

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

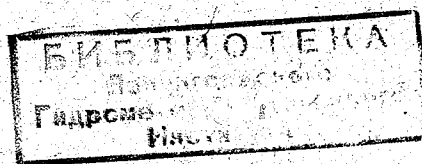
Т Р У Д Ы ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 126

ВОПРОСЫ ФИЗИКИ ОБЛАКОВ И АКТИВНЫХ
ВОЗДЕЙСТВИЙ

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



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1962

АННОТАЦИЯ

Сборник содержит статьи, посвященные некоторым вопросам активных воздействий на переохлажденные облака, прогноза градового положения и количества внутримассовых ливневых осадков. Приводится расчет высоты нижней границы слоистых облаков и описываются результаты исследования микроструктуры облаков. Одна из статей посвящена теории осадков.

Сборник рассчитан на научных работников метеорологов, аспирантов и студентов старших курсов университетов и гидрометеорологических институтов.

Г. М. БАШКИРОВА, М. А. ХИМАЧ, В. Т. ШВАРЦ, Н. С. ШИШКИН

О ВЫЗЫВАНИИ ЗИМНИХ ОСАДКОВ С ПОМОЩЬЮ ИТАЛЬЯНСКИХ ПРОТИВОГРАДОВЫХ РАКЕТ

В статье описываются результаты опытов по вызыванию осадков в зимнее время с помощью итальянских противогородовых ракет. Указаны температурные условия, при которых возгонка AgI при взрыве головок ракет с шеддитом обеспечивает кристаллизацию переохлажденной облачности.

ВВЕДЕНИЕ

В Италии в течение ряда лет проводились опыты по предотвращению града с помощью ракет [1]. Гидрометслужбой СССР в 1959 г. было приобретено некоторое количество ракет фирмы «Италтрацци» для исследовательских целей. В настоящей статье описаны результаты воздействия этими ракетами на зимнюю облачность с целью вызывания осадков.

Устройство ракеты

Итальянская противогодовая ракета фирмы «Италтрацци» (в дальнейшем будет именоваться ИПГР) предназначена для запуска с наземной установки. Ракета имеет пороховой двигатель, заключенный в картонный корпус, головку с активным зарядом (800 г шеддита с добавкой 16 г йодистого серебра) также в картонном корпусе и стабилизатор в виде деревянной рейки.

В зависимости от количества черного пороха в двигателе (1190 или 1580 г) ракета может подниматься на 1000 или 1500 м.

Пусковое устройство представляет собой металлическую трубу с простыми приспособлениями для взведения с помощью троса бойка, разбивающего капсюль воспламенительного устройства двигателя.

При взрыве головки происходит возгонка йодистого серебра, обеспечивающего кристаллизацию капельного переохлажденного облака.

Опыты по вызыванию зимних осадков с помощью ИПГР

В начале 1961 г. сотрудниками ГГО произведено несколько опытов по вызыванию осадков из зимней облачности с помощью ИПГР. Для этой цели было оборудовано пять огневых позиций на расстояниях 1 км друг от друга вдоль линии, перпендикулярной преобладающему направлению ветра. Стрельба велась одновременными залпами со всех огневых позиций с интервалами около 5 мин.

Наблюдения за результатами воздействия осуществлялись с самолета, который до начала работ производил зондирование облачности, а затем поднимался на высоту, обеспечивающую безопасность стрельбы.

17 февраля 1961 г. над районом работ располагался гребень высокого давления. Около 10 час. утра началось образование постепенно уплотняющегося поля Sc. К 13 час. сплошное поле Sc имело нижнюю границу на высоте 930 м (температура $-9,9^{\circ}$) и верхнюю границу на высоте 1260 м (температура $-12,4^{\circ}$), вершины холмов достигали высоты 1300—1350 м. Облачность имела капельное строение, на ее верхней поверхности наблюдалась gloria. Водность облаков достигала $0,26 \text{ г/м}^3$ на высоте 1100 м. В период с 13 час. 02 мин. до 13 час. 59 мин. произведено 12 залпов через примерно равные промежутки времени ракетами двух типов с индексами 1000 и 1500 м. Всего выпущено 96 ракет. Разрывы ракет с индексом 1500 м были видны с самолета. Они происходили на различ-

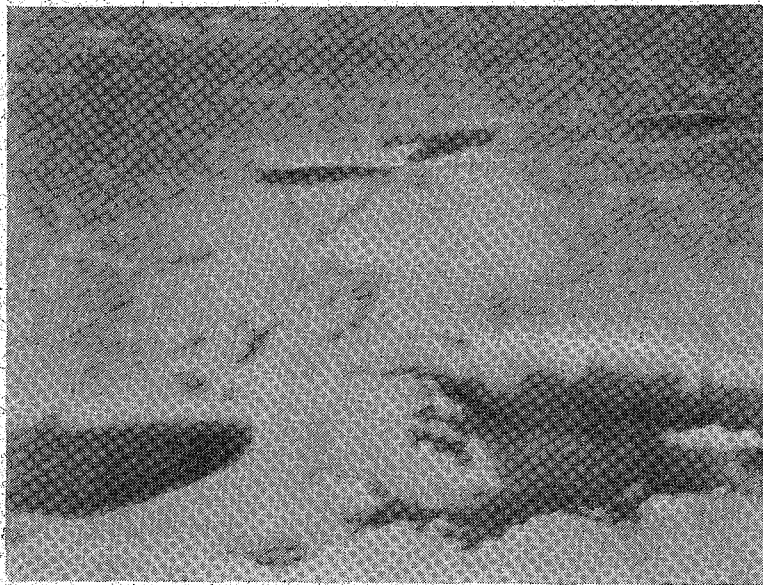


Рис. 1. Зоны кристаллизации после воздействия тремя сериями ИПГР. Вид с высоты 2,5 км.

ных высотах над облачностью. В том случае, когда взрыв происходил непосредственно над верхней границей Sc через время от 30 сек. до 1 мин. 10 сек. после разрыва, образующего небольшое белое облачко, на поверхности Sc возникало темное пятно, свидетельствующее о начале кристаллизации. Нижнее солнце в зонах кристаллизации замечено впервые в 13 час. 15 мин., т. е. через 12 мин. после разрыва первой серии ракет. Размеры зон постепенно увеличивались со временем. Так как ИПГР весьма неустойчива в полете, расстояния между начальными зонами кристаллизации были неравномерны. За некоторыми изолированными зонами удалось вести длительное наблюдение. На рис. 1 и 2 показаны зоны кристаллизации после воздействия ИПГР. На рис. 2 четко видно нижнее солнце.

Наибольший диаметр отдельных зон достигал 4—4,5 км через 40—50 мин. после разрыва ракеты. Площадь зоны кристаллизации от отдельной ракеты достигала $20\text{—}25 \text{ км}^2$.

Просветы в облачности возникали примерно через 30—40 мин. после разрывов ракет.

Так как скорость ветра на высоте 1000—1500 м равнялась 10 м/сек. ,

то среднее расстояние между линиями разрывов составляло около 3 км при интервале времени между выстрелами 5 мин. Слияние зон кристаллизаций для смежных серий разрывов наблюдалось через 50—65 мин. после выпуска ракет.

В период наибольшего развития зон кристаллизации в облачности имели место провалы с резкими краями. Однако нижнее солнце наблюдалось не только в зоне провала, но и на расстоянии до 300—350 м от границы провала. Это свидетельствует о том, что в облачности близ провала произошла частичная кристаллизация. При полете над зоной кристаллизации к югу от самолета видно нижнее солнце, а к северу наблюдалась gloria непосредственно в зоне провала. Следовательно, капель-

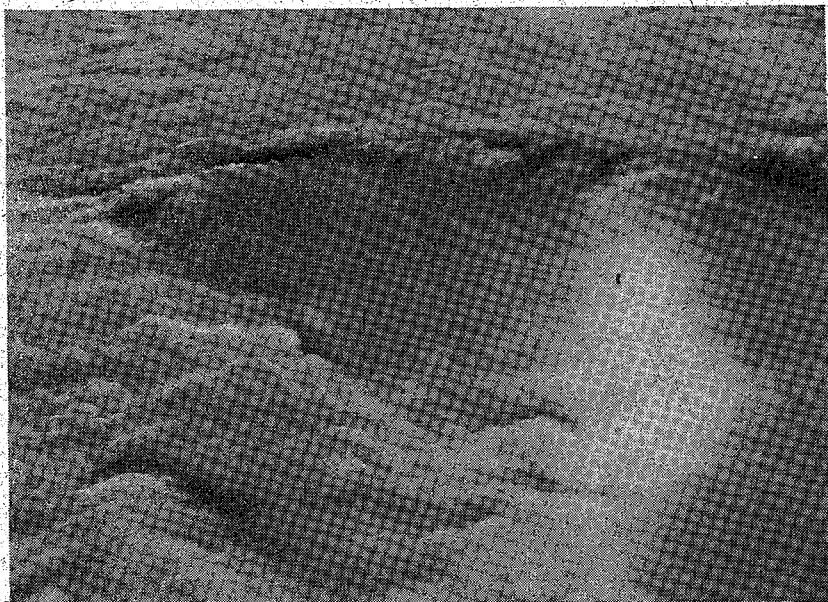


Рис. 2. Одна из зон кристаллизации после воздействия ИПГР.
Четко видно яркое нижнее солнце.

ная фракция сохранялась еще и в период возникновения просветов в облаках, а значит, перегонка пара с капель на кристаллы вблизи центра зоны кристаллизации продолжалась в отдельных случаях до 30—40 мин.

При слияниях нескольких зон образовались весьма протяженные зоны кристаллизации длиной до 15 км и шириной до 4,5 км.

Полное затягивание первых зон кристаллизации наблюдалось через 1 час 45 мин. после их образования.

В 15 час. 00 мин. наблюдения сверху за зонами воздействия были прекращены, и самолет снизился для исследования выпадения осадков.

В период снижения верхняя граница облачности находилась на высоте 1240 м (температура $-12,4^{\circ}$), а весьма неровная нижняя граница находилась в интервале высот от 930 до 830 м (температура на уровне 930 м равнялась $-10,2^{\circ}$). Максимальная водность облачности вне зоны воздействия, как и ранее, составляла $0,26 \text{ г/м}^3$ на высоте 1150 м.

Наблюдения с самолета снизу показали, что облачность, подвергнутая воздействию, дала многочисленные зоны осадков на пространстве протяженностью свыше 55 км и шириной около 16 км. Ширина отдельных полос осадков колебалась от 4,7 до 11,0 км. Над зонами осадков

наблюдались местами резко очерченные просветы в облачности. С самолета иногда одновременно наблюдалось нижнее солнце и гало.

Осадки имели резко переменную интенсивность. Некоторые гидрометеорологические станции отметили в зоне воздействия ливневые осадки и даже определили облачность как кучево-дождевую.

Согласно данным наземных наблюдений, проведенных сотрудниками ГГО Г. М. Башкировой и Т. А. Першиной, появление просветов в облаках отмечено в районе воздействия в 13 час. 25 мин., а интенсивные осадки имели место около 13 час. 45 мин. Снежинки имели форму игольчатых звезд.

В окружающих районах, где не сказывались результаты воздействия, наземными станциями отмечалось в течение дня лишь выпадение очень слабого снега.

Итак, при мощности облачности от 330 до 480 м и температуре от $-9,9$ до $-12,5^{\circ}$ воздействие ракетами привело к выпадению ливневого снегопада и образованию просветов в облачности.

В результате воздействия удалось создать обширную зону осадков ливневого характера общей площадью до 900 км^2 . Продолжительность выпадения осадков превышала 3 часа. Среднее количество осадков составляло $0,2 \text{ мм}$, в центре зоны оно достигало $0,5 \text{ мм}$.

Аналогичный опыт был проведен 21 февраля 1961 г., но при иных температурных характеристиках облачности. Над ЕТС располагался обширный многоцентровый циклон. Над районом работы утром прошел фронт с волнами. В его тылу наблюдалось обширное поле Sc; с 12 час. 31 мин. до 12 час. 40 мин. произведено зондирование до высоты $2,5 \text{ км}$. Нижняя граница Sc располагалась на высоте 1360 м (температура $-5,8^{\circ}$), а верхняя — на высоте 1570 м (температура $-6,5^{\circ}$). Отдельные вершины холмов достигали $1600\text{--}1650 \text{ м}$. Развитие облачности ограничивалось температурной инверсией. Облачность имела капельное строение. На верхней поверхности наблюдалась gloria. С 12 час. 51 мин. до 13 час. 36 мин. произведено 11 залпов ИПГР с 5 огневых позиций. Стрельба производилась в основном ракетами с индексом 1500. Выпуск нескольких ракет с индексом 1000 м показал, что они рвутся под облаками.

Всего было выпущено 99 ракет.

Разрывы некоторых ракет происходили непосредственно у верхней границы облачности и были видны с самолета. В этих случаях хорошо прослеживалось перемешивание облачка дыма с облачной массой. Но никаких следов кристаллизации не было обнаружено. Образование просветов в результате воздействия также не происходило, хотя естественные просветы в стороне от района воздействия наблюдались. Они служили хорошими ориентирами для самолета.

Наблюдения за районом воздействия сверху продолжались до 13 час. 48 мин. Когда самолет спускался через облачность, ее верхняя граница находилась на высоте 1560 м (температура $-5,3^{\circ}$), а нижняя граница — на высоте 1150 м (температура $-4,3^{\circ}$).

Отсутствие эффекта воздействия подтверждено наблюдениями за облачностью, проводившимися с 14 час. 01 мин. до 14 час. 11 мин. Осадки из облаков нигде в зоне видимости не выпадали.

Таким образом, при температуре облака $-6,5^{\circ}$ и выше ИПГР неэффективны и кристаллизации облаков не вызывают.

Выводы

На основании наших опытов можно сделать вывод, что ракеты, в которых возгонка AgJ осуществляется при взрыве шеддита, эффективны

при температуре около $-8, -10^{\circ}$. С их помощью можно производить искусственное вызывание осадков в зимнее время года при мощности облачности более 300 м. Однако применение ИПГР существенно ограничивается отсутствием возможности регулировать высоту разрыва, а также тем, что падение обгоревших корпусов двигателя и стабилизаторов представляет угрозу для населения.

При отрицательной температуре воздуха у земли в отдельных случаях происходит преждевременный взрыв головок ракет на небольшой высоте или даже на пусковой установке.

Использование ракет, не имеющих указанных недостатков, для вызывания осадков в зимнее время года весьма целесообразно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Никандров В. Я. Борьба против градобитий в Италии. Метеорол. и гидрол., № 4, 1960.

О ПРИМЕНЕНИИ ГИГРОСКОПИЧЕСКИХ СОЛЕЙ В ПРОТИВОГРАДОВЫХ РАКЕТАХ

В статье изложены результаты лабораторных исследований гигроскопической соли, применяемой в итальянских противоградовых ракетах. Показано, что ее применение обуславливает стабилизацию тумана.

Опыты по регулированию развития конвективных облаков, перерастающих или имеющих условия к перерастанию в градовые, с целью предотвращения выпадения опасного для сельского хозяйства града могут производиться тремя путями:

1. С помощью тех или иных средств (например, твердой CO_2 или AgJ) создают условия для выпадения из облака осадков на более ранней стадии существования облака, чем это произошло бы при естественном процессе.

2. Используя твердую CO_2 или частицы AgJ , увеличивают в переохлажденных частях облаков количество ледяных зародышей. При этом имеющийся в облаке запас воды должен распределиться на большее число частиц.

Градины оказываются более мелкими, и в дальнейшем при падении ниже нулевой изотермы они быстрее могут растаять.

Считается, что градины диаметром меньше 1 см не опасны для сельскохозяйственных культур.

3. Вводя в капельножидкую часть грозового облака частицы гигроскопических солей в большом количестве, обеспечивают увеличение мелкокапельной фракции. Предполагается, что это уменьшает вероятность образования крупного града, более 1 см в диаметре.

В данной статье мы хотели бы обратить внимание на третий способ воздействия.

Диспергирование гигроскопических солей эффективно при подрыве в облаке их смеси с взрывчаткой, помещенной в противоградовую ракету. Как известно, в атмосфере много различных естественных ядер конденсации, в том числе и гигроскопических. Поэтому введение дополнительного количества их не может привести к существенному увеличению водности облака, но может обусловить перестройку его микроструктуры (спектра размеров частиц). При этом здесь могут оказаться эффективными сравнительно крупные частицы, соответствующие гигантским ядрам конденсации (порядка 30 μ).

В настоящей работе приведены принципиально не новые, а уже опубликованные, но практически интересные рецепты некоторых смесей взрывчатых веществ с примесями гигроскопических солей, используемых в итальянских противоградовых ракетах [1], [2]:

1. Хлорат соды 90%, парафин 7%, вазелин 3%.

2. Хлорат соды 82,6%, тринитротолуол 10%, парафин 5%, вазелин 2,4%.

3. Хлорат соды 79%, бинитротолуол 16%, касторовое масло 5%.

4. Хлорат калия 90%, парафин 7%, вазелин 3%.

5. Хлорат калия 79%, бинитротолуол 16%, касторовое масло 5%.

В данной статье описано лабораторное исследование состава № 4.

На рис. 1 приведены результаты лабораторных опытов в камере объемом 1,3 м³. На нем изображен ход изменения прозрачности тумана при естественном его рассеивании (кривая 1) и при воздействии на него продуктами возгонки 3, 22, 60 мг реагента (кривые 2, 3 и 4 соответственно).

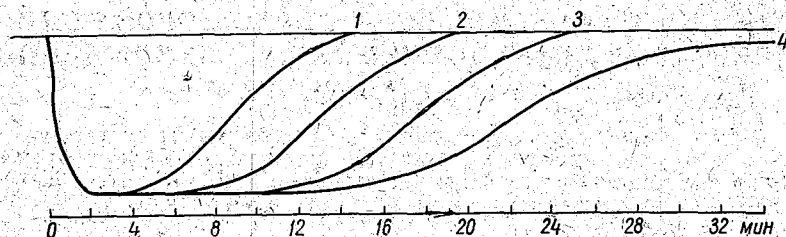


Рис. 1. Изменение прозрачности при естественном рассеивании моделированного облака и после введения в камеру продуктов возгонки различного количества реагента.

1 — естественное рассеивание, 2, 3, 4 — рассеивание при возгонке 3, 22 и 60 мг реагента соответственно.

При анализе графика можно установить, что имеет место стабилизирующее действие реагента, при этом время существования тумана заметно увеличивается с возрастанием количества возгоняемого реагента. Явление стабилизации тумана объясняется, по-видимому, образованием на гигроскопических ядрах большого числа мелких капель вследствие переконденсации влаги с ранее возникших капель на вновь образующиеся.

Стабилизация облаков (путем размельчения и нивелирования размеров капель) может использоваться не только для предотвращения града, но и для борьбы с селями. Дело в том, что стабилизация облака может привести к задержанию выпадения осадков. Зона осадков при этом может смещаться относительно опасного в селевом отношении бассейна. Стабилизация облака может привести и к изменению характера осадков с переходом от ливневых к морсящим.

ЛИТЕРАТУРА

1. Никандров В. Я. Борьба против градобитий в Италии. Метеор. и гидрол., № 4, 1960.
2. Ludlam F. H. The hail problem. Nubila, No 1, 1958.

О МЕТОДИКЕ ПРИМЕНЕНИЯ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ ИОДИСТОГО СВИНЦА ДЛЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫЕ ОБЛАКА И ТУМАНЫ

На основании лабораторных данных авторы показывают, что для воздействия на переохлажденные облака можно применять водные растворы йодистого свинца. Описывается метод получения больших объемов растворов PbJ_2 посредством смешения водных растворов $Pb(NO_3)_2$ и NH_4J .

Из ряда работ [1, 2, 3] известно, что наиболее эффективными реагентами для превращения жидких переохлажденных капель в ледяные частицы, а следовательно, и реагентами для воздействия на переохлажденные облака и туманы являются наряду с твердой углекислотой йодистое серебро и йодистый свинец.

Йодистое серебро (AgJ) в течение последних лет широко применяется за границей и в СССР в качестве средства для рассеяния переохлажденных облаков и вызывания из них осадков.

Йодистый свинец (PbJ_2) пока еще мало используется в опытных работах по воздействию на облака. Это, по-видимому, объясняется некоторыми свойствами PbJ_2 . Во-первых, вследствие того что растворимость йодистого свинца примерно в 10^5 раз больше, чем растворимость AgJ , исследователи полагают, что и льдообразующая эффективность PbJ_2 значительно меньше, чем AgJ [4], [5]. Во-вторых, йодистый свинец, как и другие соли свинца, является ядовитым веществом, поэтому проведение с ним работ требует некоторых предосторожностей. Относительно льдообразующей эффективности имеются только некоторые лабораторные данные.

Опытами в лабораторных камерах установлено, что число ледяных кристаллов, образующихся в переохлажденном тумане при определенном расходе реагента, зависит от способа его распыления и температуры в тумане. Так, например, по данным В. Н. Балабановой [6], при температуре -10° после распыления 1 г AgJ посредством электродуги образуется 10^{14} ледяных частиц, а после испарения такого же количества AgJ с электроспиралью — $4,5 \cdot 10^{12}$ ледяных частиц, т. е. примерно в 20 раз меньше; при -6° приведенные числа ледяных частиц уменьшаются в 5 раз. В работе [7] указывается, что при распылении в туман йодистого серебра при -20° образуется ледяных частиц в 10^3 раз больше, чем при -10° .

Йодистое серебро, диспергированное в воздухе, быстро разлагается под влиянием света и других факторов, что ведет к дезактивации этого вещества и значительному снижению его льдообразующей способности [8—11].

Йодистый свинец как реагент кристаллизации переохлажденных туманов мало исследован.

Опытами Т. Н. Громовой установлено, что при испарении 1 г PbJ_2 в электрической дуге в тумане при -10° образуется $2 \cdot 10^{11}$ ледяных ча-

стиц, а при испарении 1 г AgJ — $4 \cdot 10^{11}$ ледяных частиц. Таким образом, если сравнивать данные Балабановой, то AgJ дает при -10° в 500 раз больше ледяных частиц, чем PbJ_2 , а согласно опытам Громовой, эти числа различаются только в 2 раза.

Однако полученные результаты лабораторных исследований льдообразующих свойств реагентов можно рассматривать лишь как ориентировочные. В камерах ограниченного объема (100—200 л) капельный туман может существовать всего несколько минут. За это время внесенные ядра могут не проявить полностью свои льдообразующие свойства.

В работе [13] показано, что количество ледяных кристаллов, образующихся на частицах аэрозоля, увеличивается в течение примерно 20 мин. после воздействия. Как показал Флетчер [14], существование запаздывания в проявлении льдообразующих свойств связано (для частиц одного и того же вещества) с наличием широкого спектра их размеров. Можно предположить на основании некоторых результатов исследований [15], [16], что кристаллизация переохлажденного тумана под влиянием ядер йодистого свинца должна происходить значительно медленнее, чем при наличии в тумане ядер йодистого серебра. Подтверждением этого являются также опыты по кристаллизации переохлажденных облаков.

Таким образом, вопрос о льдообразующих свойствах йодистого свинца пока еще не вполне выяснен. Нельзя считать эффективность PbJ_2 более низкой только на том основании, что растворимость его больше, чем растворимость AgJ , тем более, что при отрицательных температурах данных о растворимости йодистого свинца в воде не имеется.

Что касается ядовитых свойств йодистого свинца, то в облака должны вводиться такие малые его количества, что концентрация PbJ_2 составит миллионные доли грамма на 1 г осадков или на 1 м³ воздуха; поэтому выпадающий на землю йодистый свинец никакого вреда оказать не может.

Нам представляется, что необходимо продолжить исследования льдообразующих свойств йодистого свинца не только в лабораторных, но и в полевых условиях, так как имеются основания предполагать его высокую активность как реагента кристаллизации.

Распыление в облако или туман реагентов кристаллизации (AgJ , PbJ_2) обычно производится методом их испарения посредством нагревания до температуры 600—1200°. Для этой цели применяют тепловые генераторы различного типа, пиротехнические смеси и т. п. Нередко введение реагентов в облака производится с самолета, где использование сильных тепловых источников нежелательно. Недостатки этих методов указываются, в частности, в работе [17].

П. Н. Красиков [18] для воздействия на переохлажденные облака предложил применять водные растворы йодистого свинца. Способ этот основан на том, что растворимость йодистого свинца в воде значительно уменьшается с понижением ее температуры. Например, в 100 г воды при 100° растворяется 0,434 г PbJ_2 , а при 0° — 0,044 г. Поэтому если распылять насыщенный раствор PbJ_2 , имеющий температуру, например, 30—40°, в облако при температуре -10° , -15° , то в охлаждающихся каплях раствора выделяются кристаллы йодистого свинца, которые будут способствовать превращению капельного облака в ледяное.

Опытами в холодильной камере [18] установлено, что при введении в туман растворов PbJ_2 при -4° , -5° образуются единичные ледяные частицы, а при -9° происходит полная кристаллизация. Авторами настоящей статьи проведены лабораторные опыты по изучению льдообразующей эффективности растворов йодистого свинца, в которых определя-

лось количество ледяных частиц, образующихся при распылении водных растворов PbJ_2 . Оказалось, что при расходе 1 г йодистого свинца образуется 10^{11} ледяных кристаллов, т. е. примерно столько же, сколько образуется ледяных частиц при испарении 1 г порошка йодистого свинца.

Благодаря тому, что лабораторные опыты дали положительные результаты, а также в связи с простотой и безопасностью распыления растворов с самолета было решено испытать этот метод для воздействия на переохлажденные облака. Опыты проводились на самолете ИЛ-14, оборудованном специальной установкой для распыления жидкостей. Установка состояла из двух баков емкостью по 300 л каждый и системы форсунок.

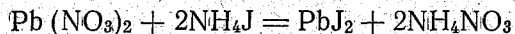
Перед полетом баки заполнялись теплой водой. Концентрация растворов йодистого свинца рассчитывалась в соответствии с его растворимостью при данной температуре воды. По заранее составленным таблицам в баки вносилось соответствующее количество порошка йодистого свинца с тем расчетом, чтобы вещество полностью растворилось и раствор был несколько недонасыщенным. Так, например, при температуре 60° для получения 300 л насыщенного раствора необходимо растворить 600 г йодистого свинца. Но для того, чтобы при охлаждении раствора в баках и в трубопроводах не образовался осадок, рекомендовалось растворять в 300 л воды около 500 г йодистого свинца; такое количество PbJ_2 может дать в баке насыщенный раствор лишь при 50° .

Опыт показал, что, несмотря на такие предосторожности, в баке всегда обнаруживался осадок йодистого свинца, который нередко забивал трубопроводы, краны и распылители. Причиной таких нежелательных явлений оказалось то, что йодистый свинец — труднорастворимое в воде вещество — растворяется очень медленно. Было установлено, что даже через несколько часов после внесения в бак порошкообразного PbJ_2 последний растворялся неполностью, несмотря на то, что вода в баках подвергалась перемешиванию во время полета.

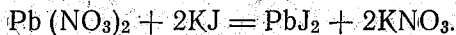
В результате оказалось, что такой способ получения большого количества растворов PbJ_2 практически неудобен и от него пришлось отказаться.

Был предложен и испытан другой способ приготовления растворов йодистого свинца. Для этого применялся не готовый PbJ_2 , а получаемый из растворов азотнокислого свинца $Pb(NO_3)_2$ и какой-либо растворимой в воде соли, содержащей йод, например йодистого аммония NH_4J , йодистого калия KJ или йодистого натрия NaJ .

При сливании двух растворов йодистый свинец образуется по реакции



или



Все вещества, приведенные в этих уравнениях, за исключением PbJ_2 , хорошо растворяются в воде. В табл. 1 приводятся некоторые данные о растворимости пяти веществ, участвующих в реакциях образования PbJ_2 .

Лабораторные опыты показали, что при смешивании рассчитанных количеств двух растворов в определенном соотношении при данной температуре образовывался прозрачный насыщенный раствор PbJ_2 . Из такого раствора не выпадал осадок йодистого свинца даже при охлаждении раствора больше чем на 10° , т. е. удавалось получать пересыщенный раствор.

Так как растворимость йодистого свинца очень мала, то при получении насыщенных растворов последнего концентрация других реагирующих веществ (табл. 1) будет незначительна и они не окажут существенного влияния на температуру замерзания капель раствора.

Таблица 1

Растворимость веществ в граммах на 100 г воды

Вещество и его химическая формула	Температура (град.)						
	0	10	20	30	40	50	60
Свинец азотнокислый $Pb(NO_3)_2$	38,8	48,3	56,5	66	75	85	95
Аммоний йодистый NH_4J	154,2	163,2	172,3	181,4	190,5	199,6	208,9
Калий йодистый KJ	127,5	136	144	152	160	168	176
Аммоний азотнокислый NH_4NO_3	118,3	—	192	241,8	297	344	421
Калий азотнокислый KNO_3	13,3	20,9	31,6	45,8	63,9	85,5	110

Приготовление растворов йодистого свинца в баках можно производить двумя способами: внесением определенных количеств сухих веществ $Pb(NO_3)_2$ и NH_4J или их концентрированных растворов. В табл. 2 приводятся вес веществ, необходимых для получения насыщенных растворов PbJ_2 при разных температурах. Данные для азотнокислого свинца и йодистого аммония приведены в граммах сухих порошков и в $см^3$ для концентрированных растворов тех же веществ.

Таблица 2

Температура (град.)	Растворимость (г/л)	Вид реагента	Количество реагентов на:							
			100 л		200 л		250 л		300 л	
			NH_4J	$Pb(NO_3)_2$	NH_4J	$Pb(NO_3)_2$	NH_4J	$Pb(NO_3)_2$	NH_4J	$Pb(NO_3)_2$
10	0,50	Порошок (г)	32	36	64	72	80	90	96	108
		Раствор ($см^3$)	126	126	252	252	315	315	378	378
20	0,64	Порошок (г)	40	46	80	92	100	115	120	138
		Раствор ($см^3$)	157	161	314	322	393	402	471	483
30	0,88	Порошок (г)	55	63	110	126	135	155	165	189
		Раствор ($см^3$)	216	220	432	440	540	550	648	660
40	1,20	Порошок (г)	75	86	150	172	188	215	225	258
		Раствор ($см^3$)	295	300	589	600	737	750	884	900
50	1,64	Порошок (г)	103	117	206	234	255	290	309	351
		Раствор ($см^3$)	405	409	809	818	1011	1022	1214	1227
60	2,00	Порошок (г)	126	144	252	288	315	360	378	432
		Раствор ($см^3$)	495	503	990	1006	1238	1258	1485	1509

Сухие вещества в виде порошков необходимо заранее развесить на технических весах.

Практически удобнее подготовить концентрированные растворы и определенные объемы их, отмеренные посредством измерительных стаканов (мензурок), вводить в бак.

Таблица 2 составлена для растворов следующих концентраций:

I. Аммоний йодистый NH_4J — 282 г на 1 л воды, или концентрация 22% (при 18° плотность 1,157 г/ $см^3$).

II. Свинец азотнокислый $Pb(NO_3)_2$ — 300 г на 1 л воды, или концентрация ~23% (при 18° плотность 1,24 г/см³).

При выборе концентраций растворов руководствовались следующими соображениями. Во-первых, предусматривалось, чтобы плотности растворов не очень сильно отличались от плотности воды; в противном случае вливаемые в бак растворы могут быстро оседать на дно, неполностью перемешавшись с водой. Во-вторых, подбиралось такое количество солей в растворах I и II, чтобы вводимые в бак их объемы были бы по возможности одинаковыми. Для того чтобы полностью прореагировал в растворе азотнокислый свинец, рекомендуется вводить несколько завышенное количество йодистого аммония, т. е. по объему столько же, сколько указано для растворов $Pb(NO_3)_2$.

Насыщенные растворы йодистого свинца в баке готовятся перед опытом следующим образом. Сначала в бак медленно вливается при одновременном перемешивании измеренное количество раствора I, затем вносится раствор II.

Если для намечаемых опытов достаточно 3000 л раствора йодистого свинца, то следует готовить раствор только в одном баке, а в другом баке сохранить чистую воду. После распыления раствора PbJ_2 в облака из бака необходимо промыть систему трубопроводов и распылителей водой, находящейся в запасном баке. Ни в коем случае нельзя оставлять растворы йодистого свинца в баках после окончания опытов, так как температура раствора при этом может понизиться и выпадет осадок PbJ_2 .

Для того чтобы избежать засорения кранов и трубопроводов во время распыления растворов в облака, рекомендуется растворять такое количество реагента, которое соответствует температуре на 10° ниже, чем температура воды в баке. Поясним это на следующем примере.

Измерения показали, что температура воды в баке равна 50°. Согласно табл. 2, для получения насыщенного раствора йодистого свинца нужно на 300 л воды внести концентрированных растворов 1214 см³ йодистого аммония и 1227 см³ азотнокислого свинца. В действительности на 300 л следует вливать в бак 900 см³ первого раствора и 900 см³ второго. В этом случае образуется раствор PbJ_2 , насыщенный при 40°.

Для хранения концентрированных растворов NH_4J и $Pb(NO_3)_2$ на самолете рекомендуется применять стеклянные бутылки емкостью 5—6 л, помещенные в деревянные ящики, внутренние стенки которых обиты войлоком.

Выводы

1. Проведенные опыты позволили установить, что растворы йодистого свинца, полученные смешением $Pb(NO_3)_2$ и NH_4J , остаются прозрачными и не дают осадка в баках. При распылении растворов не наблюдается засорения трубопроводов и форсунок.

2. Растворы PbJ_2 , введенные в переохлажденный туман при температуре —10°, дают до 10¹¹ ледяных кристаллов на 1 г вещества.

ЛИТЕРАТУРА

1. Vonnegut B. The nucleation of ice formation by silver iodide. J. Appl. Phys., 18, 1947.
2. Гайворонский И. И. Об исследованиях, проведенных в Центральной аэрологической обсерватории, в области искусственных воздействий на облака и туманы. Труды ЦАО, вып. 26, 1959.

3. Башкирова Г. М. и Красиков П. Н. Опыты по изучению некоторых веществ в качестве реагентов кристаллизации переохлажденного тумана. Труды ГГО, вып. 72, 1957.
4. Schaefer V. Silver and lead iodides as ice-crystal nuclei. J. Meteorol., vol. 11, No 5, 1954.
5. Mossop S. C. The nucleation of supercooled water by various chemicals. Proc. Phys. Soc., P. 2, B-69, No 434, 1956.
6. Балабанова В. Н. О влиянии температуры переохлаждения туманов на кристаллизацию аэрозолем йодистого серебра. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1959.
7. Воннегат Б. Образование ледяных кристаллов в переохлажденных облаках под действием йодистого серебра. Физика облаков и осадков. Сб. перев. статей под ред. Б. В. Дерягина и А. Х. Хргиана. ИЛ, М., 1951.
8. Schaefer V. Vonnegut B. Effect of sunlight on the action of silver-iodide particles as sublimation nuclei. Bull. Amer. Meteorol. Soc., vol. 32, No 2, 47, 1951.
9. Smith E. J., Heffernan K. I. The decay of the ice-nucleating properties of silver-iodide released from aircraft. Quart. Journ. Roy. Met. Soc., vol. 84, No 360, 1958.
10. Fletcher N. H. A descriptive theory of the photo de-activation of silver-iodide as an ice-crystal. J. Meteorol., vol. 16, No 3, 1959.
11. Birstein S. J. The effect of relative humidity on the nucleating properties of photolyzed silver-iodide. Bull. Amer. Meteorol. Soc., vol. 33, No 10, 1952.
12. Соловьев А. Д. Методы искусственного образования ледяных частиц в переохлажденных облаках. Труды ЦАО, вып. 17, 1956.
13. Warner J. and Newnham T. Time lag in ice-crystal nucleation in the atmosphere. Bull. de l'observatoire du Puy de Dôme, No 1, 1958.
14. Fletcher N. H. Time lag in ice-crystal nucleation in the atmosphere (part II theoretical). Bull. de l'observatoire du Puy de Dôme, No 1, 1958.
15. Москвитин Н. Н., Дубинин М. М., Сахаров А. И. Исследование адсорбции паров воды на ионных кристаллах. I. Методика и результаты исследования адсорбции паров воды на кристаллах йодистого и хлористого серебра. Изв. АН СССР, отд. химич. наук, № 12, 1959.
16. Москвитин Н. Н., Дубинин М. М., Сарахов А. И. Исследование адсорбции паров воды на ионных кристаллах. II. Неравновесная адсорбция воды на кристаллах йодистого свинца. Изв. АН СССР, отд. химич. наук, № 1, 1960 г.
17. Vidault G. New method of cloud seeding by silver iodide. Bull. de l'observatoire de Puy de Dôme, No 3, 1960.
18. Красиков П. Н. и Нефедов А. С. Результаты лабораторных опытов по исследованию льдообразующей активности некоторых веществ в переохлажденных туманах. Труды ГГО, вып. 104, 1960.

Т. Н. ГРОМОВА, П. Н. КРАСИКОВ, В. Т. ЛЕНШИН,
Г. Т. НИКАНДРОВА, М. А. ХИМАЧ, Н. С. ШИШКИН

ОПЫТЫ ПО ВОЗДЕЙСТВИЮ НА ПЕРЕОХЛАЖДЕННЫЕ ОБЛАКА ВОДНЫМИ РАСТВОРАМИ ЙОДИСТОГО СВИНЦА

В статье изложены результаты опытов по воздействию на переохлажденные облака водными растворами йодистого свинца с целью вызывания осадков и рассеяния облаков.

Для воздействия на переохлажденные облака с целью их рассеивания и вызывания осадков широко применяется твердая углекислота и йодистое серебро. Несмотря на многочисленные поиски, других реагентов кристаллизации, равноценных указанным выше, пока еще найти не удалось. Согласно работам [1, 2], близким к йодистому серебру по льдообразующей способности является йодистый свинец. При распылении этого вещества в переохлажденный туман, полученный в холодильной камере, единичные ледяные кристаллы образуются при -3 , -4° , а при -7 , -8° наблюдается полная кристаллизация.

В лабораторных условиях найдено, что выход ледяных частиц при распылении 1 г PbJ_2 при -10° составляет примерно 10^{11} , а при тех же условиях 1 г AgJ дает 10^{12} — 10^{14} ледяных частиц, т. е. на один — три порядка больше. В работе [3] показано, что при внесении йодистого свинца в переохлажденные облака льдообразующая эффективность его может быть выше, чем в лабораторных опытах, так как в небольших объемах холодильных камер ее не удается выявить полностью.

В лабораторных условиях воздействие на туман осуществлялось путем сильного нагревания йодистого свинца на электрической спирали или с помощью электрической дуги. Применение таких методов для распыления йодистого свинца с самолета весьма сложно, так как требуются тепловые источники, позволяющие испарять вещество при температуре 900 — 1000° .

В работах [3], [4] был предложен метод введения в туман йодистого свинца путем распыления его водных растворов. Проведенные лабораторные исследования дали положительный результат, поэтому в 1960—1961 гг. был поставлен ряд опытов по воздействию на переохлажденные облака посредством распыления растворов PbJ_2 с самолета.

Ниже описывается методика воздействия на облака растворами PbJ_2 и приводятся результаты опытов.

Методика воздействия растворами PbJ_2

На специально оборудованном самолете ИЛ-14 имеются 2 бака емкостью 300 л каждый для воздействия жидкими реагентами.

Введение жидкости в облака или туманы осуществляется под давлением 3—4 ат с помощью распылителя, содержащего 32 форсунки диаметром 1,2 мм. Отверстия 30 форсунок направлены вверх и 2 форсунок — в стороны от штанги распылителя. Баки заполняются горячей водой

непосредственно перед взлетом. Разведение растворов в баках производят в полете после того, как установлено, что условия для воздействия благоприятны.

Методика получения растворов изложена в статье Е. В. Бакулиной, Т. Н. Громовой и П. Н. Красикова [3].

Воздействия на конвективные облака производились путем кратковременного выливания растворов PbJ_2 при проходе на уровне вершин облаков. Для воздействия выбиралось либо изолированное облако капельного строения, либо группа из нескольких облаков примерно равной мощности.

Вслед за тем проводились наблюдения за состоянием облака в течение 5—10 мин. с целью установить изменение высоты его вершины и фазового состояния. Затем выполнялся спуск к нижней границе облаков и велись не менее 20 мин. наблюдения за появлением зоны осадков. После ее обнаружения определялись размеры зоны осадков в двух взаимно перпендикулярных направлениях: параллельном линии воздействия и перпендикулярном ей.

При проходах через зону осадков производили забор проб капель дождя в области наиболее интенсивных осадков. Пробы капель улавливались на лист фильтровальной бумаги, натертой порошком марганцево-кислого калия с помощью прибора конструкции В. Н. Сварчевского. Для предотвращения разбрызгивания капель в приборе имеется защита из капроновой сетки.

Наблюдения за зоной осадков проводились по возможности до окончания их выпадения.

Воздействие на сплошную слоисто-кучевую облачность производилось обычно при полете на уровне верхней ее границы вдоль линии, перпендикулярной направлению на солнце.

Слив жидкости выполнялся либо непрерывно, либо путем кратковременных пусков длительностью 0,5—1,0 мин. каждый с интервалами равной продолжительности.

В начале выпуска раствора обычно выливалось около 50 л/мин. Постепенно интенсивность уменьшалась вследствие падения давления воздуха в баках. Длина линии воздействия обычно составляла от 12 до 20 км.

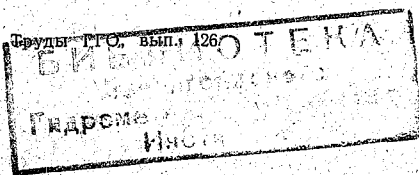
Наблюдения за результатами воздействия производились с высоты 0,5—1,0 км над верхней границей облаков при следовании вдоль линии, параллельной линии воздействия и расположенной от нее в сторону, противоположную направлению на солнце. При этом обеспечивались наиболее выгодные условия обнаружения зон кристаллизации по наблюдениям за нижним солнцем.

Наблюдения после каждого опыта продолжались не менее 30 мин.

При обнаружении эффекта выполнялись измерения размеров зон кристаллизации и расстояний между ними по скорости самолета и времени наблюдения за нижним солнцем или провалами в облаках при курсе, совпадающем с курсом воздействия, и при противоположном курсе. После двух проходов вдоль линии воздействия обычно осуществлялись два прохода перпендикулярно линии воздействия и измерения ширины зон кристаллизации.

Результаты опытов

С июня по сентябрь 1960 г. и с января по март 1961 г. проведен ряд опытов по воздействию с самолета растворами йодистого свинца на переохлажденные облака различных форм в разных районах ЕТС.



Распыление растворов PbJ_2 и наблюдения над эффектами воздействия производились согласно методике, изложенной выше. Характеристика облаков, подвергавшихся воздействию, и результаты опытов воздействия приводятся в табл. 1.

Воздействия на облака кучевых форм. Опыты проводились с июня по сентябрь 1960 г. Мощность облаков составляла от 1200 до 5360 м, а температура на уровне воздействия была от -3 до -19° . Для воздействия выбирались наиболее развитые вершины облаков, не имеющие признаков естественной кристаллизации.

После распыления раствора велись наблюдения за изменением состояния вершин облаков. В случаях когда температура на уровне воздействия была -7° и ниже, через 10—15 мин. после введения реагента очертания вершин становились размытыми, происходило их оседание (на 200—300 м) и образование провалов.

При воздействии растворами йодистого свинца нижнее солнце на фоне засеянных вершин облаков удавалось наблюдать не всегда. Это, по-видимому, объясняется неполной кристаллизацией вершин облаков в период наблюдений.

Следует отметить, что процесс кристаллизации облака при воздействии растворами PbJ_2 происходит медленнее и выражен менее резко, чем при воздействии твердой углекислотой или йодистым серебром.

Всего было произведено воздействие раствором йодистого свинца на 38 отдельных облаков. Расход раствора колебался от 10 до 60 л.

Из табл. 1 видно, что после воздействия в 25 случаях выпадали осадки от слабых до умеренных, а иногда и до сильных, в 12 случаях осадков не было.

Во всех опытах, проводившихся в конвективных облаках вертикальной мощностью не менее 2000 м и с температурой на уровне введения реагента -7° и ниже, при спуске под нижнюю кромку облаков наблюдалось выпадение дождя. При этом в большинстве случаев в непосредственной близости к месту опыта естественных осадков не было.

В опыте 15 августа была вызвана кристаллизация растущего купола фронтальной гряды. Наблюдения внизу за осадками при этом не производились из-за выпадения естественных осадков из смежных облаков с закристаллизовавшимися вершинами.

Следует заметить, что после введения йодистого свинца в облака осадки из них начинали выпадать позже, чем при введении в аналогичных условиях растворов йодистого серебра, однако со временем осадки усиливались от слабых до умеренных и даже до сильных и продолжались в большинстве случаев не менее часа.

Воздействия на слоисто-кучевые облака. Опыты проводились с января по март 1961 г. Мощность облаков, подвергавшихся воздействиям, составляла 200—460 м, температура на уровне воздействия колебалась в пределах от $-9,8$ до -19° .

Ввиду того что условия проведения воздействий были весьма различными, приведем описание отдельных опытов.

29 января проведены два опыта:

Слоисто-кучевые облака капельного строения имели вертикальную мощность около 200 м, температура воздуха на уровне воздействия равнялась $-18,9^\circ$.

В первом опыте произведено воздействие раствором PbJ_2 в количестве 200 л вдоль прямой протяженностью около 20 км. Вдоль параллельной прямой, отстоящей от первой на 4 км, произведено воздействие водой, также в количестве 200 л. Реагенты вводились отдельными порциями, каждый раз в течение одной минуты с одноминутными перерывами.

Таблица 1

**Результаты опытов по воздействию растворов PbJ_2 на облака
различных форм**

Дата	Район проведения опыта	Тип облачности	Вертикальная мощность (м)	Температура на уровне воздействия (град.)	Время воздействия (часы, мин.)	Количество раствора (л)	Результаты опыта
1960 г. 24/VI	Тихвин	Cu cong.	1180	— 7,1	13 06	(30)	Дождь от слабого до умеренного продолжительностью свыше 2 час.
29/VI	Торопец	Cu cong.	3020	—10,3	14 08	(40)	С 14 час. 20 мин. до 15 час. 03 мин. дождь от слабого до умеренного
9/VII	Великий Анадол	Ac	2600	—11,8	14 24	45	Дождь от слабого до сильного
14/VII	Донецк	Cu cong.	2200	—7,6	15 13	45	То же
			2500	—8,3	15 08	40	"
			2500	—8,3	15 12	40	"
			2820	—9,3	15 17	40	"
			2340	—6,5	15 20	40	Осадков нет
			2100	—4,2	15 31	25	" "
			2000	—3,4	15 36	15	" "
			2280	—4,4	15 41	15	" "
15/VII	Великий Анадол	Ac	1970	—7,5	14 41	40	" "
			1320	—6,7	14 49	50	" "
			1930	—7,3	15 14	30	" "
			1930	—7,0	15 22	20	" "
18/VII	Краснодар	Cu cong.	5360	—15,4	13 27	20	Дождь от слабого до умеренного
			4170	—7,9	14 17	40	То же
19/VII	Великий Анадол	Cu cong.	3020	—8,9	14 36	30	Дождь от слабого до сильного
			3650	—10,9	14 45	30	То же
			3650	—11,6	14 47	50	"
19/VII	Великий Анадол	Cu cong.	3110	—10,5	14 52		"
31/VII	Купянск—Изюм	Ac cast.	2530	—18,6	12 41	35	Осадки (от слабых до умеренных, временами сильные), достигающие земли
			2550	—18,6	12 43	20	То же
			2600	—18,6	12 49	30	"
			2800	—18,0	12 54	30	"
			2700	—18,2	12 56	20	"
			2700	—17,6	12 59	15	"
15/VIII	Псков	Cu cong.	4200	—9,3	13 58	20	Кристаллизация вершины (наблюдений за осадками не производилось)
19/VIII	Лодейное Поле		3400	—5,0	13 15	15	Кристаллизации облака и осадков не обнаружено
23/VIII	Великие Луки		2800	—10,7	15 00	10	Осадки от слабых до сильных
			2800	—10,1	15 10	10	То же
			2800	—10,6	16 20	12	Осадки умеренные
24/VIII	Опочка	Cu cong.	3000	—8,0	14 56	40	Осадки от слабых до умеренных
31/VIII	Мурмаши	Sc, Cu med.	1650	—6,0	13 07	60	Осадки не наблюдались
					13 11	60	" " "
					13 20	60	" " "

Дата	Район проведения опыта	Тип облачности	Вертикальная мощность (м)	Температура на уровне воздействия (град.)	Время воздействия (часы, мин.)	Количество раствора (л)	Результаты опыта
8/IX	Даугавпилс	Cu cong.	3050	— 9,0	15 29	25	Осадки от умеренных до сильных
1961 г.					15 34	30	То же
29/I	Киров	Sc	200	—18,9	13 07–13 13	200	Образование просвета в виде полосы длиной 18 км
29/I	Киров	Sc	200	—18,5	13 43–13 50	100	Образование просвета в виде полосы длиной 12 км
30/I	Шахунья	Sc	460	— 9,8	11 28–11 33	250	Эффект не наблюдался
22/II	Воскресенск	Sc	200	—11,9	15 00–15 06	300	
11/III	Воскресенск	Sc	300	—15,5	13 48–13 54	240	Образование просвета в виде полосы длиной 24 км
12/III	Мантурово	Sc	300	—11,5	16 05–16 10	180	Эффект не обнаружен

Примечание. В скобках указано ориентировочное количество израсходованного раствора.

Через 3 мин. после окончания воздействия были обнаружены просветы в облачности в виде двух параллельных полос длиной около 18 км каждая.

Таким образом, раствор PbJ_2 и вода вызвали одинаковый эффект.

Во втором опыте при тех же погодных условиях оставшимся количеством раствора PbJ_2 (около 100 л) было произведено воздействие путем непрерывного слива в течение 3 мин. вдоль прямой протяженностью 12 км. После перерыва в 1 мин. при том же курсе самолета произведено воздействие водой (около 100 л).

Через 12 мин. после окончания воздействия был обнаружен просвет длиной 12 км. В зоне просвета наблюдалось нижнее солнце, т. е. раствор PbJ_2 вызвал кристаллизацию облачности. Результаты воздействия водой не были обнаружены.

30 января было произведено воздействие на участок сплошных слоисто-кучевых облаков мощностью 460 м с довольно ровной верхней поверхностью. Температура воздуха на уровне воздействия была $-9,8^\circ$. В течение 5 мин. вдоль прямой линии протяженностью 20 км было произведено непрерывное воздействие раствором PbJ_2 (израсходовано 250 л). Вдоль параллельной контрольной прямой произведен слив 210 л воды.

Наблюдения за результатами воздействия производились в течение 1 часа, при этом не было обнаружено какого-либо эффекта.

22 февраля было произведено воздействие на слоисто-кучевые облака с помощью 300 л раствора йодистого свинца и 300 л воды вдоль параллельных прямых длиной около 20 км каждая. Температура воздуха на уровне воздействия была $-11,9^\circ$. При наблюдениях, проводившихся в течение 55 мин., никаких изменений в облаках в зоне воздействия не замечено.

11 марта проведен опыт по воздействию на слоисто-кучевые облака мощностью около 300 м при температуре на уровне воздействия $-15,5^\circ$. Облака имели капельное строение, о чем свидетельствовала яркая гло-

рия на их поверхности, а также пробы, взятые для исследования микро-структуры облака.

С 13 час. 48 мин. до 13 час. 54 мин. на полосе длиной 24 км было распылено 240 л раствора йодистого свинца и на параллельной полосе длиной 20 км с 13 час. 56 мин. до 14 час. 01 мин. — 210 л воды.

Распыление раствора и воды производилось с перерывами: через каждую минуту распыления делался одноминутный перерыв.

Через 17 мин. после окончания введения реагентов было замечено начало кристаллизации в зоне воздействия раствором PbJ_2 (появление нижнего солнца). Вскоре же был обнаружен просвет длиной около 9 км, через несколько минут его длина увеличилась до 24 км. В зоне просвета по всей его длине наблюдалось нижнее солнце, в то время как над соседними участками облачного поля — gloria. Распыление воды не дало никакого эффекта.

12 марта облачное поле Sc в районе работы резко разделялось на две части по линии с юго-запада на северо-восток: облачность к востоку от этой линии была кристаллической, к западу — капельножидкой с резко выраженной холмистой поверхностью. Мощность облаков почти равнялась 300 м, температура на уровне воздействия была $-11,5^\circ$. Введение реагента производилось так же, как и в опыте 11 марта. Было распылено 180 л раствора PbJ_2 и 200 л воды.

Наблюдениями, которые велись в течение 45 мин. после воздействия, не установлено никаких изменений в зоне воздействия на облака.

Выводы

1. При воздействии растворами йодистого свинца на кучевые облака с вертикальной мощностью 2 км и более при температуре ниже -7° во всех случаях удавалось вызвать осадки.

2. Посредством распыления растворов PbJ_2 в сплошную слоисто-кучевую облачность мощностью 200—460 м вызывалось ее рассеяние при температуре ниже -15° . При температуре около -20° наблюдался одинаковый эффект рассеяния облаков как после распыления раствора PbJ_2 , так и чистой воды. Однако из-за очень малого числа проведенных опытов (6 опытов) определенных выводов пока сделать нельзя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Башкирова Г. М. и Красиков П. Н. Опыты по изучению некоторых веществ в качестве реагентов кристаллизации переохлажденного тумана. Труды ГГО, вып. 72, 1957.
2. Гайворонский И. И. Об исследованиях, проведенных в Центральной аэрологической обсерватории в области искусственных воздействий на облака и туманы. Труды ЦАО, вып. 26, 1959.
3. Schaefer V. J. Silver and lead-iodides as ice-crystal nuclei. J. Meteorol., vol. 11, N 5, 1954.
4. Бакулина Е. В., Громова Т. Н. и Красиков П. Н. О методике применения водных растворов йодистого свинца для воздействия на переохлажденные облака и туманы. (См. настоящий выпуск.)
5. Красиков П. Н. и Нефедов А. С. Результаты лабораторных опытов по исследованию льдообразующей активности некоторых веществ в переохлажденных туманах. Труды ГГО, вып. 104, 1960.

СУХИЕ ФАКЕЛЫ КАК СРЕДСТВО ВВЕДЕНИЯ ЯДЕР КРИСТАЛЛИЗАЦИИ В ТУМАН С ЗЕМЛИ

В статье рекомендуется применение сухих факелов, горючее вещество которых содержит примесь йодистого серебра, как одного из возможных методов воздействия на переохлажденные туманы с целью их рассеивания.

Известны некоторые способы получения высокодисперсных дымов йодистого серебра и йодистого свинца с целью введения их в переохлажденные облака и туманы с земли для искусственных воздействий на них. К таким способам относятся: сжигание в специальных горелках углей, пропитанных растворами йодистого серебра в ацетоне, возгонка йодистого серебра в водородно-кислородном пламени и т. п. Однако применение этих способов затрудняется большой их огнеопасностью. Поэтому изыскиваются более удобные и безопасные способы распыления ядер кристаллизации для локального искусственного рассеивания тумана. За последние годы Главной геофизической обсерваторией как в лабораторных, так и естественных условиях испытан метод распыления коллоидных растворов йодидов, предложенный П. Н. Красиковым. Наряду с этим испытывался метод так называемых сухих факелов, предложенный автором статьи.

Эти методы дают возможность безопасно вводить йодистое серебро и некоторые другие льдообразующие вещества в туманы с земли.

Устройство таких факелов следующее. На металлический прут наносится сухая смесь малоактивного горючего состава с примесью AgI или какого-либо другого льдообразующего вещества.

У факелов, использовавшихся в наших опытах, горючая смесь состоит из 36 г (49,2%) азотнокислого бария, 4 г (5,6%) алюминиевой пудры, 9 г (12,3%) декстрина, 21 г (28,8%) металлических опилок и 3 г (4,1%) йодистого серебра. В целом факел имеет вес 143 г, из них на долю горючей смеси приходится 73 г. Такой факел сгорает с интенсивным разбросом мелких частиц смеси в виде искр и дыма в течение 7 мин. (рис. 1). При этом образующиеся ядра кристаллизации, распространяясь в капельно-жидком переохлажденном тумане, производят действие, способствующее его оледенению. На рис. 2 показано опытное массовое применение сухих факелов при подготовке к искусственным воздействиям на туман испарения в Мурманске.

Распространение ядер кристаллизации, образующихся при сгорании сухого факела, может быть ориентировочно оценено следующим образом. Число выделяющихся дисперсных частиц льдообразующего вещества

$$N = \frac{M}{m},$$

где M — масса льдообразующего вещества, входящего в горючую смесь, m — средняя масса отдельной частицы AgI .

Расстояние, на которое распространяются ледяные зародыши от горящего факела по направлению ветра,

$$L_1 = ft,$$
 где f — скорость ветра, t — время сгорания факела.

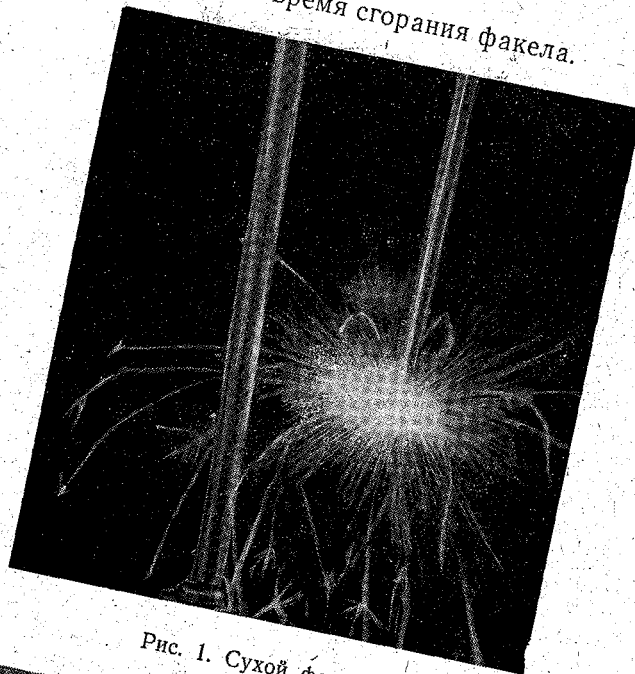


Рис. 1. Сухой факел.

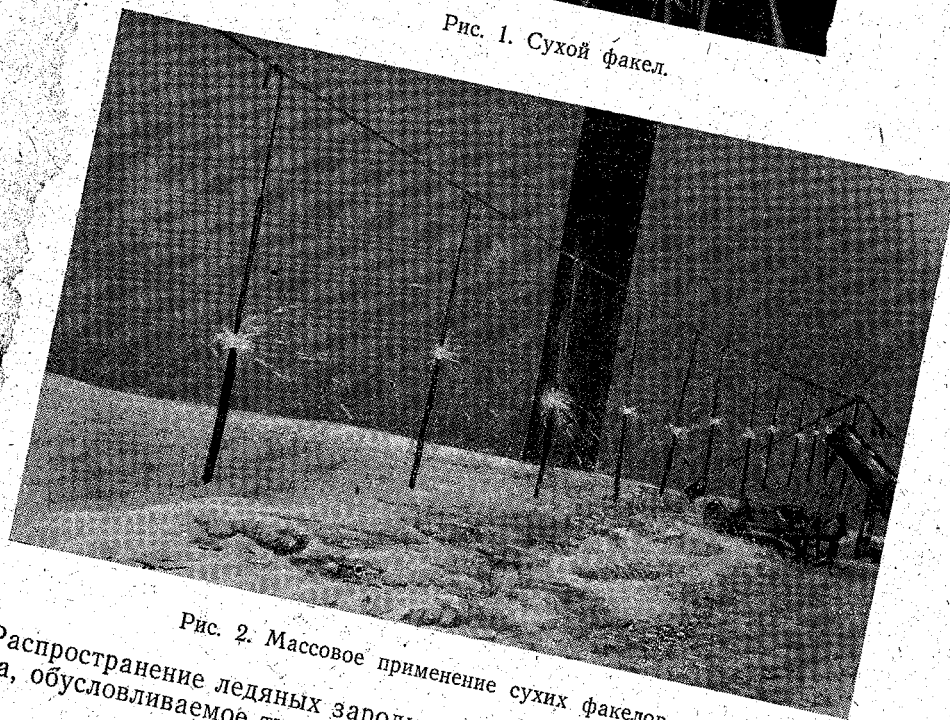


Рис. 2. Массовое применение сухих факелов.

Распространение ледяных зародышей перпендикулярно направлению ветра, обусловливаемое турбулентностью (вверх и по фронту),

$$L = \sqrt{4D\tau},$$

где D — коэффициент турбулентной диффузии, τ — время распространения частиц AgJ в результате турбулентного обмена.

Объем распространения зародышей от одного факела за время его сгорания составляет

$$V = 4Dft^2.$$

В этом случае число частиц на единицу объема будет

$$N' = \frac{N}{V} = \frac{M}{4Df\tau t^2}.$$

Входящие в формулу параметры приняты равными: $D=0,5$ м²/сек., $t=7$ мин., $f=1 \div 5$ м/сек., $m=10^{-14}$ г, $\mu=3$ г. Данные расчета числа образующихся кристаллов в зависимости от скорости ветра приведены в табл. 1

Таблица 1

f м/сек.	L_1 м	L_2 м	V м ³	N шт/см ³	N' шт/см ³
1	420	30	$3,78 \cdot 10^5$	$8 \cdot 10^8$	$8 \cdot 10^2$
2	840		$7,56 \cdot 10^5$	$4 \cdot 10^8$	$4 \cdot 10^2$
3	1260		$1,13 \cdot 10^6$	$2,7 \cdot 10^8$	$2,7 \cdot 10^2$
4	1680		$1,51 \cdot 10^6$	$2 \cdot 10^8$	$2 \cdot 10^2$
5	2100		$1,89 \cdot 10^6$	$1,5 \cdot 10^8$	$1,5 \cdot 10^2$

После того как факел сгорит, зародыши в объеме тумана продолжают диффундировать; если они до этого не укрупнятся настолько, чтобы успеть выпасть. При этом объем распространения и, в частности, высота распространения увеличатся по сравнению с рассчитанными значениями.

О ПРОГНОЗЕ ГРАДА

В статье описан способ прогноза града, основанный на методе слоя, и изложены результаты его опытной проверки в условиях Алазанской долины (Восточная Грузия) летом 1960 г.

ВВЕДЕНИЕ

Град возникает в результате наиболее бурного развития конвекции в дни с большими запасами влаги в атмосфере. Только при наличии интенсивного восходящего потока в облаках может произойти значительное укрупнение облачных капель и ледяных частиц.

Метод слоя позволяет рассчитывать по данным аэрологического зондирования возможную при данной стратификации температуры вертикальную мощность конвективных облаков и скорость вертикальных движений в них [4].

В работах [1, 2, 3] был рассмотрен вопрос о применении метода слоя для прогноза гроз и ливней. В настоящей статье изложен весьма простой способ применения результатов этих расчетов к прогнозу града.

Теоретические основы метода

Рассмотрим атмосферный слой, в котором вертикальный градиент температуры γ удовлетворяет условию $\gamma_v < \gamma < \gamma_c$, где γ_v и γ_c — влажно-адиабатический и сухоадиабатический градиенты температуры соответственно. Если в этом слое развиваются конвективные облака, количество которых обозначим S (10 баллов облаков принимаем за единицу), то адиабатическое поднятие облачного воздуха и компенсирующее опускание окружающего сухого воздуха приведут к следующему изменению тепловой энергии в слое (в расчете на единицу массы поднимающегося облачного воздуха):

$$\Delta q = C_p [(T_v - T) - S (T_v - T_c)], \quad (1)$$

где C_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении, T — фактическая температура воздуха на верхней границе слоя, T_v и T_c — температура воздуха, поднимающегося от нижней до верхней границы слоя по влажной и сухой адиабате соответственно.

Чтобы получить изменение кинетической энергии единицы массы облачного воздуха при подъеме через слой, мы должны умножить Δq на коэффициент превращения тепловой энергии в кинетическую, т. е. на коэффициент полезного действия конвективной тепловой машины. Этот коэффициент равен [5]

$$\eta = \frac{T_0 - T_c}{6T_0}, \quad (2)$$

где T_0 — температура воздуха на нижней границе слоя, в котором развиваются облака.

Мы получаем для изменения кинетической энергии единицы массы облачного воздуха при ее подъеме от нижней до верхней границы слоя

$$\Delta\left(\frac{v^2}{2}\right) = \frac{T_0 - T_{cn}}{6T_0} C_p [(T_v - T) - S(T_v - T_c)]. \quad (3)$$

Если считать облака имеющими цилиндрическую форму, то общее изменение кинетической энергии единицы массы при подъеме через n атмосферных слоев будет равно

$$\Delta\left(\frac{v^2}{2}\right) = \frac{T_0 - T_{cn}}{6T_0} \sum_{k=1}^n C_p [(T_v - T)_k - S(T_v - T_c)_k], \quad (4)$$

где T_{cn} — температура, соответствующая концу сухой адиабаты, проведенной от точки с температурой T_0 на уровне основания облака до верхней границы n -го слоя. Индексом k обозначены величины, относящиеся к k -тому слою.

Из формулы (4) следует, что кинетическая энергия поднимающегося облачного воздуха зависит от количества облаков. Так как выражение $(T_v - T_c)_k$ всегда положительно, то скорость подъема максимальна при $S \rightarrow 0$. Однако при этом общее высвобождение кинетической энергии в слое невелико вследствие малой массы облачного воздуха. При большом S мала величина скорости. Можно найти такое количество облаков S_0 , при котором общее количество высвобождающейся энергии при развитии конвекции будет максимальным. Оно равно [5]

$$S_0 = 1 - \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^n (T - T_c)_k}{\sum_{k=1}^n (T_v - T_c)_k}}. \quad (5)$$

Условие высвобождения максимальной энергии конвекции является, очевидно, наиболее благоприятствующим развитию конвективных облаков. Тем самым оно ближе всего соответствует условиям образования града.

Подставляя в уравнение (4) значение $S = S_0$, можно рассчитать скорость восходящих токов в наиболее бурно растущих конвективных облаках.

Для практических расчетов удобно пользоваться несколько измененной формулой.

Учитывая, что $C_p = \frac{g}{\gamma_c}$, а $T_0 - T_{cn} = \gamma_c \Delta H$, получаем

$$\Delta(v^2) = \frac{g \Delta H}{3T_0} \sum_{k=1}^n [(T_v - T)_k - S_0(T_v - T_c)_k], \quad (6)$$

где $\Delta H = \sum_{k=1}^n \Delta H_k$ — общая толщина слоя, пронизываемого конвективными облаками, g — ускорение силы тяжести.

Развитие облаков прекращается на том уровне, где сумма, стоящая в правой части, обращается в нуль.

Производя вычисления от слоя к слою, начиная от уровня конденсации, можно найти значения скорости вертикального движения на уровне верхней границы каждого слоя.

Как правило, в дни с интенсивным развитием конвективных облаков скорость их роста увеличивается с высотой до некоторого уровня, а затем убывает к верхней границе облаков, где она равна нулю.

Пример расчета изменения с высотой скорости восходящих потоков в конвективных облаках приведен на рис. 1. Расчет выполнен для опти-

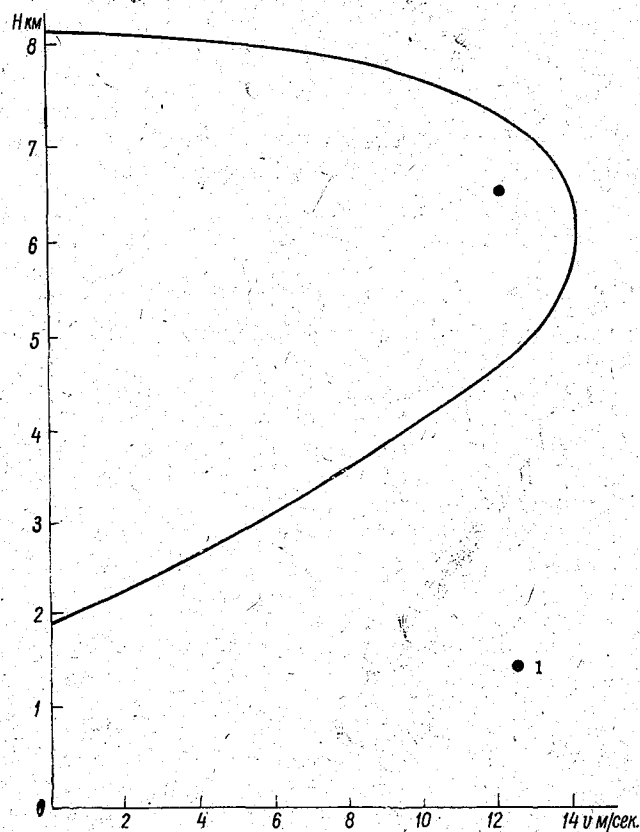


Рис. 1. Изменение с высотой скорости восходящих потоков в конвективных облаках в районе Руиспири, Грузинской ССР, 6 июня 1959 г., по данным расчета.

1 — фактическое значение максимальной скорости.

мальных условий развития по данным утреннего радиозондирования в Руиспири, Восточная Грузия, 6 июня 1959 г. Точка указывает фактическое значение максимальной скорости развития одного из облаков в районе Руиспири. Наблюдения за развитием облаков выполнялись с помощью дальномера сотрудником Института геофизики АН ГрузССР Г. З. Эйдиновой.

Вычисление скорости производится с относительной погрешностью

$$\frac{\Delta v}{v} = \pm \left[\frac{2}{\sum_{k=1}^n (T_v - T)_k} + \frac{1}{T_0 - T_{cn}} + \frac{1}{2T_0} \right] \Delta T, \quad (7)$$

В рассмотренном случае возможная погрешность в определении максимальной скорости составляет $\pm 4,5$ м/сек., если считать, что ошибка в величине разности температур при последовательном измерении в двух точках радиозондом составляет $\Delta T = \pm 1^\circ$. Отклонение рассчитанного значения максимальной скорости от фактической величины не выходит за пределы погрешности.

Расчеты на день по данным утреннего аэрологического зондирования дают наиболее удовлетворительные результаты для внутримассовых условий, так как при этом стратификация температуры меняется сравнительно медленно, за исключением приземного слоя толщиной 1—1,5 км. Поэтому данные расчетов можно рассматривать как прогностическую характеристику развития конвекции.

Упрощенный способ расчета максимальной мощности конвективных облаков по данным аэрологического зондирования

Чтобы получить максимально возможную при данной стратификации вертикальную мощность конвективных облаков, мы должны приравнять к нулю сумму $\sum_{k=1}^n (T_v - T)_k$, входящую в формулу (6). Эту операцию можно выполнить графически на аэрологической диаграмме (рис. 2).

Порядок работы следующий:

а) определяют обычным способом уровень конденсации;
б) производят разбивку атмосферных слоев на аэрологической диаграмме. Границами слоев считают изобарические поверхности, проходящие через особые точки на кривой стратификации, а при их отсутствии — изобарические поверхности 900, 800, 700, 600 мб и т. д. начиная от уровня конденсации. При наличии очень часто расположенных особых точек слои можно укрупнять до 50—100 мб, но с соблюдением условия, что наиболее характерные точки перегиба кривой стратификации должны сохраняться в качестве границ слоев;

в) для каждого из выбранных слоев проводят отрезки влажных адиабат от точки кривой стратификации на нижней границе слоя до верхней границы слоя. Расстояние от конца влажной адиабаты до точки кривой стратификации на верхней границе слоя и дает в температурном масштабе величину $(T_v - T)_k$ для k -того слоя.

Отрезки $(T_v - T)_k$ начиная от 1-го слоя откладывают, например, на изобаре 1050 мб от значения температуры 0° . Это выполняют либо с помощью специальной линейки, масштаб которой равен температурному масштабу аэрологической диаграммы, либо с помощью отметок на бумаге.

Положительные значения $(T_v - T)_k$ откладывают вправо от конца предыдущего отрезка, а отрицательные значения — влево. Концы отрезков отмечают штрихом с указанием номера слоя.

По положению последнего штриха в области положительных значений температуры и следующего штриха в области отрицательных значений путем интерполяции находят уровень, на котором $\sum_{k=1}^n (T_v - T)_k = 0$.

Этот уровень и соответствует максимальной высоте конвективных облаков.

Прогноз градового положения

Для того чтобы выяснить возможность применения метода слоя к прогнозу града, автор совместно с сотрудниками ГГО В. Т. Леншиным и Р. И. Воробьевым выполнили расчеты возможной вертикальной мощ-

ности конвективных облаков и скорости их развития для весьма большого числа дней с градом и дней без града по данным аэрологического зондирования в различных географических районах Советского Союза. Для расчетов использовались данные утреннего аэрологического зондирования.

На рис. 3 представлены результаты этих расчетов. Различными условными значками показаны осадки (град, ливневый дождь) или их от-

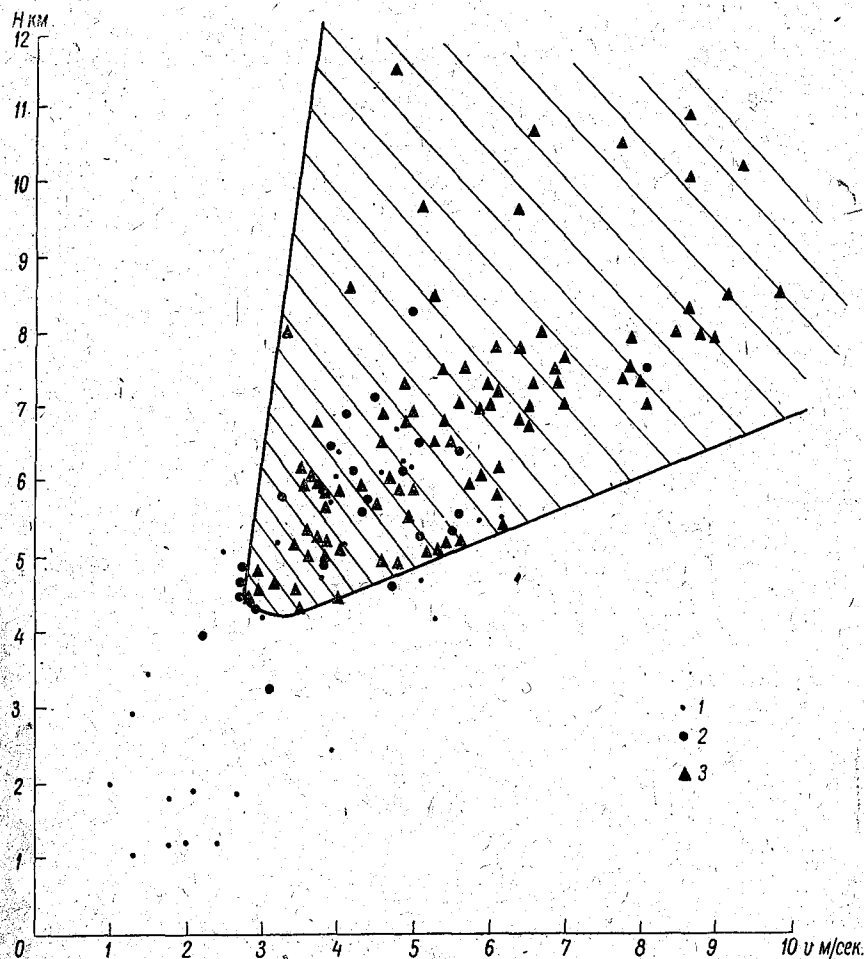


Рис. 3. Расчетные значения вертикальной мощности конвективных облаков и скорости их развития в дни с градом и без града.
Дни: 1 — без осадков, 2 — с ливнями, 3 — с градом.

сутствие в зоне радиусом 100 км вокруг пункта аэрологического зондирования. Учитывались данные за дневной срок с 7 до 19 час. Данные о выпадении града или ливней в Грузинской, Армянской и Эстонской ССР, Ленинградской, Горьковской, Кировской и Вологодской областях получены от управлений Гидрометслужбы. Значительное количество данных о градобитиях в Грузии предоставили автору проф. А. Г. Балабуев и проф. В. М. Гигиңейшвили.

На рис. 3 показано, что град может выпадать при расчетной мощности облаков 4.5 км и более и при расчетной скорости восходящих движений

в облаках 3 м/сек. и более. Область графика, включающая все случаи выпадения града, заштрихована. Размытость этой области связана с тем, что данные относятся к различным географическим условиям и разным синоптическим ситуациям. Аналогичные данные только для Алазанской долины и смежных районов в зоне радиусом 100 км вокруг Руиспири, где производилось радиозондирование летом 1959—1960 гг., приведены на рис. 1 в статье [6]. Зона града на этом графике занимает весьма узкую область.

Поскольку между расчетной скоростью роста конвективных облаков и их расчетной мощностью наблюдается практически линейная зависи-

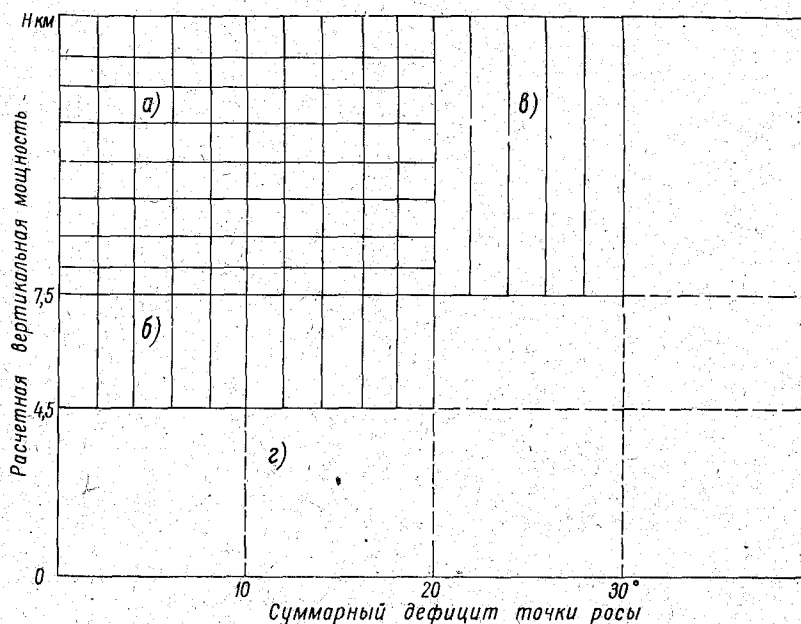


Рис. 4. Схема составления альтернативного прогноза града для Алазанской долины (Восточная Грузия).

а — ожидается град (вероятность близка к 100%), б, в — возможен град (вероятность около 50%), г — выпадение града не ожидается.

мость, то прогноз града можно основывать на расчетах одной из этих величин.

Весьма просто выполняется оценка возможной максимальной мощности конвективных облаков.

Опыт расчетов показал, что в Алазанской долине град выпадает почти во всех случаях (95%), когда в расчетах получена максимальная вертикальная мощность облаков более 7,5 км при суммарном дефиците точки росы на уровнях 850, 700 и 500 мб, не превышающем 20°. При суммарном дефиците точки росы 20° и более град наблюдался примерно в 50% случаев.

Такой же процент случаев выпадения града имеет место при расчетной мощности облаков в пределах $4,5 \leq H_{\text{расч}} \leq 7,5$ км и суммарном дефиците точки росы менее 20°. Если суммарный дефицит точки росы равен 20° или превышает это значение, то град при тех же пределах для расчетной мощности выпадает крайне редко. При расчетной мощности конвективных облаков менее 4,5 км град не выпадает.

На основании этих данных составлена прогностическая схема, изо-

браженная на рис. 4 и пригодная для альтернативного прогноза града в Алазанской долине.

Для других географических районов критерии могут быть несколькими. Их несложно установить опытным путем.

В случае прохождения днем атмосферных фронтов дефицит точки росы при утреннем аэрологическом зондировании учитывать не следует, так как в зоне фронта обычно наблюдается значительное увеличение влажности воздуха.

Диагностические расчеты, выполненные в 1960 г. для Алазанской долины (Восточная Грузия), по данным радиозондирования в Руиспири за апрель — август показали, что прогноз «ожидается град» следовало составить 12 раз, прогноз «возможен град» — 30 раз, прогноз «выпадение града не ожидается» — 84 раза.

Общая оправдываемость прогнозов оказалась равной 92%.¹

Фактически град выпадал в этой зоне в течение 21 дня: 21, 22, 28 апреля, 12, 13, 15, 18, 23, 27, 28, 29, 30 мая, 4, 6, 10, 20, 30 июня, 24 июля, 10, 11, 18 августа. За эти дни прогноз «ожидается град» следовало составить 12 раз и прогноз «возможен град» — 7 раз.

Для оставшихся двух случаев:

а) 18 мая расчет давал основание для прогноза «ожидаются ливневые дожди». В этот день действительно наблюдались ливневые дожди в долине, мелкий град отмечен лишь на горной станции Циви-Тура;

б) 28 апреля по утренним данным радиозондирования следовало составить прогноз «выпадение ливневых осадков не ожидается», но в течение дня произошла значительная перестройка стратификации в связи с прохождением холодного фронта. По данным радиозондирования в 15 час. можно было составить прогноз «ожидается град». Фактически град выпал около 13 час. в Цители-Цхари и около 23 час. в Кварели.

Таким образом, и для дней с фактическим выпадением града оправдываемость прогнозов оказывается весьма высокой (91%).

Прогноз площади градобитий

Оценку возможной площади градобитий можно производить с помощью дополнительного расчета.

Для этого на аэрологической диаграмме (см. рис. 2) наносят, помимо отрезков влажных адиабат, отрезки сухих адиабат от точки кривой стратификации на нижней границе каждого слоя до верхней границы слоя. Расстояние между концами влажной и сухой адиабат даст в температурном масштабе величину $(T_v - T_c)_k$, а расстояние между точкой кривой стратификации на верхней границе слоя и концом сухой адиабаты — величину $(T - T_c)_k$ для k -того слоя.

Выпадение града может, как уже указывалось выше, происходить при расчетной мощности конвективных облаков 4,5 км и больше.

Для оценки вероятной площади градобития можно воспользоваться средним значением мощности облаков, т. е. полусуммой значений максимальной мощности, полученной в расчете, и минимальным значением 4,5 км.

Для среднего уровня верхней границы градовых облаков также находят отрезки $(T - T_c)$ и $(T_v - T_c)$.

Чтобы найти суммы, входящие в формулу (5), откладывают на одной из изобар последовательно от значения температуры 0° отрезки $(T - T_c)_k$

¹ В 1961 г. оправдываемость прогнозов града в этом районе оказалась равной 91%.

для всех слоев от уровня конденсации до верхней границы грозовых облаков средней мощности, а на другой изобаре — значения $(T_b - T_c)_k$ для тех же слоев.

Полученные значения длин суммарных отрезков подставляют в формулу (5).

Площадь грозовых облаков выражается при этом в долях единицы. Она соответствует доле территории, на которой может выпасть град при отсутствии перемещения облаков над земной поверхностью.

В рассмотренном примере грозовые облака могли развиваться 10 июня 1960 г. над 8% территории.

Чтобы давать прогноз возможной площади градобитий, необходимо найти коэффициент, учитывающий перемещение облаков. Его определяют путем сравнения расчетных значений S_0 и фактической доли территории, на которой выпадает град. Он может быть различным в разных географических условиях.

Проверка способа прогноза площади градобитий еще не производилась. Однако при опытных прогнозах гроз и ливней, осуществлявшихся в ряде УГМС, установлено, что площадь, на которой выпадают ливневые дожди, превышает рассчитанную площадь ливневых облаков в 1,5—2,5 раза. Возможно, что такого же порядка и соответствующий коэффициент для грозовых облаков.

Составление прогноза с указанием вероятности выпадения града и возможной площади его выпадения требует при построенной аэрологической диаграмме небольшой затраты времени, порядка 5—10 мин., после приобретения некоторого навыка.

Результаты диагностического анализа позволяют рекомендовать данный метод для опытного использования в тех районах, где прогноз града имеет практическое значение.

Прогноз составляется по данным утреннего аэрологического зондирования и пригоден для площади радиусом от 100 до 200 км вокруг пункта аэрологического зондирования.

Способ применим в летнее время года и дает наилучшие результаты при внутримассовых процессах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гигинейшвили В. М. Градобития в Восточной Грузии. Гидрометеиздат, Л., 1960.
2. Гуния С. У. Грозовые процессы в условиях Закавказья. Гидрометеиздат, Л., 1960.
3. Лебедева Н. В. Прогноз ливней и гроз. Сб. методических указаний по авиационной метеорологии. Под ред. И. Г. Пчелко. Гидрометеиздат, Л., 1959.
4. Шишкин Н. С. О прогнозе гроз и ливней по методу слоя. Метеорол. и гидрол., № 6, 1957.
5. Шишкин Н. С. К расчету скорости вертикального развития конвективных облаков. Труды ГГО, вып. 104, 1960.
6. Леншин В. Т., Осипова Г. И., Шишкин Н. С. О прогнозе количества внутримассовых ливневых осадков. (См. настоящий выпуск.)

О ПРОГНОЗЕ КОЛИЧЕСТВА ВНУТРИМАССОВЫХ ЛИВНЕВЫХ ОСАДКОВ

В статье изложен способ прогноза количества внутримассовых ливневых осадков, основанный на методе слоя, и описаны результаты его опытной проверки в степных районах Украинской ССР.

ВВЕДЕНИЕ

Разработка метода прогноза количества ливневых осадков представляет весьма трудную задачу. Ранее предпринимались попытки применения метода, основанного на предположении, что вся поднимающаяся влага (за вычетом влаги, идущей на испарение) выпадает в виде осадков [2]. Процесс образования осадков при этом не рассматривался.

Теория показывает, что количество ливневых осадков зависит прежде всего от скоростей вертикальных движений внутри развивающихся конвективных облаков и от их мощности [1]. Обе эти величины можно рассчитывать по данным аэрологического зондирования с использованием метода слоя [4]. Таким образом, основываясь на данных теории осадков и методе слоя, можно прогнозировать дневное количество ливневых осадков, используя данные утреннего аэрологического зондирования. Способ альтернативного прогноза гроз и ливней, основанный на методе слоя, уже описывался в ряде работ [3, 5, 6]. В настоящей статье излагается способ прогноза количества внутримассовых ливневых осадков и описываются результаты его проверки летом 1960 г. в степных районах Украинской ССР.

Связь между вертикальной мощностью конвективных облаков и средней скоростью их развития

Метод слоя дает следующее выражение для изменения кинетической энергии единицы массы облачного воздуха при подъеме на высоту ΔH [4], [7]:

$$\Delta \left(\frac{v^2}{2} \right) = \frac{g}{6} \cdot \frac{\Delta H}{T_0} \sum_{k=1}^n [(T_v - T)_k - S_0 (T_v - T_{ck})], \quad (1)$$

где g — ускорение силы тяжести, T_0 — температура на уровне основания облака в абсолютных градусах, T — температура воздуха на верхней границе k -того слоя, T_{vk} и T_{ck} — температура воздуха на том же уровне при подъеме от нижней границы слоя по влажной и сухой адиабате соответственно, S_0 — количество облаков, при котором происходит максимальное высвобождение кинетической энергии конвекции. Суммирование выполняется по слоям начиная от уровня конденсации. На уровне, определяемом из условия

$$\sum_{k=1}^n [(T_b - T)_k - S_0 (T_b - T_c)_k] = 0, \quad (2)$$

развитие облаков прекращается.

Следовательно, условие (2) дает предельную мощность облаков при их количестве S_0 .

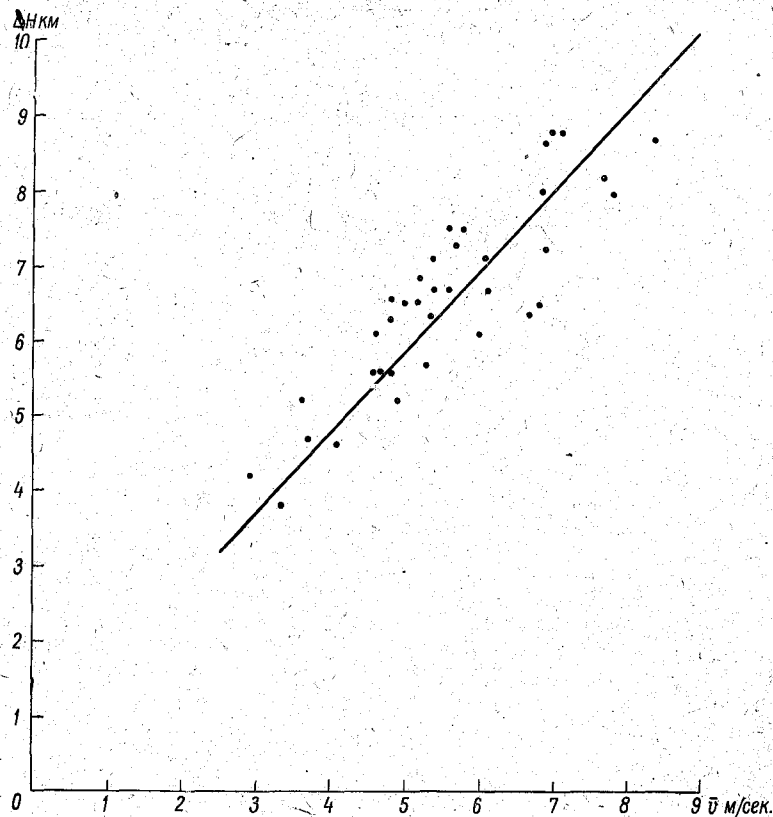


Рис. 1. Связь между расчетными значениями вертикальной мощности конвективных облаков и скорости их развития по данным радиозондирования летом 1960 г.

Последнее можно найти с помощью уравнения

$$S_0 = 1 - \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^n (T - T_c)_k}{\sum_{k=1}^n (T_b - T_c)_k}} \quad (3)$$

для облаков любой вертикальной мощности, которые могут развиваться при данной стратификации атмосферы. При этом суммирование выполняется по соответствующим слоям. Простой графический способ определения вертикальной мощности облаков и оптимального их количества S_0 изложен в [7].

Авторами настоящей статьи выполнено значительное количество расчетов возможной мощности конвективных облаков и средней скорости их вертикального развития по данным аэрологического зондирования.

На рис. 1 приведены данные о зависимости между этими величинами для конвективных облаков, развивающихся при внутримассовых условиях. График построен по данным утреннего радиозондирования в пункте Руиспири (Восточная Грузия) летом 1960 г. Между расчетными значениями мощности конвективных облаков и средней скоростью их развития существует примерно линейная зависимость.

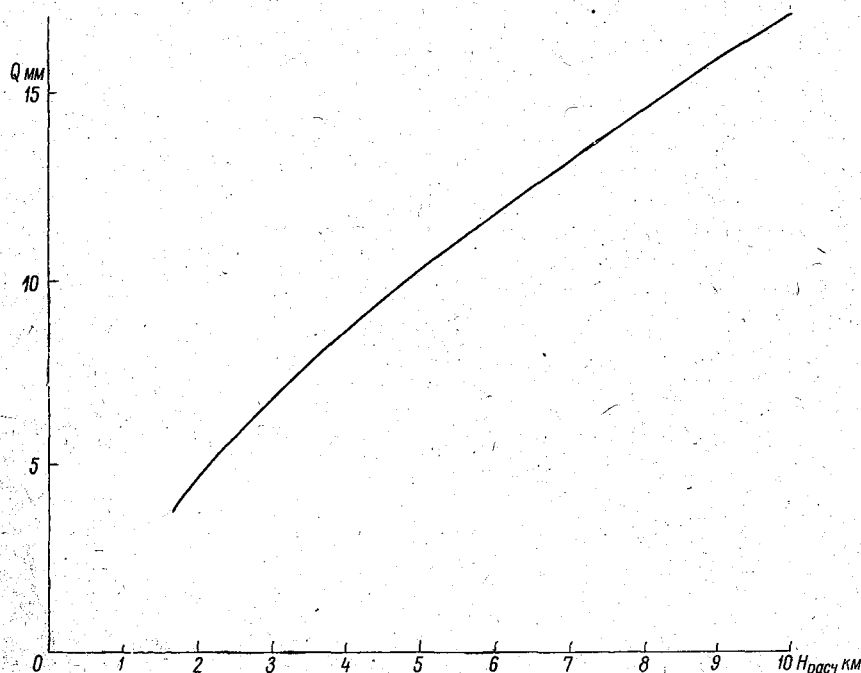


Рис. 2. Зависимость количества внутримассовых ливневых осадков от вертикальной мощности конвективных облаков.

Корреляционное уравнение имеет вид

$$v = 0,94\Delta H - 0,5,$$

где ΔH — мощность облаков в километрах, v — средняя скорость роста в м/сек. Коэффициент корреляции $r = 0,89$ при вероятном отклонении $E = 0,02$.

В статье [1] приведена зависимость количества осадков из конвективных облаков от скорости их вертикального развития, которая при расчетах предполагалась равномерной.

С учетом линейной зависимости между расчетной мощностью конвективных облаков и средней скоростью их развития построен график связи между расчетной мощностью облаков и количеством осадков (рис. 2). Этот график позволяет по данным расчета вертикальной мощности конвективных облаков прогнозировать количество ливневых осадков.

Способ прогноза количества ливневых осадков

Способ прогноза, основывающийся на методе слоя, позволяет составлять прогнозы максимально возможного при данной стратификации дневного количества осадков и среднего количества осадков для площади радиусом 100—200 км вокруг пункта аэрологического зондирования.

Согласно рис. 2, максимальное количество осадков должно соответствовать максимальной (при данной стратификации температуры) мощности конвективных облаков. Последнюю находят графически на аэрологической диаграмме, полагая $S_0=0$ в формуле (2).

Среднее количество осадков можно оценить по средней вертикальной мощности конвективных облаков. Так как минимальная мощность облаков, дающих летние ливневые осадки, примерно равна $H_{\min}=2,0$ км, то среднюю мощность (в километрах) можно определить соотношением

$$\bar{H} = \frac{H_{\min} + H_{\max}}{2} = 1 + \frac{1}{2} H_{\max}.$$

Для уровня верхней границы облаков мощностью $\bar{H}$ находят графически выражения $\sum (T - T_c)_h$ и $\sum (T_b - T_c)_h$, входящие в формулу (3), а затем вычисляют соответствующее значение S_0 .

После определения значений возможной вертикальной мощности конвективных облаков $H_{\max}$ и $\bar{H}$ с помощью рис. 2 находят расчетные значения максимального и среднего количества осадков $Q_{\max}$ и $\bar{Q}$. Последнее значение соответствует количеству облаков S_0 .

При вычислении возможных мощностей облаков учтена лишь стратификация температуры. Учет запасов влаги в атмосфере следует произвести путем нахождения эмпирического коэффициента, дающего осредненную связь между фактическим и расчетным количеством осадков. Для этого авторы рекомендуют построить по ряду случаев зависимость отношений $K = \frac{Q_{\text{факт}}}{Q_{\text{расч}}}$ от суммарной удельной влажности q на высотах 850, 700 и 500 мб как для максимального, так и для среднего количества осадков. Полученные при этом кривые $K(q)$ могут быть использованы в прогнозах. Пример такого графика приведен ниже.

Необходимо иметь в виду, что величина S_0 соответствовала бы доле территории, на которой могут выпасть ливневые осадки, лишь при отсутствии перемещения облаков над земной поверхностью.

Если нужно дать прогноз площади выпадения осадков, то следует найти опытным путем коэффициент, учитывающий перемещение облаков. Для этого сопоставляют фактическую долю станций N , отметивших ливневые осадки за день, с величиной S_0 и находят по некоторому количеству данных среднее значение отношения $\frac{N}{S_0}$. Опыт расчетов показывает, что эта величина колеблется в пределах от 1,5 до 2,5 в разных географических районах.

Если необходимо дать прогноз среднего количества осадков (для территории радиусом 100—200 км вокруг пункта аэрологического зондирования), то полученную с поправкой на запасы влаги величину $\bar{Q}$ умножают на S_0 , выраженную в долях единицы, и на коэффициент $\bar{K}$:

$$\bar{Q}_{\text{прогн}} = \bar{Q} S_0 \bar{K}.$$

Значение $Q_{\max}$ с поправкой на запасы влаги непосредственно дает прогностическое значение максимального количества осадков:

$$Q_{\text{прогн}} = Q_{\max} K_{\max},$$

где K — поправочный коэффициент.

Результаты испытания способа прогноза количества ливневых осадков

Предложенный способ прогноза количества ливневых осадков испытывался авторами в июне — августе 1960 г. в степных районах Украины. Для составления прогнозов использовались утренние данные радиозондирования в г. Кривом Роге. Проверка оправдываемости прогнозов производилась для территории радиусом около 100 км вокруг пункта радиозондирования. Частично проверка выполнялась диагностически. Материалы испытания приводятся ниже.

За три летних месяца 1960 г. внутримассовые ливневые осадки на указанной территории выпадали в течение 26 дней. Осадки отсутствовали в течение 15 дней с внутримассовыми условиями.

Согласно данным расчетов, прогноз внутримассовых ливневых осадков можно было дать для 30 дней. В течение 11 дней с внутримассовыми условиями осадки не прогнозировались и их действительно не было.

Таким образом, оправдываемость альтернативных прогнозов внутримассовых осадков составляет по формуле Кеппена

$$W = \frac{M' + N'}{M + N} 100 = 90\%,$$

где M' — число случаев, когда осадки прогнозировались и они действительно наблюдались; N' — число случаев, когда выпадение осадков не ожидалось и они действительно отсутствовали; $M + N$ — общее число случаев.

Таблица 1

Данные опытных прогнозов количества внутримассовых ливневых осадков за 1960 г.

Дата	Суммарная удельная влажность (г/кг)	Осадки (мм)				Абсолютная ошибка	
		прогнозируемые		фактические		макс.	средн.
		макс.	средн.	макс.	средн.		
9 VI	12,6	6,4	0,11	9,3	0,12	2,9	0,01
11 VI	10,5	8,0	0,38	23,2	0,58	15,2	0,20
14 VI	12,7	10,3	0,27	17,8	0,52	7,5	0,25
19 VI	9,3	3,5	0,04	1,9	0,01	1,6	0,03
23 VI	12,9	5,5	0,08	7,4	0,23	1,9	0,15
25 VI	12,4	5,0	0,07	5,8	0,03	0,8	0,04
28 VI	12,7	9,8	0,04	3,2	0,09	6,6	0,05
4 VII	11,9	5,6	0,45	18,6	1,23	13,0	0,78
7 VII	11,9	3,4	0,05	1,0	0,11	2,4	0,06
8 VII	14,9	12,6	0,11	6,9	0,11	5,7	0,00
11 VII	16,0	24,4	1,36	24,4	1,36	0,0	0,00
15 VII	13,3	6,4	0,15	5,1	0,03	1,3	0,12
16 VII	11,2	6,7	0,29	7,5	0,72	0,8	0,43
17 VII	13,6	11,2	0,35	8,7	0,27	2,5	0,08
18 VII	15,1	12,2	0,27	2,8	0,02	9,4	0,25
21 VII	14,2	9,2	0,21	2,0	0,01	7,2	0,20
22 VII	12,1	6,8	0,03	1,8	0,01	5,0	0,02
24 VII	14,0	9,5	0,58	14,7	0,63	5,2	0,05
4 VIII	7,6	4,4	0,10	6,0	0,02	1,6	0,08
6 VIII	9,3	5,8	0,03	9,6	0,06	3,8	0,03
11 VIII	12,8	8,3	0,24	4,6	0,06	3,7	0,18
13 VIII	11,0	6,4	0,09	2,0	0,01	4,4	0,08
15 VIII	10,7	4,1	0,11	5,7	0,04	1,6	0,07
25 VIII	13,1	6,2	0,03	6,5	0,01	0,3	0,02
26 VIII	12,1	5,2	0,13	5,9	0,02	0,7	0,11
31 VIII	12,7	8,5	0,31	6,0	0,08	2,5	0,23
Среднее значение		7,9	0,23	8,0	0,24	4,1	0,13

Данные прогнозов и данные фактических наблюдений на сети станций и осадкомерных постах для 26 дней с внутримассовыми осадками приведены в табл. 1.

При определении прогностических значений максимального и среднего количества осадков использовался график, дающий величину эмпирических коэффициентов, показывающих влияние запасов влаги в атмосфере на количество осадков (рис. 3).

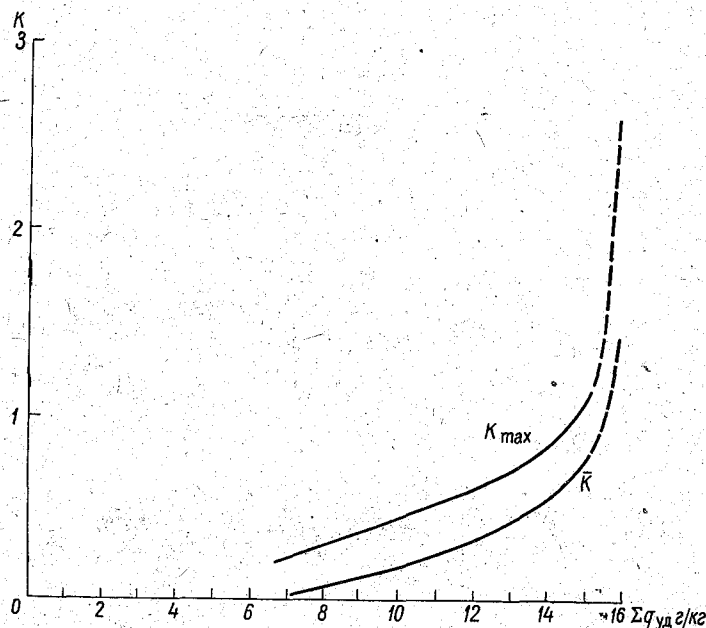


Рис. 3. Поправочный коэффициент, учитывающий влияние запасов влаги в атмосфере на количество внутримассовых ливневых осадков, для степных районов Украины. Участки кривых, полученные на малом числе данных, указаны пунктиром. $\Sigma q_{уд}$ — сумма значений удельной влажности на уровнях 850, 700 и 500 мб.

В табл. 1 показано, что средняя ошибка в прогнозе максимального количества осадков равна 52% и в прогнозе среднего количества осадков — 55%.

Наибольшая абсолютная ошибка в прогнозе максимального количества внутримассовых ливневых осадков составила 15,2 мм при фактическом количестве осадков 23,2 мм. В прогнозе среднего по площади количества осадков максимальная ошибка равнялась 0,8 мм при фактическом среднем количестве осадков 1,23 мм.

Для 26 дней с внутримассовыми ливневыми осадками ошибка в прогнозе максимального количества осадков свыше 10 мм имела место в 8% случаев, от 5 до 10 мм — в 27% случаев и менее 5 мм — в 65% случаев. Ошибка в прогнозе среднего по площади количества осадков свыше 0,5 мм произошла в 4% случаев, от 0,1 до 0,5 мм — в 38% случаев и менее 0,1 мм — в 58% случаев. Таким образом, хотя разброс данных и весьма велик, абсолютные ошибки в прогнозе количества осадков в большинстве случаев не очень значительны.

Как видно из табл. 1, суммарные значения диагностических и фактических максимальных количеств осадков практически совпадают, так же

как и суммарные значения среднего по площади количества осадков. Это обусловлено тем, что эмпирические кривые для коэффициентов $K_{\max}$ и $\bar{K}$ построены на основании тех же материалов, по которым осуществлялся прогноз или диагноз внутримассовых ливневых осадков. Необходима дополнительная проверка на новом материале.

При составлении прогнозов не учитывались возможные изменения стратификации температуры и влажности воздуха в течение дня. Учет трансформации воздуха может обеспечить значительное увеличение точности прогнозов.

Простейшую возможность внесения некоторых улучшений в прогнозы представляет учет изменений удельной влажности воздуха у земли от времени зондирования атмосферы до момента составления прогноза.

Так, например, значительное уменьшение влажности воздуха в течение дня 19 июня, 18 и 22 июля 1960 г. обусловило выпадение незначительного количества осадков.

Выполнение диагностических расчетов для ряда случаев и сопоставление расчетных данных о количестве осадков с фактическими данными позволят найти некоторые эмпирические правила для уточнения прогнозов. В процессе оперативной практики эти правила могут быть уточнены.

Расчет занимает, после приобретения небольшого опыта, всего лишь 10—15 мин.

При внутримассовых условиях предлагаемый способ прогноза дает удовлетворительные результаты, и поэтому может быть рекомендовано его опытное использование в летнее время года.

Для прогноза фронтальных осадков способ в настоящем виде, без учета изменения стратификации температуры и влажности воздуха, не применим.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барукова Ю. А., Камалдина И. И., Учеваткина Т. С., Шишкин Н. С. О количестве и интенсивности осадков из конвективных облаков. Труды ГГО, вып. 104, 1960.
2. Лебедева Н. В. Построение модели конвекции и расчет количества ливневых осадков. Труды ЦИП, вып. 31 (58), 1954.
3. Лебедева Н. В. Прогноз ливней и гроз. Сб. методических указаний по авиационной метеорологии. Под ред. И. Г. Пчелко. Гидрометеоиздат, Л., 1959.
4. Шишкин Н. С. К расчету скорости вертикального развития конвективных облаков. Труды ГГО, вып. 104, 1960.
5. Шишкин Н. С. Временная инструкция по прогнозу гроз и ливней для управлений Гидрометслужбы и АМСГ. Гидрометеоиздат, Л., 1956.
6. Шишкин Н. С. О прогнозе гроз и ливней по методу слоя. Метеорол. и гидрол., № 8, 1957.
7. Шишкин Н. С. О прогнозе града. (См. настоящий выпуск.)

А. П. ЧУВАЕВ, Г. И. ОСИПОВА

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА СЕТЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ НАД ОБЛАКАМИ И ОСАДКАМИ В РАЙОНЕ ГОРНОЙ КОТЛОВИНЫ ОЗ. СЕВАН

В статье рассматривается связь между годовым ходом осадков и годовым ходом вероятности полуюсного и пасмурного неба по наблюдениям над общей облачностью в изучаемом районе. Кроме того, рассматривается суточный ход вероятности полуюсного и пасмурного неба по нижней облачности и суточный ход повторяемости осадков по ст. Камо (б. Нор-Баязет).

Полученные выводы могут служить исходными данными при оценке климатических ресурсов искусственного увеличения осадков на площади водосбора оз. Севан.

При исследовании ресурсов искусственного увеличения осадков наряду с оценкой запасов воды в облаках, которые не реализуются при естественном развитии процессов осадкообразования, необходимо иметь возможность определять временный и пространственный интервал возможного осуществления активных воздействий на облака с целью искусственного стимулирования из них осадков.

Для характеристики водных ресурсов облаков в бассейне оз. Севан в 1957—1960 гг. были предприняты специальные самолетные исследования. Их основные результаты изложены в статьях [13], [14]. Решение второй части задачи с помощью только этих материалов из-за ряда их специфических особенностей и прежде всего небольшого периода наблюдений оказывается невозможным.

Из-за отсутствия необходимых аэрологических наблюдений пришлось обратиться к взаимосвязанному рассмотрению материалов сетевых (наземных) наблюдений над облаками и осадками.

С одной стороны, строгое решение поставленной задачи требует раскрытия целого комплекса необычайно сложных взаимосвязей между этими важнейшими метеорологическими элементами, но при современном состоянии сетевых наблюдений над облаками и осадками, к сожалению, это не всегда возможно (особенно в таком сложном в физико-географическом отношении районе, каким является бассейн оз. Севан). С другой стороны, для решения этой второй части задачи в настоящее время не имеется никаких других исходных материалов. Поэтому попытка анализа материалов наземных сетевых наблюдений над облаками и осадками была, как нам представляется, единственно возможным подходом к ее решению.

В предлагаемой статье рассматривается часть намеченных к исследованию вопросов, являющихся тем необходимым начальным этапом работы, без которого невозможно подойти к решению основной проблемы.

Изучению особенностей режима осадков в бассейне оз. Севан посвящено значительное число фундаментальных исследований [1, 2, 3, 4,

8, 12]. Исследованию же облаков в этом районе, если не считать материалов климатических описаний и справочников, была посвящена лишь одна работа Н. Г. Николаева [7].

Однако материалы этой единственной работы лишь в очень малой степени могли быть использованы при изучении некоторых особенностей пространственного и временного распределения облаков в изучаемом районе, они не пригодны к использованию для решения основной задачи. Все табличные данные Николаева содержат лишь средние значения облачности (в процентах покрытия неба), которые, как известно, не могут быть использованы в качестве климатического показателя, поскольку средняя облачность сильно отличается от преобладающей.

Все опубликованные материалы, в которых представлена выраженная

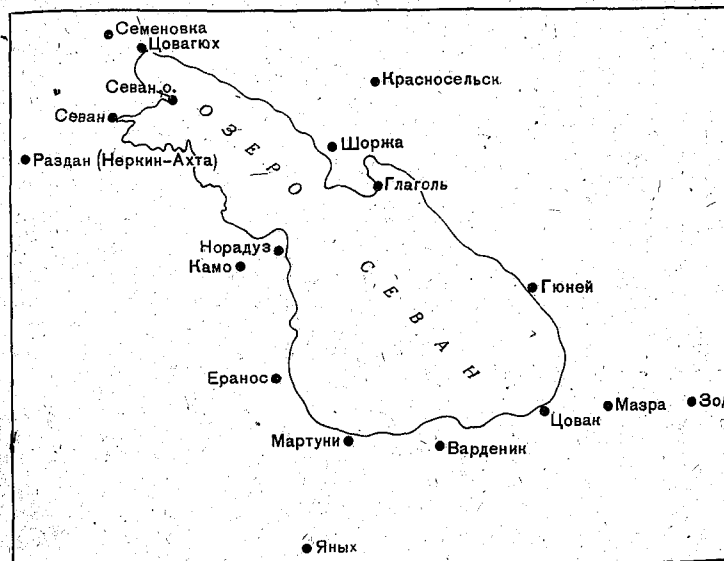


Рис. 1. Карта сети станций и постов бассейна оз. Севан.

в процентах вероятность ясного (0—2 балла), полужасного (3—7 баллов) и пасмурного (8—10 баллов) состояния неба лишь по общей облачности (и не представлена отдельно вероятность этих градаций для нижней облачности), также не могут являться исходными данными при решении поставленной задачи.

Следует заметить, что своеобразие условий формирования облаков в изучаемом физико-географическом районе позволяет здесь уже на основании анализа данных об общей облачности и годового хода осадков сделать некоторые заключения о временном интервале возможности осуществления воздействия на облака в масштабе года и даже полугодия.

Была предпринята попытка использовать опубликованные данные о вероятности пасмурного и полужасного состояния неба в различные часы суток. Однако для более строгого установления временного интервала целесообразного осуществления воздействий на облака в теплое полугодие оказалось необходимым обратиться к материалам двенадцатисрочных наблюдений за облаками, осуществляемых лишь некоторыми станциями метеорологической сети.

В изученном районе такими станциями оказались: Севан, Камо (б. Нор-Баязет), Мартуни и Мазра (рис. 1). Из-за большой трудоемкости

работ пришлось ограничиться пятилетним рядом наблюдений (1954—1958 гг).

По этим материалам для ст. Камо, представляющей особый интерес в решаемой задаче, были произведены вычисления вероятности пасмурного, полуюсного и ясного состояния неба по наблюдениям за облаками нижнего яруса. За это же пятилетие была произведена и соответствующая обработка данных об осадках за те же сроки наблюдения.

Прежде всего рассмотрим характеристики вероятности полуюсного и пасмурного состояния неба по основным станциям бассейна оз. Севан. Эти данные приведены в табл. 1, которая содержит среднемесячные значения, выведенные по всем основным климатологическим срокам наблюдений.

Таблица 1

Вероятность полуюсного (3—7 баллов) и пасмурного (8—10 баллов) состояния неба (%)

Станция	Облачность (баллы)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Севан, остров	3—7	26	32	24	23	30	28	28	20	21	24	23	24
	8—10	39	41	43	45	43	29	27	20	23	31	44	45
Севан	3—7	25	25	24	26	33	33	34	30	28	26	25	25
	8—10	43	49	46	49	44	29	25	19	22	30	43	45
Камо	3—7	27	25	23	25	30	33	33	35	33	29	27	25
	8—10	45	49	47	51	45	34	32	22	25	27	40	47
Мартуни	3—7	33	34	30	29	37	36	41	36	31	29	28	29
	8—10	34	37	39	41	40	29	21	16	20	29	38	38
Мазра	3—7	26	36	28	37	42	40	41	39	38	31	29	31
	8—10	39	36	38	38	33	24	17	12	13	29	39	37
Шоржа	3—7	28	27	28	22	31	31	31	26	29	25	27	30
	8—10	45	49	44	47	40	24	18	15	18	29	43	44

Из табл. 1 следует, что наибольшие значения вероятности пасмурного неба только на станциях Камо и Мартуни приходятся на апрель. На других станциях этот максимум приходится или на февраль (Шоржа) или он оказывается одинаково вероятным в январе и ноябре (Мазра), в апреле и в феврале (Севан) или в апреле и декабре (Севан, остров). Если же учесть, что на станциях Камо и Мартуни весенний (апрельский) максимум этой вероятности мало отличается (лишь на 2%) от ее максимальных значений в зимние месяцы, то видно, что в целом по рассматриваемому району наибольшая вероятность пасмурного состояния неба приходится на холодное полугодие.

Что касается суммарной вероятности полуюсного и пасмурного неба, то ее максимальные значения в преобладающем числе случаев падают на май и апрель.

Исключение представляет лишь станция Шоржа, где эта величина достигает максимальных значений зимой (в феврале она составляет 76%). На ст. Севан, остров, суммарная вероятность полуюсного и пасмурного состояния неба в феврале оказывается такой же большой, как и в мае, и составляет 73%.

Однако в целом в бассейне оз. Севан, как это уже отмечалось Н. Г. Николаевым [7], наиболее облачным сезоном в году является весна и прежде всего май и апрель, когда имеет место все нарастающее прогре-

вание еще достаточно увлажненной почвы в долинах и происходит интенсивное таяние снега в горах.

Необходимо также обратить внимание на следующую замечательную особенность в годовом ходе вероятности значений полуюсного и пасмурного состояния неба. Оказывается, что в районе ст. Камо только к июлю и всего лишь на 1% вероятность полуюсного неба становится больше, чем пасмурного, в то время как на ст. Мазра вероятность пасмурного неба

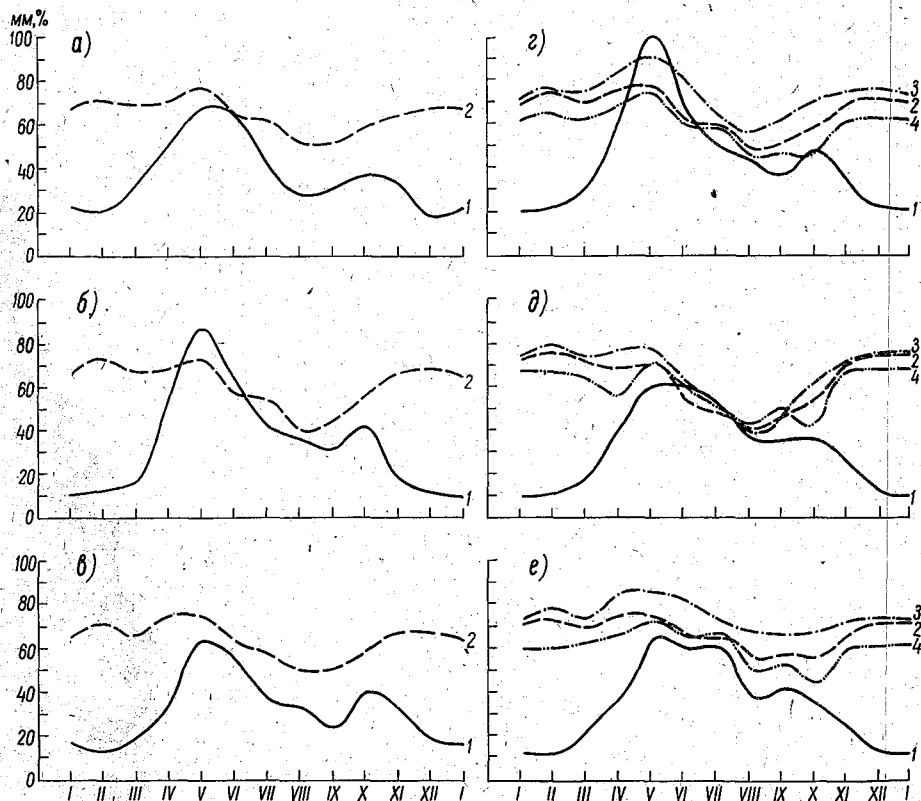


Рис. 2. Годовой ход осадков и суммарной вероятности полуюсного и пасмурного неба. 1 — месячная сумма осадков, 2 — суммарная вероятность полуюсного и пасмурного неба за сутки, 3 — суммарная вероятность полуюсного и пасмурного неба в 13 час., 4 — суммарная вероятность полуюсного и пасмурного неба в 21 час. а — Мартуни, б — Севан, остров, в — Басаргечар (Мазра), г — Севан, д — Шоржа, е — Камо.

уже в апреле мало отличается от вероятности полуюсного неба, а в мае она становится существенно меньше последней.

На всех остальных рассматриваемых станциях, кроме ст. Севан, остров, к июлю вероятность полуюсного неба превосходит вероятность пасмурного состояния. На ст. Севан, остров, в течение четырех месяцев, с апреля по сентябрь включительно, эти величины отличаются незначительно.

Характерно, что только на станциях Камо и Шоржа весенне-летний максимум осадков (табл. 1 и рис. 2) является весьма развитым и как бы распространенным и на июнь.

Оба упомянутых обстоятельства, безусловно, находятся в связи со своеобразным положением ст. Камо по отношению к наиболее высоким пикам Агмаганского (Гегамского) хребта и направлению господствующ-

Вероятность (%) ясного (0—2 балла), полужасного (3—7 баллов) и пасмурного (8—10 баллов) состояния неба
в различные части суток по ст. Камо (Нор-Баязет)

Месяц	Облачность	Часы											
		1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23
0—2 балла													
Апрель	Общая Нижняя	28,0 43,0	28,0 42,0	21,3 46,0	20,0 48,0	19,3 44,0	18,0 35,4	13,3 28,7	6,0 22,0	9,3 26,0	14,6 32,0	26,0 38,0	26,6 38,0
Май	Общая Нижняя	34,2 47,1	35,4 47,8	34,8 52,3	33,5 56,8	25,8 43,2	14,8 25,8	11,6 18,0	10,3 15,5	8,4 19,3	17,4 32,3	20,7 42,6	34,8 44,0
Июнь	Общая Нижняя	46,6 54,0	60,6 60,0	49,3 60,5	46,6 60,5	44,0 53,1	30,7 35,4	22,7 22,7	16,6 18,6	18,6 22,7	25,3 34,6	30,0 42,6	38,0 46,6
Июль	Общая Нижняя	48,5 57,4	48,5 56,1	39,0 56,6	39,4 57,4	39,0 51,6	37,4 43,2	33,6 36,8	28,4 30,4	29,0 36,1	36,0 38,0	37,4 47,0	45,1 49,0
Август	Общая Нижняя	56,1 60,0	49,6 56,1	47,0 54,9	49,0 59,4	53,0 59,5	46,4 56,6	38,1 40,0	31,6 34,8	40,0 45,6	43,9 51,6	51,0 53,6	55,5 60,6
Сентябрь	Общая Нижняя	50,6 55,5	52,0 55,5	48,0 56,0	42,0 58,0	44,0 54,6	38,6 42,0	31,9 38,7	31,9 37,3	34,0 40,0	40,6 48,0	44,0 50,6	50,0 52,0
Октябрь	Общая Нижняя	61,4 67,7	64,0 69,0	62,5 70,4	53,0 71,0	50,2 69,0	39,4 53,0	36,1 47,8	35,4 47,1	39,4 53,5	54,2 62,5	54,2 64,5	56,1 65,0
3—7 баллов													
Апрель	Общая Нижняя	20,0 18,0	20,0 18,0	20,0 18,0	16,0 14,6	16,6 24,7	17,4 28,0	16,6 28,7	24,0 35,2	21,3 29,3	21,3 24,7	20,6 19,3	20,6 18,6

Май	Общая Нижняя	23,2 18,0	22,6 18,0	23,2 21,2	23,9 18,0	21,1 31,0	36,8 42,6	35,4 45,9	31,6 48,4	26,8 44,5	24,5 33,5	23,8 23,9	23,2 24,5
Июнь	Общая Нижняя	24,7 22,7	21,4 19,3	24,7 20,7	24,7 21,4	26,0 26,6	40,0 43,2	38,6 46,6	42,0 50,6	32,0 44,6	29,3 32,7	29,4 25,3	22,0 22,0
Июль	Общая Нижняя	23,8 17,4	18,0 14,9	24,5 16,1	24,5 19,3	29,6 29,7	39,3 38,7	43,9 45,1	44,6 49,6	34,8 41,3	28,4 31,6	28,4 22,6	21,9 21,2
Август	Общая Нижняя	20,0 17,4	20,7 20,0	20,0 20,0	23,2 20,0	21,9 22,6	33,6 29,7	40,6 44,5	43,2 50,0	33,5 34,8	29,0 23,2	23,2 22,6	18,7 18,0
Сентябрь	Общая Нижняя	22,0 19,3	21,4 18,5	18,0 14,0	24,0 14,6	22,0 19,6	35,4 38,6	36,6 39,3	36,0 38,6	36,0 36,0	26,0 25,3	23,3 19,3	22,0 19,3
Октябрь	Общая Нижняя	19,3 12,9	15,5 13,6	14,2 13,6	23,9 12,8	22,6 14,4	30,3 30,3	30,3 32,9	24,8 28,4	22,6 24,5	20,0 18,7	21,3 16,8	21,3 16,2

10 баллов

Апрель	Общая Нижняя	52,0 40,0	52,0 40,0	58,5 36,0	64,0 37,3	64,0 31,2	64,5 35,9	70,0 42,5	70,0 42,5	69,0 44,6	54,0 43,2	53,2 42,5	52,7 43,2
Май	Общая Нижняя	42,6 34,9	42,0 34,2	42,0 26,5	42,6 25,2	47,1 25,8	48,4 31,6	53,0 36,1	58,0 36,1	66,0 36,1	58,0 34,2	55,5 33,5	42,0 31,5
Июнь	Общая Нижняя	28,7 23,3	28,0 20,4	26,0 18,7	24,5 18,0	30,0 20,0	29,3 21,3	38,6 30,7	41,4 30,7	49,4 32,7	45,4 32,7	40,6 32,0	40,0 31,4
Июль	Общая Нижняя	27,7 25,2	33,5 29,0	37,4 30,3	36,0 23,2	32,3 18,7	23,3 18,4	22,5 18,1	27,0 20,0	36,0 22,6	35,5 30,4	34,2 30,4	32,9 21,8
Август	Общая Нижняя	23,9 22,6	29,7 23,9	33,0 25,1	27,8 20,6	25,1 18,0	20,0 13,6	21,3 15,5	25,2 16,7	26,5 19,2	27,0 25,2	25,8 23,8	25,8 21,2
Сентябрь	Общая Нижняя	27,4 25,2	26,6 26,0	34,0 30,0	34,0 27,4	34,0 26,0	26,0 22,7	31,4 22,0	31,4 24,0	33,4 24,0	33,4 26,6	33,7 30,0	28,0 28,7
Октябрь	Общая Нижняя	19,3 19,3	20,5 17,4	23,1 16,2	23,1 16,2	27,4 16,7	30,3 16,7	33,6 18,7	36,7 34,4	38,0 21,9	25,8 19,3	24,5 18,7	22,6 18,7

щего переноса, а также с изменением высоты уровня конденсации в годовом ходе.

Перечисленные выше особенности указывают на то, что ст. Камо расположена в сфере наиболее благоприятной зоны осуществления искусственных воздействий на облака.

Из сопоставления многолетних средних месячных значений осадков и значений вероятности пасмурного и полужасного состояния неба по основным станциям севанского бассейна (Камо, Мартуни, Мазра, Шоржа, Севан, Севан, остров) можно заключить, что связь между этими двумя элементами обнаруживается лишь в теплое время года и она практически отсутствует в холодный период времени (с ноября по март включительно). Это следует из сравнения хода осадков с вероятностью пасмурного неба и с ходом суммарной вероятности пасмурного и полужасного состояния неба (рис. 2). Связь между осадками и облачностью в конце осени и в начале зимы фактически оказывается обратной, что может показаться абсурдным, если не учесть тот факт, что высокий процент повторяемости пасмурной погоды в это время здесь обусловлен развитием местной облачности, имеющей малую вертикальную мощность и не дающей осадков.

Несмотря на всю сложность раскрытия взаимосвязей между вероятностью различной степени покрытия неба (по общей облачности) и годовым ходом осадков, внимательный анализ кривых на рис. 2 позволяет установить, что в летний период времени в районе ст. Камо по крайней мере из рассмотренных сроков наблюдений за облаками наилучшее согласование имеет место между осадками и отметками облачности в 21 час. Ниже при обсуждении данных табл. 2 это интересное обстоятельство будет подтверждено с большей четкостью.

Поскольку на всех станциях севанского бассейна в холодное время года максимуму вероятности пасмурного неба соответствует абсолютный минимум осадков в годовом ходе, следует сделать вывод, что на площади водосбора оз. Севан в холодное полугодие, за исключением отдельных периодов с аномальным развитием синоптических процессов, запасы воды в облаках малы. Это подтверждается данными по вертикальной мощности и микроструктуре облаков.

Исходя из этого, мы сочли возможным при всех дальнейших рассмотрениях ограничиться анализом материалов только за теплый период года.

Как уже подчеркивалось, данные обработки наблюдений над общей облачностью (без деления ее по ярусам) не могут явиться исходным материалом для характеристики водных ресурсов облаков, поскольку облака верхнего яруса не обладают существенными запасами воды в любой ее фазе.

Поэтому для ст. Камо (учитывая отмеченное выше ее особое значение) были произведены вычисления вероятности пасмурного, полужасного и ясного состояния неба как по общей, так и по нижней облачности на основании двенадцатисрочных наблюдений за пятилетие (1954—1958 гг.)

Результаты этих обработок приведены в табл. 2.

Несмотря на небольшой ряд наблюдений, в табл. 2 четко выражены некоторые общие закономерности. Например, минимум повторяемости ясной погоды как по общей, так и по нижней облачности падает на 15 час., а максимум — на утренние и ночные часы (причем по нижней облачности он чаще приходится на интервал от 3 до 7 час.).

Преимущественно на 15 час. падает и максимум вероятности полужасного состояния неба в течение всего теплого полугодия, за исключением октября, когда этот максимум смещается на 11—13 час. Важно подчерк-

нута, что это почти одинаково справедливо как для нижней, так и для общей облачности. Лишь в мае этот максимум по общей облачности приходится на 11 час., а в июне в 11 час. обнаруживается уже как бы вторичный максимум.

Минимум вероятности полуденного состояния неба приходится на утренние, иногда на ночные часы (как по нижней, так и по общей облачности).

С точки зрения решаемой нами задачи в теплое полугодие особый интерес представляют данные о суточном ходе вероятности пасмурного состояния неба по нижней облачности. Сразу же оговорим, что в изучаемом районе в этом распределении обнаруживаются интересные специфические особенности. Замечательным является то, что здесь в летнее время (июль—сентябрь) в повторяемости пасмурного состояния неба как по нижней, так и по общей облачности в суточном ходе четко вырисовываются два максимума. Один из них падает на период от 17 до 21 часа, второй, иногда даже являющийся основным, приходится преимущественно на 5 час. Однако и этот максимум чаще оказывается размытым и обнаруживается в 3—5 час., реже в интервале 5—7 час. и лишь иногда оказывается равновероятным от 5 до 9 час. (см. сентябрь по общей облачности).

Ниже будет показано, что в эти часы, по-видимому, выявляется и относительный (вторичный) максимум в суточном ходе возникновения осадков (табл. 5) и в распределении числа случаев их выпадения (табл. 4 и 5).

Интересным является также и то, что здесь в эти летние месяцы минимум вероятности пасмурного неба как по нижней, так и по общей облачности падает на 11—13 час., т. е. на часы наиболее высокого стояния солнца над горизонтом.

В остальные месяцы теплого периода (апрель—июнь, октябрь) максимум повторяемости пасмурного неба приходится, как правило, на 17 час. и реже на 15 час. Иногда этот максимум оказывается «размытым» и с одинаковой вероятностью распространяется на интервал 17—19 и даже 13—17 час. (см. материал по нижней облачности).

В рассмотренные четыре месяца минимум вероятности пасмурного неба по этим типам облачности приходится в большинстве случаев на утренние и реже на ночные часы.

К сожалению, еще не проведены такого же вида обработки по данным других станций изучаемого района, и потому нелегко сделать окончательные выводы о пространственном распределении суточного хода облачности разных ярусов и разных градаций и особенно для летних месяцев (июль—сентябрь).

Интересно, однако, заметить, что в упомянутой выше работе Н. Г. Николаева приводятся данные изучения суточного хода облачности по ст. Севан (Еленовка), которые были получены из наблюдений над количеством и формой облаков, проведенных в 1928—1930 гг. в каждый нечетный час. К сожалению, автор ограничился по этому поводу лишь общим заключением о том, что «... максимум облачности во все сезоны года приходится преимущественно на 17 час. или на соседние с ним сроки, минимум же ложится почти исключительно на ночные часы». Далее автор указывает на то, что «... в 9 час. выделяется второй, значительно менее выраженный минимум, который наблюдается преимущественно зимой». Отмеченные Николаевым особенности суточного хода облачности в летние месяцы остались неуловленными, хотя представленные им материалы, как нам кажется, уже позволяли обратить на это внимание.

В табл. 3 и на рис. 2 приведены данные Николаева о суточном ходе степени покрытия неба в процентах в летние месяцы.

Таблица 3

Месяц	Часы											
	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23
Июль	58	47	53	53	42	44	51	56	60	62	68	63
Август	29	19	26	41	39	37	43	53	55	59	58	53
Сентябрь	29	30	38	37	31	39	50	51	55	47	37	35

Они указывают, что даже в средних значениях количества облачности (несмотря на очень короткий ряд и разные периоды времени наблюдений) на ст. Севан во все летние месяцы с различной степенью четкости, но вполне определенно обнаруживается вторичный утренний максимум облачности.

Учитывая характер используемых по обеим станциям материалов при установлении этого факта, можно сделать заключение о большом удельном весе второго максимума в суточном ходе облачности и его значительной пространственной протяженности во всем изучаемом физико-географическом районе.

Возникновение и развитие этих облаков, безусловно, стоит в связи с развитием процесса конвективного перемешивания и увеличением динамической турбулентности в такой сильно изрезанной местности в утренние часы, когда на некоторой высоте от земной поверхности еще сохраняются задерживающие слои, связанные с ночной радиационной инверсией.

Наконец, возвращаясь к данным табл. 2, необходимо отметить следующее весьма важное обстоятельство. Из того факта, что в районе ст. Камо как нижняя облачность, так и общая облачность практически в течение всего теплого времени года имеют почти строго аналогичный суточный ход, можно сделать заключение о том, что в районе изучаемой станции в летние месяцы различие между облаками нижнего и среднего яруса является главным образом морфологическим, а не генетическим.

В этот период времени здесь превалирует особый тип развития облаков, свойственный только отдельным районам горной местности, который нужно назвать конвективно-орографическим типом. Как было показано выше, при ясном и даже полужасном состоянии неба суточный ход облачности соответствует классическому, «инсоляционному» типу погоды (по А. Ф. Дюбюку).

При значительном развитии конвективно-орографической облачности сам факт ее наличия вносит существенные нарушения в суточный ход метеорологических элементов. Эти нарушения будут занимать тем больший диапазон времени, чем больших значений будет достигать мощность облаков.

Именно поэтому в условиях изучаемого района в летние месяцы, т. е. в месяцы выраженного конвективного режима, максимум нижней и верхней облачности смещается на 17—19 час. и даже на 21 час.

После анализа всей совокупности этих данных становится понятным отмеченное при рассмотрении рис. 2 наилучшее согласие в ходе кривой годового распределения осадков и количества общей облачности за 21 час по ст. Камо.

Естественно поставить вопрос: находит ли отражение утренний максимум облачности в суточном ходе осадков летнего времени?

На этот вопрос позволяет ответить анализ приведенных ниже данных табл. 4 и 4а, в которых представлен в числе случаев суточный ход выпадения осадков по трем станциям бассейна оз. Севан (Камо, Мартуни и Севан) и дополнительно по ст. Красносельск (см. рис. 1), лежащей восточнее водораздельного хребта Арегуни.

Данные табл. 4 показывают, что на ст. Камо и Мартуни, расположенных восточнее Агмаганского (Гегамского) хребта, как в целом за теплое полугодие, так и отдельно за летние месяцы основной максимум повторяемости числа случаев осадков в суточном ходе падает на 17—19 час. Второй относительно резкий максимум приходится на период 14—16 час. На обеих станциях четко вырисовывается интересующий нас утренний максимум (в интервале 5—8 час.). На основании этих данных создается впечатление о наличии некоторой цикличности в суточном ходе развития осадков на обеих станциях. Чтобы проверить реальность этих циклов, попытаемся сопоставить суммарные результаты по обеим станциям. При этом следует учитывать, что циклы для обеих станций могут не совпадать по времени.

Лучше было бы предпринять для подобного анализа совместное рассмотрение данных станций Камо и Норадуз или Шоржа, однако по этим станциям нет необходимых для нашей цели данных наблюдений.

В результате рассмотрения табл. 5 видно, что в целом за теплое полугодие обнаруживается лишь основной максимум, который падает на 17—18 час., и вторичный утренний максимум, который приходится на 5—6 час. Если же рассмотреть отдельно летние месяцы (июль—сентябрь), то в этих суммарных данных четко вырисовываются два послеполуденных максимума, которые падают на интервалы 13—14 и 17—18 час., и утренний максимум, который вновь приходится на 5—6 час.

Интересно отметить, что утренний максимум по каждой из рассматриваемых станций получает еще большую выразительность, если рассматривать отдельно только август и сентябрь. При этом оба послеполуденных максимума остаются не менее четко выраженными, но падают теперь уже на 14—15 и 17—18 час. (табл. 4а).

Как известно [11], август и сентябрь являются наиболее теплыми и сухими месяцами в Севанской котловине.

Если учесть ранее отмеченную особенность в годовом ходе осадков на ст. Камо («распространение» максимума на июль), что в некоторой мере остается справедливым и для ст. Мартуни (рис. 2), то станет ясной логичность совместного рассмотрения суточного хода осадков только по этим двум месяцам.

Приведенные в табл. 4 данные по ст. Севан показывают, что здесь основной максимум повторяемости осадков в суточном ходе приходится на 14—15 час. (как в летние месяцы, так и за теплое полугодие в целом). В этом смысле в рассматриваемых материалах не нашел строгого подтверждения вывод Г. И. Орлова о том, что в летние месяцы на ст. Еленовка (Севан) максимум повторяемости осадков наступает относительно поздно (с 17 час.) и что он особенно резко вырисовывается в промежутки с 21 и до 1 часа ночи.

Второй, относительно резкий максимум в целом за теплое время года и здесь проявляется в 17—18 час.

Однако только за летние месяцы (июль—сентябрь) он оказывается почти так же резко выраженным, как и основной, но проявляется в период 22—23 часа, а в данных за все полугодие этот, по существу ночной,

Суточный ход выпадения осадков

Месяц								
	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8
Ка								
Апрель	15	15	17	16	18	20	17	16
Май	14	13	17	12	11	13	14	13
Июнь	15	6	7	7	4	4	6	4
Июль	5	7	3	3	4	4	4	3
Август	2	2	5	2	1	5	5	7
Сентябрь	11	7	6	4	1	9	6	8
Октябрь	6	4	3	4	4	4	4	4
Сумма (IV—X)	68	54	58	48	43	59	56	55
Сумма (VII—IX)	18	16	14	9	6	18	15	18
Сумма (VIII—IX)	13	9	11	6	2	14	11	15
Ма р								
Апрель	19	17	20	16	16	24	24	25
Май	12	12	14	11	15	11	11	10
Июнь	10	10	7	3	3	6	8	6
Июль	10	6	5	10	8	3	1	2
Август	2	3	3	5	9	9	6	5
Сентябрь	8	5	5	3	4	4	5	3
Октябрь	5	3	5	4	3	4	3	4
Сумма (IV—X)	66	56	59	52	58	61	58	55
Сумма (VII—IX)	20	14	13	18	21	16	12	10
Сумма (VIII—IX)	10	8	8	8	13	13	11	8
Се								
Апрель	21	20	21	23	25	25	23	22
Май	24	22	18	15	18	17	11	12
Июнь	6	7	7	8	7	12	3	5
Июль	8	8	6	7	5	5	2	3
Август	8	10	6	5	3	3	2	1
Сентябрь	6	7	8	8	7	9	7	6
Октябрь	4	5	4	3	4	3	2	2
Сумма (IV—X)	77	79	70	69	69	74	50	51
Сумма (VII—IX)	22	25	20	20	15	17	11	10
Кра с но								
Апрель	25	25	22	21	21	23	24	24
Май	21	20	21	14	18	18	15	16
Июнь	13	13	9	10	12	9	10	6
Июль	9	14	9	7	9	10	7	6
Август	11	14	15	13	10	10	10	6
Сентябрь	21	14	12	13	14	15	16	19
Октябрь	15	15	9	7	8	8	8	8
Сумма (IV—X)	115	115	97	85	92	93	90	85
Сумма (VII—IX)	41	42	36	33	33	35	33	31

Суммарные данные по

Месяцы									
		1	2	3	4	5	6	7	8
IV—X	Число случаев	134	110	107	100	101	117	114	110
	Проценты	3,75	3,08	3,00	2,80	2,82	3,28	3,19	3,08
VIII—IX	Число случаев	23	17	19	14	15	27	22	23
	Проценты	3,58	2,65	2,96	2,18	2,34	4,21	3,42	3,59
VII—IX	Число случаев	38	30	27	27	27	34	22	28
	Проценты	3,65	2,98	2,59	2,59	2,59	3,27	2,11	2,69

(в числе случаев за 5 лет)

Таблица 4

Часы															
8-9	9-10	10-11	11-12	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20	20-21	21-22	22-23	23-24
м-о															
19	19	15	16	15	12	22	22	23	26	21	19	18	18	17	14
11	11	14	16	22	17	21	25	20	19	22	22	18	18	19	15
5	6	8	9	11	17	11	16	16	13	25	16	15	14	3	7
4	6	5	8	11	14	8	11	10	9	10	13	10	10	11	10
4	2	3	4	5	5	6	8	4	10	10	8	5	5	4	3
5	2	9	10	10	13	12	12	14	10	10	5	7	10	12	8
5	5	5	7	7	6	9	5	6	5	6	7	5	5	7	6
53	51	59	70	81	84	89	99	93	92	104	90	78	80	73	63
13	10	17	22	26	32	26	31	28	29	30	26	22	25	27	21
9	4	12	14	15	18	18	20	18	20	20	13	12	15	16	11
г у н и															
18	20	22	26	24	24	28	29	29	35	28	19	15	15	17	18
10	14	16	19	18	19	21	27	21	27	21	21	18	19	16	11
7	6	6	7	13	21	15	16	18	23	14	21	18	17	18	13
2	4	6	7	9	18	17	13	18	18	15	13	9	11	7	10
4	2	4	8	9	8	12	2	2	8	6	5	7	4	5	4
2	3	5	11	14	13	13	9	13	16	10	9	11	11	7	10
4	3	4	5	8	9	5	9	10	11	11	10	6	8	4	2
47	52	63	83	95	112	111	105	111	138	105	98	84	85	74	68
8	9	15	26	32	39	42	24	33	42	31	27	27	26	19	24
6	5	9	19	23	21	25	11	15	24	16	14	18	15	12	14
в а н															
22	22	24	28	30	27	31	29	25	30	24	22	25	24	24	23
12	17	16	28	25	28	38	32	28	38	31	30	24	18	24	21
5	3	5	11	11	18	12	11	17	18	18	17	21	19	18	12
8	9	7	6	10	12	18	14	13	9	14	11	6	10	15	10
4	3	2	2	1	10	16	9	6	10	3	4	9	12	11	7
4	5	4	7	7	12	10	10	10	7	8	8	13	12	12	11
3	2	4	8	9	8	5	6	6	7	8	7	8	7	5	5
58	61	62	90	93	115	130	111	105	119	106	99	106	102	109	90
16	17	13	15	18	34	44	33	29	26	25	23	28	34	38	28
с е л ь с к															
21	19	13	18	22	21	25	31	31	33	30	23	27	26	20	21
15	13	16	23	27	27	36	43	35	34	37	28	23	26	23	20
9	11	7	15	23	25	26	31	25	26	25	22	22	18	12	12
8	7	7	9	11	13	18	23	21	19	25	23	19	18	12	11
7	6	6	6	5	9	11	10	10	12	10	13	16	14	15	10
13	10	10	10	11	14	17	18	21	30	22	16	16	19	17	14
8	6	5	7	8	9	10	6	9	9	5	12	10	12	10	11
81	72	64	88	107	118	143	162	152	163	154	137	133	133	109	99
28	23	23	25	27	36	46	51	52	61	57	52	51	51	44	35

Таблица 4а

станциям Камо и Мартуни

Часы															
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
100	103	122	153	176	196	200	204	204	230	209	178	162	165	147	131
2,80	2,88	3,42	4,28	4,93	5,48	5,59	5,71	5,71	6,44	5,85	4,98	4,53	4,62	4,12	3,66
15	9	21	33	38	39	43	31	33	44	36	27	30	30	28	25
2,34	1,40	3,27	5,14	5,92	6,08	6,69	4,83	5,14	6,85	5,60	4,21	4,67	4,67	4,36	3,89
21	19	32	48	58	71	66	55	61	71	61	53	49	51	46	45
2,02	1,82	3,07	4,62	5,57	6,82	6,35	5,28	5,86	6,82	5,86	5,09	4,71	4,90	4,42	4,32

максимум также нашел свое отражение в эти часы. Однако утренний максимум на ст. Севан почти не выражен. Ночной максимум осадков, по-видимому, находит подтверждение и в данных ст. Красносельск.

В этой взаимосвязи интересно рассмотреть данные ст. Красносельск (табл. 4).

Здесь как в целом за полугодие, так и отдельно за летние месяцы строго повторяются три в разной степени выраженных максимума. Основной из них, послеполуденный, в целом за полугодие и отдельно за летние месяцы падает на 17—18 час., второй, ночной, приходится на 1—2 часа и третий, наиболее слабо выраженный утренний максимум в обоих случаях (за полугодие и летние месяцы) падает на 5—6 час. Следует, однако, заметить, что ст. Красносельск, как и ст. Камо, лежит в направлении преобладающего в летнее время переноса на уровне формирования облаков в районе наиболее высоких пиков Агмаганского (Гегамского) хребта. Поэтому эти станции дают хорошую корреляцию по летним осадкам [16], что позволяет полагать, что даже слабо выраженный утренний максимум на ст. Красносельск может являться серьезным подтверждением реальности этого максимума в режиме ст. Камо.

При исследовании временного распределения осадков, особенно в условиях конвективного режима погоды, весьма важно установить, как распределяются в суточном ходе начальные моменты их возникновения. Такого рода обработки были проведены по тем же четырём станциям и по той же форме, как это было сделано с повторяемостью осадков; результаты представлены в табл. 5.

Сразу отметим, что эти материалы дают сходную картину с тем, что было установлено при анализе данных табл. 4, подтверждая тем самым правильность сделанных выше выводов. В суточном ходе возникновения осадков по всем станциям удастся обнаружить такие максимумы, которые по времени почти всегда строго совпадают с рассмотренными выше максимумами повторяемости осадков (отличаясь, конечно, по абсолютной величине). Так, например, на ст. Севан как в целом за тёплое время года, так и отдельно только за летние месяцы имеет место абсолютное повторение этих максимумов. В сумме за полугодие в табл. 5 (как и в табл. 4) основной максимум падает на 14—15 час., два других — соответственно на 17—18 и 22—23 часа.

В сумме только за летние месяцы в табл. 5 (как и в табл. 4) обнаруживаются два максимума, один из которых приходится на 14—15 час., а второй — на 22—23 часа.

Утренний максимум, по данным табл. 5, почти не выражен. Создается впечатление, что в обоих случаях скорее можно говорить о его наличии в весенние месяцы. Однако этот вопрос подлежит исследованию на большем материале.

Для ст. Красносельск в целом за полугодие и по данным табл. 5 можно говорить о реальности утреннего максимума. Только теперь он (по-видимому, из-за меньшего числа случаев) оказывается более размытым и распространённым в интервале от 4 до 7 час. В летние месяцы (очевидно, по той же причине) он здесь, однако, выражен менее четко и приходится на 6—7 час. Ночной максимум как за все полугодие, так и в летние месяцы падает также на 1 час. Но в послеполуденные часы, согласно табл. 5, здесь появляются два максимума вместо одного, падавшего на 17—18 час. (табл. 4); один из них приходится на 14—15 час., второй — на 17—18 час.

На ст. Мартуни, по данным табл. 4 и 5, как в целом за полугодие, так и за летние месяцы обнаруживаются два послеполуденных максимума, которые приходятся на 17—18 и 14—15 час. Утренний максимум здесь

приходится на 5 час. в летние месяцы и на 6 час. в целом за полугодие. По данным табл. 5, на ст. Мартуни намечается ночной относительный максимум, который падает на время около 1 часа ночи. Его реальность, конечно, должна быть проверена на большем ряде наблюдений.

На ст. Камо в целом за полугодие основной послеполуденный максимум, по данным табл. 5 (и табл. 4), падает на 18—19 час. Однако время вторичного, послеполуденного максимума в сумме за полугодие, по данным этих таблиц, не совпадает. Согласно табл. 4, он приходится на 13—14 час., в табл. 5 он, с одной стороны, более резко выражен и, с другой стороны, оказывается как бы размытым и даже раздвоенным в интервале 12—15 час. Это, может быть, обусловлено и меньшим числом случаев. Интересно, однако, то, что в летние месяцы при еще меньшем числе случаев оба послеполуденных максимума в табл. 4 и 5 совпадают по времени и падают на периоды 17—18 и 13—14 час. Утренний максимум в табл. 5 по этой станции выражен более резко, чем в табл. 4, но как в целом за теплое полугодие, так и отдельно за летние месяцы, по данным обеих таблиц, совпадает и, как и в большинстве других случаев, падает на 5—6 час. Заметим, наконец, что по ст. Камо (и по ст. Мартуни), по данным табл. 5, намечается ночной максимум повторяемости, который приходится на время около 1 часа ночи. Реальность этого факта, однако, подлежит проверке на большем ряде наблюдений.

В заключение возвратимся вновь к поставленному при анализе табл. 2 вопросу: имеется ли связь между утренним максимумом вероятности пасмурного неба и относительным максимумом повторяемости и возникновения осадков в часы, близкие к первому максимуму? Каков, наконец, механизм этой связи?

По нашему мнению, с одной стороны, в своеобразных условиях Севанской котловины, особенно в летние месяцы, наличие максимума даже сравнительно тонких облаков нижнего яруса в утренние часы может привести и к установлению относительного максимума повторяемости осадков.

В условиях большой сухости воздуха в это время здесь часто даже при прохождении обычно слабовыраженных фронтов облака среднего яруса дают лишь *virga*, так как выпадающие из облаков осадки (обычно в виде снега) вне горных возвышенностей, особенно в низких частях котловины, испаряются, не достигая земли. В полетах, проводившихся нами в летние месяцы 1957—1959 гг. в утренние часы (при отсутствии сплошной нижней облачности), часто наблюдались не только *As virga*, но и *Cu virga*.

Если полосы падения таких осадков достигнут ниже лежащего облачного слоя, то внутри него уже будет происходить не испарение, а рост частиц осадков. При этом несомненно меньшим в сравнении с обычными условиями будет испарение и в подоблачных слоях, поскольку само наличие этих облаков уже свидетельствует об относительно повышенном увлажнении во всем слое от поверхности земли до уровня их формирования.

С другой стороны, в летние месяцы, часто именно в утренние и ночные часы, здесь оказывается наиболее вероятным разрешение осадков за счет механизма фазовой неоднородности в структуре облаков. Как известно, в это время над Арменией в связи с распространением ложбины от среднеазиатской термической депрессии в средней и верхней тропосфере [9] вследствие наличия высотного гребня имеют место относительно небольшие вертикальные градиенты температуры [5].

В связи с этим конвективные облака, иногда даже в послеполуденные часы, своей верхней границей не достигают тех высот, где господствуют

Распределение числа случаев начала возникновения

Месяц								
	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	7-8
К а								
Апрель	7	6	4	3	8	6	3	4
Май	4	4	4	5	6	5	8	5
Июнь	8	4	3	4	2	2	4	3
Июль	1	4	0	1	3	1	2	1
Август	0	1	3	0	1	5	1	4
Сентябрь	5	2	4	2	0	8	3	4
Октябрь	2	0	1	1	1	2	0	2
Сумма (IV—X)	27	21	19	16	21	29	21	23
Сумма (VII—IX)	6	7	7	3	4	14	6	9
Сумма (VIII—IX)	5	3	7	2	1	13	4	8
М а р								
Апрель	7	5	7	1	5	12	7	6
Май	7	4	6	4	6	5	3	6
Июнь	8	6	6	2	1	5	5	4
Июль	4	4	3	8	4	1	0	2
Август	2	3	1	4	6	5	3	1
Сентябрь	2	1	3	1	3	2	3	1
Октябрь	4	0	2	1	2	1	1	2
Сумма (IV—X)	34	23	28	21	27	31	22	22
Сумма (VII—IX)	8	8	7	13	13	8	6	4
Сумма (VIII—IX)	4	4	4	5	9	7	6	2
С е								
Апрель	6	6	3	7	7	4	12	10
Май	10	9	6	5	10	5	4	6
Июнь	1	4	3	5	4	9	2	3
Июль	4	5	4	6	3	0	0	1
Август	4	7	5	4	2	2	1	0
Сентябрь	2	4	7	3	4	4	4	0
Октябрь	3	2	0	1	2	0	2	1
Сумма (IV—X)	30	37	28	31	32	24	25	21
Сумма (VII—IX)	10	16	16	13	9	6	5	1
Сумма (VIII—IX)	6	11	12	7	6	6	5	0
К р а с н о								
Апрель	4	3	2	1	4	7	8	6
Май	12	1	9	4	10	8	5	6
Июнь	6	5	5	6	5	4	3	4
Июль	3	8	5	2	5	4	3	1
Август	5	4	6	5	5	7	8	1
Сентябрь	10	2	4	6	5	3	6	5
Октябрь	6	3	0	2	4	1	2	1
Сумма (IV—X)	46	26	31	26	38	34	35	24
Сумма (VIII—IX)	18	14	15	13	15	14	17	7

Таблица 5

осадков в суточном ходе (число случаев за 5 лет)

Часы															
8-9	9-10	10-11	11-12	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18	18-19	19-20	20-21	21-22	22-23	23-24
мо															
6 5 4 1 2 1 2	4 3 1 4 1 1 2	5 8 4 3 2 5 2	7 9 7 7 3 6 4	8 16 9 8 4 6 4	6 3 11 9 3 8 2	12 12 10 4 4 6 5	5 13 8 9 4 6 2	10 5 9 4 4 6 4	11 9 4 6 8 7 3	7 12 18 5 7 6 4	10 11 10 11 6 2 4	10 9 8 7 4 3 3	3 8 6 4 2 4 0	4 7 1 4 1 7 4	4 4 5 4 1 2 1
21 4 3	15 6 2	29 10 7	43 16 9	55 18 10	42 20 11	53 14 10	47 19 10	42 14 10	48 21 15	59 18 13	54 19 8	44 14 7	27 10 6	28 12 8	21 7 3
тунн															
5 5 3 1 2 0 2	8 8 2 3 1 1 2	9 9 5 4 4 5 2	12 9 6 4 8 9 2	10 10 10 7 5 10 4	9 12 15 13 5 6 5	16 15 10 19 7 8 2	12 14 12 7 1 3 6	11 12 12 13 1 9 7	17 13 17 13 6 8 8	9 12 8 9 5 3 4	8 13 18 9 3 8 5	5 8 6 6 6 7 1	1 12 8 5 3 6 3	7 5 10 2 3 5 1	6 5 8 6 3 8 0
18 3 2	24 5 2	38 13 9	50 21 17	56 22 15	65 24 11	77 34 15	55 11 4	65 23 10	82 27 14	50 17 8	64 20 11	39 19 13	38 14 9	33 10 8	36 17 11
в ян															
9 7 1 7 3 2 1	7 10 2 5 1 2 0	7 10 5 3 2 2 2	15 21 8 3 2 5 4	15 17 8 8 1 4 3	10 15 13 8 9 3 3	16 27 9 12 10 7 2	14 18 6 8 5 6 5	13 16 12 9 5 8 3	15 23 7 5 6 7 5	9 15 10 11 0 6 6	10 14 8 6 4 5 4	7 12 13 3 6 9 6	7 9 12 7 7 6 1	7 13 12 11 4 8 2	7 5 4 4 6 6 3
30 12 5	27 8 3	31 7 4	58 10 7	56 13 5	67 26 18	83 29 17	62 19 11	66 22 13	68 18 13	57 17 6	51 15 9	56 18 15	49 20 13	57 23 12	35 16 12
сельск															
5 8 3 5 2 2 3	1 5 8 2 4 2 0	2 12 5 3 3 3 1	8 15 12 4 4 3 2	11 16 15 9 2 4 4	6 18 19 7 6 8 3	12 22 18 11 7 11 6	12 28 21 10 5 8 0	10 21 14 13 4 10 8	14 19 16 6 8 15 6	11 21 13 14 6 7 2	10 10 11 13 7 5 8	8 13 13 7 11 5 4	2 9 7 6 4 9 4	4 9 6 7 6 3 1	5 7 5 4 2 6 4
28 9	22 8	29 9	48 11	61 15	67 21	87 29	84 23	80 27	84 29	74 27	64 25	61 23	41 19	36 16	33 12

температуры начальной их кристаллизации [15], и потому днем на всегда дают осадки.

Радиационное выхолаживание на верхней границе этих облаков в ночные и утренние часы иногда может способствовать достижению этой температуры, а следовательно, и выпадению осадков или хотя бы появлению полос падения.

В районе ст. Камо, расположенной на восточном, подветренном склоне Агмаганского (Гегамского) хребта, достигающие земли осадки часто выпадают только в период утреннего максимума облаков, обязанного своим развитием не только усилению процессов конвективного и динамического перемешивания, но и возникновению местных циркуляций.

В районе же ст. Севан (и, по-видимому, над всеми горными хребтами Малого Кавказа) радиационное выхолаживание может обуславливать выпадение осадков уже в ранние ночные часы из сохранивших еще достаточную вертикальную мощность «вечерних» облаков. Этим, по-видимому, и должен быть объяснен отмеченный выше на ст. Севан максимум повторяемости осадков, устойчиво падающий на диапазон 22—23 часа. Конечно, усиление осадков за счет прохождения их через слои местной облачности не везде может давать выраженный эффект только в летние месяцы. На ст. Севан это скорее проявляется в весенние месяцы.

Все изложенное, конечно, не исключает возможности и коагуляционного разрешения осадков [4] в условиях интенсивного турбулентного обмена над горными пиками при наличии там облаков.

Отметим, наконец, еще раз то обстоятельство, что почти по всем рассмотренным данным было отмечено наличие двух послеполуденных максимумов повторяемости осадков, которые, как правило, приходились на 15 и 18 час.

По нашему мнению, это не только характеризует интервал времени интенсивного развития конвекции в слоях формирования облаков и зарождения осадков, но и дает указание о длительности циклов конвективной активности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александрян Г. А. Осадки в бассейне оз. Севан. Канд. дисс. Ереван, 1957.
2. Багдасарян А. Б. Климаты Армянской ССР. Ереван, 1958.
3. Давыдов В. К. Водный баланс оз. Севан. Гидрометеиздат, Л., 1938.
4. Дроздов О. А. Основы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Изд-во ЛГУ, 1956.
5. Кварацхелия И. Ф. К вопросу генезиса слоистой структуры тропопаузы. Труды ТбилНИГМИ, № 5, 1959.
6. Молчанов П. А. Аэрология. Гидрометеиздат, Л., 1938.
7. Николаев Н. Г. Облачность и грозы в бассейне оз. Севан. Материалы по исследованию оз. Севан, ч. II, вып. 5, Эривань, 1933.
8. Орлов Г. И. Осадки в бассейне оз. Севан и прилегающих районах. Материалы по исследованию оз. Севан, ч. III, вып. 5, Эривань, 1933.
9. Погосян Х. П. Общая циркуляция атмосферы. Гидрометеиздат, Л., 1958.
10. Селезнева Е. С. Температура и влажность воздуха в бассейне оз. Севан. Гидрометеиздат, Л., 1960.
11. Тимофеев М. П. Метеорологический режим оз. Севан. Гидрометеиздат, Л., 1960.
12. Фигуровский И. В. Опыт исследования климатов Кавказа. Изд. НГФО, СПб., 1912.
13. Чуваев А. П. Некоторые характеристики мощных кучевых облаков в районе оз. Севан. Результаты комплексной Севанской экспедиции 1956—1958 гг., т. I. Метеорол. и гидрол. Изд. АН АрмССР, 1959.
14. Чуваев А. П. К исследованию водных ресурсов облаков теплого полугодия в бассейне оз. Севан. Труды ГГО, вып. 104, 1960.
15. Чуваев А. П. О температурах начальной кристаллизации облаков. Метеорол. и гидрол., № 3, 1960.
16. Чуваев А. П., Осипова Г. И., Леншин В. Т. О связи между осадками по отдельным районам оз. Севан. (См. настоящий выпуск).

О СВЯЗИ МЕЖДУ ОСАДКАМИ ПО ОТДЕЛЬНЫМ РАЙОНАМ БАССЕЙНА ОЗ. СЕВАН

В статье рассматриваются характеристики рядов наблюдений и связи между осадками по отдельным станциям и районам бассейна оз. Севан за различные месяцы и периоды теплого полугодия. В результате выбираются станции, наиболее пригодные для использования их в оценке искусственного увеличения осадков.

Станции, расположенные на побережье оз. Севан, характеризуются общими чертами в режиме осадков.

Это проявляется в сравнительно высоком значении коэффициента корреляции по количеству осадков, числу дней с осадками и в близком значении некоторых характеристик рядов наблюдений.

Для решения задач практического характера важно знать, какова степень связи между различными станциями в разные месяцы.

Станций с длинными рядами наблюдений в этом районе всего две — Камо (б. Нор-Баязет) и Севан. Станция Камо расположена в средней части побережья и имеет сравнительно тесную связь с другими станциями средней части побережья озера, лежащими с ней в направлении одного преобладающего воздушного потока. Менее тесную связь имеет Камо со станциями северного и южного берега озера, тогда как только между южными и северными станциями побережья связь слабая или она отсутствует. Поэтому наблюдения на ст. Камо могут быть использованы для получения различных характеристик режима осадков и для сравнения с ней других станций с менее продолжительными рядами наблюдений. При решении некоторых задач важно учитывать летние осадки, выпадающие из конвективных облаков.

Из рассмотрения осадков теплого полугодия в бассейне оз. Севан оказалось возможным выделить два периода в их режиме. Один период продолжается с апреля по июнь и характеризуется вначале преобладанием осадков из слоистообразных облаков, а в конце количество осадков из облаков конвективных форм становится близким к количеству осадков из слоистообразных облаков. Второй период с июля по сентябрь характеризуется преобладанием осадков из конвективных облаков. В последнем месяце теплого периода, в октябре, осадки выпадают преимущественно из слоистообразных облаков и близки по характеру к зимним.

Учитывая все это, необходимо выбрать такие станции и такие месяцы, которые были бы наиболее близкими к режиму осадков на ст. Камо. Для этого были построены корреляционные графики по отдельным станциям и группам станций за отдельные месяцы, все теплое полугодие и за отдельные его периоды (с апреля по июнь и с июля по сентябрь) и подсчитаны коэффициенты корреляции.

Выяснилось, что группа станций южного берега связана с группой станций северного берега только через посредство станций средней части. Слабая связь станций северной и южной частей побережья объяс-

няется не только удаленностью их, но и различиями в местных особенностях. Наилучшая связь существует внутри каждой группы станций, т. е. между станциями, расположенными на северном берегу (Цовагюх — Севан, остров — Севан, для них коэффициент корреляции $r=0,87$), и между станциями, расположенными в средней части (Камо — Шоржа, $r=0,86$, Камо — Красносельск, $r=0,88$) (рис. 1). Что касается станций южного берега, то между ними связь не лучше, чем со станциями средней части побережья — Камо, Шоржа и Красносельск. Коэффициент корреляции для станций Мартуни и Красносельск равен 0,85, тогда как связь со станциями северного берега слабая. Для станций Камо — Севан $r=0,76$, Севан, остров — Мартуни $r=0,73$; между группами станций Цовагюх —

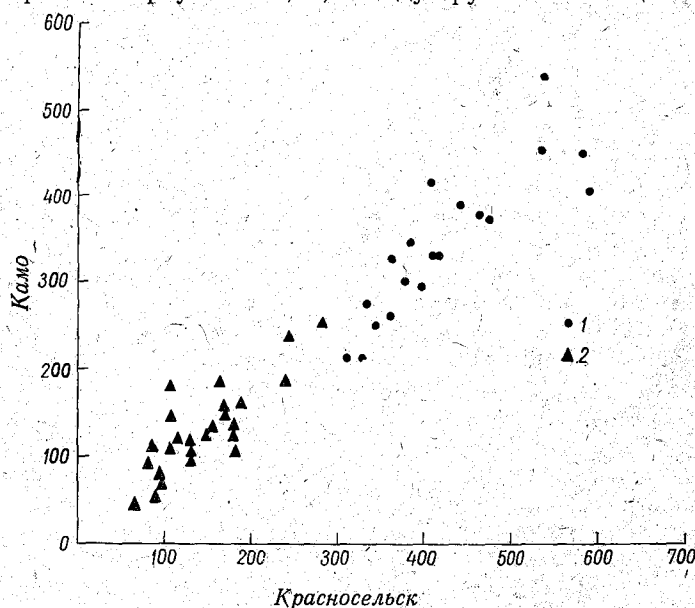


Рис. 1. График связи по количеству осадков за апрель—сентябрь (1) и июль—сентябрь (2) по станциям Камо и Красносельск.

Севан, остров — Севан и Цовак — Мазра — Зод, т. е. между группой северных и группой южных станций побережья, коэффициент корреляции равен 0,64.

Для станций Севан, остров — Севан — Красносельск и Цовак — Мазра — Мартуни — Камо $r=0,82$.

Такие связи получаются между станциями для всего теплого полугодия. Рассмотрение связи между станциями для каждого месяца отдельно и по двум периодам, о которых говорилось выше, позволяет заметить, в какие месяцы и на каких станциях связь получается более тесной. Это дает возможность выделить наиболее удобные для практического использования (при учете и других показателей) месяцы и станции. Оказывается, что станции северного берега во все месяцы имеют примерно одинаковую связь, за исключением мая, когда связь становится более слабой. То же можно сказать и о станциях средней части побережья. Май является месяцем максимума осадков, причем их много выпадает как из слоистообразных, так и из конвективных облаков. Это месяц переходный к преобладанию конвективного режима осадков.

Между станциями южного берега связь лучше в весенне-летние месяцы, когда менее отчетливо выражена роль местных особенностей в образовании осадков.

Из станций средней части ст. Камо имеет лучшую связь со ст. Красносельск с июля по сентябрь.

Коэффициент корреляции для этих месяцев равен 0,89, а с апреля по июнь — 0,75. По ст. Шоржа с апреля по июнь $r=0,88$, с июля по сентябрь $r=0,80$, т. е. связь достаточно тесная в течение обоих выделенных периодов теплого полугодия. Со станциями северного берега связь хуже, чем со станциями южного берега. Но с южными станциями связь теснее в период с апреля по июнь, когда преобладающую роль в формировании осадков играют циркуляционные процессы и преобладающими являются осадки из слоистообразных облаков. В летне-осенние месяцы, наоборот, становится отчетливо выраженной роль местных условий, трансформации воздушной массы и роль конвективных осадков. Связь со ст. Камо ослабевает.

Из всего изложенного можно сделать заключение о том, что наиболее целесообразно учесть для сравнения со ст. Камо наблюдения на станциях Красносельск и Шоржа как за все теплое полугодие, так и за отдельные его периоды и в отдельные месяцы. Если производить сравнение по выделенным периодам теплого полугодия, то можно принимать во внимание и станции южного берега озера в весенне-летние месяцы. Из анализа общего периода наблюдений на станциях Камо, Красносельск и Шоржа видно, что все они имеют близкие коэффициенты изменчивости (табл. 1) за период с июля по сентябрь, а именно эти месяцы, месяцы преобладания конвективных осадков, и отличаются наибольшей в году изменчивостью. Особенно сильно возрастает изменчивость от июня к июлю—августу. На ст. Камо она составляет за многолетний период в июне 0,47, в июле и августе 0,82, в сентябре она уменьшается до 0,67. Естественно, что в сумме за три месяца изменчивость уменьшается и составляет величину 0,47. На всех трех рассматриваемых станциях положительные по величине отклонения в осадках превосходят отрицательные, особенно на станциях Камо и Красносельск. Но вероятность отрицательных отклонений больше, чем положительных, также на станциях Камо и Красносельск — 0,59 и 0,41, 0,55 и 0,45 соответственно (табл. 1). На ст. Шоржа вероятность положительных отклонений несколько больше, чем отрицательных. Среднее число перемен знака в ряду на всех станциях одинаковое — 0,48—0,50.

Из анализа климатического ряда по ст. Камо за весь период наблюдений этой станции видно, что коэффициент вариации за те же месяцы (июль—сентябрь) более высокий (0,46), чем для 29-летнего ряда этой станции, когда он равен 0,35. Максимальная величина положительного отклонения для абсолютного количества осадков достигает 1,36, максимальная величина отрицательного отклонения — 0,81. Вероятность положительного отклонения от среднего уровня 0,39, отрицательного 0,61.

Рассмотрение распределения осадков в ряду показывает, что число членов ряда, превышающих норму, встречается не более четырех лет подряд, тогда как число членов ряда, не достигающих нормы, встречалось до семи лет подряд. Следовательно, если будут происходить несистематические изменения осадков одного знака в течение более 5—6 лет подряд, то это может служить указанием на действие таких изменений. Что касается количества осадков, то, если считать, что норма является не только средней величиной, но и необходимой, количество осадков должно достигать в соответствии со средней изменчивостью 0,46 многолетней нормы как дополнение к фактически наблюдаемым осадкам. Однако по кривой распределения осадков можно уточнить не только обеспеченность осадков определенных сумм, но и вероятность различных отклонений от нормы, т. е. вероятность добавления различных осадков до нормы. На

Таблица 1

Характеристики структуры многолетних рядов наблюдений над осадками на станциях Камо, Шоржа, Красносельск за июль—сентябрь

Станция	Период наблюдений	Число лет наблюдений	Среднее многолетнее количество осадков	Коэффициент вариации	Максимальное отклонение		Вероятное отклонение		Среднее число переменного знака	Отношение осадков на ст. Камо к ст. Шоржа	Отношение осадков ст. Камо к ст. Красносельск	Период, когда в течение нескольких лет подряд наблюдалось отклонение	
					положительное	отрицательное	положительное	отрицательное				положительное	отрицательное
Камо	VII—IX	51	140	0,46	1,36	0,81	0,39	0,61	0,48	—	—	5	7
„	IV—X	50	356	0,28	0,82	0,43	0,46	0,54	0,49	1,1	0,83		
„	VII—IX	29	135	0,35	0,90	0,67	0,41	0,59	0,48	1,1	0,97	3	5
Шоржа	VII—IX	29	122	0,34	0,76	0,61	0,52	0,48	0,50	1,1		5	4
Красносельск	VII—IX	27	145	0,37	0,95	0,57	0,45	0,55	0,49			2	4

рис. 2 видно, что сама норма на ст. Камо обеспечивается лишь на 40%. На этом рисунке по оси ординат отложено отношение осадков, наблюдавшихся в каждом отдельном году с июля по сентябрь, к средней многолетней за эти же месяцы, по оси ординат — обеспеченность. В 60% случаев норма не обеспечивается и осадки следует добавлять. Максимальная величина этого добавления или отрицательного отклонения от нормы составляет 0,8, но встречается она только в 2—3% случаев. Наиболее часто, в 35% случаев или в 42% от всех отрицательных отклонений, встречается отклонение от нормы, которое и представляет собой необходимое добавление на 0,1—0,2; в 25% всех случаев и в 17% отрицательных отклонений необходимое добавление составляет 0,3 нормы; в 20% всех случаев или в 8% отрицательных отклонений необходимое добавле-

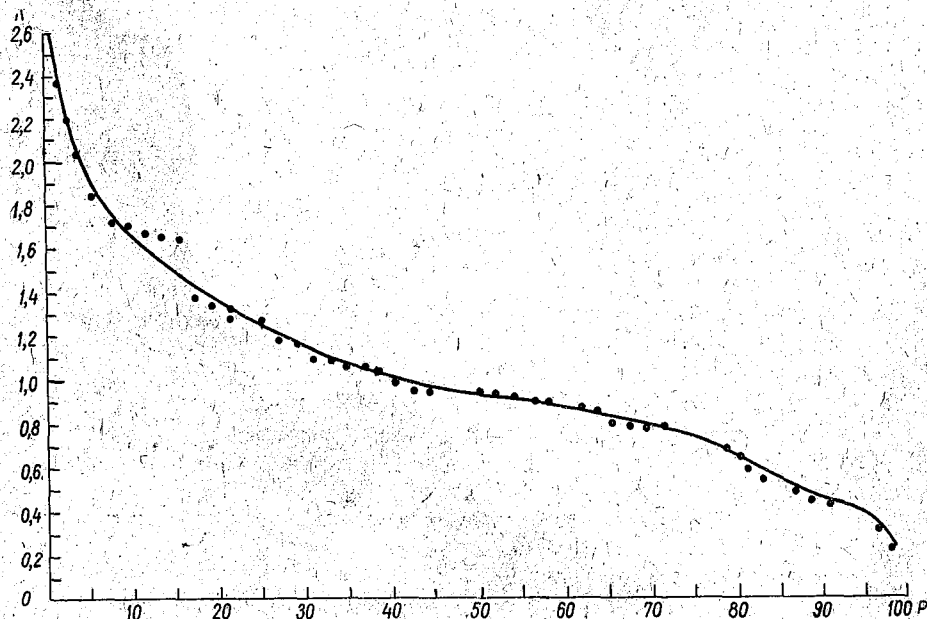


Рис. 2. Интегральная кривая распределения осадков по ст. Камо за июль—сентябрь.

ние составляет 0,4 и менее чем в 20% от общего числа случаев и в 33% от отрицательных отклонений необходимое добавление составляет более 0,4 нормы.

Какие бы несистематические изменения ни произошли за период 5—6 лет и более, они отразятся на всех остальных характеристиках ряда по ст. Камо. Если эти изменения будут характеризовать увеличение осадков, то они нарушат однородность ряда, увеличат обеспеченность осадков, близких к норме или превышающих норму, увеличат обеспеченность самой нормы, повысят вероятность положительных отклонений от среднего уровня. В связи с этим изменится и отношение сумм осадков на ст. Камо к суммам на других станциях.

Проведенный анализ материалов наблюдений необходим для выявления возможности оценки несистематических изменений осадков по данным малого числа станций, но такой анализ в то же время и недостаточен. Для более полных оценок необходимо рассмотрение уравнений регрессии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дроздов О. А. Основы климатической обработки метеорологических наблюдений. Изд. ЛГУ, 1956.

РАСЧЕТ ВЫСОТЫ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ НИЗКИХ ОБЛАКОВ СЛОИСТЫХ ФОРМ

В статье рассматривается распределение по высоте характеристик влажности в нижнем слое атмосферы в установившемся состоянии в зависимости от термодинамического состояния этого слоя. Выводятся формулы для расчета высоты уровня конденсации (нижней границы облаков).

Произведена проверка формул для нижней границы облаков на материалах самолетного зондирования. Наилучшие результаты получаются при предположении, что относительная влажность на уровне нижней границы облака равна 100%.

Многообразие и сложность физических процессов, приводящих к образованию облачности, затрудняет создание теории, достаточно полно отражающей закономерности формирования и эволюции ее границ.

Большой практический интерес представляет вопрос возможности расчета высоты нижней границы облаков. В работах [4], [8] была установлена связь высоты низких облаков с характеристиками влажности у земли. Однако предложенные расчетные формулы дают большие погрешности [5], [10] и могут быть использованы ограниченно с эмпирически подбираемыми коэффициентами.

В работах [3, 6, 9] было показано, что высота нижней границы облаков типа St — Sc зависит не только от характеристик влажности у земли, но и от термического состояния подоблачного слоя воздуха. Очевидно, в общем случае особенности формирования нижней кромки облаков связаны с характером гигротермодинамического состояния слоя атмосферы, расположенного ниже облака [1], [2].

Рассмотрим закономерности распределения характеристик влажности в подоблачном слое и условия формирования нижней кромки облака в зависимости от термодинамического состояния этого слоя. Будем считать, что распределение температуры, вертикальных токов и коэффициента турбулентности в подоблачном слое известно. Воздушная масса является горизонтально однородной. Выделим на некоторой высоте слоя элементарный объем в форме куба, ребра которого параллельны осям прямоугольной системы координат. Учитывая возможные потоки влаги через грани куба и изменение влагосодержания элементарного объема, в общем случае получаем следующее выражение, описывающее изменение удельной влажности воздуха в рассматриваемом слое:

$$\frac{\partial S}{\partial \tau} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(A \frac{\partial S}{\partial z} \right) + W \frac{\partial S}{\partial z} - \frac{S}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial \tau}, \quad (1)$$

где S — удельная влажность воздуха, τ — время, W — составляющая скорости движения воздуха по оси z , ρ — плотность воздуха, A — коэффициент турбулентного перемешивания в направлении оси z .

В установившемся состоянии выражение (1) для баланса влаги в подоблачном слое воздуха будет иметь вид

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(A \frac{\partial S}{\partial z} \right) + W \frac{\partial S}{\partial z} = 0. \quad (2)$$

Найти решение его в конечном виде, пригодном для расчета, оказывается невозможным. Практически представляют интерес некоторые частные случаи, которые с большой степенью точности отражают реальные условия. Можно выделить три состояния подоблачного слоя.

1. В подоблачном слое имеют место только упорядоченные вертикальные движения: $A = 0$, $W \neq 0$.

Выражение (2) для баланса влаги в этом случае будет иметь вид

$$W \frac{\partial S}{\partial z} = 0. \quad (3)$$

Так как $W \neq 0$, то $\frac{\partial S}{\partial z} = 0$, т. е. удельная влажность по высоте должна быть величиной постоянной

$$S(z) = S_0, \quad (4)$$

где S_0 — удельная влажность на уровне $z = 0$.

Распределение удельной влажности насыщения с высотой для слоя небольшой вертикальной протяженности может быть представлено в виде

$$S(z) = S_0 e^{(b - c\gamma)z}, \quad (5)$$

где $b = \frac{g}{R_v T_m}$, g — ускорение силы тяжести, R_v — газовая постоянная воздуха, T_m — средняя температура слоя ($^{\circ}\text{K}$); $c = \frac{17,54}{241,9 + t_0}$, t_0 — температура воздуха на уровне $z = 0$ ($^{\circ}\text{C}$), γ — вертикальный температурный градиент.

Разделив (4) на (5), получаем выражение для распределения относительной влажности с высотой в подоблачном слое воздуха

$$R(z) = R_0 e^{-(b - c\gamma)z}, \quad (6)$$

где R_0 — относительная влажность воздуха на уровне $z = 0$.

Обозначим высоту нижней границы облаков над уровнем $z = 0$ (уровень психрометрической будки) через h , а относительную влажность на уровне нижней кромки облака — через R_h . Логарифмируя (6), в этом случае для высоты нижней границы облаков получаем следующее выражение:

$$h = B \lg \frac{R_h}{R_0} \quad (7)$$

или при $R_h = 100\%$

$$h = B (2 - \lg R_0), \quad (8)$$

где $B = -\frac{2,3}{(b - c\gamma)}$.

Формула (8) была получена ранее в работе [6] для иных условий, о которых будет сказано ниже. Там же приведены значения коэффициента B .

2. Вертикальные токи отсутствуют ($W = 0$), но существует турбулентный обмен ($A \neq 0$).

Из выражения (2) имеем

$$-A \frac{\partial S}{\partial z} = Q = \text{const} \quad \text{или} \quad dS = -\frac{Q}{A} dz, \quad (9)$$

где Q — поток влаги по вертикали в подоблачном слое в установившемся состоянии.

Пусть распределение коэффициента турбулентности k с высотой описывается наиболее общим законом Б. И. Извекова — А. А. Дородницына

$$k(z) = k_{\infty} (1 + \varepsilon - e^{-mz}),$$

где k_{∞} , ε и m — некоторые параметры.

Считая для слоя небольшой вертикальной протяженности $\rho(z) = \text{const}$, выражение (9) можно записать в виде

$$dS = -a \frac{dr}{r}, \quad (10)$$

где $a = \frac{Q}{k_{\infty} m (1 + \varepsilon) \rho}$ — безразмерный параметр, не зависящий от высоты;
 $r = (1 + \varepsilon) e^{mz} - 1$.

Интегрируя уравнение (10) в пределах от уровня $z = 0$ до произвольной высоты, получаем

$$S(z) = S_0 - a \ln \frac{r(z)}{r_0}.$$

Выражение для распределения относительной влажности с высотой в подоблачном слое воздуха с учетом (5) будет иметь вид

$$R(z) = \left[R_0 - \frac{a}{S_0} \ln \frac{r(z)}{r_0} \right] e^{-(b - \varepsilon_1)z}.$$

Для высоты нижней границы облаков в этом случае находим следующее выражение:

$$h = B \lg \frac{R_h}{(R_0 + \Delta R_0)}, \quad (11)$$

где

$$\Delta R_0 = -\frac{a}{S_0} \ln \frac{r(h)}{r_0} = \frac{S_h - S_0}{S_0} = R_0 \left(\frac{S_h}{S_0} - 1 \right).$$

Методика определения параметров k_{∞} , ε и m , необходимых для вычисления поправки ΔR_0 , рассмотрена в [7].

Формулу (11) можно записать также в виде

$$h = B \lg \frac{R_h}{\beta R_0},$$

где $\beta = \frac{S_h}{S_0}$.

В случае когда удельная влажность в подоблачном слое выравнивается с высотой, турбулентный поток влаги в уравнении (9) равен нулю ($Q = 0$). При этом условии в выражении (11) поправка $\Delta R_0 = 0$ или $\beta = 1$, т. е. оно переходит в формулу вида (7).

3. В подоблачном слое воздуха имеют место как упорядоченные вертикальные движения воздуха, так и турбулентное перемешивание.

Для слоя небольшой вертикальной протяженности с большой степенью точности можно принять условие горизонтально однородного поля

количества движения; т. е. $\rho W(z) = \text{const}$. Интегрируя левую часть уравнения (2), в этом случае получаем

$$-A \frac{\partial S}{\partial z} + \rho W S - Q = 0$$

или

$$\frac{\partial S}{\partial z} + G(z) S + p(z) = 0, \quad (12)$$

где $Q = \text{const}$ — постоянная интегрирования, характеризующая опять же поток влаги по вертикали в подоблачном слое в установившемся состоянии; $G(z) = -\frac{\rho W}{A}$, $p(z) = \frac{Q}{A}$.

Решение уравнения (12) дает следующее выражение для распределения удельной влажности в подоблачном слое с высотой:

$$S(z) = e^{-\int_0^z G dz} \left[S_0 - \int_0^z p e^{\int_0^z G dz} dz \right].$$

Распределение относительной влажности будет описываться выражением

$$R(z) = \left[R_0 - \frac{1}{S_0} \int_0^z p e^{\int_0^z G dz} dz \right] e^{-(b-c\gamma)z - \int_0^z G dz}.$$

Для высоты нижней границы облаков в этом случае получаем

$$h = B \lg \frac{R_h e^{\int_0^h G dz}}{(R_0 + \Delta R)}, \quad (13)$$

где

$$\Delta R = -\frac{1}{S_0} \int_0^h p e^{\int_0^z G dz} dz = \frac{S_h e^{\int_0^h G dz} - S_0}{S_0} = R_0 \left(\frac{S_h}{S_0} e^{\int_0^h G dz} - 1 \right).$$

Формула (13) также может быть представлена в виде

$$h = B \lg \frac{R_h}{\beta R_0}. \quad (14)$$

Следовательно, она идентична формуле (11), т. е.

$$(R_0 + \Delta R) e^{-\int_0^h G dz} = R_0 + \Delta R_0.$$

В случае отсутствия потока влаги с высотой в уравнении (12) $Q = 0$;

при этом условии в формуле (13) $\Delta R = 0$, и так как $S_h = S_0 e^{-\int_0^h G dz}$, то остается справедливой запись ее в формуле (14). При $G(z) = \text{const}$ формула может быть представлена также в виде

$$h = B_1 \lg \frac{R_h}{R_0}, \quad (15)$$

где $B_1 = -\frac{2,3}{(b-c\gamma+G)}$.

Величина B_1 при восходящих движениях ($G < 0$) меньше, а при нисходящих ($G > 0$) больше, чем значения B (т. е. при $W = 0$). Наибольшие изменения B_1 наблюдаются при малых отрицательных и особенно при положительных значениях G , причем они проявляются тем резче, чем меньше вертикальный температурный градиент в подоблачном слое. С увеличением скорости нисходящих токов B_1 быстро стремится к бесконечности, поскольку само существование облаков при этих условиях становится невозможным (5). Из графика следует также, что низкие облака с малыми вертикальными температурными градиентами ($\gamma < 0,40$ град/100 м) в подоблачном слое возможны лишь при условии наличия хорошо развитых восходящих токов и слабо развитого турбулентного перемешивания.

Из анализа формулы (15) в целом следует, что в случае развитого турбулентного перемешивания и малых вертикальных токов уже незначительные их изменения могут вызывать большие колебания в высоте нижней границы облаков.

Таким образом, практически можно использовать две формулы для расчета высоты нижней границы слоистообразных облаков: (7) — при наличии в подоблачном слое только вертикальных движений и как частный случай только турбулентного перемешивания, когда вертикальный поток влаги (Q) отсутствует; (11) — для всех случаев состояния подоблачного слоя. Обе формулы были проверены на материалах самолетного зондирования пункта Ленинград за 1957—1959 гг. Для вычисления высоты облаков по формуле (11) в каждом конкретном случае необходимы данные о распределении коэффициента турбулентности, скорости вертикальных токов и вертикальном потоке влаги в подоблачном слое воздуха. Учитывая, что получение последних сопряжено с большими трудностями, причем методика расчета их в настоящее время недостаточно надежна, согласно полученным выше выражениям вместо них были использованы характеристики влажности; при этом последние брались непосредственно из данных зондирования.

Для проверки были отобраны случаи слоистой и слоисто-кучевой облачности, когда в слое от земли до нижней границы облака наблюдался постоянный (мало меняющийся) температурный градиент, больший 0,40 град/100 м. Данные, характеризующие общее число случаев и их распределение по различным градиентам высот и градиентам, приведены в табл. 1.

Нижняя граница облаков, как известно, определяется положением уровня конденсации. Теоретически относительная влажность на этом уровне должна быть $R_h = 100\%$. Однако по данным зондирования она, как правило, оказывается меньше 100%. Поэтому проверка формул производилась в двух вариантах:

а) по фактической (замеренной) относительной и удельной влажности на уровне нижней границы облака ($R_{hф}$);

б) при предположении, что $R_h = 100\%$. В последнем случае при расчете высоты по формуле (11) удельная влажность на уровне нижней границы соответственно пересчитывалась.

Формула (7) как частный случай формулы (11), когда $Q = 0$ при $R_h = 100\%$, была проверена в работе [6]. По сравнению с другими известными расчетными методами она дала наилучшие результаты.

Результаты испытания формул (7) и (11) при сделанных выше предположениях приведены в табл. 2 и 3.

Анализ данных показывает, что значительно лучшие результаты получаются по формуле (11). Величины отклонений лежат в пределах погрешностей, связанных с неточным измерением относительной влажности

и возникающих при вычислении вертикального температурного градиента в подоблачном слое.

Таблица 1

Высота нижней границы облаков (м)	0—200			201—500		
Вертикальный градиент температуры (°C/100 м)	0,41—0,60	0,61—0,80	0,81—1,00	0,41—0,60	0,61—0,80	0,81—1,00
Число случаев	1	2	3	10	12	8
Высота нижней границы облаков (м)	501—1000			1001—2000		
Вертикальный градиент температуры (°C/100 м)	0,41—0,60	0,61—0,80	0,81—1,00	0,41—0,60	0,61—0,80	0,81—1,00
Число случаев	7	18	13	0	6	6

Таблица 2

Формула	Параметр	Градации высоты (м)				
		0—200	201—500	501—1000	1001—2000	0—2000
(7) при $R_h = R_{hф}$	Δh м	57	195	475	900	405
	$\Delta h/h$ %	36	61	65	70	62
	Повторность знака (%)	(+) 67	(+) 97	(+) 97	(+) 100	(+) 94
(7) при $R_h = 100\%$	Δh м	40	82	246	507	210
	$\Delta h/h$ %	24	25	33	32	30
	Повторность знака (%)	(+) 50	(-) 63	(+) 89	(+) 83	(+) 67
(11) при $R_h = R_{hф}$	Δh м	40	83	103	163	100
	$\Delta h/h$ %	23	24	14	12	18
	Повторность знака (%)	(+) 33	(-) 53	(-) 68	(-) 75	(-) 60
(11) при $R_h = 100\%$	Δh м	33	55	90	142	81
	$\Delta h/h$ %	18	15	12	11	14
	Повторность знака (%)	(+) 33	(-) 67	(-) 71	(-) 75	(-) 61

Следовательно, при расчете высоты нижней границы облаков типа St—Sc, кроме температуры, необходимо учитывать также фактическое распределение характеристик влажности с высотой. При этом следует подчеркнуть, что ошибки в расчете значительно уменьшаются при предположении $R_h = 100\%$. Одной из причин этого может быть то, что отно-

сительная влажность при отрицательных температурах и тем более в полете измеряется с большими погрешностями.

Таблица 3

Формула	Повторяемость $\Delta h/h$ по градациям (%)								
	0—10	11—20	21—30	31—40	41—50	51—60	61—70	71—80	>80
(7) при $R_h = R_{hф}$	2	1	6	7	19	13	17	13	22
(7) при $R_h = 100\%$	26	17	16	10	9	6	9	5	2
(11) при $R_h = R_{hф}$	42	21	16	11	7	2	1		
(11) при $R_h = 100\%$	49	29	13	7	2				

Для выявления роли отрицательной температуры результаты проверки формулы (11) были дифференцированы по группам в зависимости от температуры у земли и на уровне нижней границы облака. Данные, характеризующие температурный режим подоблачного слоя в случаях, подвергнутых обработке, приведены в табл. 4.

Таблица 4

Группа	1	2	3	4
Температура (град.)	$t_0 \leq 0$	$t_0 > 0$	$t_0 > 0; t_h < 0$	$t_h > 0$
Число случаев	51	35	15	20

Результаты испытания формулы (11) в зависимости от температурного режима подоблачного слоя даны в табл. 5.

Таблица 5

Формула	Средняя ошибка	Группа			
		1	2	3	4
(11) при $R_h = R_{hф}$	Δh м	116	77	96	62
	$\Delta h/h$ %	22	12	14	11
	Повторность знака (%)	(—) 67	(—) 51	(—) 73	(+) 50
(11) при $R_h = 100\%$	Δh м	97	58	73	46
	$\Delta h/h$ %	17	9	11	8
	Повторность знака (%)	(—) 74	(—) 57	(—) 73	(+) 55

Из таблицы видно, что ошибки в расчете по обеим формулам резко уменьшаются для случаев с положительной температурой у земли. При положительной температуре во всем подоблачном слое заметного уменьшения ошибок не наблюдается. Характерно, что результаты расчета по второй формуле ($R_h = 100\%$) во всех случаях остаются лучшими.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович К. Г., Хргиан А. Х. Исследование условий возникновения слоистообразной облачности нижнего яруса. Труды ЦАО, вып. 28, 1960.
2. Богданова Н. П., Швец М. Е. Об определении нижней границы внутримассовых слоистых облаков. Труды ГГО, вып. 81, 1959.
3. Гоголева Е. И. Условия возникновения низкой облачности над ЕТС и возможности ее прогноза. Гидрометеиздат, Л., 1956.
4. Ипполитов А. Н. Об определении высоты облаков по влажности воздуха у земли. Метеорол. и гидрол., № 1, 1946.
5. Кожарин В. С. Некоторые вопросы теории образования и эволюции облаков неконвективных форм. Труды ЛКВВИА, вып. 330, 1960.
6. Кожарин В. С. Роль турбулентного обмена в формировании пространственной и внутренней структуры облаков слоистых форм. Метеорол. и гидрол., № 2, 1957.
7. Матвеев Л. Т. Общий курс метеорологии. ЛКВВИА, Л., 1958.
8. Молчанов П. А. Аэрология, Гидрометеиздат, Л., 1938.
9. Селезнева Е. С. О высоте нижней границы внутримассовых облаков. Труды ГГО, вып. 63, 1956.
10. Честная И. И. Об определении нижней границы облаков по наземным данным. Труды ГГО, вып. 2, 1947.

Г. Т. НИКАНДРОВА

ИЗМЕНЕНИЕ С ВЫСОТОЙ МИКРОСТРУКТУРЫ ОБЛАКОВ РАЗНОГО ТИПА

В статье рассматривается возможность применения гамма-распределений для аналитического выражения спектра облачных частиц. По фактическим данным определены параметры распределений и их изменение с высотой над основанием облаков типа *Cu cong.*, *Cu simpl.* и *Sc*. Сделана оценка радиолокационной отражаемости, характерной для облачного спектра.

При исследованиях в области физики образования осадков, при изучении оптических свойств и радиолокационной отражаемости облаков и в целом ряде других задач требуются характеристики распределения облачных частиц по размерам, причем важно знать аналитический вид функции распределения размеров частиц и ее изменения как в пространстве, так и во времени.

О функции распределения частиц

Опытные распределения облачных капель могут быть представлены в виде

$$\frac{dN}{N} = f(r) dr, \quad (1)$$

где N — число частиц в пробе или концентрация частиц на единицу объема воздуха, r — радиус частиц, $f(r)$ — функция распределения, или плотность вероятности, как ее называют в статистике. Выражение (1) дает вероятность того, что dN частиц из общего числа N частиц имеют радиус от r до $r + dr$.

Ввиду сложности процессов, обуславливающих распределение капель по размерам в облаках, вид функции $f(r)$ теоретическим путем не получен.

Однако рядом авторов предложен вид функции $f(r)$, наилучшим образом описывающий фактические распределения капель в облаках и осадках.

Мы остановимся на гамма-распределении, получившем наибольшее распространение в применении к спектрам облаков и осадков за последнее время [1—4].

В наиболее общем виде гамма-распределение можно представить в виде функции

$$f(r) = \frac{nb^{\frac{m+1}{n}}}{\Gamma\left(\frac{m+1}{n}\right)} r^m e^{-br^n}, \quad (2)$$

где $\Gamma\left(\frac{m+1}{n}\right)$ — гамма-функция, r — радиус капель, n, m, b — параметры распределения.

Такое распределение рассматривалось в работах [1, 2]. Однако в применении к облакам и осадкам число параметров может быть сокращено до двух, если принять $n = 1$. Тогда функция распределения примет более простой вид

$$f(r) = \frac{b^{m+1}}{\Gamma(m+1)} r^m e^{-br}. \quad (3)$$

Для распределений с параметром $n = 1$ свойственно равенство радиуса, дающего максимальный вклад в водность r_{0w} (модального ра-

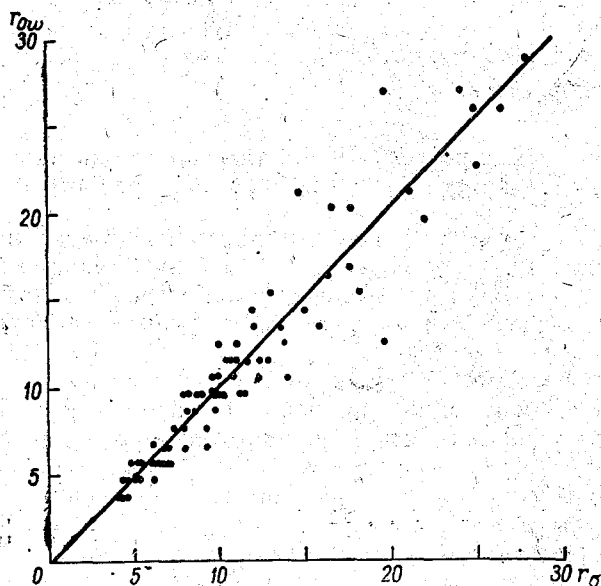


Рис. 1. Корреляция между r_{0w} и r_σ

диуса по водности), и радиуса удельно-поверхностной эквивалентности $r_\sigma = \frac{\bar{r}_3^3}{\bar{r}_2^2}$, где $\bar{r}_3$ — средний кубический радиус капель, $\bar{r}_2$ — среднеквадратичный радиус капель. В этом случае $r_\sigma = r_{0w} = \frac{m+3}{b}$.

Нами были вычислены для фактических распределений капель в слоистых облаках радиусы $\bar{r}_\sigma$ и $\bar{r}_{0w}$ и построен корреляционный график (рис. 1), на котором видно, что точки ложатся близко к прямой, проходящей под углом 45° через начало координат. Разброс точек объясняется в основном тем, что радиус r_{0w} из кривой распределения nr^3 определялся недостаточно точно. Таким образом, для облачных спектров можно действительно принять $n = 1$.

Возможность применения функции $f(r)$ с двумя параметрами m и b показал П. В. Дьяченко для характеристики распределения капель в туманах [1]. Он нашел, что распределение капель в адвективных туманах хорошо описывается функцией (3) с параметром $m=3$, а в радиационных туманах — с параметром $m=6$.

Л. М. Левин [3] использовал функцию (3) для характеристики спектров капель в облаках и осадках и показал, что для облачных спектров

параметр принимает значения от 8 до 4, а для спектров дождей — от 2 до 0.

Тот же вывод для распределения капель в дождях получили Е. А. Полякова и К. С. Шифрин [4].

В ряде случаев число параметров распределения облачных капель можно сократить до одного. В частности, если рассматривать суммированное распределение капель по всей толще облаков слоистых типов, то, как показал И. П. Мазин [5], в этом случае $m=2$ и распределения отличаются только одним параметром b (т. е. только средними размерами).

Следует отметить, что распределения с большими значениями параметра m (от 6 до 8) представляют собой узкие и довольно симметричные спектры с отсутствием «хвостов» в сторону крупных капель, тогда как с уменьшением параметра m спектр становится все более несимметричным и все более вытянутым в сторону крупных капель. С уменьшением параметра m наблюдается все большее различие между средними размерами капель $\bar{r}_1$, $\bar{r}_2$, $\bar{r}_3$ и $\bar{r}_s$.

Применение гамма-распределений для характеристики изменения спектра капель с высотой в облаках разного типа

К настоящему времени проведено довольно много наблюдений за микроструктурой облаков. Показано, что с высотой происходит укрупнение облачных капель и расширение их спектра. Представляет интерес рассмотреть, каким образом изменяется функция распределения $f(r)$, описывающая эти изменения.

Вследствие известных ограничений и недостатков метода микрофотографирования очень трудно получить достаточно большое число проб в одном и том же облаке, чтобы рассмотреть изменения распределения капель по высоте. Пришлось поэтому использовать осредненные данные для некоторых типов облаков, полученные в разные дни.

Нами использованы данные для облаков *Ci cong.*, рассмотренные ранее [6], с целью получения характеристики изменения с высотой модального и среднего кубического радиусов капель. Для осреднения были выбраны только те облака, которые в момент измерения не давали осадков. Для сравнения использованы данные В. А. Зайцева [7], относящиеся к облакам *Ci simpl.* Из облаков слоистых форм мы рассмотрели относительно однородные по физическим условиям образования подынверсионные облака *Sc* мощностью 300—400 м.

Данные микрофотографирования для каждого типа облаков были разбиты на группы в зависимости от высоты над основанием облака и получены осредненные спектры для каждой из групп. Параметры распределения определялись по методу моментов, применявшемуся ранее П. В. Дьяченко [1]. Для этого подсчитывался средний арифметический радиус $\bar{r}_1$ и радиус удельно-поверхностной эквивалентности $\bar{r}_s = \frac{\bar{r}_3^3}{\bar{r}_2^2}$, где $\bar{r}_3$ — средний кубический радиус, а $\bar{r}_2$ — средний квадратичный радиус.

Указанные средние величины и являются моментами распределения, по которым могут быть определены параметры m и b , а также r_0 . Действительно,

$$\left. \begin{aligned} \bar{r}_1 &= \frac{m+1}{b} \\ \bar{r}_s &= \frac{m+3}{b} \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

Решая эту систему уравнений относительно m и b , получим:

$$m = \frac{3\bar{r}_1 - \bar{r}_0}{\bar{r}_0 - \bar{r}_1}, \quad b = \frac{m+1}{\bar{r}_1} = \frac{m+3}{\bar{r}_0},$$

$$r_0 = \frac{m}{b} = \frac{3\bar{r}_1 - \bar{r}_0}{2}. \quad (5)$$

Вычисленные значения r_0 использовались в качестве критерия согласования с опытным распределением. Использование метода моментов для нахождения параметров распределения представляет довольно трудоемкую операцию, но в то же время позволяет с любой точностью подобрать параметры распределения, а также учесть нерегулярную (статистически недостаточно заполненную) правую часть кривой опытного распределения, что представляет особый интерес в данном исследовании. Параметры распределения легче определить графическим методом, предложенным Л. М. Левиным [3], по интегральной кривой распределения. Однако в этом случае не удастся учесть наличие крупных капель, число которых составляет ничтожно малую часть общего числа капель в данном распределении.

Ввиду того что в фактических спектрах капель отмечается непрерывное распределение до 20—30 μ , а затем наблюдается резкий спад повторяемости числа капель, а иногда и несплошное заполнение, средние размеры определялись как для всего спектра, так и без учета нерегулярного хвоста (капель радиусом свыше 20—30 μ).

Результаты расчетов приведены в табл. 1. В таблице указаны высоты над основанием облака, по которым производилось осреднение, соответствующие им параметры распределения m и b , а также r_0 , вычисленное по формуле, и r_0 фактическое, указан максимальный радиус капель рассматриваемых распределений, число капель в осредненной пробе и концентрация частиц, которая определялась по фактическому распределению и среднему значению водности на данной высоте. В последней графе указана концентрация капель радиусом свыше 20 или 30 μ .

Для большинства высот приведены значения параметров распределения как для полного спектра, так и для диапазона радиусов, на который попадает подавляющее число частиц (без учета «хвоста»).

Параметры, определенные по неполному спектру и относящиеся к данному интервалу высот, даны в нижней строке соответствующих интервалов высот.

Как видно из данных таблицы, наличие небольшого числа относительно крупных капель может существенно сказаться на средних радиусах и, следовательно, на параметрах распределения.

Для облаков всех типов отмечается постепенное убывание параметров m и b с высотой. Наименьшие значения параметров наблюдаются в области наибольшей разнородности распределения капель. Для распределения капель в диапазоне до 20—30 μ это убывание происходит более плавно и закономерно. В верхней части облаков всех типов параметры вновь увеличиваются. В основании кучевых облаков параметр $m=6 \div 7$, затем он постепенно уменьшается до 3, а у верхней границы вновь возрастает до 4.

Это оказывается справедливым в том случае, если рассматривать только ту часть спектра, которая является хорошо заполненной статистически. Анализ спектров распределения, полученных методом микрофотографирования, показывает, что подавляющее число облачных капель сосредоточено в диапазоне до 30 μ . То же отмечалось нами ранее [8] для спектров распределения в облаках слоистых форм. Было показано, что

Таблица 1

Микрофизические характеристики облаков разного типа и их изменение с высотой

Высота над основанием облака (м)	m	b	r_0 выч	r_0 факт	r_{max}	Число капель	Концентрация (см ⁻³)	Концентрация капель радиусом более 20—30 μ (см ⁻³)
----------------------------------	-----	-----	-----------	------------	-----------	--------------	----------------------------------	--

Cu cong.

0—50	5,88	1,96	3,00	3	10	1695	365	
250—450	5,25	1,02	5,15	4—5	17	2461	238	
450—650	3,09	0,53	5,80	6—7	33	3016	170	1,7
То же до 20 μ	4,80	0,78	6,20					
850—1250	4,73	0,70	6,76	7	28	3602	204	0,8
То же до 20 μ	5,28	0,77	6,82					
1250—1650	3,00	0,37	8,10	8	43	1452	90	0,27
То же до 30 μ	3,25	0,39	8,26					
1650—2050	1,28	0,19	6,75	8	59	1631	53	1,9
То же до 30 μ	2,96	0,36	8,30	8				
2050—2450 ¹	6,85	1,0	6,85	6—7	16	478	350 ¹	
2450—3000	2,17	0,30	7,20	8	46	566	100	1,2
То же до 30 μ	3,70	0,46	8,06					
3000—3500	2,81	0,38	7,40	8	36	922	120	0,7
То же до 30 μ	3,58	0,46	7,74					
3500—4000	1,11	0,23	4,83	7—8	43	309	40	1,2
То же до 20 μ	4,0	0,59	6,80					

Cu simpl.

0—50	7,52	2,16	3,75	3,75 ²	10	1825		
150—250	4,65	0,86	5,40	5,0	20	9954		
250—450	3,07	0,52	5,92	6,25	25	8863		
450—650	3,04	0,49	6,20	6,25	28,75	5079		
650—850	4,03	0,53	7,60	7,50	26,25	3665		
1000—1200 (верхняя граница)	2,31	0,43	5,40	5,0	25	4252		

Sc

0—50	4,55	0,77	5,87	5	19	451	28	
50—150	2,10	0,35	6,09	5	26	357	23	
150—250	1,26	0,22	5,60	7—8	42	490	10	0,3
То же до 30 μ	2,62	0,38	6,96					
250—350	2,29	0,27	7,50	9	38	509	13	0,3
То же до 30 μ	3,23	0,36	8,96					
350—400	2,94	0,32	9,17	10	45	730	16	0,2
То же до 30 μ	4,52	0,46	9,86					

¹ Проба капель нерепрезентативна.² Спектры рассчитаны через интервал 1,25 μ .

90% водности приходится на диапазон облачных капель в пределах до $30\text{ }\mu$. Это видно и из графиков (рис. 2), где нанесены фактические кривые распределения в основании, средней и верхней частях облаков и построены интегральные кривые распределения числа капель, водности и радиолокационной отражаемости облаков.

Таким образом, границей собственно облачного или «конденсационного» спектра следует считать радиус капель $30\text{ }\mu$. Для капель большего размера скорость конденсационного роста становится ничтожно малой

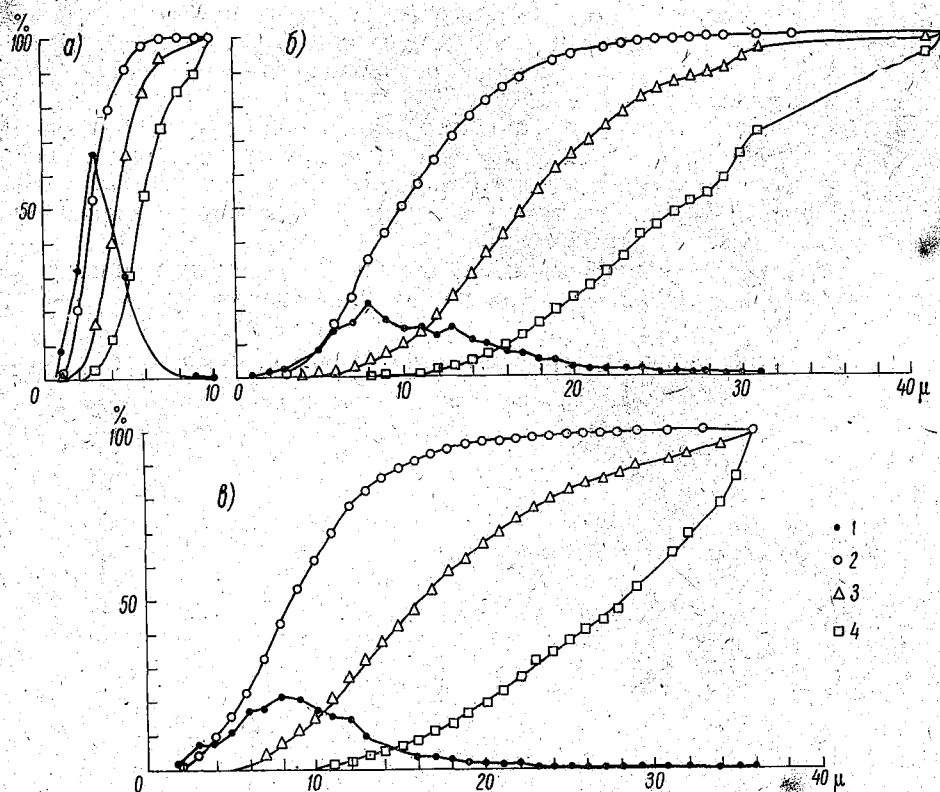


Рис. 2. Распределение облачных капель по размерам и соответствующие интегральные кривые концентрации, вклада в водность и радиолокационной отражаемости для облаков *Cu cong.*

1 — фактическая кривая распределения числа капель. Интегральные кривые распределения: 2 — числа капель, 3 — водности, 4 — радиолокационной отражаемости.
а — основание облака, б — высоты 1250—1650 м над основанием облака, в — высоты 3000—3500 м над основанием облака.

Конденсационный спектр капель составляет фон, без которого не может существовать облако и на котором происходит укрупнение капель путем коагуляции.

Конденсационный спектр частиц лучше характеризуют параметры, рассчитанные по ограниченному спектру. В этом случае точнее определяется положение модального радиуса (по сравнению с фактическим r_0), а распределения имеют более высокий параметр m .

Следует отметить, что определение параметров графическим методом Л. М. Левина [3] совпадает с определением их по методу средних без учета капель, лежащих за пределами конденсационного спектра.

Между тем как в облаках *Cu cong.* большой мощности, так и в обла-

ках Sc встречаются капли размером свыше 30 μ . Концентрация таких капель мала по сравнению с концентрацией капель, составляющих конденсационный спектр, но их вклад в водность и особенно в радиолокационную отражаемость облаков может быть существенным. По нашим данным, в облаках Cu cong. на высотах 1650—2050 м над основанием на капли радиусом более 30 μ приходится 50% водности.

Если учитывать полный спектр капель с отдельными крупными частицами, то величина средних размеров изменяется, а спектр характеризуется более низкими значениями параметра m . Использование функции распределения с малыми параметрами m позволяет учесть вклад крупных капель в интегральные характеристики (водность, радиолокационную отражаемость), но искажает особенности распределения в области малых размеров капель.

Таким образом, следует отличать собственно облачный или конденсационный спектр капель от спектра капель, созданных механизмом коагуляции. Для изучения распределения более крупных капель метод микрофотографирования недостаточно надежен, хотя и позволяет выявить наличие капель радиусом до 60 μ .

Ниже рассмотрим влияние капель, лежащих за пределами конденсационного спектра, на свойства радиолокационной отражаемости облаков.

Радиолокационная отражаемость облаков разного типа

Рассмотренные характеристики микроструктуры облаков позволяют определить радиолокационную отражаемость $Z = \sum nr^6$ в данном участке спектра.

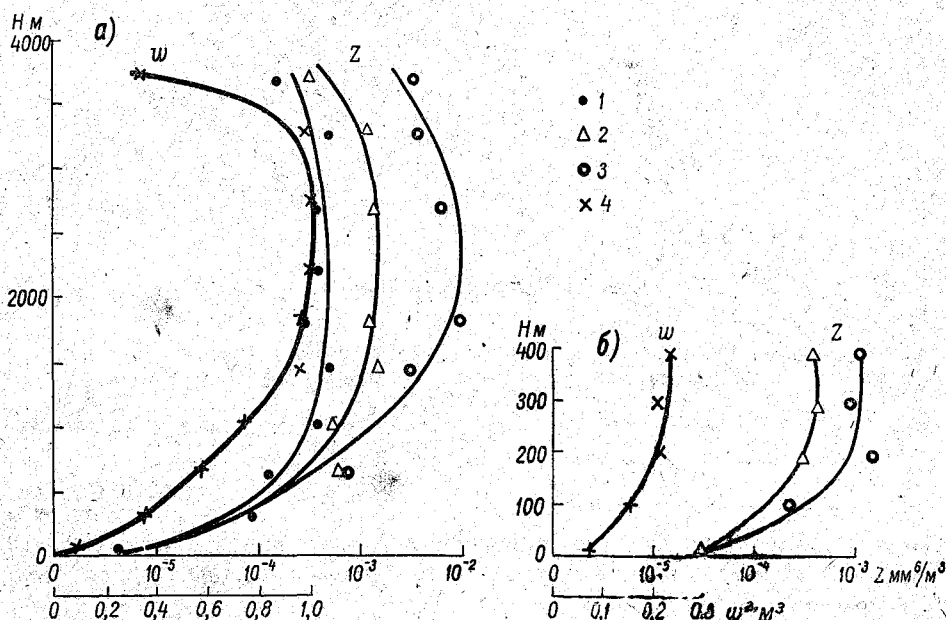


Рис. 3. Распределение с высотой радиолокационной отражаемости и средней водности в облаках Cu cong. (а) и Sc (б). Отражаемость, обусловленная каплями: 1 — до 20 μ , 2 — до 30 μ , 3 — до 60 μ , 4 — ход водности.

Значения Z были рассчитаны по фактическим спектрам распределения и средним значениям водности на соответствующих уровнях.

Несмотря на то что полученные методом микрофотографирования спектры частиц не отображают действительной картины в облаке, тем

не менее представляет интерес рассмотреть, какова по величине отражаемость, обусловленная каплями в пределах до 60μ (наиболее крупные из рассматриваемых нами частиц).

Рассчитанный по фактическим данным ход отражаемости с высотой в облаках *Cu cong.* и *Sc* представлен на рис. 3. На том же рисунке для сравнения приведен ход водности. Отражаемость рассчитывалась для разных диапазонов размеров капель.

Распределение, охватывающее капли всех размеров, имеет максимум в средней части облака, где отражаемость Z достигает $10^{-2} \text{ мм}^6/\text{м}^3$.

Такой фон могут составлять облака *Cu cong.* Если отражаемость от этих облаков составляет большую величину, то это должно означать,

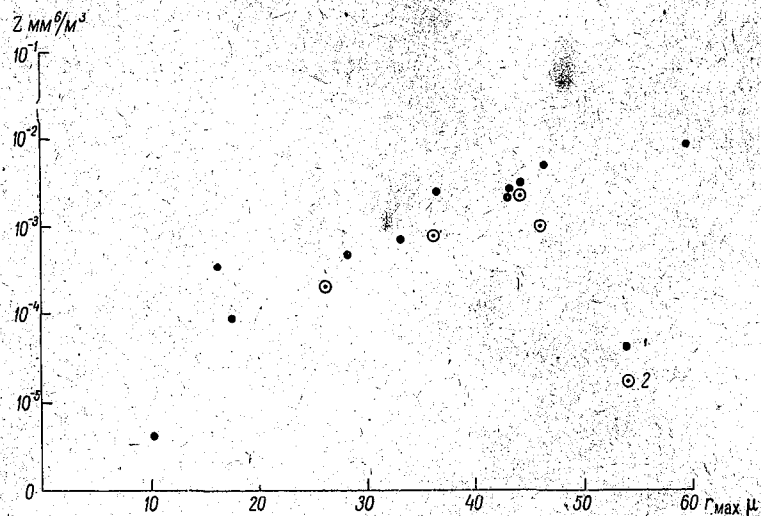


Рис. 4. Связь радиолокационной отражаемости Z с максимальным размером капель в облаках: 1 — *Cu cong.*, 2 — *Sc*.

что в облаках имеются более крупные частицы. Отражаемость в пределах до 20μ составляет не более $3 \cdot 10^{-4} \text{ мм}^6/\text{м}^3$, до 30μ — не более $1,5 \cdot 10^{-3}$, а наличие капель свыше 30μ в концентрации от $0,8$ до $1,9 \text{ см}^{-3}$ увеличивает отражаемость на порядок величины до $1 \cdot 10^{-2} \text{ мм}^6/\text{м}^3$.

Увеличение отражаемости коренным образом определяется наличием крупных капель.

На рис. 4 дана зависимость Z от максимального размера капель в пробе. Точки располагаются равномерно относительно некоторой кривой.¹ Интересно отметить, что точки, относящиеся к облакам *Sc*, водность которых значительно меньше водности *Cu cong.*, также ложатся вблизи точек для *Cu cong.* Этот факт требует еще дополнительной проверки. Если это справедливо, тогда по величине отражаемости можно будет судить о максимальном размере капель в облаках.

Действительно, отражаемость возрастает пропорционально шестой степени радиуса капель, тогда как спад концентрации капель в сторону более крупных должен происходить монотонно. Максимальный вклад в отражаемость дают частицы, лежащие за пределами основной массы капель, поэтому величина отражаемости должна характеризовать возможный наибольший размер капель.

¹ Е. М. Сальман [9] получил для дождей линейную связь $\lg Z$ с r_{max} .

ЛИТЕРАТУРА

1. Дьяченко П. В. Опыт применения методов математической статистики к изучению структуры естественных туманов и облаков. Труды ГГО, вып. 101, 1959.
2. Шифрин К. С. О вычислении радиационных свойств облаков. Труды ГГО, вып. 46 (108), 1955.
3. Левин Л. М. О функциях распределения облачных капель по размерам. Оптическая плотность облака. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 10, 1958.
4. Полякова Е. А. и Шифрин К. С. Микроструктура и прозрачность дождей. Труды ГГО, вып. 42 (104), 1953.
5. Мазин И. П. Физические основы обледенения самолетов. Гидрометеиздат, М., 1957.
6. Чуваев А. П. и Крюкова Г. Т. Некоторые результаты исследований мощных кучевых облаков. Труды ГГО, вып. 47, 1954.
7. Зайцев В. А. Размеры и распределение капель в кучевых облаках. Труды ГГО, вып. 13, 1948.
8. Никандрова Г. Т. и Химач М. А. Характеристики микроструктуры переохлажденных облаков. Труды ГГО, вып. 102, 1960.
9. Сальман Е. М. Радиолокационное исследование структуры ливней и гроз. Труды ГГО, вып. 72, 1957.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕЖИМА ЛЕТНИХ ОСАДКОВ НА ПОДВЕТРЕННЫХ СКЛОНАХ ГОР ЗАСУШЛИВОЙ ЗОНЫ АРМЕНИИ

На основании анализа средних месячных сумм осадков по станциям, расположенным на наветренных и подветренных склонах Гегамского (Агмаганского) хребта и горного массива Арагац, доказывається, что в наиболее сухие летние месяцы, когда уровень конденсации близок к верхней границе наиболее высоких пиков гор, на их подветренных склонах осадков выпадает больше, чем на наветренных.

Как известно [1], климат Армении отличается исключительным многообразием. Имеется много отличительных особенностей и в распределении осадков над различными районами Армянской ССР. Однако, отвлекаясь от некоторых деталей, обычно для всей Армении выделяют три основных типа распределения осадков в годовом ходе.

При первом типе, характерном для долины р. Аракс, основной максимум осадков наблюдается весной, а вторичный — осенью (преимущественно в ноябре). Основной минимум отмечается летом, а вторичный — зимой. Отличия между отдельными районами долины состоят в том, что на ее юго-восточной части основной максимум приходится чаще на апрель а, например, в районе Ереванской котловины и даже ст. Арагац высокогорная (в дальнейшем Арагац в/г) — на май.

Характерно, что вторичный (осенний) максимум в долине р. Аракс оказывается наиболее развитым по сравнению со всеми другими районами Армении. Этот максимум весьма резко выражен и на ст. Арагац в/г (рис. 1 а).

Второй тип годового распределения осадков является как бы некоторой трансформацией первого типа. Он наблюдается преимущественно в котловине оз. Севан и в прилегающих к ней районах. Основной максимум здесь также приходится на конец весны или начало лета (май — июнь), а основной минимум — на зимние месяцы. Летом наблюдается вторичный минимум осадков, а осенью — небольшой вторичный максимум (рис. 1 б).

При третьем типе годового хода осадков кривая имеет сглаженный вид с одним максимумом в мае или июне и с одним минимумом в зимние месяцы. Этот тип характерен для северо-западной части Армении, например района Ленинканского нагорья. По существу, почти такое же, одновершинное, распределение осадков в годовом ходе имеет место в районе влажного климата Лорийской степи и южных склонов Мокрых гор, а также в северо-восточной лесной зоне Армении (Дилижанский район и др.). В этих районах также уже не обнаруживается вторичного минимума осадков в летние месяцы, хотя и отмечается ровный ход кривых распределения осадков в интервале август — сентябрь (рис. 1 в).

Обычно указывается, что в районах, где наблюдается последний тип распределения осадков, температурный режим и степень увлажнения не способствуют резкому сокращению запасов влаги к летнему времени, в результате чего здесь и в этот период имеет место относительно интенсивное развитие ливневой деятельности.

Соглашаясь с тем, что указанное обстоятельство не способствует проявлению здесь летнего минимума осадков, нужно все же отметить, что оно не снимает вопроса о том, почему, например, в районе Ленинанканского нагорья не проявляется вторичный (осенний) максимум осадков; или иначе, почему в Ленинанкане в ноябре, а в Шахназоре в декабре

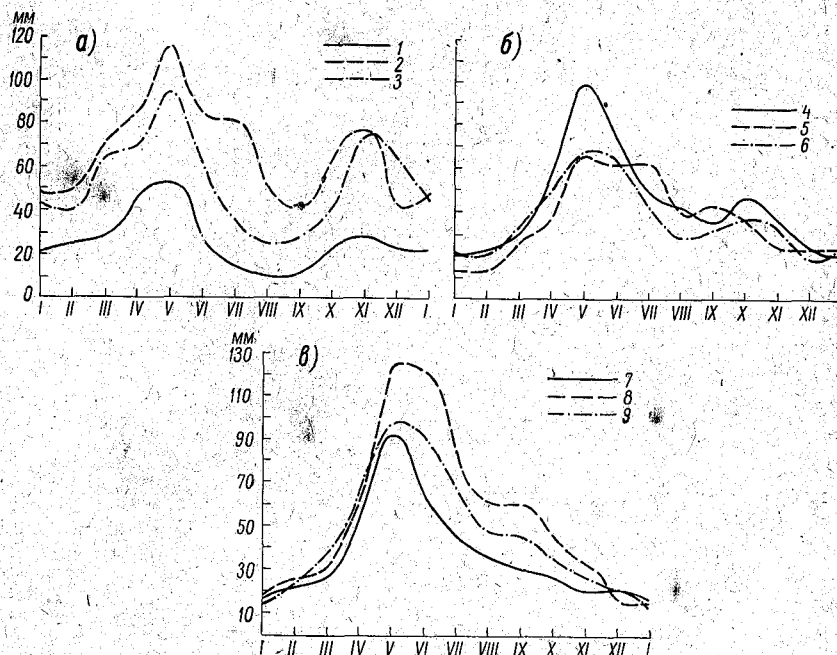


Рис. 1. Типы годового хода осадков над территорией Армении
1 — Ереван, 2 — Арагац в/г, 3 — Котабулаг, 4 — Севан, 5 — Камо, 6 — Мартуни,
7 — Ленинанкан, 8 — Шахназар, 9 — Дилижан.

осадков выпадает меньше, чем в соответствующие месяцы даже в Ереване или, например, Верин-Талине.

Следует подчеркнуть, что, поскольку Армянское нагорье и, в частности, территория Армянской ССР являются исключительно сложными в физико-географическом отношении, то здесь не редки случаи, когда сравнительно близко расположенные станции обнаруживают существенные различия в годовом ходе осадков, а более удаленные станции дают сходный годовой ход.

Мы разделяем точку зрения А. Г. Балабуева [2] о том, что в сложных условиях Закавказья исследование облаков и осадков должно производиться при обязательном сопоставлении обоих элементов по отдельным пунктам в связи с особенностями орографии (на фоне общего синоптического процесса). Однако в настоящей статье мы не можем рассмотреть и дать исчерпывающее объяснение влияния многообразных орографических и других особенностей на характер формирования облаков и осадков в различных пунктах территории Армении.

Здесь представляется возможным рассмотреть лишь особенности режима летних осадков на подветренных склонах гор засушливой зоны Армении.

Для решения этого вопроса привлекаются данные метеостанций, расположенных в районах г. Арагаца и Гегамского (Агмаганского) хребта.

Начнем рассмотрение с материалов Севанской котловины, поскольку метеорологический режим этого важного для народного хозяйства Армении объекта изучен наиболее подробно [1, 3—8].

Как известно [3], [4], в центральной части бассейна оз. Севан имеет место резкое уменьшение осадков в сравнении с соседними районами, лежащими на той же высоте над уровнем моря. По Г. И. Орлову [4], такое уменьшение выражается величиной порядка 150—200 мм в год.

В качестве одной из основных причин, порождающих здесь эту плювиометрическую депрессию, обычно указывается [3] котловинное положение оз. Севан, которое почти сплошь окружено горами (являющимися препятствием для влагообмена с соседними районами). Эта основная причина обуславливает ряд следствий. Важнейшее из них (нисходящее движение на подветренных склонах гор) имеет динамическую природу и всегда действует в сторону указанного уменьшения осадков. Наконец, само наличие обширного водоема в теплое время года препятствует развитию восходящих движений в его центральной части и таким образом (в силу уже термических факторов) действует также в сторону занижения количества осадков.

Правда, наличие относительно холодного водоема в это время может способствовать усилению горно-долинной циркуляции (при наложении бризовой составляющей) и при достаточной их мощности — возникновению осадков. Однако этот вопрос пока еще остается недостаточно выясненным.

Возникает вопрос, всегда ли наличие достаточно высокого горного хребта, лежащего на пути основного переноса воздушных масс, обуславливает пониженные количества осадков на его подветренных склонах.

Приведенные ниже материалы показывают, что в специфических условиях горной котловины оз. Севан в значительную часть летнего времени имеет место относительное завышение количества осадков на восточных (подветренных) склонах центральной и отчасти южной части Гегамского хребта.

Уже Г. И. Орловым [4] отмечалось, что для центральной полосы бассейна оз. Севан является характерным большой процент осадков, выпадающих в летние месяцы.

Однако до сих пор не было обращено внимания на то, что по крайней мере на восточных склонах Гегамского хребта, лежащих в направлении господствующего переноса от наиболее высоких его пиков (район ст. Камо), в летние месяцы осадков выпадает и по абсолютной величине больше, чем на всех окружающих станциях (в том числе и на станциях, расположенных на наветренных склонах этого хребта). Это хорошо иллюстрирует рис. 2, а, на котором представлен годовой ход разностей средних месячных осадков между станциями Севан, Раздан (б. Неркин-Ахта); Фонтан и Камо. Имеется основание полагать, что летнее превышение осадков может частично распространяться (или по крайней мере «получать отражение») как на станциях восточного берега озера, лежащих в направлении указанного господствующего переноса (район ст. Шоржа), так и на прилегающих (к этой зоне) районах внутренних склонов Гегамского хребта.

Нам представляется, что это достаточно убедительно показано на

рис. 2 б, на котором сопоставлен годовой ход тех же разностей по ст. Севан с годовым ходом по данным станций Камо, Шоржа и Мартуни. Полное согласование хода месячных разностей в летние месяцы по всем трем указанным станциям (характеризующим вышеупомянутые районы) по отношению к ст. Севан является весьма выразительным и подтверждает высказанное выше предположение.

Интересно отметить, что рассматриваемое явление находит свое отражение также и в климатических данных по общей облачности. Оказывается, с июня по сентябрь включительно пасмурное состояние неба (облачность 8—10 баллов) имеет большую повторяемость (в пределах 6—8%) на ст. Камо, чем на ст. Севан. В период же с августа по октябрь на ст. Камо преобладает в пределах 6—3% вероятность полуюсного состояния неба (облачность 3—7 баллов).

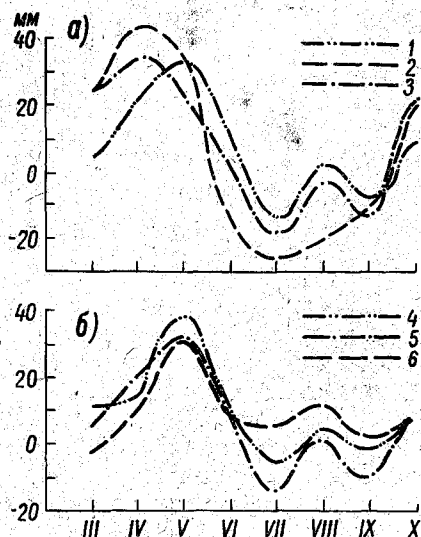


Рис. 2. Годовой ход разностей средних месячных сумм осадков между станциями Камо, Севан, Раздан, Фонтан и Мартуни. 1 — Севан — Камо, 2 — Фонтан — Камо, 3 — Раздан — Камо, 4 — Севан — Шоржа, 5 — Севан — Камо, 6 — Севан — Мартуни.

Если для станций Севан и Камо построить кривую годового хода разностей суммарных значений вероятности пасмурного и полуюсного состояния неба, то будет видно, что во все летние месяцы в 21 час эти отметки облачности на ст. Камо существенно превосходят соответствующие значения на это же время на ст. Севан. Наконец, оказывается, что на ст. Севан повторяемость пасмурного неба становится меньше повторяемости полуюсного неба уже с июня, в то время как на ст. Камо это достигается лишь в августе. (Подробнее эти вопросы рассматриваются в работе [8]).

С нашей точки зрения является примечательным также то обстоятельство, что почти на всех станциях внутренних склонов Севанской котловины осадки августа в большинстве случаев превосходят осадки апреля или очень близки к ним. Эта особенность не распространяется лишь на станции Севан, Цовагох и Мартуни. Но на первые

две станции вследствие их положения (рис. 3) в летние месяцы не может распространяться влияние особенностей формирования облаков и осадков в районе наиболее высоких ликов Гегамского хребта. С другой стороны, ст. Мартуни и ст. Севан расположены в долинах, и поэтому обе они в весенние месяцы могут быть доступны влиянию увлажненных масс Арагатской котловины. Рассматриваемое явление, разумеется, должно быть наиболее резко выражено на внутренних склонах Гегамского хребта. Это и находит свое отражение в данных ст. Камо, где разность между осадками августа и апреля является наибольшей.

Следует заметить, что приводимые Г. И. Орловым таблицы, характеризующие распределение осадков по месяцам в процентах от годовой нормы, уже определенно указывали на то, что на ст. Камо (Нор-Баязет) доля осадков, выпадающих в апреле, значительно меньше доли осадков, выпадающих в августе, сентябре и даже октябре (не говоря уже об июле). Несмотря на то что по этим данным ст. Басаргечар также показала сходную картину, указанное обстоятельство вообще осталось вне

внимания автора. (По последним данным, на ст. Басаргечар осадки апреля и августа равны по величине).

Заметим, что во всех других районах Армении, в том числе и в районе Мокрых гор, где обилие летних осадков (что было отмечено в начале статьи) является вполне понятным, указанная зависимость встречается только в виде исключения. Вне Севанской котловины нам удалось обнаружить по всем опубликованным материалам только три станции, где

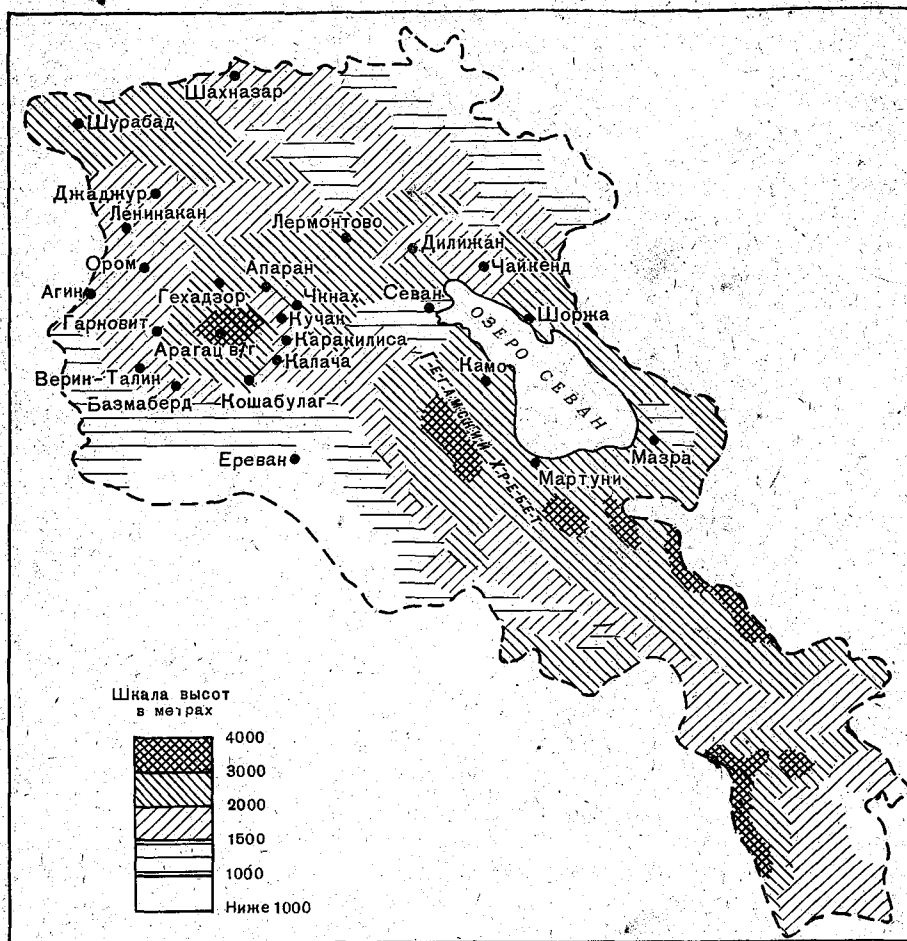


Рис. 3. Схема расположения метеостанций в изучаемых районах Армении.

осадки августа лишь приближаются к осадкам апреля (станции Шахназар, Чайкенд и Лермонтово), и лишь одну станцию (Апаран), на которой осадки августа также несколько превосходят осадки апреля. Сразу же оговорим, что если причина этой особенности на станциях Шахназар, Чайкенд и Лермонтово еще требует уточнения, то на ст. Апаран она находит себе то же объяснение, что и на ст. Камо (см. ниже).

Наконец, с рассматриваемой точки зрения является особенно важным и то обстоятельство, что на восточных склонах Гегамского хребта (как это видно из данных станций Камо и Норадус) и частично в тех районах восточного берега оз. Севан, которые также лежат в направлении господствующего летом переноса от наиболее высоких его (хребта) пиков

(см. станции Шоржа, Глаголь), осадки июля почти так же велики, как и осадки июня. В этих районах период максимальных осадков как бы распространен и на июль. На всей территории Армении такая картина наблюдается еще только на ст. Арагац в/г и на ст. Апаран, лежащей также в направлении господствующего в это время переноса от наиболее высокой вершины горы Арагац.

Приведенные рис. 2 а и б убедительно свидетельствуют о том, что именно в июле осадки на ст. Камо значительно превосходят осадки на всех других станциях окружающего района.

Характерно, однако, что общее число дней с осадками в июле на ст. Камо еще остается меньшим, чем на ст. Севан. Оно становится практически одинаковым только в августе, что также является подтверждением справедливости высказываемых нами взглядов.

Интересно отметить, что наибольшее число дней с осадками $\geq 2,0$ мм как на ст. Камо, так и на ст. Севан приходится на май (табл. 1). На ст. Севан также неизбежно падает на май и наибольшее число дней с осадками $\geq 5,0$, $\geq 10,0$ и $\geq 20,0$ мм. На этой станции число дней с осадками более 20 мм в мае в два раза превосходит число дней в июле.

Таблица 1

		Число дней с осадками						
Станция	Градация (мм)	Месяц						
		IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Севан	$\geq 0,1$	14,5	18,6	12,9	9,9	6,8	7,5	9,4
Камо		11,0	15,3	12,0	9,3	6,6	6,6	7,3
Севан	$\geq 2,0$	7,5	12,0	8,5	6,2	4,3	4,0	5,2
Камо		5,8	9,2	8,1	6,1	4,0	4,1	4,6
Севан	$\geq 5,0$	4,0	7,0	5,5	3,8	2,9	2,2	3,3
Камо		2,6	4,8	4,7	4,1	2,5	2,6	2,4
Севан	$\geq 10,0$	1,6	3,1	2,4	1,6	1,1	1,2	1,3
Камо		0,8	1,7	2,0	2,1	1,3	1,3	1,0
Севан	$\geq 20,0$	0,3	0,6	0,4	0,3	0,2	0,3	0,3
Камо		0,2	0,3	0,4	0,5	0,3	0,4	0,4

На ст. Камо наибольшее число дней с осадками $\geq 5,0$ мм уже распространяется на май и июнь, а с осадками $\geq 10,0$ и $\geq 20,0$ мм — на июль.

Все вышеизложенное показывает, что на ст. Камо относительно сильные осадки (10 мм в сутки и более) чаще всего встречаются в июле. Замечательным является и то обстоятельство, что число дней с такими осадками в июле — августе — сентябре (т. е. в течение всего относительно сухого для рассматриваемой территории периода) на ст. Камо больше, чем на оз. Севан.

Если сравнить повторяемость максимума месячных сумм осадков за теплое полугодие по ст. Камо и ст. Севан, то оказывается, что на последней вероятность его в июле такая же, как и в апреле (4,3%), в августе она падает до 2,2%, а в сентябре уже равна нулю (табл. 2). На ст. Камо вероятность этого максимума в июле составляет величину, почти в два с половиной раза большую, чем в апреле (19,6 и 7,9% соответственно), а в сентябре его повторяемость совпадает по величине с повторяемостью в апреле.

К сожалению, не имеется метеостанций, расположенных на той же высоте над уровнем моря на наветренной стороне наиболее высоких пи-

ков Гегамского хребта, но можно аргументированно утверждать, что результаты аналогичного сравнения были бы еще более выразительными.

Таблица 2

Повторяемость максимума осадков в различные месяцы теплого полугодия

Станция	Месяц						
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Севан							
Число случаев	2	27	12	2	1	0	2
Проценты	4,3	58,7	26,0	4,3	2,2	0,0	4,3
Камо							
Число случаев	4	12	15	10	4	4	2
Проценты	7,9	23,6	29,4	19,6	7,9	7,9	3,9

В этой связи интересно также отметить, что по ст. Камо максимальная из наибольших месячных сумм осадков, наблюдавшихся один раз в 10 лет, составляет 171 мм и приходится на июль. Максимальное из наибольших месячных количеств осадков, наблюдавшихся один раз в 20 лет, составляет 208 мм и опять же приходится на июль; наконец, абсолютный наблюденный месячный максимум осадков (за период 1890—1915 и 1923—1935 гг.) составляет 242 мм и также приходится на июль.

На станциях Ленинакан и Ереван максимумы осадков, наблюденные один раз в 10 и 20 лет, приходятся на май. Абсолютный наблюденный месячный максимум осадков в Ереване также приходится на май, в Ленинакане — на июнь. Однако последний максимум составляет лишь 207 мм, т. е. далеко не достигает значений абсолютного максимума, наблюденного в Камо.

К сожалению, последние данные вычислены только по приведенным трем станциям, и поэтому не представляется возможным провести это сравнение по всем интересующим нас группам станций.

Выше уже обращалось внимание на то, что на ст. Апаран осадки августа несколько превосходят осадки апреля, а осадки июля превосходят осадки июня. Представляется интересным рассмотреть более подробно данные и этого района, поскольку здесь (в противоположность первому примеру) на наветренной стороне наиболее высоких пиков горы Арагац на высоте 3229 м расположена ст. Арагац в/г. На рис. 4 изображены за теплый период времени средние месячные суммы осадков по обоим этим станциям. Из рисунка следует, что на обеих станциях идет возрастание осадков от апреля к маю, когда на обеих станциях выпадает максимальное их количество (30 мм) в годовом ходе.

Однако убывание осадков от мая к июню происходит на ст. Арагац в/г уже значительно быстрее, чем на ст. Апаран. Эти величины составляют соответственно 32 и 18 мм.

Весьма интересным является отмеченное выше малое отличие сумм осадков за июль и июнь на наветренной и высоко расположенной станции, какой является Арагац в/г. На подветренной же ст. Апаран, расположенной на высоте 1891 м, в этот период имеет место в среднем даже возрастание осадков (правда, довольно незначительное).

Характерно, что на ст. Гарновит, расположенной на высоте 2155 м на западных склонах горы Арагац, имеет место почти равномерное

убывание от мая к августу (рис. 4). Но осадки июля на ст. Арагац в/г по абсолютной величине существенно больше, чем осадки на ст. Апаран, и превосходят осадки на ст. Гарновит (в то время как в мае и июне они были практически одинаковыми).

Не менее замечательным является и то, что осадки июля на наветренной ст. Гарновит уже существенно меньше осадков, чем на подветренной ст. Апаран.

От июля к августу вновь имеет место резкое убывание осадков на ст. Арагац в/г, так что они становятся существенно меньшими, чем осадки на ст. Апаран, где это убывание происходит значительно медленнее. Однако в августе осадки на ст. Арагац в/г превосходят осадки на ст. Гарновит, на которой к этому времени наблюдается сумма осадков на 25 мм меньше, чем на ст. Апаран (расположенной значительно ниже).

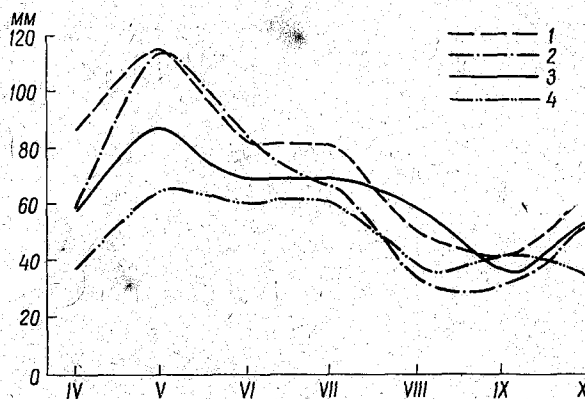


Рис. 4. Распределение месячных сумм осадков в теплое время года по станциям Арагац, Апаран, Гарновит, Камо.

1 — Арагац в/г, 2 — Гарновит, 3 — Апаран, 4 — Камо.

В сентябре на всех трех рассмотренных станциях отмечаются минимальные суммы осадков за весь теплый период, но осадки на ст. Арагац в/г теперь вновь (хотя и незначительно) превышают осадки на ст. Апаран, а эти последние в свою очередь все еще превосходят осадки на ст. Гарновит.

Отметим, что в сентябре осадки на ст. Камо (рис. 4) практически равны осадкам на ст. Арагац в/г и несколько превосходят осадки на ст. Апаран.

Важно отметить также, что установленное превышение осадков в наиболее сухие летние месяцы на подветренных склонах гор находят некоторое отражение и в данных ряда станций, расположенных на восточной стороне южной части горного массива Арагац, аналогично тому, как это было отмечено при анализе материалов станций, расположенных на внутренних склонах южной части Гегамского хребта (рис. 2 б). Так, на станциях Кучак, Каракилиса, Калача, расположенных значительно южнее параллели горы Арагац, это выражается в том, что на этих пунктах, в противоположность данным станций Ереван, Кошабулаг и Арагац в/г, основной минимум осадков приходится на зимние месяцы (рис. 1 а и рис. 5). Весьма характерно, что если на этих трех пунктах летние осадки еще незначительно отличаются от зимних, то на ст. Чкнах, расположен-

ной значительно севернее, осадки летнего времени уже намного превосходят осадки периода основного зимнего минимума.

На основании всех приведенных материалов можно прийти к выводу о том, что имеется некоторая аналогия в режиме летних осадков на подветренных склонах обоих рассмотренных горных массивов.

Несомненно, что в соответствии с существенно разными условиями окружающей местности у станций Апаран и Камо имеются большие различия в условиях формирования и выпадения осадков в этих районах.

Заметим, что, кроме сентября (о чем говорилось выше), в течение всего года осадки на ст. Апаран значительно превосходят осадки на

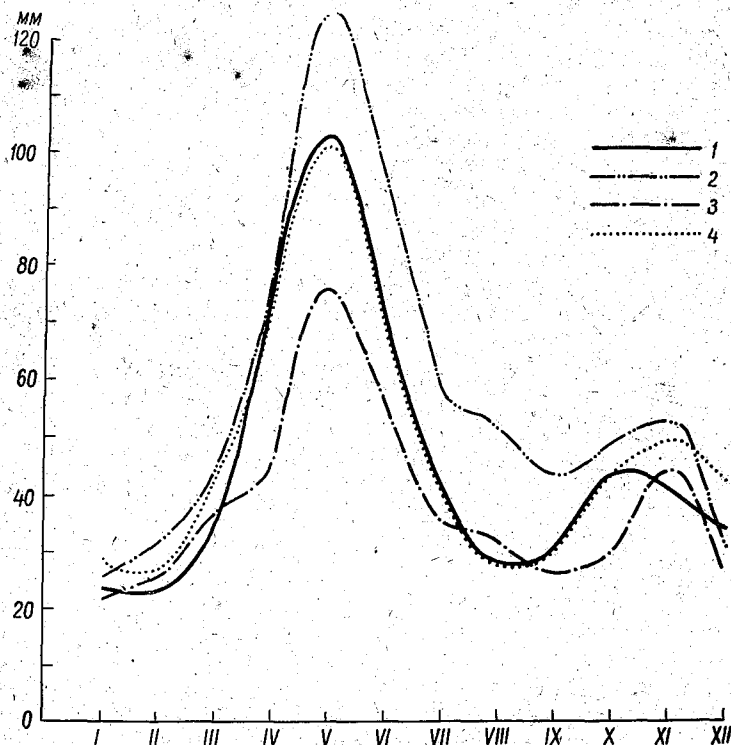


Рис. 5. Годовой ход месячных сумм осадков на станциях юго-восточного склона горы Арагац

1 — Камакиса, Апаран, 2 — Чкнах, 3 — Кучак, 4 — Калача.

ст. Камо, несмотря на то, что последняя расположена на 60 м выше первой, причем это различие в сумме за холодное полугодие оказывается большим, чем за теплое (103 и 87 мм соответственно).

Интересно отметить, что те же суммарные разности для станций Арагац в/г и Апаран, имея, конечно, обратный знак, весьма мало отличаются по абсолютной величине (составляя соответственно 98 и 91 мм).

Характерно, что максимальная разность месячных сумм осадков на станциях Апаран и Камо приходится на период вторичного максимума осадков, наблюдаемого в Ереванской котловине и на горном массиве Арагац (в ноябре 23 мм).

Нам представляется, что решающее значение для указанного превышения осадков на ст. Апаран над осадками на ст. Камо наряду с большей высотой вершины горы Арагац относительно соответствующих пиков Гегамского хребта имеет также несравненно меньший поперечный раз-

мер Апаранской долины в сравнении с соответствующими размерами котловины оз. Севан. Имеются основания полагать, что развитие нисходящих движений в районе Апаран является маловероятным.

Указанное выше небольшое превышение осадков на ст. Камо по сравнению с осадками на ст. Апаран в сентябре, по-видимому, находится в связи с реализацией водяного пара, испаряющегося непосредственно с зеркала оз. Севан. Известно, что именно в сентябре здесь испарение является максимальным [3, 6].

Относительно малое значение разности месячных сумм осадков между этими станциями в июле, очевидно, обусловлено положением нижней границы мощных кучевых облаков в этом месяце.

В заключение попытаемся выяснить физические причины, обуславливающие вышеустановленные особенности распределения осадков в летние месяцы в районе рассмотренных гор Армении. Для этого необходимо, хотя бы вкратце, остановиться на характеристике изменения осадков с высотой в изучаемом районе.

В литературе встречается утверждение о том, что ни одна из станций или дождемерных постов не только в бассейне оз. Севан, но и во всей Армении не достигает зоны максимальных осадков, выше которой количество их должно уменьшаться.

Однако в рассматриваемом районе горы Арагац это утверждение является справедливым в целом для года (и прежде всего для холодного полугодия), но не является справедливым для весенне-летнего периода, когда здесь выпадает максимум осадков в годовом ходе. Покажем это на материалах станций Арагац в/г, Гарновит и Апаран.

В мае сумма осадков на ст. Гарновит (2155 м) лишь на 2 мм меньше суммы осадков на ст. Арагац в/г (114 и 116 мм соответственно). В июне осадки на этих станциях отличаются точно на такую же величину, но с обратным знаком (соответственно 86 и 84 мм).

Таким образом, в рассматриваемом районе в этот период времени имеют место практически нулевые (или даже отрицательные) плювиометрические градиенты.

Во всяком случае, учитывая местоположение этих станций (рис. 3), можно утверждать, что здесь в этот период времени возрастание количества осадков с высотой может происходить лишь до высоты около 2200 м, а далее, до 3200 м, они остаются неизменными или, наконец, возрастают до какого-то уровня, расположенного между высотами 2200 и 3200 м, а затем наблюдается убывание осадков с высотой.

Полученные нами [7] данные о высоте нижней границы мощных кучевых облаков в бассейне оз. Севан (которые, однако, с большой степенью точности должны быть справедливы и для рассматриваемого района горы Арагац) делают более справедливым второе утверждение. По этим данными в мае — июне нижняя граница потенциально осадкообразующих облаков более чем в 58% случаев лежит в диапазоне высот 2500—3000 м.

По нашему мнению, в связи с таким положением уровня конденсации находится и факт практически одинакового убывания осадков от мая к июню на обеих станциях.

Конечно, от одного из этих месяцев к другому в соответствии с общим иссушением атмосферы идет и подъем высоты нижней границы конвективных облаков. Это выражается, например, в более резком убывании осадков на ниже расположенных уровнях наветренных склонов горы.

Так, например, на ст. Базмаберд (1895 м над ур. м.) это убывание составляет 42 мм, на ст. Верин-Талин — 51 мм (в соответствии с более низкими высотами этих станций суммы осадков за май месяц здесь значительно меньше, чем на ст. Гарновит).

В то же время на ст. Апаран (на подветренном склоне) убывание осадков от мая к июню составляет лишь 18 мм.

От июня к июлю в этих районах продолжается прогрессирующее иссушение атмосферы, в соответствии с чем продолжается и повышение нижней границы облаков. К сожалению, для июля не имеется таких фактических данных, но есть основание полагать, что нижняя граница облаков имеет максимум повторяемости на высотах около 3000 м.

В соответствии с этим все меньшая часть облаков дает осадки, а из них все меньшая часть выпадает на наветренных склонах гор до указанной высоты (около 3000 м). Соответственно вся большая часть водного запаса таких облаков реализуется на выше лежащих уровнях и переносится на подветренные склоны гор. Это подтверждается, например, рассмотренными данными июльских осадков по тем же станциям — Арагац в/г, Гарновит и Апаран. На ст. Гарновит продолжается интенсивное убывание осадков от июня к июлю, так что они становятся значительно меньше осадков на ст. Арагац (на 15 мм) и даже несколько меньше, чем на ниже расположенной (на подветренной) ст. Апаран. На ст. Арагац осадки от июня к июлю убывали лишь на 2 мм, а на ст. Апаран даже возросли на 1 мм.

Как известно, в конце лета и начале осени (август — сентябрь) в изучаемом районе имеет место наибольшая сухость атмосферы. В эти месяцы теплого полугодия наблюдается относительный минимум осадков как на всех станциях Ереванской котловины, так и в бассейне оз. Севан и на горном массиве Арагац.

Это также находится в согласии с приведенными данными [7] о нижней границе мощных кучевых облаков, которая в августе — сентябре только в 41% случаев находится ниже высоты 3000 м, в 33% расположена в диапазоне высот 3100—3300 м и в 56% случаев лежит выше 3300 м (из них по 26% падает на интервалы 3400—3600 и 3700—4000 м, остальные случаи приходятся на высоты >4100 м).

Таким образом, как уже указывалось, в августе имеет место четко выраженная инверсия вертикального распределения месячных сумм осадков между станциями Арагац в/г (51 мм) и Апаран (60 мм).

На основании проведенного анализа можно также сделать вывод, что при исследовании вертикального распределения осадков, выпадающих на разных высотах различных склонов гор, нужно учитывать не только высоту экспозиции, крутизну склонов, их протяженность и ориентировку по отношению к господствующим осадкообразующим потокам, но и особенности механизма развития облаков в данных физико-географических условиях при каждом типе синоптического процесса. В частности, при конвективном режиме погоды необходимо принимать во внимание соотношения высоты нижней границы облаков и высоты пункта наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багдасарян А. Б. Климаты Армянской ССР. Ереван, 1958.
2. Балабуев А. Г. Генезис климата Закавказья. Тбилиси, 1940.
3. Давыдов В. К. Водный баланс оз. Севан. Гидрометеиздат, Л., 1938.
4. Орлов Г. И. Осадки в бассейне оз. Севан и прилегающих районах. Материалы по исследованию оз. Севан, ч. III, вып. 5.
5. Николаев Н. Г. Облачность и грозы в бассейне оз. Севан. Редиздат ЦУ ЕГМС, Л., 1935.
6. Метеорологический режим оз. Севан. Под ред. М. П. Тимофеева. Гидрометеиздат, Л., 1960.
7. Чуваев А. П. К исследованию водных ресурсов облаков теплого полугодия в бассейне оз. Севан. Труды ГГО, вып. 104, 1960.
8. Чуваев А. П. и Осипова Г. И. Некоторые результаты анализа сетевых наблюдений над облаками и осадками в районе горной котловины оз. Севан. (См. настоящий выпуск.)

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
✓ Г. М. Башкирова, М. А. Химач, В. Т. Шварц, Н. С. Шишкин. О вызывании зимних осадков с помощью итальянских противогорадовых ракет	3
✓ В. Я. Никандров. О применении гигроскопических солей в противогорадовых ракетах	8
Е. В. Бакулина, Т. Н. Громова, П. Н. Красиков. О методике применения водных растворов йодистого свинца для воздействия на переохлажденные облака и туманы	10
Т. Н. Громова, П. Н. Красиков, В. Т. Леншин, Г. Т. Никандрова, М. А. Химач, Н. С. Шишкин. Опыты по воздействию на переохлажденные облака водными растворами йодистого свинца	16
✓ В. Я. Никандров. Сухие факелы как средство введения ядер кристаллизации в туман с земли	22
Н. С. Шишкин. О прогнозе града	25
В. Т. Леншин, Г. И. Осипова, Н. С. Шишкин. О прогнозе количества внутримассовых ливневых осадков	33
А. П. Чуваев, Г. И. Осипова. Некоторые результаты анализа сетевых наблюдений над облаками и осадками в районе горной котловины оз. Севан	40
В. Т. Леншин, Г. И. Осипова, А. П. Чуваев. О связи между осадками по отдельным районам бассейна оз. Севан	57
В. С. Кожарин. Расчет высоты нижней границы низких облаков слоистых форм	62
Г. Т. Никандрова. Изменение с высотой микроструктуры облаков разного типа	70
А. П. Чуваев. Некоторые особенности режима летних осадков на подветренных склонах гор засушливой зоны Армении	79

