальная мощность переходной зоны основного холодного фронта в Уральске достигает 5000 м. Увеличилась также толщина переходной зоны вторичного холодного фронта: в Куйбышеве она составляет около 4000 м, в Казани — около 5000 м. Горизонтальные градиенты температуры продолжают сохраняться еще достаточно большими вплоть до высоты 9 км в области первой и до 7 км в области второй переходных зон. Температурный контраст между Куйбышевом и Казанью вблизи центральной области антициклона на высоте 4 км составляет $13,7^\circ/300$ км, между Куйбышевом и Уральском на высоте 6 км — $10,1^\circ/210$ км, после чего он начинает постепенно уменьшаться.

На широтном вертикальном разрезе атмосферы за 17/XI 1951 г., построенном в направлении Смоленск — Свердловск (рис. 2 в), обнаруживается меридиональный участок теплого фронта, перемещающегося с запада на восток. У земной поверхности этот фронт проходит несколько западнее Ленинграда и Смоленска. Но, начиная с высоты 3 км и выше, вся западная половина антициклона оказывается расположенной внутри теплой воздушной массы. Горизонтальный контраст температуры над восточной частью антициклона можно обнаружить до высоты 7 км. При этом на уровне 5 км между Горьким и Казанью он достигает величины $9^\circ/320$ км, после чего слабо убывает с высотой. Тангенс угла наклона теплого фронта составляет 0,0035.

18/XI 1951 г. в 03 часа антициклон переместился на юго-восток. Обширная центральная область его располагается в районах Куйбышева, Казани, Горького. Давление в центре возросло до 1044 мб. Антициклон занимал всю Европейскую территорию СССР и часть Западной Сибири. На уровнях поверхностей 700 и 500 мб ему соответствовал хорошо выраженный гребень высокого давления. Адвекция тепла по западной стороне гребня и продолжавшийся вынос холода с северо-востока по западной периферии медленно заполнявшегося циклона способствовали сохранению теплого и холодного фронтов как у земли, так и на высоте и, следовательно, термической асимметрии антициклона.

В табл. 1 представлены горизонтальные контрасты температуры на разных высотах в направлении, нормальном к холодному фронту, на расстоянии 1000 км от наземного фронта (16/XI) и 820 км (17 и 18/XI 1951 г.).

Из рассмотрения табл. 1 видно, что если 17/XI, начиная с высоты 4 км, горизонтальный контраст температуры значительно увеличился, то 18/XI на всех высотах наблюдалось его уменьшение. Это, очевидно, можно объяснить повышением температуры в антициклоне.

На вертикальном разрезе атмосферы Смоленск—Свердловск 18/XI 1951 г. (рис. 2 г) прослеживается дальнейшее перемещение теплого фронта на восток.

Между Москвой и Горьким на высоте 3—9 км наблюдается вторая переходная зона. Наличие двух переходных зон в антициклоне можно объяснить изгибом основного и вторичного холодных фронтов, обусловленным юго-западным и западным потоками. Тангенсы углов наклона теплых фронтов равны соответственно для первого фронта 0,0034 для второго фронта 0,0095. В области переходных зон по-преж-

нему до высоты 8—9 км обнаруживается горизонтальный градиент температуры. В области первой переходной зоны он увеличивается до $12,5^{\circ}/640$ км на 6 км.

Таблица 1

Горизонтальный контраст температуры в градусах в направлении, нормальном к холодному фронту, на расстоянии 1000 км от наземного фронта (16/XI) и 820 км (17 и 18/XI 1951 г.)

Высота (км)	16/XI	17/XI	18/XI
Земля	24,0	7,0	
1	25,0	8,4	2,0
2	21,7	11,7	3,6
3	26,2	15,7	6,4
4	20,7	22,0	8,1
5	18,8	26,8	10,9
6	18,9	28,0	10,7
7	15,4	22,7	10,2
8	14,2	16,3	8,2
9		8,6	

Рассматриваемый вертикальный разрез показывает, что антициклон состоит из разнородных воздушных масс и, начиная с высоты 3 км, термическая неоднородность сохраняется в его центральной области. В последующем антициклон продолжает усиливаться, перемещаясь на юго-восток. За прошедшие сутки давление в центре увеличилось на 13,5 мб и стало равным 1057,9 мб. Синоптическая обстановка 19/XI 1951 г. в 03 часа приводится на рис. 1 б. На уровне поверхности 850 мб существует замкнутая область высокого давления, соответствующая приземному центру, однако на уровнях поверхностей 700 и 500 мб продолжал сохраняться гребень.

В восточной части антициклона произошло значительное повышение температуры; так, например, в Свердловске оно составляло около 13° во всем слое атмосферы от 3 до 8 км. Это повышение температуры можно объяснить дальнейшим перемещением теплого фронта на высоту на восток и действием нисходящих движений, которые составляли 71 мб/12 час. (18/XI) и 51,5 мб/12 час. (19/XI) на высоте AT_{700} .

19/XI 1951 г. оба теплых фронта переместились на восток. Фронты стали более пологими, и тангенсы углов наклона равны соответственно для первого и второго фронтов 0,0020 и 0,0066. На высоте 3 км первый теплый фронт проходил над Свердловском, т. е. в восточной части антициклона. Широтный участок холодного фронта переместился на самую южную периферию антициклона и на высоте 1500 м проходит через Астрахань.

Перемещение теплого фронта на восток, а холодного на юг за пределы антициклона способствует повышению температуры антициклона, уменьшению в нем термического контраста и его последующему разрушению.

Следует отметить, что аналогичную картину в развитии антициклонов наблюдала И. В. Ханевская [10]. Анализируя воздушные потоки при помощи изэнтропических карт, она показала, что в зрелой стадии развития антициклона холодный воздух в нем оказывается изолированным от основного источника влажным теплым потоком, распространяющимся с юга. Этот процесс И. В. Ханевская назвала секлюзией антициклона. Не получая свежих порций холодного воздуха, антициклон начинает постепенно разрушаться.

В последующем рассматриваемый антициклон перемещается за пределы Европейской территории СССР и проследить его дальнейшее развитие не представляется возможным. Однако широтный вертикальный разрез, построенный 20/XI 1951 г., уже не обнаруживает в антициклоне температурной неоднородности.

Проведенный анализ вертикального строения данного антициклона показывает, что в ранней стадии развития он состоит целиком из холодной воздушной массы,

однако в свободной атмосфере до высоты 8—9 км над ним наблюдается значительный температурный контраст. В процессе развития антициклона температурная неоднородность воздушных масс обнаруживается на высоте уже в его центральной области. В результате адвекции тепла на восток, а также нисходящих движений температура в восточной части антициклона заметно повышается, что приводит к постепенному сглаживанию контраста температуры.

Из рассмотрения приводимых вертикальных разрезов видно, что в антициклоне и над ним сразу же в начальной стадии его развития прослеживаются устойчивые

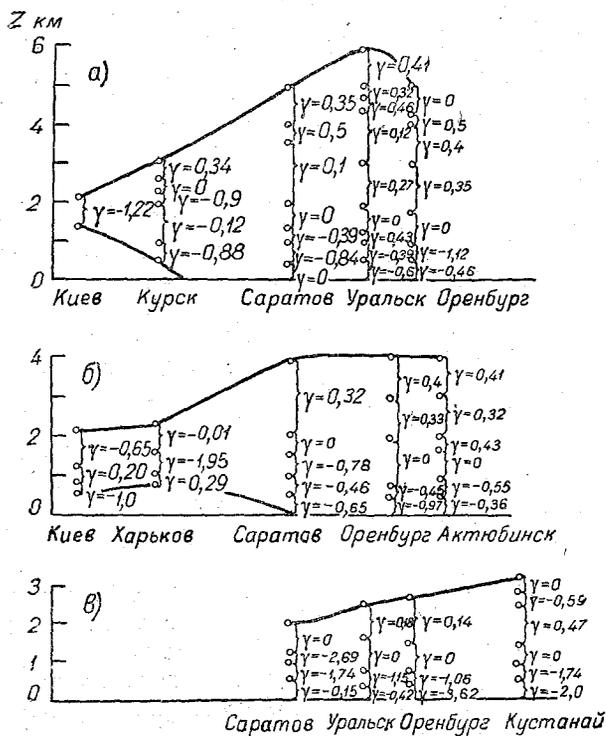


Рис. 3. Изменение вертикального профиля и структуры устойчивого слоя в антициклоне 17/XI 1951 г. (а), 19/XI 1951 г. (б), 22/XI 1951 г. (в).

слои, тесно связанные с существованием фронтальной зоны. Граница и вертикальная мощность устойчивого слоя в различных пунктах определяются расположением над ними фронтальной поверхности. Об этом свидетельствует также стратификация атмосферы 17/XI 1951 г. в пунктах Вологда, Казань, Саратов, Уральск.

Весьма характерным для этого случая является отсутствие четко выраженного устойчивого слоя в Вологде, находящейся в однородной холодной воздушной массе, в центральной области антициклона, нисходящие движения в которой достигали $\delta p_{700} = 68$ мб/12 час., $\delta p_{500} = 93$ мб/12 час. В Казани, расположенной также в центральной области антициклона, наряду с приземной инверсией, начиная с высоты 3 км, имеется устойчивый слой с вертикальным градиентом $\gamma = 0,4^\circ/100$ м. Однако этот устойчивый слой обусловлен прохождением фронта, который

четко прослеживается на вертикальных разрезах (рис. 2 б, в). В Уральске и Саратове, находящихся на самой периферии антициклона, мощность устойчивого слоя, сливающегося с приземной инверсией, доходит до 5000 и 6000 м, причем стратификация атмосферы в этих пунктах характеризуется значительно большей устойчивостью, чем в Казани.

Наклон фронтальной поверхности в направлении с запада на восток с усилением антициклона постепенно уменьшается. Сравнение вертикальных профилей фронтальной поверхности 17/XI, 19/XI и 22/XI (рис. 3) показывает ее деформацию и постепенное превращение в горизонтальную переходную зону, которую принято считать антициклональной инверсией оседания. В этом процессе существенную роль играет адвекция тепла в западной части антициклона, обусловленная появлением гребня на высоте, рост горизонтальной скорости ветра с высотой, а также, очевидно, нисходящие движения.

На возможность превращения наклонной фронтальной поверхности в горизонтальную инверсию оседания для случая подвижного антициклона полярного происхождения впервые было указано Х. П. Погосьяном [6]. З. Л. Туркетти [9] получила сходное изменение вертикальных профилей в начальный и зрелый период развития подвижного антициклона.

Пример 2. Антициклон перемещался с запада на юго-восток Европейской территории СССР и существовал в ее пределах 12/1 — 15/1 1951 г.

10/1 1951 г. южнее Балкан существовал антициклон, от которого распространялся на север обширный отрог высокого давления. Этот отрог, усиливаясь, перемещался по направлению ведущего потока на восток вслед за молодым циклоном, расположенным в районе Витебска и Смоленска. 12/1 1951 г. в 15 часов оформилось самостоятельное ядро высокого давления в районе Вологды, ограниченное изобарой 1015 мб. Синоптическая обстановка 12/1 1951 г в 15 часов изображена на рис. 4 а. Хорошо выраженная высотная фронтальная зона проходила с северо-запада на юг Европейской территории СССР. Контраст температуры в области высотной фронтальной зоны достигал 24 дкм/500 км над Сталинградом.

13/1 антициклон значительно усилился, переместившись в юго-восточном направлении. Давление в его центре составляло 1025,1 мб. На уровнях АТ₇₀₀ и АТ₅₀₀ наблюдался хорошо выраженный высотный гребень. По южной и западной периферии антициклона у земли проходили два параллельных фронта через пункты Хельсинки, Витебск, Курск и далее на восток и Ригу, Гомель, Харьков, Сталинград, причем в соответствии с антициклональной циркуляцией воздуха западные участки фронтов являются теплыми, перемещающимися на восток, а южный участок — холодным фронтом, перемещающимся на юг.

Наглядное представление о пространственной структуре антициклона дают вертикальные разрезы атмосферы, построенные во взаимно-перпендикулярных направлениях, Смоленск — Казань и Киров — Саратов, изображенные на рис. 5 а, б. Эти вертикальные разрезы проходят через центральную область антициклона. Как видно на рис. 5 а, б, для данного антициклона характерно наличие довольно резко выраженной термической асимметрии как в широтном, так и в меридиональном направлениях. Горизонтальный контраст температуры в широтном направлении в области фронта увеличивается с высотой. Он составляет $10,1^\circ/350$ км на высоте 2 км между Смоленском и Москвой, $11,4^\circ/400$ км на высоте 4 км между Москвой и Горьким, $11,3^\circ/320$ км на высоте 8 км между Горьким и Казанью.

Двум параллельным теплым фронтам, проходящим вдоль западной периферии антициклона у земной поверхности, на высоте 3—4 км соответствуют довольно хорошо выраженные переходные зоны над его центральной областью. Тангенсы углов наклона этих переходных зон равны соответственно 0,006 и 0,007.

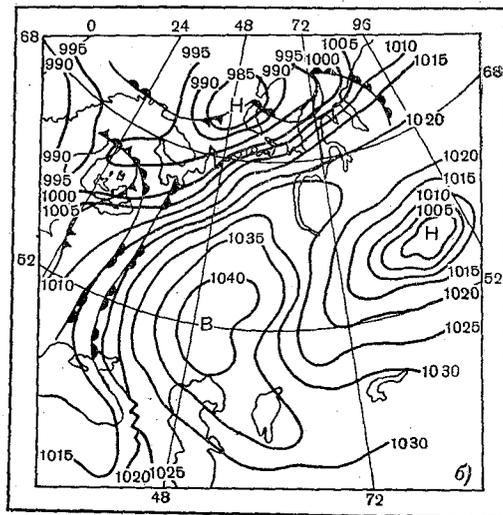
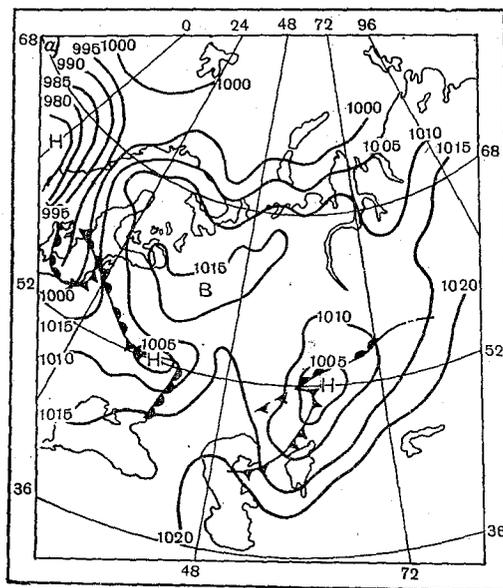


Рис. 4. Синоптическая ситуация 12/1 1951 г. в 15 часов (а), 14/1 1951 г. в 09 часов (б).

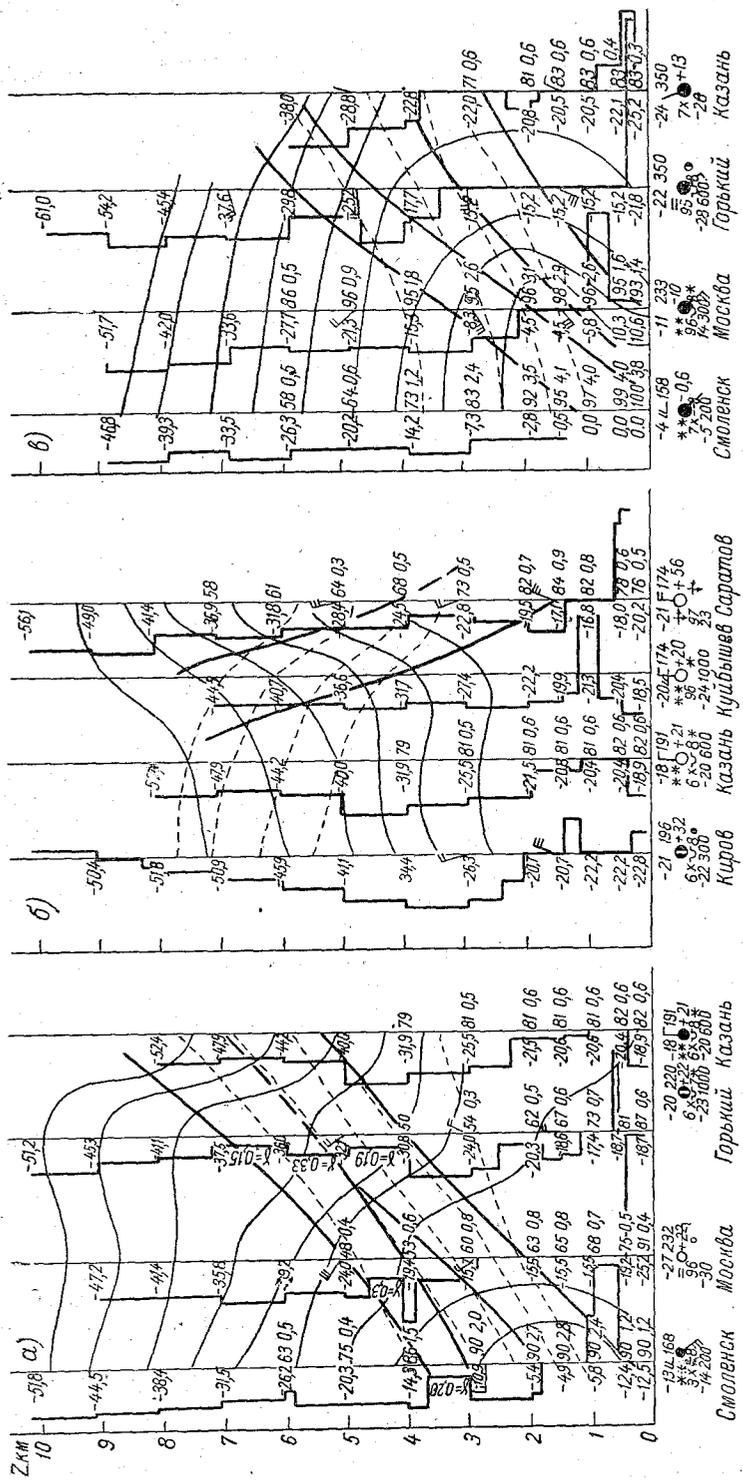


Рис. 5. Вертикальные разрезы атмосферы.
а, б — 13/1 1951 г. 06 часов, в — 14/1 1951 г. 06 часов.

Из рис. 5 а видно, что вертикальная мощность переходных зон является различной в разных пунктах. Если в Смоленске и Москве можно различить две зоны, то в Горьком и Казани они сливаются в одну широкую переходную зону, вертикальная мощность которой достигает более 3000 м.

На рис. 5 б изображен меридиональный вертикальный разрез, на котором обнаруживается широтный участок холодного фронта, проходящего по южной периферии антициклона. Фронтальная поверхность в этом случае является более крутой, тангенс угла ее наклона равен 0,019. Значительная крутизна фронта является одной из причин большой вертикальной мощности устойчивых слоев в пунктах, через которые фронт проходит на высоте. Так, в Саратове мощность устойчивого слоя в свободной атмосфере достигает 4000 м.

Горизонтальный контраст температуры в меридиональном направлении возрастает с высотой, достигая на уровне 6 км между Куйбышевом и Уральском величины $8,9^{\circ}/240$ км, а затем начинает убывать.

Из рассмотрения приводимых вертикальных разрезов атмосферы видно, что мощность холодной воздушной массы убывает в южном и западном направлениях, достигая максимума в северной и восточной частях антициклона. Анализ вертикальных разрезов показывает, что фронтальные зоны в Смоленске, Москве, Горьком на высоте 4—7 км, в Казани на высоте 5—8 км, в Куйбышеве на высоте 3—7 км, в Саратове проявляются в виде устойчивых слоев. Что же касается происхождения устойчивых слоев, часто начинающихся от земной поверхности или несколько выше и простирающихся до высоты 2 км, в таких пунктах, как Казань, Киров, Горький, Куйбышев, то их нельзя объяснить прохождением фронтальной поверхности, так как над перечисленными пунктами примерно до высоты 4—5 км воздушная масса однородна. Маловероятным также является их происхождение в результате действия нисходящих движений, так как рассматриваемый антициклон только начал формироваться. Рассчитанные скорости нисходящих движений за последние 12 часов были малы и на уровне поверхности 850 мб составляли для Горького $\delta p_{850} = 37$ мб/12 час., Куйбышева $\delta p_{850} = 20$ мб/12 час. и Казани $\delta p_{850} = -3$ мб/12 час. Очевидно, эти устойчивые слои связаны с сильным радиационным выхолаживанием подстилающей поверхности.

14/1 1951 г. в 03 часа антициклон значительно усилился (давление в его центре увеличилось на 12,4 мб и составляет 1037,5 мб) и переместился по направлению ведущего потока на юго-восток. На высоте AT_{700} и AT_{500} ему соответствовал хорошо выраженный гребень высокого давления. В связи с формированием гребня высотная фронтальная зона перемещается на восток, приобретая меридиональное направление. Контраст температуры сохраняется довольно значительным, достигая 20 дкм/500 км над Сталинградом.

Синоптическая обстановка 14/1 1951 г. в 15 часов представлена на рис. 4 б.

Из рассмотрения рис. 4 б видно, что антициклон занимает значительную часть Европейской территории СССР; на западной периферии его еще проходят два параллельных теплых фронта. На южной периферии холодный фронт у земли размыт, однако в свободной атмосфере он еще сохраняется. На широтном вертикальном разрезе атмосферы, построенном по тому же направлению, что и 13/1 1951 г. и представленном на рис. 5 в, хорошо прослеживается перемещение теплых фронтов на восток.

На рис. 5 в четко видны две фронтальные зоны. Наклон первой фронтальной поверхности уменьшился. Тангенс угла наклона ее равен 0,004. Наклон второй фронтальной поверхности остался неизменным и тангенс угла наклона составлял 0,006. На меридиональном вертикальном разрезе холодный фронт проходил по периферии антициклона между пунктами Минеральные Воды и Сталинград. Тангенс угла наклона фронтальной поверхности равен 0,013.

Ниже приводятся табл. 2 и 3, характеризующие горизонтальные контрасты температуры на расстоянии около 1000 км в направлениях, перпендикулярных фронтальной поверхности (13 и 14/1 1951 г.).

Таблица 2

Горизонтальный контраст температуры
в градусах в направлении Смоленск —
Казань на расстоянии 1060 км
13 и 14/I 1951 г.

Высота (км)	13/I	14/I
0	5,0	20,0
1	14,6	20,5
2	16,1	18,0
3	14,6	14,7
4	17,6	8,6
5	19,7	8,6
6	18,0	11,7
7	16,4	
8	14,0	

Таблица 3

Горизонтальный контраст температуры
в градусах в направлении
Киров — Сталинград
13 и 14/I 1951 г.

Высота (км)	13/I	14/I
0		
1		11,8
2		12,3
3		9,3
4	9,5	8,9
5	12,7	9,1
6	14,1	9,8
7	17,4	11,9
8	9,5	13,2

Данные табл. 2 и 3 показывают, что 14/I контраст температуры в антициклоне на высоте 3—7 км значительно уменьшается. Это уменьшение обусловлено постепенным размыванием фронта и повышением температуры в антициклоне как в результате адвекции тепла, так и благодаря нисходящим движениям. Так как в антициклоне существуют мощные устойчивые слои, то повышение температуры в результате нисходящих движений должно быть довольно значительным.

Весьма характерным для данного антициклона является наличие мощных устойчивых слоев, сливающихся с приземной радиационной инверсией, в таких пунктах, как Киров, Казань, Куйбышев, Саратов, Сталинград, расположенных приблизительно вдоль одного и того же меридиана — 48° в. д. Из рис. 5 в видно, что примерно вдоль этого же меридиана до высоты 4 км проходит первая фронтальная поверхность. На основании этого можно утверждать, что устойчивые слои в свободной атмосфере в вышеперечисленных пунктах являются переходной зоной первого фронта.

15/I 1951 г. антициклон переместился на юго-восток Европейской территории СССР. Его центр располагается в районе Уральска. Два параллельных теплых фронта еще сохраняются на синоптической карте. На высоте переходная зона теплого фронта перемещается на восток за пределы антициклона. Холодный фронт, размывтый у земли, на высоте также переместился на юг за пределы антициклона. Весьма интересным представляется проследить последовательную трансформацию устойчивого слоя в данном антициклоне.

На рис. 6 изображено изменение вертикального профиля верхней границы переходной зоны. Выше было показано, что в меридиональном направлении через антициклон проходили два параллельных теплых фронта. Переходные зоны этих фронтов, сливающиеся в большинстве пунктов с приземными радиационными инверсиями, на высоте часто было трудно отделить друг от друга. В результате слияния вертикальная мощность устойчивого слоя, а следовательно, и холодного воздуха, достигала 13/I в восточной части антициклона больших значений. Так, в Саратове и Куйбышеве толщина устойчивого слоя составляла свыше 7000 м. Такой устойчивой стратификации в холодной воздушной массе могло способствовать также дополнительное ее оседание, вызванное сильным радиационным охлаждением и уплотнением воздуха в нижнем слое атмосферы.

13/I 1951 г. тангенс угла наклона верхней границы устойчивого слоя был равен 0,0098.

В связи с перемещением теплого фронта на восток и его деформацией вертикальная мощность холодного воздуха в нем уменьшалась. 14/I она достигала своего максимального значения (7000 м) на самой восточной периферии антициклона. Верхняя граница устойчивого слоя значительно снизилась и стала более пологой, тангенс угла наклона ее равен 0,0055. В этом, очевидно, сыграло свою роль

наряду с распространением теплого воздуха на восток возрастание его горизонтальной скорости с высотой, а также растекание воздуха в пограничном слое атмосферы, препятствующее быстрому уходу холодного воздуха. 15/I 1951 г. устойчивый слой в антициклоне становится почти горизонтальным (тангенс угла наклона равен 0,0017). Вертикальная мощность устойчивого слоя уменьшилась, однако интенсивность его заметно обострилась. Так, толщина инверсий в Уральске,

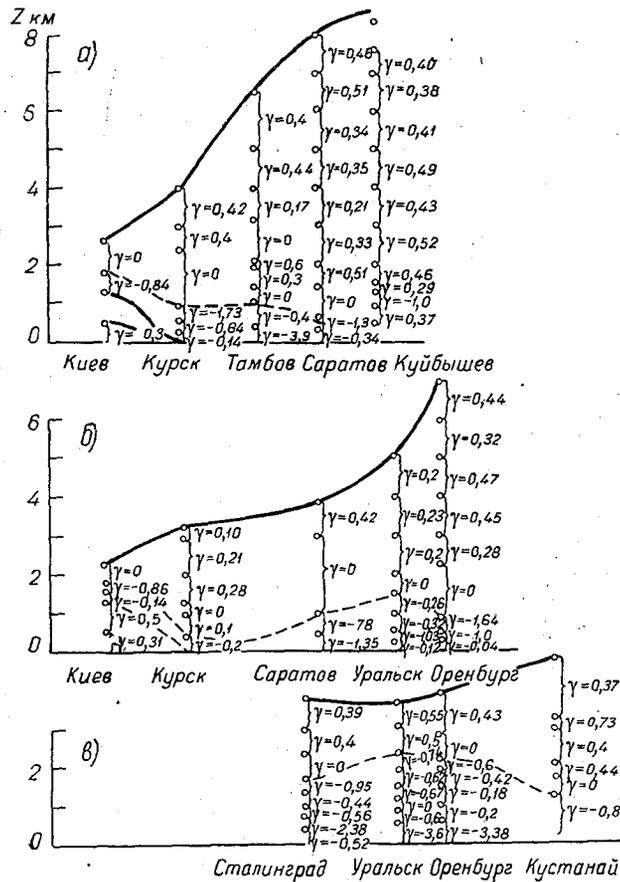


Рис. 6. Изменение вертикального профиля и структуры устойчивого слоя в антициклоне 13/I 1951 г. (а), 14/I 1951 г. (б), 15/I 1951 г. (в).

--- — граница инверсии.

Оренбурге возросла от 700 м и 1500 м 14/I до 2200 м и 2300 м 15/I соответственно. Это можно объяснить оседанием воздуха в пределах самого устойчивого слоя.

Впоследствии рассматриваемый антициклон переместился за пределы Европейской территории СССР и проследить дальнейшее изменение его структуры не представлялось возможным.

Пример 3. Рассмотрим малоподвижный антициклон, существовавший на Европейской территории СССР 2/IV—6/IV 1953 г.

Данный антициклон образовался из отрога высокого давления, простирающегося на запад Европейской территории СССР от антициклона, расположенного в Средней Азии. Этот отрог усиливался и утром 2/IV 1953 г. приобрел значение основного антициклона; антициклон же в районе Аральского моря превратился в его отрог. Синоптическая обстановка 2/IV в 09 часов представлена на рис. 7 а, из которого

видно, что по южной периферии вновь образовавшегося антициклона у земной поверхности проходят участки разрушающихся теплого и холодного фронтов.

Образовавшийся антициклон интенсивно усиливался, незначительно смещаясь в восточном направлении. Если 2/IV 1953 г. в 09 часов давление в центре его составляло 1033,6 мб, то 3/IV в 09 часов оно стало равным 1048,4 мб. Наряду с ростом давления сильно расширилась площадь, занятая антициклоном.

3/IV 1953 г. антициклон занимал всю Европейскую территорию СССР. (Синоптическая обстановка изображена на рис. 7 б). На уровнях поверхностей 700 и 500 мб появились замкнутые изогипсы. Участок теплого фронта, расположенный 2/IV в западной части, передвинулся на восток, холодный фронт переместился в южную часть антициклона. Антициклон в основном расположен внутри однородной воздушной массы, однако на высоте эта однородность не сохраняется.

На вертикальных разрезах атмосферы, построенных 3/IV 1953 г. по двум взаимно-перпендикулярным проходящим через центр антициклона направлениям, Минск—Казань и Сыктывкар—Куйбышев хорошо обнаруживается его термическая неоднородность. На вертикальном разрезе атмосферы Минск—Казань, изображенном на рис. 8 а, видны две переходные зоны теплых фронтов, перемещающихся на восток. Первая фронтальная зона у земли является размытой, но, начиная с высоты 2 км, она проходит уже через центр антициклона. При этом горизонтальный контраст температуры воздушных масс становится существенным. Так, между Смоленском и Москвой на высоте 1 км он равен $7,5^\circ/340$ км, между Москвой и Горьким на высоте 1,5 км он составляет $5,7^\circ/400$ км, между Горьким и Казанью на высоте 3 км— $6^\circ/320$ км.

Рассматриваемая первая фронтальная зона довольно близка к горизонтальной, тангенс угла наклона ее составляет 0,0028. Вторая фронтальная зона, являющаяся более крутой

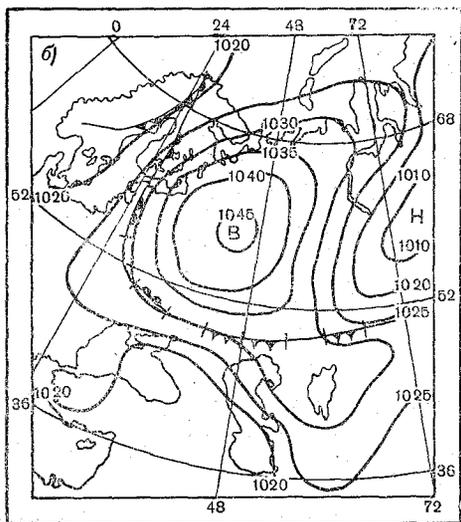
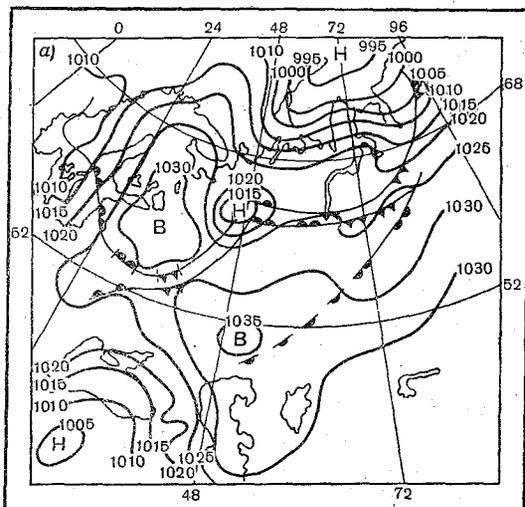


Рис. 7. Синоптическая ситуация 2/IV 1953 г. в 09 часов (а), 3/IV 1953 г. в 09 часов (б).

($\text{tg } \alpha_2 = 0,0087$), пересекается с земной поверхностью на западе за пределами антициклона. Линия теплого фронта в 09 часов проходит через Варшаву, Гданьск, Копенгаген. На высоте 2—3 км эта фронтальная зона обнаруживается на западной периферии антициклона. Горизонтальный контраст температуры в области этой зоны сохраняется до 8 км. Он возрастает с высотой, достигая на 6 км $7,9^\circ/340$ км между Смоленском и Москвой, затем начинает постепенно убывать. Вертикальный разрез атмосферы Сыктывкар—Куйбышев (рис. 8 б) дает представление о положении в пространстве переходной зоны холодного фронта.

На рис. 8 б обнаруживается та же самая изогнутая фронтальная поверхность,

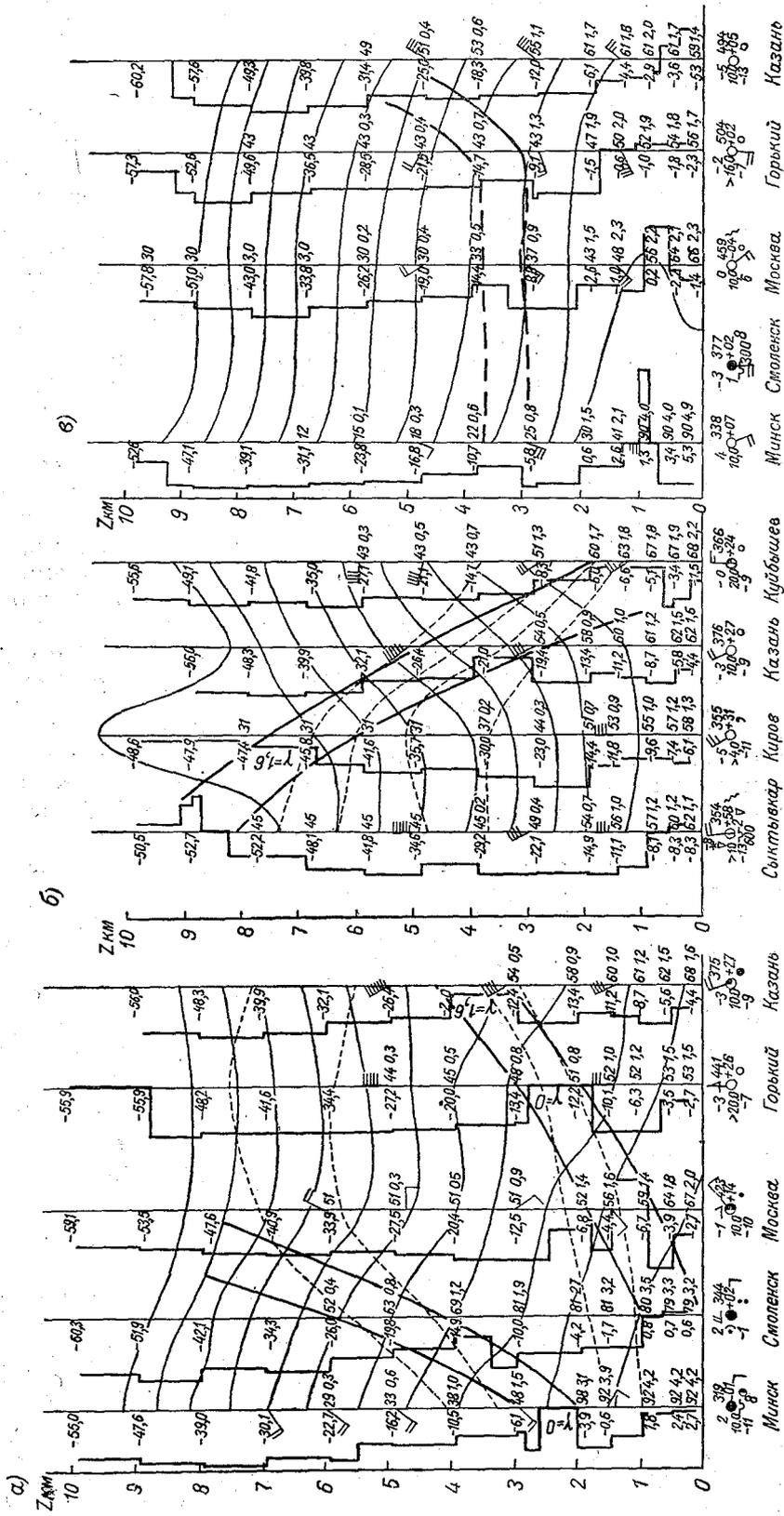


Рис. 8. Вертикальные разрезы атмосферы.
 а, б — 3/IV 1953 г. 06 часов, в — 4/IV 1953 г. 06 часов.

что и на рис. 8 а. Тангенс угла наклона ее в южном направлении составляет 0,0073. На рис. 8 б видно, что термическая неоднородность антициклона сохраняется вплоть до высоты 8 км, причем мощность холодного воздуха возрастает в северном, а также в восточном направлениях.

При анализе данного антициклона заслуживает внимания тот факт, что в Казани и Кирове отсутствуют какие бы то ни было инверсии или изотермии, несмотря на то, что данные пункты находятся в центральной области антициклона. В Минске же, расположенном на его периферии, существует высотная изотермия на высоте 2050—2650 м. Объяснение этого факта можно найти из рассмотрения вертикальных разрезов атмосферы (рис. 8 а, б), из которых видно, что расположение устойчивых слоев во всех пунктах тесно связано с расположением переходных зон в пространстве.

3/IV 1953 г. высотный центр антициклона на уровне поверхности 500 мб не совпадал с приземным, а был сдвинут относительно его на юго-запад. Это обуславливало некоторое перемещение антициклона. 4/IV 1953 г. высотный центр совпал с приземным, и антициклон достиг своего максимального развития; давление в его центре составляло 1052,6 мб.

По западной и южной периферии антициклона у земной поверхности еще проходили участки разрушающегося теплового и холодного фронтов. Холодный фронт значительно переместился на юг как у земли, так и на высоте; перемещение же теплового фронта на восток происходило главным образом на высоте, так как в приземном слое теплый фронт был расположен почти параллельно изобарам и оставался малоподвижным. В результате такого различия в скоростях перемещения произошла значительная деформация фронтальной поверхности. О перемещении теплового фронта на высоте можно судить на основании вертикального разреза атмосферы 4/IV 1953 г., изображенного на рис. 8 в. На вертикальном разрезе атмосферы Минск—Казань второй теплый фронт, находящийся 3/IV 1953 г. на высоте 3—4 км, 4/IV еще можно проследить между Горьким и Казанью. Правда, контраст температуры между теплой и холодной воздушными массами значительно уменьшился. В слое 7—9 км между Горьким и Казанью он равен $5^{\circ}/320$ км, в слое же 5—6 км он составляет только $3,2^{\circ}/320$ км. О том, что теплый фронт действительно переместился, свидетельствует повышение температуры воздуха на высоте в Москве и Горьком. Естественно, что в антициклоне повышение температуры в свободной атмосфере могло произойти не только в результате адвекции тепла, но и под действием нисходящих движений, величина которых составляла для Москвы и Горького на высоте поверхности 700 мб соответственно 73 мб/12 час. и 112 мб 12 час.

Но в данном случае, очевидно, решающая роль принадлежала все-таки адвекции тепла. Действительно, сравнение показывает, что если в Москве и Горьком, через которые прошел теплый фронт, температура в слое 4000—7000 м повысилась в среднем на $6-7^{\circ}$, то в Казани, расположенной за теплым фронтом и находящейся так же, как Москва и Горький, в центральной области антициклона, повышение температуры в этом же слое составляло только $1,2^{\circ}$. (Известно, что повышение температуры при оседании сильно зависит от стратификации опускающейся воздушной массы. Однако 3/IV и 4/IV в антициклоне не существовало в свободной атмосфере мощных устойчивых слоев).

Что касается первого теплового фронта, то он, очевидно, также переместился на высоте на восток. Увеличение горизонтальной составляющей скорости ветра с высотой от 30 км/час на уровне 1,5 км до 70—80 км/час на уровне 5 км могло послужить одной из причин того, что фронтальные поверхности как первая, так и вторая в широтном направлении стали почти горизонтальными.

Из рассмотрения рис. 9, изображающего последовательное изменение профиля фронтальных поверхностей в широтном направлении, можно заключить, что переходная зона первого теплового фронта 4/IV 1953 г., очевидно, слилась с приземной радиационной инверсией, и образовался широкий устойчивый слой с вертикальной мощностью до 2000 м, начинающийся от земной поверхности. При этом интересно отметить, что в пределах этого устойчивого слоя значительно увеличилась верти-

кальная мощность непосредственно инверсионного слоя. Так, если 3/IV инверсии можно было наблюдать только в Москве в слое 850—1500 м и в Смоленске от земли до высоты 650 м, то 4/IV инверсии существовали во всех пунктах разреза. При этом в центральной области антициклона (Горький) вертикальная мощность инверсии составляла 1300 м.

В результате перемещения второго теплого фронта на восток на высоте 3—4 км появился второй устойчивый слой, который наблюдается только в западной половине антициклона. В восточной же половине антициклона, где продолжает сохраняться на высоте холодный воздух, второй устойчивый слой отсутствует.

В результате перемещения холодного фронта на юг вся восточная половина антициклона оказалась холодной, и в пунктах Киров, Казань, Куйбышев, Астрахань, Уфа, расположенных в этой половине, отсутствовал второй устойчивый слой на высоте.

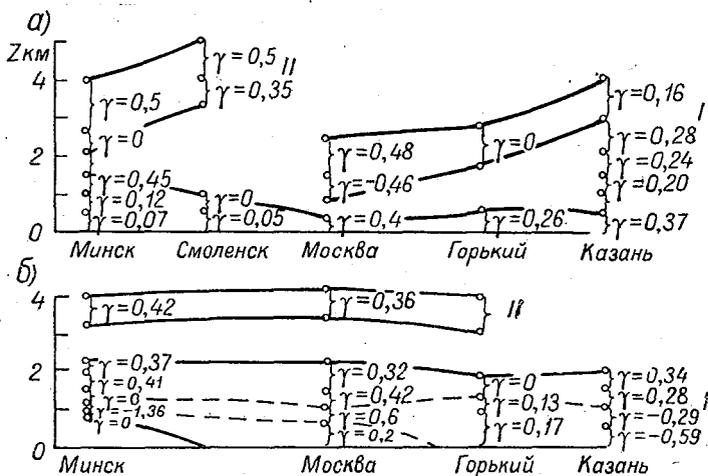


Рис. 9. Изменение вертикального профиля и структуры устойчивого слоя в антициклоне 3/IV 1953 г. (а), 4/IV 1953 г. (б).
I, II — номера устойчивых слоев.

Интересно также отметить, что в центре антициклона (Куйбышев) как 3/IV, так и 4/IV 1953 г. наблюдались только приземные инверсии, несмотря на то, что скорость нисходящих движений в его окрестности достигала 105 мб/12 час. на высоте поверхности 700 мб и имел место значительный рост давления. Отсюда можно заключить, что одни вертикальные движения не могут привести к появлению инверсии. В результате нисходящих движений в воздушной массе может произойти лишь некоторое уменьшение вертикального градиента температуры. Начиная с 4/IV 1953 г., антициклон превращается в высокое, теплое, малоподвижное барическое образование, состоящее из однородной воздушной массы. В последующие дни антициклон начал разрушаться.

Пример 4. Рассмотрим малоподвижный антициклон, существовавший на Европейской территории СССР с 24/1 по 30/1 1951 г.

С 21/1 1951 г. между антициклоном, расположенным к востоку от Гренландии, и азорским антициклоном существовала перемишка высокого давления. 22/1 1951 г. в результате усиления отрога от азорского антициклона, простирающегося на восток, произошло выделение двух замкнутых областей высокого давления, одна из которых находилась в Западной Европе (центр — Вена), другая — в районе Скандинавского полуострова. Образовавшееся ядро высокого давления в районе Скандинавского полуострова, усиливаясь, превращается в центр самостоятельного антициклона, который незначительно смещается на юг. Хорошо выраженная высотная фронтальная зона проходит через Скандинавский полуостров на запад Европейской территории СССР. Контраст температуры над Балтийским морем составляет 20 дкм/500 км.

24/I 1951 г. в 03 часа во вновь образовавшемся антициклоне выделились два самостоятельных ядра, ограниченных изобарой 1030 мб. Синоптическая обстановка 24/I в 03 часа представлена на рис. 10 а.

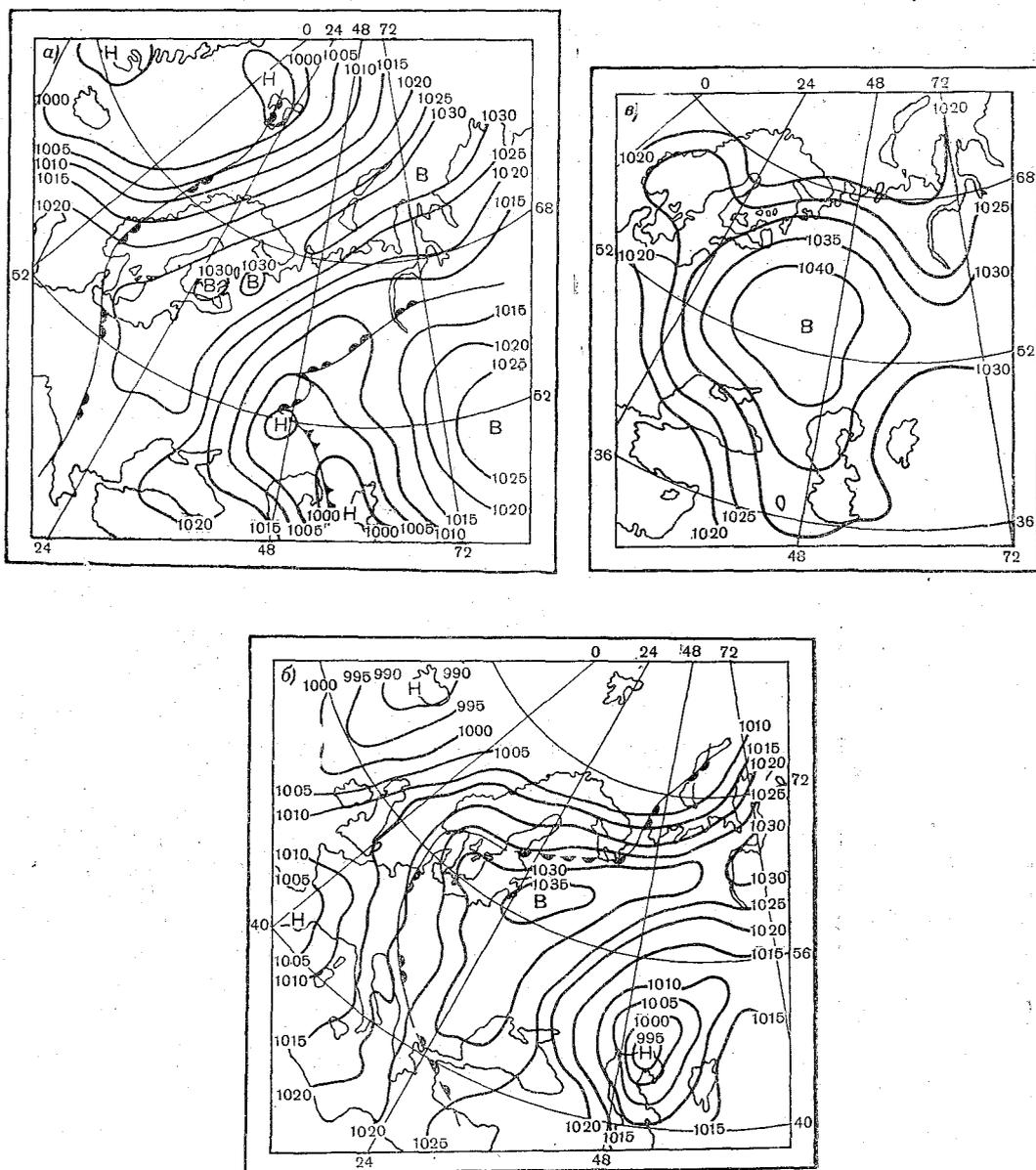


Рис. 10. Синоптическая ситуация 24/I 1951 г. в 03 часа (а), 25/I 1951 г. в 03 часа (б), 30/I 1951 г. в 03 часа (в).

На уровне поверхностей 850, 700 и 500 мб приземному антициклону соответствует гребень высокого давления, через вершину которого проходит теплый фронт, наблюдающийся также у земли. Расположение переходной зоны этого теплового фронта и строение тропосферы над антициклоном видно из рассмотрения вертикального разреза атмосферы Калининград — Москва, изображенном на рис. 11 а. Между Калининградом и Каунасом, Каунасом и Смоленском до высоты 3 км температурный контраст воздушных масс значительно сглажен. Между пер-

выми двумя пунктами в слое 1—3 км он составляет в среднем $1^{\circ}/220$ км, между следующими пунктами — $2,3^{\circ}/530$ км. Однако существование теплого фронта у земли, медленно перемещавшегося на восток в предыдущие дни, а также наличие мощных устойчивых слоев в этих пунктах дало основание продолжить переходную фронтальную зону, наблюдающуюся между Смоленском и Москвой на высоте 4—5 км, на запад. Намеченная фронтальная поверхность на вертикальном разрезе проходит почти параллельно изолиниям потенциальной температуры.

Высотная фронтальная зона постепенно разрушается в меридиональном направлении. Участок ее сохраняется над Кольским полуостровом.

25/I 1951 г. антициклон продолжал усиливаться, незначительно смещаясь на юг. За прошедшие сутки давление в его центре увеличилось на 5,3 мб и стало равным 1035,7 мб. На высоте AT_{700} и AT_{500} появились замкнутые области высокого давления, смещенные к западу от приземного центра антициклона. Если в предыдущие дни теплый фронт имел меридиональное направление, то 25/I конфигурация его изменилась. Теплый фронт значительно изогнулся, что можно объяснить усилением высотного гребня и различной скоростью перемещения его участков. Южная половина фронта проходила вдоль оси гребня и находилась в поле малых барических градиентов, поэтому перемещение ее незначительно. Северная же половина фронта, двигаясь в соответствии с ведущим потоком на восток, постепенно приобретала широтное направление.

Синоптическая обстановка 25/I 1951 г. в 03 часа представлена на рис. 10 б. На вертикальном разрезе атмосферы, построенном 25/I 1951 г. в направлении Архангельск — Харьков (рис. 11 б), прослеживается широтный участок теплого фронта, разделяющего довольно разнородные воздушные массы. Горизонтальный контраст температуры в области переходной зоны этого фронта составляет в среднем в слое 1—9 км $7,6^{\circ}/580$ км, а у земной поверхности он достигает $18,5^{\circ}/580$ км. Тангенс угла наклона ее равен 0,014. Термическая неоднородность воздушных масс наблюдается до самой тропопаузы, при этом следует отметить, что на высоте фронтальная поверхность проходит непосредственно над приземным центром антициклона.

В широтном направлении неоднородность воздушных масс уже не обнаруживалась. Очевидно, теплый фронт, наблюдавшийся 24/I между Смоленском и Москвой, разрушаясь, переместился на восток за пределы антициклона. О том, что теплый фронт действительно переместился на восток, может свидетельствовать табл. 4, в которой указаны изменения температуры за сутки в двух пунктах: Смоленске, Москве, расположенных приблизительно на одной широте.

Таблица 4

Высотное изменение температуры (град.) за 24 часа 24—25/I 1951 г.

Пункт	1 км	2 км	3 км	4 км	5 км	6 км	7 км
Смоленск			1,9	—0,5	—1,1	—1,9	2,3
Москва	—1,3	3,3	5,7	7,5	9,0	7,3	5,4

В табл. 4 приведено суточное изменение температуры в Смоленске специально для того, чтобы показать, что повышение температуры в Москве не могло быть вызвано ни нисходящими движениями, ни перемещением теплого фронта с севера, так как в противном случае рост температуры наблюдался бы в двух пунктах. 25/I 1951 г. в утренний срок в нашем распоряжении имелись результаты радиозондирования для 11 пунктов, расположенных в области антициклона. Интересно, что во всех этих пунктах уже существовали мощные устойчивые слои. При этом, если в Архангельске устойчивый слой обусловлен наличием теплого фронта, перемещающегося на юг, то во всех остальных пунктах устойчивые слои

появились, очевидно, в результате перемещения теплого фронта, обнаруженного 24/I 1951 г. на рис. 11 *а*, на восток и превращения наклонной фронтальной зоны в горизонтальную.

26/I 1951 г., оставаясь неподвижным, антициклон усиливался. На уровнях поверхностей 700 и 500 мб существуют замкнутые области, смещенные к западу от приземного центра. Меридиональный участок теплого фронта, проходящий у земной поверхности вдоль западной периферии антициклона, разрушился. Широкий участок теплого фронта продолжает сохраняться, перемещаясь на юг.

Вертикальные разрезы атмосферы в направлении Архангельск — Харьков, построенные 26/I, 27/I 1951 г., представленные на рис. 11 *в*, *г*, иллюстрируют перемещение теплого фронта на юг. Как видно из приводимых рисунков, распространение теплого воздуха к югу сопровождалось последовательным уменьшением наклона переходной зоны теплого фронта. Тангенс угла наклона изменился от значения 0,014 (25/I) до 0,004 (27/I). Теплый фронт на высоте перемещался на периферию антициклона, причем контраст температуры в его области постепенно уменьшался.

28/I, начиная с высоты 5 км, над самым центром антициклона наблюдалась неоднородность в теплой воздушной массе. Горизонтальный контраст температуры между Вологодой и Москвой, начиная с 5 км, значительно увеличивался с высотой, достигая 13°/400 км на уровне 9 км. Однако в последующие дни неоднородность обнаружить не удается.

За это время антициклон значительно усилился, оставаясь мало подвижным. Пространственная ось его стала почти вертикальной. 28/I 1951 г. он занимал всю Европейскую территорию СССР, а также часть Западной Европы; давление в его центре в 09 часов составляло 1045,3 мб. 29/I 1951 г. произошло некоторое ослабление антициклона, но 30/I он вновь усилился, сместившись несколько на юг, после чего началось его постепенное разрушение. Синоптическая обстановка 30/I 1951 г. приводится на рис. 10 *в*. Рассмотрение рис. 10 *в*, а также анализ карт барической топографии и вертикальных разрезов атмосферы за 30/I показали, что в области антициклона никаких фронтов не обнаруживается, и он стал высоким теплым, состоящим из однородной воздушной массы.

В целях выяснения причины образования инверсии в данном антициклоне, который являлся мощным, мало подвижным, занимавшим всю Европейскую территорию СССР и существовавшим свыше 8 дней барическим образованием, представляло интерес проследить последовательное изменение структуры и мощности устойчивого слоя в нем. Для этого были построены вертикальные профили устойчивого слоя в направлении Калининград — Казань, проходящем через центр антициклона, при использовании результатов утреннего срока зондирования атмосферы 24/I, 26/I, 27/I и 30/I 1951 г. Изменение вертикального профиля и структуры устойчивого слоя за эти дни приводится на рис. 12. При рассмотрении рис. 12 обращает на себя внимание тот факт, что 24/I 1951 г., когда антициклон только начал формироваться, в нем уже существовали устойчивые слои с вертикальной мощностью, достигающей 4000 м. Причину появления этих слоев, как было видно из вертикального разреза (рис. 11 *а*), можно объяснить перемещением теплого фронта с запада на восток и его последующей деформацией. Рассмотрение структуры устойчивых слоев 24/I показывает, что последние являются в основном слоями с уменьшенными вертикальными градиентами температуры. Инверсии, наблюдающиеся в Калининграде и Каунасе в слое 0—600 м, вызваны, вероятно, радиационным охлаждением приземного слоя воздуха.

26/I 1951 г. теплый фронт, перемещавшийся на восток, не обнаруживается в пределах антициклона. Верхняя граница устойчивого слоя во всех пунктах понизилась, и в антициклоне появился сплошной по горизонтали инверсионный слой, вертикальная мощность которого колеблется от 800 до 2400 м. Инверсионный слой переходит в слой изотермии, а затем вертикальный градиент температуры возрастает.

Появление сплошного по горизонтали инверсионного слоя 26/I 1951 г., когда антициклон значительно усилился, очевидно, можно объяснить оседанием и расте-

канием воздуха в пределах самого устойчивого слоя. Действительно, приблизительная оценка роли вертикальных движений в процессе образования инверсии [1], [5] показала, что при оседании слоя с вертикальным градиентом температуры $\gamma = 0,6 - 0,8^\circ/100$ м лишь при очень больших скоростях нисходящих движений, порядка 400—650 мб/сутки, может возникнуть слабая инверсия с $\gamma = -0,1^\circ/100$ м. Для того чтобы появилась имеющая место в действительности инверсия, необходимо, чтобы 1) величина нисходящих движений превосходила 650 мб/сутки или 2) опускался устойчивый слой с вертикальным градиентом температуры $\gamma = 0,4 - 0,3^\circ/100$ м.

Рассчитанные максимальные скорости нисходящих движений 26/1 1951 г. составляли 90 мб/12 час. на уровне поверхности 700 мб.

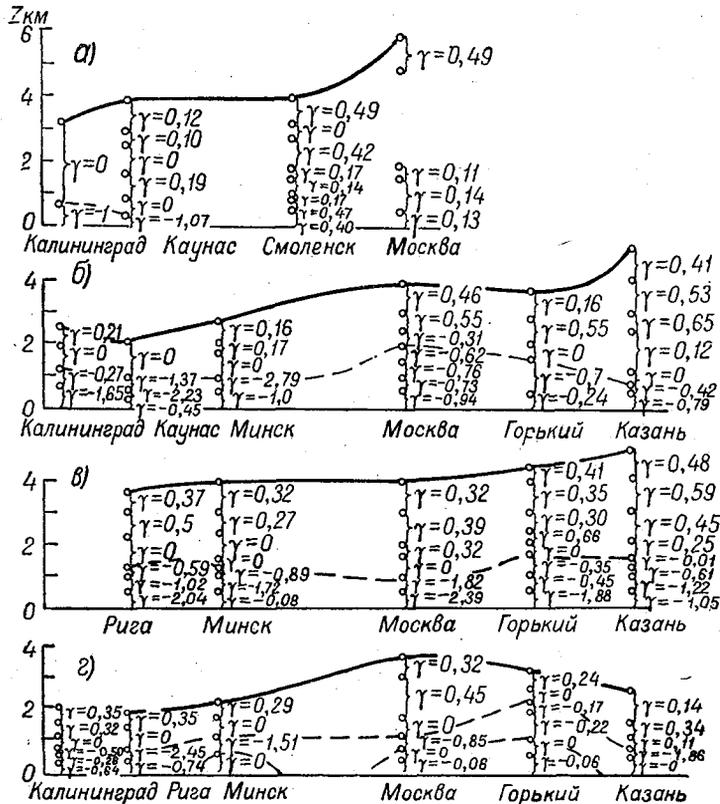


Рис. 12. Изменение вертикального профиля и структуры устойчивого слоя в антициклоне 24/1 1951 г. (а), 26/1 1951 г. (б), 28/1 1951 г. (в), 30/1 1951 г. (г).

Следовательно, инверсии оседания в антициклоне, которые часто бывает трудно отделить от приземной радиационной инверсии, могли возникнуть при оседании и растекании уже заранее существующего устойчивого слоя.

В результате растекания воздуха в нижнем слое атмосферы и замены его воздухом, опускающимся из более высоких слоев, градиент температуры в котором может быть больше $0,6^\circ/100$ м, в последующие дни при отсутствии новых фронтальных зон можно было бы ожидать постепенного уменьшения вертикальной мощности устойчивого слоя. Однако наличие фронтальной поверхности, перемещавшейся с севера на юг, которая хорошо прослеживается на вертикальных разрезах атмосферы, привело к увеличению мощности устойчивого слоя в ряде пунктов, через которые она проходила на высоте.

27/1 1951 г. на высоте 2—4 км переходная зона проходила приблизительно вдоль 55° с. ш. Вертикальная мощность устойчивого слоя во всех пунктах, рас-

положенных на этой широте, стала почти одинаковой, равной в среднем 4000 м. При этом в некоторых пунктах (Минск, Горький) она даже увеличилась. Из рассмотрения рис. 12 видно также, что над всеми пунктами, начиная от земной поверхности, продолжает существовать инверсионный слой с вертикальной мощностью 1000—1300 м.

30/I 1951 г. в антициклоне, состоящем из однородной воздушной массы, верхняя граница устойчивого слоя во всех пунктах заметно понизилась. Но так как это понижение не было везде одинаковым, а оказалось минимальным в центральной области, то верхняя граница устойчивого слоя в антициклоне приобрела вид купола с вершиной в центре.

Аналогичным образом было проанализировано еще 6 случаев антициклонов, среди которых 4 относились к осенне-зимнему сезону, а два антициклона были летними.

Вертикальная структура проанализированных 4 антициклонов довольно близко соответствовала структуре рассмотренных первых 3 случаев. На основании этого делаем попытку дать схему пространственного расположения фронтальной поверхности в антициклоне и над ним на разных этапах его развития.

I стадия развития антициклона

В этой стадии антициклон обнаруживается лишь в нижнем 1,5—2-километровом слое атмосферы. Он расположен внутри однородной обычно холодной воздушной массы. На синоптической карте ему соответствует гребень высокого давления или одна замкнутая изобара, охватывающая небольшую площадь. У земной поверхности в передней части антициклона, а иногда и вдоль его западной периферии проходит фронт. В свободной атмосфере ему соответствует хорошо выраженная изогнутая фронтальная поверхность, которая часто обнаруживается в пределах всей тропосферы. Приблизительно на высоте 3—4 км эта фронтальная поверхность проходит над приземным центром антициклона.

В трехмерном пространстве расположение фронтальной поверхности схематически представлено на рис. 13 а.

На рис. 13 координатные оси выбраны таким образом, что ox направлена с запада на восток, oy — с севера на юг, oz — от земной поверхности вертикально вверх. Линия пересечения фронтальной поверхности с плоскостью земли (oxy) дает линию фронта, видимого на синоптической карте. Линии пересечения фронтальной поверхности с вертикальными плоскостями xoz и yoz характеризуют соответственно верхнюю границу и наклон этой поверхности в направлении с запада на восток и с севера на юг.

На рис. 13 а видно, что вертикальная мощность холодного воздуха заметно увеличивается в направлениях с юга на север и с запада на восток.

II стадия развития антициклона

В этой стадии на синоптической карте антициклон очерчивается несколькими замкнутыми изобарами, которые охватывают значительную территорию. Давление в центре достигает максимального значения. Антициклон является термически неоднородным. Холодный фронт у земли перемещается на самую южную периферию антициклона. В свободной атмосфере появляется хорошо выраженный гребень высокого давления, по западной стороне которого наблюдаются южные и юго-западные потоки, обуславливающие распространение теплого воздуха на восток, на центральные районы антициклона. Под действием этих потоков, скорость которых в основном увеличивается с высотой, фронтальная поверхность существенно деформируется. Деформации фронтальной поверхности значительно способствует также сила трения в пограничном слое, задерживающая перемещение фронта у земли. Наклон фронтальной поверхности в направлении с запада на восток заметно убывает.

Расположение фронтальной поверхности в этой стадии существования изображено на рис. 13 б.

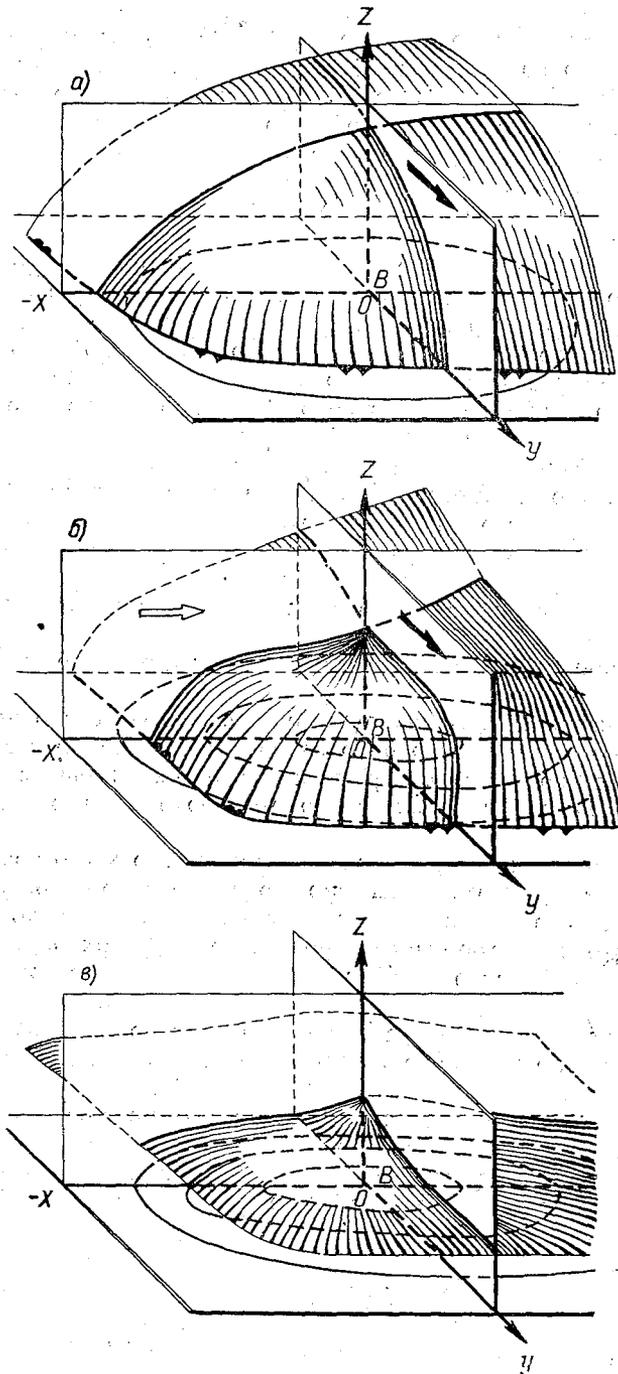


Рис. 13. Расположение фронтальной поверхности в антициклоне и над ним.
a — I стадия, *б* — II стадия, *в* — III стадия развития.

III стадия развития антициклона

Антициклон становится высоким, термически однородным барическим образованием. У земной поверхности теплый и холодный фронты размываются. Вертикальные разрезы атмосферы также не обнаруживают в антициклоне изогнутой фронтальной поверхности. Фронтальная поверхность превращается в горизонтальную поверхность, верхняя граница которой иногда несколько повышается над центральной областью антициклона.

Расположение фронтальной поверхности в III стадии развития антициклона изображено на рис. 13 в.

Следует отметить, что указанное изменение расположения фронтальной поверхности в антициклоне в процессе его развития было характерно для рассмотренных случаев. Очевидно, в природе могут наблюдаться те или иные отклонения от данной схемы и поэтому ее нельзя считать окончательной и охватывающей все многообразие встречающихся антициклонов. Что касается летних антициклонов, то в них не удалось проследить расположение фронтальной зоны при помощи вертикальных разрезов на ранней стадии их развития, так как летом в большинстве случаев на Европейскую территорию СССР перемещались уже сформировавшиеся антициклоны, которые здесь часто регенерировали. Однако анализ синоптических и высотных карт показал, что в антициклонах на ранней стадии развития также существуют фронты, правда, термически менее выраженные.

О расположении и структуре устойчивых слоев в летних антициклонах указывалось в работе [5].

В результате проведенного исследования антициклонов можно сделать следующие выводы.

1. В I стадии развития антициклона, когда он находится в однородной, обычно холодной воздушной массе, в свободной атмосфере над ним существует значительный горизонтальный контраст температуры, часто сохраняющийся в пределах всей тропосферы. На высоте над антициклоном проходит изогнутая фронтальная поверхность.

2. В процессе развития антициклона в верхних слоях его появляется температурная неоднородность. Вертикальная мощность холодного воздуха в нем значительно уменьшается в результате адвекции тепла, а также нисходящих движений. При этом происходит деформация фронтальной поверхности, проявляющаяся в уменьшении ее угла наклона и превращении ее в горизонтальную поверхность.

3. Начиная с ранней стадии развития, в антициклоне и над ним существуют мощные устойчивые слои толщиной 3000—4000 м, являющиеся переходной зоной высотных фронтов.

4. По мере развития антициклона вертикальная мощность устойчивых слоев в нем уменьшается, но наряду с этим происходит увеличение толщины инверсионного слоя, начинающегося обычно от земной поверхности. Это, очевидно, можно объяснить оседанием самого устойчивого слоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акимович Т. И. Инверсии в антициклонах. Труды ОГМИ, вып. 7. 1955.
2. Бачурина А. А. и Туркетти З. А. Атмосферные фронты. Гидрометеиздат. Л. 1952.
3. Зубян Ж. Д. Возникновение и развитие циклонов и антициклонов. Гидрометеиздат. Л. 1949.
4. Кашин К. И. Изучение атмосферных процессов методом вертикальных разрезов. Метеорология и гидрология, № 7. 1938.
5. Петренчук О. П. Некоторые особенности вертикального строения антициклонов. Труды ГГО, вып. 72. 1957.

6. Погосян Х. П. Полярные антициклоны и их адвективно-динамическая природа. Труды НИУ ГУГМС, сер. II, вып. 6. 1943.
7. Погосян Х. П. и Таборовский Н. Л. Высотные деформационные поля и их роль в цикло- и антициклогенезе. Метеорология и гидрология, № 4. 1940.
8. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. I. 1955.
9. Туркетти З. А. Анализ одного холодного вторжения. Труды НИУ ГУГМС, сер. II, вып. 6. 1943.
10. Ханевская И. В. Изэнтропический анализ в европейских условиях и его применение к исследованиям антициклонов. Труды НИУ ГУГМС, вып. 5, сер. II. 1943.
11. Хромов С. П. Основы синоптической метеорологии. Гидрометеиздат. Л. 1948.

Е. М. САЛЬМАН

МЕТОДИКА РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ СТРУКТУРЫ КУЧЕВО-ДОЖДЕВЫХ ОБЛАКОВ

Одной из важнейших задач физики образования ливневых осадков является всестороннее изучение структуры кучево-дождевых облаков и характера ее изменения во времени и пространстве. Применение радиолокации, получившей широкое распространение в метеорологии, делает доступным решение этой задачи при условии развития специальной методики радиолокационных наблюдений за кучево-дождевыми облаками, измерения интенсивности их радиоэхо и обработки экспериментального материала.

Постановка задачи

Обычно для метеорологических целей широко используются радиолокаторы имеющие отметчики кругового обзора, с яркостной системой индикации отраженных сигналов. Методика наблюдений за кучево-дождевыми облаками на радиолокаторах этого типа предусматривает проведение круговых обзоров под разными углами возвышения антенны, начиная от углов, при которых появляется радиоэхо, и кончая углами, при которых оно исчезает.

Данный метод, примененный Н. Ф. Котовым (в 1953 г.) в радиометеорологической лаборатории ГГО на радиолокаторе штормового оповещения „Кобальт“, дает полное представление о пространственно-временной картине радиоэхо кучево-дождевых облаков, находящихся в зоне обнаружения радиолокатора.

Полученные таким методом радиолокационные характеристики кучево-дождевых облаков представляют собой локальные области радиоэхо в плоскости разреза, очерченные значениями минимальной интенсивности отраженного сигнала, которая соответствует чувствительности радиолокационного приемника. Однако ввиду сложной зависимости яркости свечения экрана от напряжения на управляющей сетке трубки кругового обзора осуществить абсолютные количественные измерения интенсивности радиоэхо практически не представляется возможным. Поэтому такие радиолокационные характеристики носят чисто качественный характер. Это затрудняет микрофизическую интерпретацию радиоэхо, ограничивая тем самым возможности радиолокационного метода. Тем не менее достоинства такой методики несомненны, так как она позволяет проследить по картине и изменению радиоэхо процесс развития и взаимодействия целой системы локализованных очагов, определить скорость их движения, высоту, а в ряде случаев и тенденцию развития. Такие данные могут существенно уточнить синоптические исследования в этой области.

Метод наблюдений

Изучение вертикальной структуры кучево-дождевых облаков и горизонтальной структуры осадков, выпадающих из них, прежде всего требует осуществления количественных измерений интенсивности отраженных сигналов по всей области, создающей радиоэхо в таких облаках. В соответствии с поставленной задачей исследования, автором в 1950 г. был предложен метод вертикальных и горизон-

тальных разрезов кучевых облаков, одновременно предусматривавший количественное измерение интенсивности радиоэхо. Особенностью применяемого метода является использование отметчика типа А с амплитудной системой индикации отраженных сигналов, ранее не применявшегося для метеорологических целей. Такие отметчики имеют линейную зависимость между величиной отклонения луча на трубке Y и отклоняющим напряжением u_d , как это видно из следующей формулы [4]:

$$Y = \frac{1}{2} \frac{lL}{ud} u_d, \quad (1)$$

где Y — отклонение луча от центра экрана, u_d — отклоняющее напряжение, u — потенциал второго анода по отношению к катоду, l — длина отклоняющих пластин, d — расстояние между отклоняющими пластинами, L — расстояние от отклоняющих пластин до экрана.

Это позволяет весьма просто получить абсолютные количественные характеристики радиоэхо путем измерения амплитуды отклонения луча Y на индикаторе типа А при наличии предварительно калиброванного по чувствительности приемника.

Метод вертикальных разрезов кучево-дождевых облаков и горизонтальных разрезов осадков, выпадающих из них, был осуществлен на радиолокаторе типа SCR-545А. Если ширина диаграммы направленности параболической антенны θ_0 , то ширина плоскости разреза луча на расстоянии R от радиолокатора составляет $R\theta_0$, а максимальная ошибка осреднения интенсивности радиоэхо по ширине луча

$$\Delta R_{\max} = \pm \frac{R\theta_0}{2}. \quad (2)$$

Для радиолокатора типа SCR-545А $\theta_0 = 5^\circ$, поэтому ΔR_{\max} было выбрано достаточно большим, равным ± 1000 м. При такой допустимой ошибке осреднения можно было проводить разрезы кучево-дождевых облаков до расстояния $R_{\max} = 24\,000$ м. Обычно горизонтальные размеры даже локальных ливней значительно больше ширины плоскости разреза луча на этих расстояниях, поэтому выбор направления разреза будет влиять на величину интенсивности радиоэхо, в связи со структурной неоднородностью кучево-дождевых облаков. Однако присутствие в таких облаках области, создающей максимальную интенсивность радиоэхо, может обеспечить относительное постоянство плоскости вертикальных разрезов, если выбрать ее проходящей через эту область. В этом случае временная изменчивость вертикальной структуры ливня может быть изучена, если осуществлять периодические разрезы через область с максимальной отражаемостью.

Полный вертикальный или горизонтальный разрез проводился соответственно путем ступенчатого изменения угла возвышения антенны или азимута. При этом для ускорения процесса измерения интенсивности радиоэхо, сильно меняющегося во времени, осуществлялось непрерывное фотографирование отметчика радиолокатора при разных положениях антенны.

Фотографирование картины радиоэхо с отметчика типа А велось киносъемочным аппаратом КС-50Б, укрепленным на специальной стойке. В нижней части экрана отметчика был размещен электрический счетчик времени, который фотографировался вместе с картиной радиоэхо. Время проведения полного разреза занимало не более 15—20 секунд, поэтому картина радиоэхо за этот период практически не менялась. При наблюдениях отмечались: азимут φ , угол места ε , наклонное удаление до строб-импульса R и масштаб развертки M .

Измерения интенсивности отраженных сигналов

Измерение мощности поля отраженных сигналов на сверхвысоких частотах имеет свою особенность, связанную с тем, что для антенн сантиметрового диапазона волн можно полностью пренебречь сопротивлением потерь и считать, что

вся подводимая мощность радиоволн расходуется только на излучение, и обратно, — вся поглощаемая мощность радиоволн поступает в нагрузку антенны. Однако не вся поглощаемая антенной мощность поступает на вход приемника. В результате неполного согласования и неоднородности антенно-фидерной системы в ней возникают стоячие волны, обусловленные частичным отражением прямой волны от нагрузки. Если пренебречь затуханием в линии, то модуль коэффициента отражения будет [3]

$$|\rho| = \frac{S-1}{S+2}, \quad (3)$$

где S — коэффициент стоячей волны по мощности.

Тогда поступающая на вход приемника мощность

$$P_{\text{вх}} = (1 - \rho) P_r, \quad (4)$$

где P_r — мощность отраженного сигнала в антенне радиолокатора.

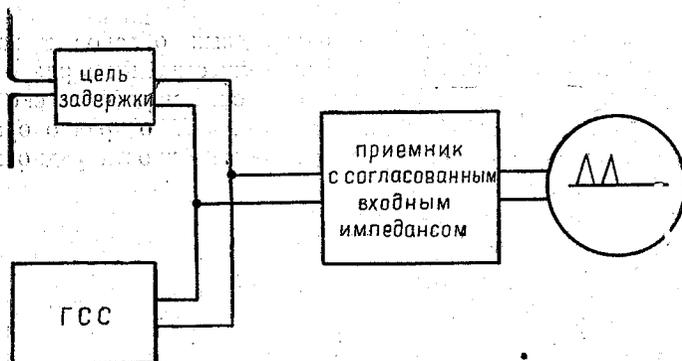


Рис. 1. Блок-схема для измерения мощности отраженного сигнала методом сравнения.

Практически коэффициент отражения в хорошо настроенной линии не превышает 5 — 10%, поэтому $P_{\text{вх}} \approx P_r$.

Обычно поступающая на вход приемника мощность, отраженная кучево-дождевыми облаками, имеет порядок ($10^{-8} - 10^{-12}$) Вт на сантиметровом диапазоне волн. Так как для измерения ее не может быть использован абсолютный метод (метод болометра), единственно пригодным остается метод компарирования мощности измеряемого поля с мощностью той же частоты, но созданной генератором стандартных сигналов. Для сравнимости этих мощностей, на выходе приемника должен быть использован индикатор тип которого определяется характером принимаемых колебаний. Радиолокатор излучает и принимает импульсное поле радиоволн, поэтому индикатор на выходе приемника должен регистрировать амплитуду сигнала независимо от коэффициента заполнения. Таким индикатором является отметчик типа А с линейной разверткой. При измерении мощности импульсных сигналов необходимо, чтобы генератор сигналов также работал в импульсном режиме, с той же частотой посылки импульсов. Последнее требуется для соблюдения равенства коэффициентов различимости измеряемых и сигнальных колебаний. На рис. 1 показана блок-схема для измерения P_r методом компарирования.

Отсчет измеряемой мощности производится непосредственно по генератору, который регулируется с помощью аттенюатора до равенства амплитуд на индикаторе. При отсутствии калиброванного стандарт-сигнала генератора можно осуществить измерения P_r путем использования эталонного отражателя (например, уголкового типа) или постоянного местного предмета, эффективная отражающая поверхность которых заранее известна.

Достоинством метода компарирования является независимость результатов измерений от параметров приемника. Однако практически осуществить измерения по схеме [1] весьма трудно, в связи с тем что интенсивность радиоэхо от кучево-дождевых облаков сильно меняется во времени и пространстве. Эта задача может быть наиболее просто решена путем фотографирования картины радиоэхо с отметчика типа А при наличии приемника, предварительно калиброванного по чувствительности. Такой приемник позволяет измерять мощность отраженного сигнала непосредственно по величине его амплитуды на индикаторе типа А. В связи с тем, что величина отклонения луча на индикаторе зависит не только от мощности входного сигнала, но и от чувствительности приемника (общего коэффициента усиления), применение такого метода требует постоянного контроля за стабильностью основных параметров радиолокатора и прежде всего за его чувствительностью.

Для определения отраженной мощности P_r по величине отклонения луча Y на индикаторе типа А должна быть известна амплитудная характеристика всего тракта $Y = f(P_r)$. В свою очередь, она может быть представлена характеристиками самого приемника $U_{\text{вых}} = \varphi(P_r)$ и отметчика $Y = \xi(U_{\text{вых}})$. Что касается характеристики амплитудного отметчика, то она, как это видно из (1), всегда линейна. Амплитудная же характеристика самого приемника зависит от режима его работы и, как правило, является нелинейной [2]. Аналитически выразить ее представляет известные трудности. Поэтому проще всего задать амплитудную характеристику всего тракта графически, путем снятия кривой $Y = f(P_r)$.

Для определения такой зависимости в приемном тракте радиолокатора типа SCR-545 А использовался радар-тестор РТ-10, имеющий генератор стандартной мощности в 10 мвт и калиброванный аттенюатор. Генератор настраивался на рабочую частоту передатчика и работал в импульсном режиме, аналогичном режиму передатчика. С помощью такого генератора на вход приемника подавались калиброванные по мощности сигналы, амплитуда которых Y измерялась на индикаторе типа А при соответствующих значениях P_r . Измерения проводились от уровня шумов ($Y = 0, P_r = P_{\text{min}}$) до ограничения сигнала ($Y = Y_{\text{max}}, P_r = P_{\text{max}}$).

При изменении амплитуды сигнала от $Y = 0$ до $Y = Y_{\text{max}}$, уровень подаваемой на вход приемника мощности P_r менялся на 30 дб. На практике реальные колебания отраженной мощности могут превзойти 30 дб, поэтому для расширения диапазона измеряемых мощностей было применено калиброванное изменение чувствительности радиолокационного приемника, осуществляемое с помощью специально изготовленного блока — калибратора чувствительности (рис. 2). Калибратор чувствительности позволял как плавно, так и ступенчато (через 5 дб) снижать чувствительность приемника путем изменения коэффициента его усиления на 45 дб. Это позволяло расширить диапазон мощностей, измеряемых по величине отклонения луча до 75 дб. Принципиальная схема калибратора чувствительности (рис. 3) предусматривала возможность широкого изменения напряжения на анодах и экранированных сетках четырех каскадов усилителя промежуточной частоты приемника, что в свою очередь приводило к изменению его общего коэффициента усиления и чувствительности. Изменения напряжения на анодах и экранированных сетках УП4 осуществлялось посредством ламп L_1 и L_2 , на управляющую сетку которых поступало регулируемое отрицательное смещение от выпрямителя. В зависимости от величины смещения менялся анодный ток и напряжение на анодах ламп L_1 и L_2 . Это напряжение подавалось в УП4 и являлось регулирующим. В положении I переключателя P_1 смещение снималось с потенциометра R_7 , позволявшего

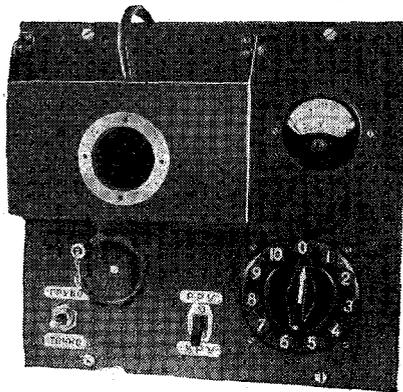


Рис. 2. Общий вид калибратора чувствительности.

плавно менять усиление тракта на 45 дБ. В положении II смещение снималось с делителя R_{10} , который ступенчато менял усиление с помощью переключателя P_2 . Сопротивления делителя R_{10} были подобраны такой величины, что изменяли усиление приемника на 5 дБ при повороте переключателя P_2 на одно положение. Контроль подаваемого смещения осуществлялся вольтметром V_1 . Для плавной регулировки смещения вращение потенциометра R_7 проводилось с помощью червячного редуктора, с которым связывался отсчетный барабан.

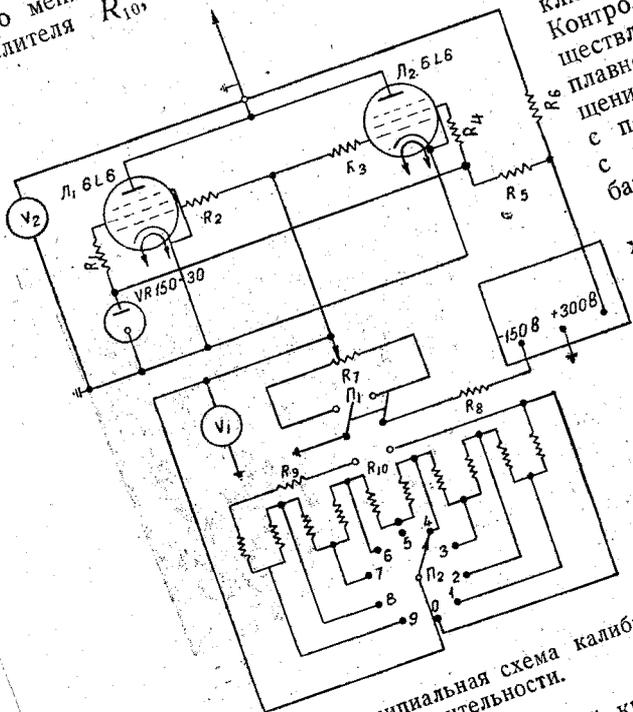


Рис. 3. Принципиальная схема калибратора чувствительности.

определить по соответствующей кривой уровень в дБ. Для перевода P_r в абсолютные значения можно использовать формулу

$$P_r = P_0 \cdot 10^{-\frac{P_r}{10}}$$

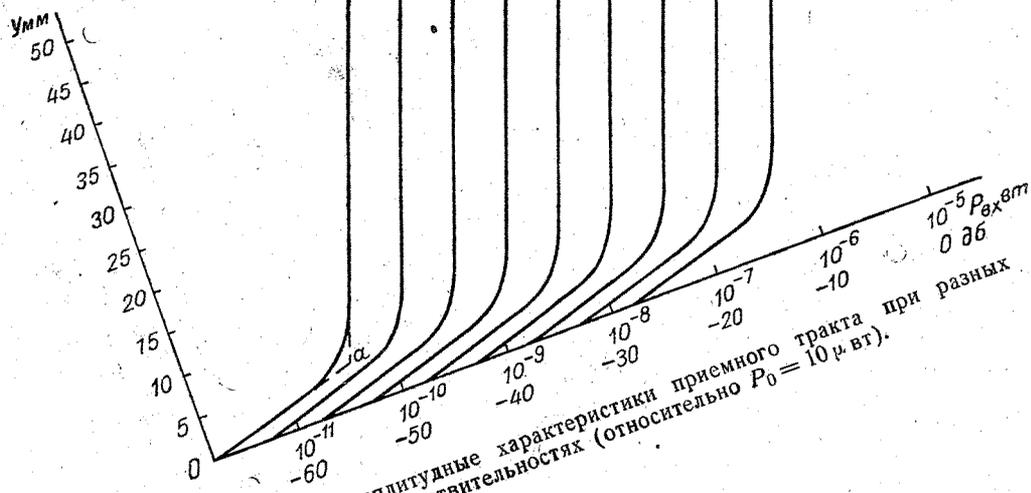


Рис. 4. Амплитудные характеристики приемного тракта при разных чувствительностях (относительно $P_0 = 10 \mu\text{вт}$).

Так как точность измерения P_r зависит от чувствительности приемника, в процессе работы радиолокатора осуществлялся периодический контроль за величиной P_{\min} . Измерения и контроль P_{\min} проводились с помощью радар-тестатора РТ-10 по величине импульсных сигналов, равных собственным шумам приемника. Максимальное изменение P_{\min} в процессе работы приемника обычно не превышало ± 1 дБ (26%).

Измерение абсолютного значения P_{\min} проводилось при включенном передатчике с тем, чтобы учесть возможные изменения чувствительности приемника в зависимости от времени запаздывания отраженного сигнала по отношению к зондирующему импульсу передатчика. Обычно на близких от радиолокатора расстояниях (2—3 км) чувствительность приемника оказывалась несколько заниженной.

Это обстоятельство объясняется временем деионизации разрядника антенного переключателя, который после полного запираания приемника на время длительности зондирующего импульса τ восстанавливает его чувствительность только через 10—20 μ сек. после конца зондирующего импульса.

Определение отражаемости кучево-дождевых облаков

Изменения мощности отраженных от кучево-дождевых облаков сигналов, при известных значениях параметров радиолокатора и ослабления электромагнитных волн в таких облаках, позволяет найти их эффективную отражающую поверхность единичного объема из основного уравнения радиолокации атмосферных образований (1)

$$P_r = \frac{P_t A_p^2 \Theta_0^2 c \tau \eta}{72 R^2 \lambda^2} x, \quad (6)$$

где P_t — импульсная мощность, A_p — апертура антенны, R — расстояние, η — эффективная, отражающая площадь единичного объема, x — коэффициент, учитывающий ослабление.

Пренебрегая ослаблением на 10-сантиметровом диапазоне волн в кучево-дождевых облаках и считая применимой на этой волне формулу Релея, запишем уравнение (6) в следующем виде (5):

$$Z = \sum_0^N n_i r_i^6 = c P_t R^2, \quad (7)$$

где

$$c = \frac{6,4 \lambda^6}{P_t A_p^2 \Theta_0^2 c \tau \pi^4 \left[\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right]^2}$$

Величина Z , названная отражаемостью, представляет собой интегральную микрофизическую характеристику кучево-дождевых облаков, так как зависит только от их микроструктуры. Формула (4) позволяет определить отражаемость Z таких облаков по известным значениям мощности отраженного сигнала P_r , расстоянию R , параметрам радиолокатора P_t , A_p , Θ_0 , λ , τ и диэлектрическим свойствам отражающих частиц m .

При определении отражаемости кучево-дождевых облаков из формулы (7) должны быть известны не только параметры радиолокатора, но и их стабильность. Поэтому во время работы радиолокатора осуществлялся периодический контроль за импульсной мощностью P_t и длиной волны λ , которые могут измениться с течением времени. Остальные параметры радиолокатора практически остаются постоянными и не приводят к случайной ошибке измерения.

Для контроля уровня излучаемой мощности P_t и длины волны λ радиолокатора SCR-545 А использовались соответственно измеритель малой мощ-

ности ИММ-10, подключаемый к передатчику радиолокатора через калиброванный ослабитель с затуханием в 80 дБ и волномер средней точности ВСТ-10. Возможные относительные изменения P_t и λ лежали в пределах точности их измерения и составляли соответственно ± 1 дБ (26%) и $\pm 0,05\%$.

Случайная относительная ошибка в определении отражаемости методом радиолокации лежит в пределах точности измерения наиболее нестабильных параметров и может быть оценена следующим образом:

$$\left(\frac{\Delta Z}{Z}\right)_{\max} = \frac{\Delta P_t}{P_t} + \frac{\Delta P_r}{P_r} + \frac{6\Delta\lambda}{\lambda}. \quad (8)$$

Принимая

$$\frac{\Delta P_t}{P_t} = \pm 1 \text{ дБ (26\%)},$$

$$\frac{\Delta P_r}{P_r} = \frac{\Delta P_{\min}}{P_{\min}} = \pm 1 \text{ дБ (26\%)}, \quad \frac{\Delta\lambda}{\lambda} = 0,05\%,$$

найдем, что

$$\left(\frac{\Delta Z}{Z}\right)_{\max} = \pm 52\% \text{ (около } \pm 2 \text{ дБ)}.$$

Построение характера распределения отражаемости кучево-дождевых облаков в вертикальной и горизонтальной плоскостях

Применение метода вертикальных и горизонтальных разрезов кучево-дождевых облаков с фоторегистрацией картины радиоэхо на отметчике типа А, при наличии приемника, предварительно калиброванного по чувствительности, дает возможность получить представление об интегральной микрофизической структуре изучаемых облаков и их осадков.

Для этой цели полученные серии фотограмм вертикальных разрезов кучево-дождевых облаков и горизонтальных разрезов их осадков были подвергнуты специальной обработке. Сущность такой обработки заключалась в том, что на каждой из фотограмм отмечались характерные точки в тех местах, где резко менялась интенсивность радиоэхо. Положение этих точек в плоскости разреза определялось известными из наблюдений угловыми координатами (азимут φ_i или углом места ϵ_i) и наклонной дальностью R_i . Далее по величине амплитуды сигнала Y_i на фотограмме индикатора типа А и чувствительности приемника P_{\min} находилась отраженная мощность P_{r_i} , а затем из (7) и отражаемость Z_i для выбранных нами характерных точек. Вычисленные значения Z_i для этих точек являлись исходными данными для построения характера распределения отражаемости в соответствующей плоскости. Построение начиналось с внешнего контура, положение которого определялось точками с минимальным значением отражаемости. Затем вдоль направления разреза отмечались значения Z_i для характерных точек. Полагая ход отражаемости между отмеченными точками линейным, экстраполировались положения точек со стандартными значениями Z . По этим точкам были проведены изолинии отражаемости, дающие представление об особенностях интегральной микрофизической структуры кучево-дождевых облаков и их осадков.

В качестве иллюстрации вышеописанного метода изучения структуры кучево-дождевых облаков на рис. 5 показаны серии фотограмм вертикальных разрезов двух ливней разного характера и особенности их интегральной структуры в вертикальной плоскости.

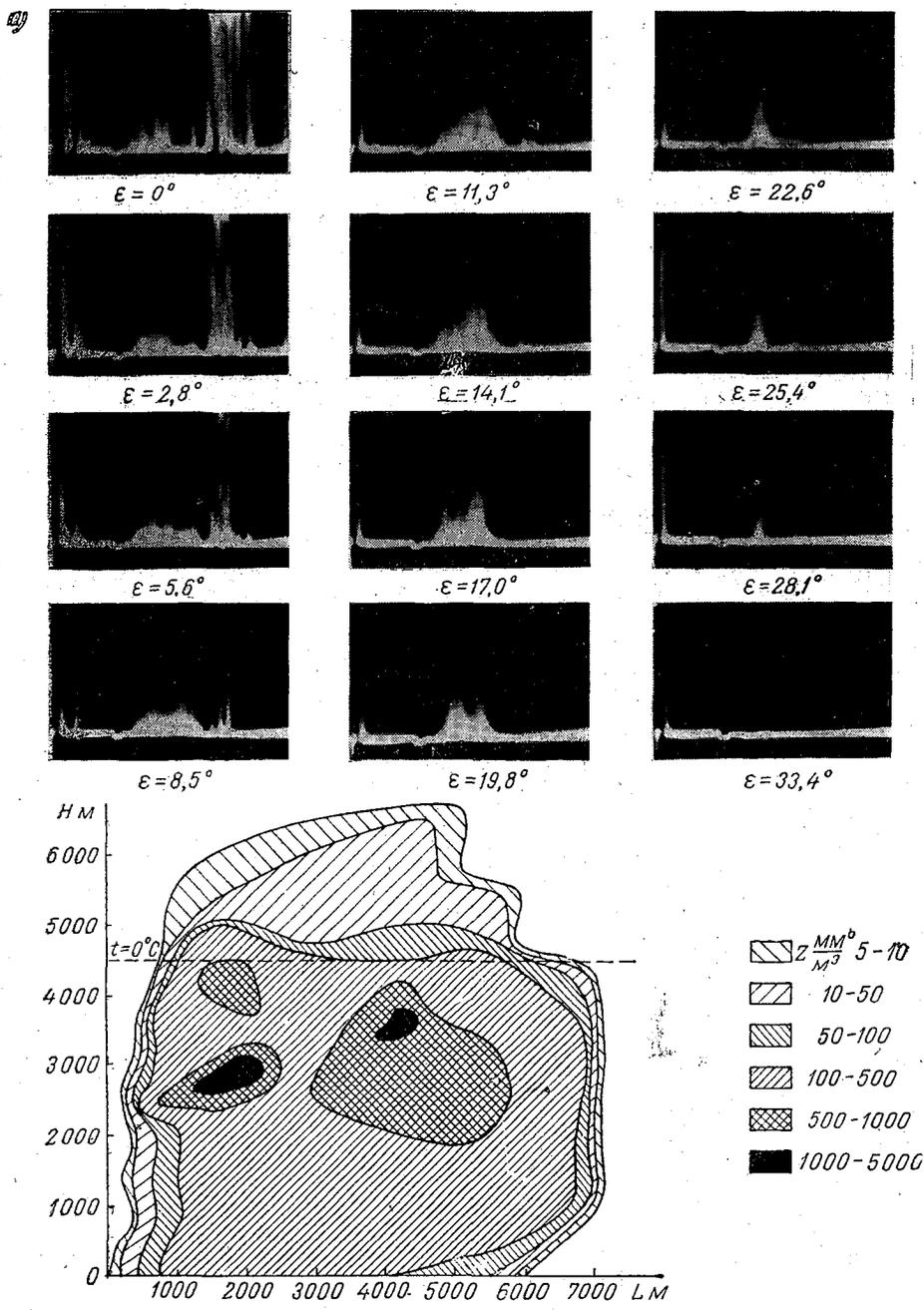


Рис. 5 а. Фотограммы вертикальных разрезов и вертикальная структура грозового ливня 10/VII 1954 г.

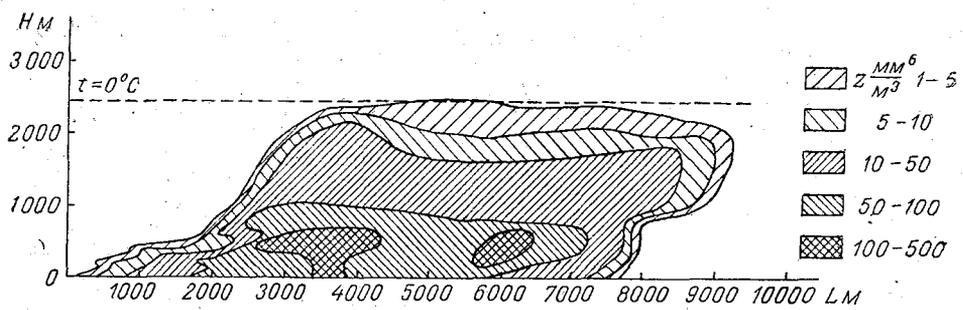
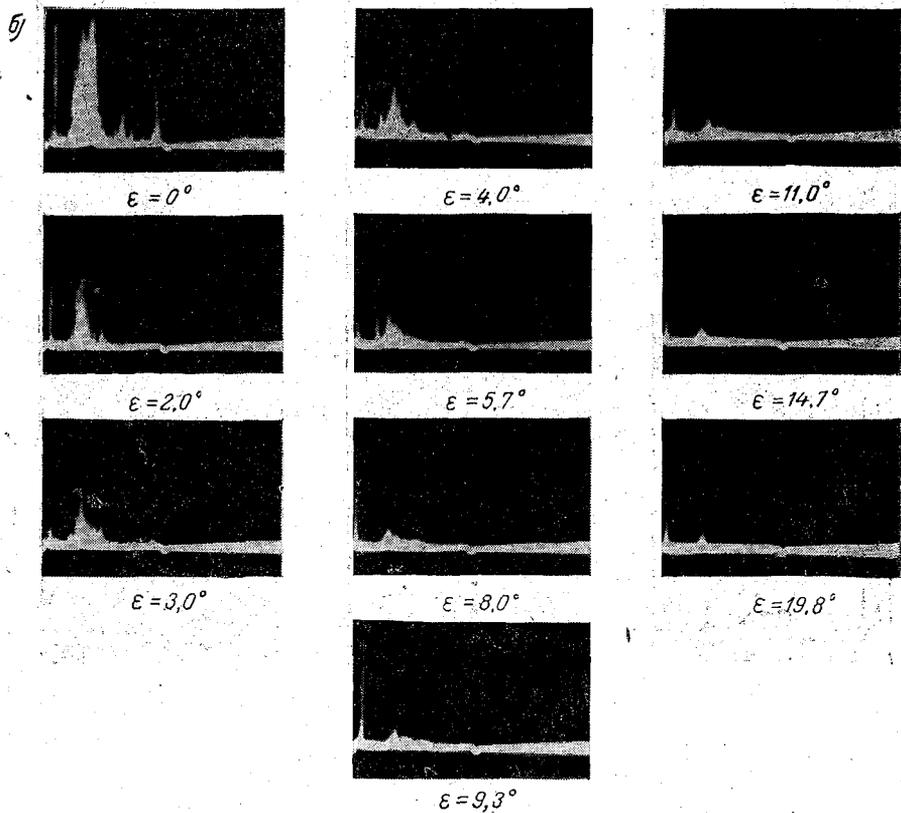


Рис. 5 б. Фотограммы вертикальных разрезов и вертикальная структура негрозового ливня 22/VII 1954 г.

Заключение

Настоящая методика может быть осуществлена на других радиолокаторах сантиметрового диапазона волн, которые имеют амплитудную систему индикации отраженных сигналов.

Переход на более короткие волны расширяет возможности радиолокационного исследования кучевых облаков и условий их перехода в кучево-дождевые облака, что является весьма важным для решения вопроса о физике образования и выпадения ливневых осадков. Данный метод может быть также успешно применен для изучения макроструктуры осадков и распределения их по площади.

ЛИТЕРАТУРА

1. Высокоский Д. М. Рассеяние и поглощение микрорадиоволн в атмосферных образованиях (дождь, снег, облачность, туман) и радиолокация. Успехи физ. наук, т. 47, вып. 3. 1952.
2. Приемники радиолокационных станций. Части I и II. Изд-во Сов. радио. М. 1949.
3. Техника измерения на сантиметровых волнах. Части I и II. Изд-во Сов. радио. М. 1949.
4. Электронно-лучевые индикаторы. Части I и II. Изд-во Сов. радио. М. 1949.
5. Салман Е. М. Радиолокационное исследование структуры ливней и гроз. Труды ГГО, вып. 72 (134). 1957.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Н. С. Шишкин. О росте и распаде конвективных облаков при неустойчивой стратификации атмосферы	3
И. В. Васильченко. Расчет характеристик облачной конвективной струи	22
✓ М. В. Заварина. Фазовое строение облаков и обледенение самолетов	26
Н. Ф. Гольтяков, П. Н. Красиков. Исследование влияния антимида магния на образование ледяных частиц в переохлажденном водном тумане	36
П. Н. Красиков, Г. А. Чикирова. Влияние примесей хлористого аммония на устойчивость водных туманов	41
О. П. Петренчук. Фронтальная структура антициклонов	45
Е. М. Сальман. Методика радиолокационных исследований структуры кучево-дождевых облаков	68

