

# ОБЛАКА и облачная атмосфера

---

Справочник

# ОБЛАКА

## облачная атмосфера

---

Справочник

Под редакцией

д-ра физ-мат. наук, профессора И. П. Мазина  
и д-ра геогр. наук, профессора А. Х. Хргиана



Ленинград Гидрометеиздат 1989



Составители: д-р физ.-мат. наук И. П. Мазин, д-р геогр. наук А. Х. Хргиан, д-р физ.-мат. наук И. М. Имянитов

Рецензенты: канд. физ.-мат. наук Б. М. Воробьев (ГГО им. А. И. Воейкова), д-р физ.-мат. наук Е. М. Фейгельсон (ИФА АН СССР).

Первое в отечественной и мировой геофизической литературе справочное пособие по облакам. Содержит основные сведения о макроструктуре облачного покрова и о микроструктуре облаков, включая общие физические и статистические закономерности, об атмосфере и атмосферных аэрозолях, о термодинамике облаков, их количестве, повторяемости, фазовом состоянии, водности, кристаллической фазе в облаках, о частицах осадков и др., а также сведения об оптических, электрических и радиационных свойствах облаков, их радиолокационных характеристиках. Приводится краткая сводка глобальных данных о туманах и осадках.

Для специалистов по различным разделам метеорологии: синоптики, динамике атмосферы, физике облаков и активных воздействий, климатологии, авиационной и агрометеорологии.

"Handbook of Clouds and Cloudy Atmosphere" ed. by I. P. Mazin and A. Kh. Khrgian is the first scientific publication of the empirical data on macro-, meso-, and microstructure of different cloud types and the data on annual variation of cloud parameters versus height and geographical conditions, etc. summarized in a single volume. The Handbook includes the data on cloud frequency of occurrences in different regions of the Globe, atmospheric aerosols especially as condensation and ice-forming nuclei and on precipitation and fog. Special attention is paid to cloud microstructure, thermodynamic processes, turbulence and updrafts within them, and to radiation, optical and radar characteristics. Using the generalized data, presented in tables, nomograms, plots, empirical relations, one may solve different scientific and applied tasks.

The Handbook is intended for a wide range of specialists, whose area of interest deals with the atmospheric phenomena, such as clouds, fog, precipitation, aerosols. It will be useful for teachers, post-graduates, students of meteorology, geophysics and geography.

В век взрывного развития науки и техники человек понял, что его взаимодействие с природой постепенно утратило безобидный характер. Возросло воздействие человека на природу и природы на жизнедеятельность человека. Все это привело к резкому повышению интереса к природным явлениям, их количественным характеристикам и повторяемости. Существенно возрос и интерес к погоде и климату, важным составным элементом которых являются облака.

Роль облаков в жизнедеятельности человека огромна. Без них не существовало бы условий, обеспечивающих жизнь человека на Земле. Облака покрывают несколько более половины небосвода и влияют не только на круговорот воды в природе, но и на многие процессы, протекающие в атмосфере и формирующие погоду, — на тепловой баланс системы Земля—атмосфера, на самоочищение атмосферы, на прохождение в атмосфере электромагнитных волн и др.

Специалисты в различных областях науки и техники, в большей или меньшей степени соприкасающихся с атмосферой, как бы внезапно (за два-три последних десятилетия) осознали, что дальнейшее развитие их работ в существенной мере тормозится недостатком сведений об облаках — геометрических, физических и географических характеристиках, пространственно-временной изменчивости их параметров и т. д. Острая необходимость в таких сведениях появилась у тех, кто работает в области прогнозирования погоды, изучения климата и его моделирования, активных воздействий на атмосферные процессы, космических исследований, авиационной и радиолокационной техники, спутниковой метеорологии и др. Удовлетворить такого рода потребности может обстоятельный Справочник по облакам, достаточно широкий по охвату материала и достаточно детальный по его представлению.

Настоящий Справочник является первой попыткой решения такой задачи. При подготовке его авторы столкнулись с целым рядом трудностей, и прежде всего с разбросанностью эмпирического материала по многочисленным периодическим и другим источникам, с его крайней неоднородностью с точки зрения статистической обеспеченности результатов, полноты освещения разных районов земного шара, детальности и качества исследований. В большом числе работ приводятся лишь отдельные примеры наблюдений, их авторы часто не сообщают, какова точность измерений, чем обусловлены их ошибки и т. д. Необходимо было, следовательно, отобрать достаточно качественный материал, опреде-

лить разумную степень его охвата, способы обобщения и детальность представления.

Решение всех поставленных вопросов зависело прежде всего от цели, которую преследовали создатели Справочника, и от характера доступного материала. Вместе с тем в некоторой степени каждая глава несет на себе и отпечаток авторской индивидуальности.

Важной особенностью Справочника является то, что содержащийся в нем обширный материал о повторяемости облаков различных форм и об их пространственных размерах не только представлен в компактном виде, но и существенно обогащен данными о физическом строении облаков. Это дает возможность как бы «окрасить» статистические характеристики облаков сведениями о многих их физических характеристиках и отчасти преодолеть лоскутность и случайность, нередко присущие данным о физическом строении облаков. В ряде глав микрофизические данные удалось представить как некоторые распределения с известными параметрами. Это открывает большие возможности для их использования при решении многочисленных прикладных задач.

Справочник состоит из 12 глав и приложения. В небольшой вводной главе 1 приведены краткие исторические сведения о наблюдениях за облаками и их исследованиях вместе со ссылками на ряд современных монографий, рассматривающих общие проблемы физики облаков. Глава дополнена небольшой таблицей масштабов атмосферных явлений, важной для понимания дальнейшей рубрикации по главам Справочника и приведенных в нем материалов наблюдений. В главе 2 содержатся сведения об основных глобальных характеристиках атмосферы как о фоне, на котором развиваются облачные процессы. Здесь читатель найдет наиболее существенные сведения о термодинамических параметрах атмосферы, аэроклиматических характеристиках и характеристиках атмосферных аэрозолей, в том числе о ядрах конденсации и льдообразования.

В главе 3 дано описание основных форм облаков, характеристики которых составляют содержание последующих глав Справочника. Здесь же приводятся данные об условиях и процессах формирования облаков и климатология покрытия небосвода облаками, наблюдаемыми с Земли и на разных высотах от земной поверхности.

Далее приводятся данные о пространственной структуре облаков (глава 4), о столь важных термодинамических их характеристиках, как температура и влажность в облаках и в их окрестности (глава 5), об упорядоченных вертикальных и горизонтальных движениях и вовлечении (глава 6), о турбулентности (глава 7). Данные о фазовом строении и микроструктуре облаков различных форм представлены в главе 8. Радиационным и оптическим характеристикам облаков посвящена глава 9, электрическим ха-

рактеристикам облаков и облачной атмосферы — глава 10, радиолокационным характеристикам — глава 11. В главе 12 очень сжато изложены сведения о туманах и осадках. В заключение дано приложение, призванное помочь читателю использовать содержащиеся в Справочнике сведения. Оно открывается толковым словарем используемых терминов, который дополняет и расширяет определения, приведенные в Международном метеорологическом словаре [48 (1)]. В приложение вошли также некоторые таблицы значений физических постоянных и характеристик воздуха и воды, нужные для различных расчетов и оценок при решении прикладных задач, и некоторый минимум сведений из теории вероятностей и математической статистики, необходимый для лучшего понимания приведенного эмпирического материала.

Возможные области применения Справочника чрезвычайно обширны. Используя те или иные его главы, можно проводить, в частности, климатологические обобщения воздействия облачной атмосферы на заданную техническую систему (например, на самолет), конструировать конкретные эмпирические модели строения облаков, необходимые для параметризации влияния облаков в моделях общей циркуляции атмосферы и климата. Он может быть полезен при разработке численных моделей облачных процессов и решении многочисленных специальных задач, например проблем активного воздействия на облака.

В составлении Справочника принимал участие большой коллектив (авторы и редакторы глав указаны в оглавлении). Хотя основные принципы и план построения Справочника были разработаны совместно, взгляды и традиции авторов нашли затем определенное отражение как в подборе материала, так и в способах его представления. Составители отдают себе отчет в том, что, взявшись за такой труд, они должны быть готовы к критике. Впервые издаваемый столь обширный Справочник по облакам не может не содержать упущений, недочетов, пробелов. Часть из них известна составителям и авторам уже сейчас, но мы не сочли возможным задерживать далее подготовку Справочника и в таком виде выносим его на суд специалистов. Нам хотелось бы подчеркнуть при этом, что все замечания и предложения, касающиеся отдельных таблиц, графиков, разделов или содержания и компоновки всей книги в целом, будут приняты авторами с глубокой признательностью.

Для удобства в Справочнике применен следующий порядок нумерации формул, рисунков и таблиц. В скобках после номера рисунка, таблицы или формулы указывается номер самого мелкого подраздела, к которому они относятся. Списки литературы составлены отдельно для каждой главы, но приведены все в конце книги. Ссылка [48 (1)], например, означает, что речь идет об источнике [48] в списке литературы к главе 1.

Выполняя свой приятный долг, мы благодарим Е. М. Фейгельсон и Б. М. Воробьева, взявших на себя нелегкий труд рецензирования рукописи Справочника, за целый ряд полезных замеча-

ний. Пользуемся случаем, чтобы искренне поблагодарить и С. Н. Бурковскую за большую помощь при подготовке рукописи к изданию. Мы благодарны также Г. А. Танальской, Н. М. Сафроновой и Л. В. Кулешовой за помощь при оформлении рукописи и Н. А. Долматовой и Т. Л. Орловой за высокое качество ее перепечатки.

\*  
\*   \*  
\*

Большой вклад в составление Справочника внес профессор Илья Моисеевич Имянитов. Тяжелая болезнь прервала его работу над рукописью. Он ушел из жизни в 1987 г., когда первый вариант рукописи был практически завершен. Здесь уместно вспомнить одну важную мысль, которую неоднократно высказывал И. М. Имянитов: «Умело использованная метеорологическая информация может принести огромную пользу и дать значительный экономический эффект».

В нашей памяти Илья Моисеевич Имянитов остался не только как талантливый ученый с широким кругозором, но и как интеллигентный, мягкий и остроумный собеседник и коллега.

## Элементы истории и классификация облаков

### 1.1. Краткие исторические сведения об исследовании облаков

Облака — наиболее легко и естественно наблюдаемое атмосферное явление — привлекали к себе внимание еще первых натурфилософов. Уже они понимали, что разнообразие облачных форм связано с погодой, т. е. с состоянием атмосферы, которая постоянно изменяется. Эту идею очень четко сформулировал в 1817 г. Дове, заметивший, что «облако — это не предмет, а процесс» [50]. Несколько ранее Ламарком (1802) и Говардом (1803) [28] были предложены первые схемы классификации форм облаков, наблюдаемых с Земли. Современная классификация облаков и краткая история ее развития приводятся в п. 1.3.

Первые наблюдения по микрофизике облаков были проведены весьма давно. Начавшиеся примерно с 1840 г. в Европе и Америке научные подъемы на аэростатах впервые позволили получить некоторое представление о внутреннем строении облаков, о составляющих их твердых и жидких частицах, о движении в их толще. Так, Фламмарин и Годар в 1867 г. описали быстрое развитие шера кучевых облаков днем со скоростью, превышающей скорость подъема аэростата, и оседание их вечером. В жаркий день в августе 1869 г. в Дижоне (Франция) Тиссандье обнаружил, что «гроза притягивает баллон», т. е. связана с областью сходимости течений — областью низкого давления, а в феврале 1873 г. он наблюдал облако, состоявшее из «алмазных блесток», облепленных, однако, каплями замерзшей воды, а также глубокую (до 19 °С) инверсию температуры над облачным слоем. Аэростатные наблюдения опровергли, в частности, старую, восходящую к Герике [22] (1672) гипотезу о микроскопических пузырьках, из которых якобы состоит облако. Заметим, что новый этап развития физики облаков, начавшийся примерно в 1941—1945 гг., был связан также с серией специальных научных подъемов аэростатов в СССР, о которых мы расскажем ниже.

Следует отметить, что благодаря прогрессу в исследовании термодинамики атмосферы именно в середине XIX века стала очевидной важность адиабатических процессов, в частности охлаждения воздуха при его подъеме, на которое Фурье и Пуассон обратили внимание еще в 1822—1823 гг. В 1843 г. Пекле заметил, что



наблюдаемый при подъеме градиент температуры в общем заметно меньше адиабатического (см. табл. I (2.1.2) и табл. I (2.2.2)). В 1864—1865 гг. Кельвин и независимо Рейе (Франция) изучили характеристики влажноадиабатического процесса, связанного с конденсацией водяного пара. Несколько позднее, в 1872 г., Рейе рассмотрел такой процесс, считая его главным при развитии грозных облаков, и особенно тропических ураганов, а Мон в Норвегии тогда же учел его при разработке теории циклонов — так эти авторы связали влажноадиабатический процесс с развитием крупнейших возмущений атмосферы. Вскоре для описания адиабатических процессов были предложены первые адиабатные графики — Герца (1884) и Нейгофа (1901), учитывавшие различия их при образовании жидкой и ледяной фазы. Несколько ранее Кельвин (1876) и затем Гельмгольц (1889) описали процесс возникновения воздушных волн, обуславливающих формирование волнистых облаков [28]. Опыт глобального изучения всех форм облаков, их распределения и движения был приобретен во время Международного облачного года (1896—1897). В этом эксперименте приняли участие специалисты из 12 стран, в том числе из России [28].

Возвращаясь к проблеме микрофизики облаков, отметим, что идею о значении ледяных кристаллов для образования осадков выдвинул еще в 1866 г. Рену во Франции [22]. Ее термодинамическое обоснование предложил впервые в 1911 г. А. Вегенер [50], который доказал, что «переконденсация» — перенос пара с переохлажденных капель на кристаллы — важнейший процесс при образовании крупных частиц осадков. Теория возникновения частиц осадков получила таким образом прочное основание. В дальнейшем Бергерон (1933) ввел понятие «коллоидальной неустойчивости облака» [3], или, точнее, «фазовой неустойчивости».

Полностью перестроена макрофизика облаков была после открытия и описания в трудах В. Бьеркнеса и Я. Бьеркнеса в 1916—1919 гг. атмосферных фронтов и их облачных систем. Фронтальный «механизм» оказался ответственным за образование большинства форм облаков, а выделяющееся в облаках тепло конденсации — одним из главных источников энергии движений атмосферы [3]\*.

Теория фронтов объяснила и последовательность сменяющихся форм облаков, образующих облачные системы фронтов в циклонах и связь этих форм с общими течениями и устойчивостью атмосферы. Неудивительно поэтому, что подробное наблюдение облаков всех трех ярусов легло в основу новой синоптической метеорологии, как это показал убедительно Бергерон в своих «Лекциях об облаках и анализе синоптической карты» (1934) [3].

\* Здесь и ниже, ради компактности изложения, мы будем в основном ссылаться лишь на монографии, даже если упоминаемые и отмеченные в этих изданиях и в нашем тексте события и явления были описаны ранее.

В соответствии с этой новой задачей наблюдения облаков был составлен и новый (1929) «копенгагенский» код для синоптических телеграмм, в котором шесть «позиций» в каждой телеграмме были посвящены характеристикам формы, количества и высоты облаков, а в 1931 г. был издан и новый Международный облачный атлас. Таким образом, новая «комплексная» синоптическая карта стала прежде всего подробной картой облаков, осадков и явлений погоды. С этого периода постепенно во все большем числе пунктов земного шара стали накапливаться регулярные сведения о повторяемости облаков различных форм и их количестве.

Новый этап уже систематического исследования облаков начался с развитием аэростатных и самолетных наблюдений. Такие наблюдения, проводившиеся в Германии и в СССР, позволили уже с 1934 г. давать сводки об общих термодинамических характеристиках облачных слоев и фронтальных облачных систем (Е. Г. Зак, 1937 г.; А. М. Боровиков, 1948—1952 гг.) [5], а в результате специального зондирования в США было получено подробное описание грозных облаков (1948) [37].

Наблюдения с самолетов позволили начать и опытные количественные исследования турбулентности атмосферы, играющей важную роль в процессах облакообразования [12]. Это дало толчок к изучению таких особых облачных процессов, как вовлечение в кучевое облако (1949) [36, 37], образование и эволюция слоистых облаков под инверсией и т. д. [11].

Начиная с 1943 г. В. В. Костаревым и несколько позднее зарубежными исследователями к изучению облачных систем, а затем и движений в них, горизонтальных и вертикальных, были привлечены радиолокационные наблюдения. Такой метод, получивший в последующие годы широкое практическое применение, выделился со временем в особую ветвь аэрологии, получившую название радиолокационной метеорологии [2, 5] (см. главу II). Применение радиолокации открыло новые возможности изучения структуры облаков, осадков и атмосферных течений [2, 6, 24, 38].

С середины 40-х годов в СССР, США, а затем и в других странах начались расширенные исследования микроструктуры облаков. Замечательные возможности таких наблюдений открыли в 1944—1949 гг. идеальные для этой цели «летающие лаборатории» на свободных аэростатах и позднее менее универсальные, но более доступные лаборатории на самолетах. По данным этих наблюдений были составлены первые обстоятельные сводки сведений о высоте, повторяемости, фазовом и микрофизическом строении различных типов облаков.

Параллельно и в большой степени независимо продолжались исследования ядер конденсации в атмосфере. Идея о наличии ядер конденсации в атмосфере была высказана в 1875 г. Кулье и в 1881 г. Айткеном [22], но систематическое их исследование началось на полвека позднее. Обширный материал о ядрах конденсации и их химическом составе был накоплен в СССР (Е. С. Селенева, 1967 [10]; О. П. Петренчук [26] и др.) и за рубежом

(Х. Юнге, [42]; С. Туми и др., [36(2), 44]). Подробные данные об атмосферном аэрозоле и его оптических свойствах собран В. Е. Зуевым с сотрудниками (см., в частности, [13] в серии «Современные проблемы атмосферной оптики»).

В целом повышенный интерес к облакам и накопление знаний в этой области способствовали изданию обобщающих монографий, которые вместе с тем служили пособием для организации дальнейших исследований. Первыми такими монографиями, получившими широкое распространение и сыгравшими большую роль в развитии физики облаков, и в том числе их натурных экспериментальных исследований, были книги Н. С. Шишкина [30], Дж. Мейсона [21] и А. М. Боровикова и др. [5]. Вслед за ними в США в 1965 г. была издана монография «Элементы физики облаков» [36], а затем в 1978 г. — обширная монография по микрофизике облаков [44] и др.

Появилось много книг, посвященных тем или иным специальным разделам микрофизики облаков [7, 27], общей физики облаков [45] или находящихся на стыке разных разделов физики атмосферы, в частности посвященных проблеме воздействия на облачные процессы [17, 25, 43, 49].

Совершенно новую страницу в исследовании облаков открыли начиная с 1960 г. спутниковые методы наблюдения макроструктуры облачности [9]. Они позволили наглядно представить облачность в глобальном масштабе — в виде своего рода карты погоды, непосредственно указывающей, например, на наличие движущихся циклонов (особо четко выделяя в них линии фронтов и окклюзий), на их эволюцию, на области большой устойчивости, отмеченные волнистыми и родственными им формами облаков, и т. д. Кроме того, удалось открыть и описать много новых атмосферных явлений и возмущений, не связанных напрямую с циклоническими образованиями (этому способствовали и полученные впоследствии данные наблюдений из космоса). Так возникла новая ветвь физики атмосферы, названная «нефанализом», объединившая наблюдения облаков «извне» с анализом и прогнозом атмосферных явлений в целом (см. [23]). Обширный материал глобальных спутниковых наблюдений различных форм облачности (и их сочетаний) вместе с подробным обзором климатологических исследований такого рода в СССР и за рубежом содержится в работе В. И. Воробьева и В. С. Фадеева [8].

Методы наблюдения облаков из космоса и характера их движения расширили существенно наши представления о динамике атмосферы [19, 23]. Они позволили изучить механику внутритропических зон конвергенции (ВЗК), связанных с ними облачных скоплений («кластеров»), тонкую структуру тропических циклонов (также с их многочисленными линиями сходимости), циркуляцию в открытых и закрытых конвективных ячейках, эффекты «среза ветра», зависящего от поля температур (непосредственные

наблюдения которого космическими методами были предприняты много позднее), облачные системы, связанные с горными возвышенностями, и т. д. [8, 9]. Сдвиг ветра особо четко проявился в любопытном явлении поперечных полос в перистых облаках и в строении обширных наковален грозных облаков [31]. Космические методы исследования облаков продолжают совершенствоваться и в настоящее время.

Новейший пример изучения и анализа форм облаков, наблюдаемых со спутников, дает работа Скорера (1986) [46]. В ней проанализированы формы облаков, связанные с циркуляциями синоптического, мезо- и микромасштабов (от  $a_p$  до  $c_p$ , см. табл. 1 (1.2)).

Сегодня климатологии облаков придается большое значение. Ее исследованию посвящены многие национальные и международные проекты. Первые опыты по разработке климатологии облаков были связаны с необходимостью оценки альбедо земного шара (или его частей) и его радиационного баланса. Еще в 1927 г. Брукс [35], используя наблюдения более 1000 наземных станций, составил с помощью ряда карт общее представление о глобальном распределении облачности, хотя, например, для обширной области Тихого океана данные в ту пору были очень скудные. В итоге в 1930 г. Миланкович в своей теории климата принял в качестве среднего альбедо Земли весьма завышенное значение, равное 42 %. Позднее Лондон и др. попытались дать более точную оценку распределения облачности. Для территории СССР чрезвычайно обширный и ценный материал такого рода был собран за длительные сроки в многотомной серии Климатических справочников СССР [18] в 1960—1970 гг. Новейшая климатическая сводка такого рода принадлежит Т. Берлянд и Л. Строкиной [4]. В ней используются для всего мира данные около 3500 наземных станций. Подробный анализ развития представлений климатологии облачности дан в работах [20, 41].

Начиная с середины 1960-х годов при исследовании климатологии облаков использовались также метеорологические спутники. Обработка спутниковых данных о степени покрытия небосвода облаками, о сочетаниях их форм и т. д. продолжается и ныне (см. главу 3). Достоинствами спутниковых наблюдений являются синхронность и однородность получаемого материала и возможность перекрытия значительной доли поверхности Земли (полярные области, однако, в этом смысле представляют особые трудности). Очень важно, что данные наблюдений со спутников уже составили основу для ряда статистических и справочных публикаций — о количестве облаков, их формах, глобальном распределении, взаимосвязи типов и т. д. Эти данные использованы и в настоящем Справочнике (см. п. 3. 4. 2).

Результаты, полученные различными спутниковыми методами, тем не менее, существенно различаются. Так, например, при определении облачного покрова по его инфракрасному излучению в области  $\lambda \approx 15$  мкм количество облачности на 25 % меньше, чем по данным наземных наблюдений.



Приведенные краткие сведения дают лишь некоторое представление о путях развития исследований облаков и ни в коем случае не являются полными и тем более исчерпывающими.

## 1.2. Масштабы атмосферных явлений \*

При рассмотрении структуры облаков и процессов зарождения и эволюции облачных частиц, облаков в целом и облачных систем приходится сталкиваться с явлениями различных масштабов — от  $10^{-6}$  см (размеры облачных ядер конденсации) до  $10^4$  км (связанные с циклонами и антициклонами облачные системы). Соответственно временные масштабы колеблются от малых долей секунды ( $10^{-4}$ — $10^{-3}$  с) до синоптических масштабов (5—7 сут).

В физике облаков принято говорить о макро-, мезо- и микро-масштабах. Однако до сих пор отсутствуют четкие и общепринятые определения границ этих масштабов. В табл. 1 (1.2) предлагается детальная классификация пространственных и временных масштабов, характеризующих как строение облаков, так и ряд атмосферных процессов, связанных с облакообразованием. При ее построении использованы работы [16, 40].

## 1.3. Классификация облаков

### 1.3.1. Краткие замечания об атласах облаков

При использовании результатов многолетних наблюдений за облаками следует помнить о некоторых отличиях методов наблюдений и классификации форм облаков в прежние годы. В соответствии с классификацией, приведенной в п. 1.2, речь идет, очевидно, о структурах облаков масштабов  $b$  ( $b_\alpha$ ,  $b_\beta$  и  $b_\gamma$ ). В 1803 г. в Англии Говард в брошюре, озаглавленной «О модификациях облаков», писал, что «изменения облаков... указывают на действие общих причин, под влиянием которых находится атмосфера». Он предложил различать главные «модификации» — перистые, кучевые, слоистые и перисто-кучевые облака, а также промежуточные формы — кучево-слоистые и перисто-слоистые, равно, как и комбинированную форму — кучево-перисто-слоистые, или дождевые облака. Говард предложил также латинские названия и их сокращения, применяемые до сих пор [22, 28].

Классификация Говарда с поясняющими ее двумя рисунками была включена в инструкцию для русских метеорологических станций, изданную в 1869 г. [15]. За рубежом, однако, к систематическим наблюдениям за формами облаков приступили позже.

\* Параграф подготовлен с участием А. В. Зинченко.

Таблица 1 (1.2)

### Классификация пространственно-временных масштабов атмосферных явлений

| Обозначение             | Характерный размер               | Характерное время процесса   | Типичные атмосферные явления  |
|-------------------------|----------------------------------|------------------------------|---|
| <b>Макромасштаб (А)</b> |                                  |                              |   |
| $a_\alpha$              | $>10^4$ км                       | Неделя                       | Общая циркуляция атмосферы  |
| $a_\beta$               | $2 \cdot 10^3 - 10^4$ км         | Около недели                 | Циклоны, антициклоны, баро-клинные волны  |
| <b>Мезомасштаб (В)</b>  |                                  |                              |   |
| $b_\alpha$              | $2 \cdot 10^2 - 2 \cdot 10^3$ км | До нескольких суток          | Фронты, ураганы   |
| $b_\beta$               | 20—200 км                        | От нескольких часов до суток | Кластеры, неоднородности фронтальных облаков, циркуляция атмосферы в горных районах, линия шквалов                  |
| $b_\gamma$              | 2—20 км                          | От десятков минут до часов   | Отдельные конвективные облака, грозы, внутренние гравитационные волны   |
| <b>Микромасштаб (С)</b> |                                  |                              |   |
| $c_\alpha$              | $2 \cdot 10^2 - 2 \cdot 10^3$ м  | От минуты до десятков минут  | Конвективные ячейки, торнадо, проникающая конвекция, следы за самолетом, короткопериодные гравитационные волны      |
| $c_\beta$               | 20—200 м                         | Десятки секунд               | Термики, следы за самолетом, свободный пробег капель в облаках, турбулентные неоднородности, акустические колебания |
| $c_\gamma$              | 1—20 м                           | Несколько секунд             | Факелы, турбулентный фазовый масштаб в облаках  |
| $c_\delta$              | 2—100 см                         | Десятые доли секунды         | Время фазовой релаксации в капельных облаках, расстояние между частицами осадков                                    |
| $c_\epsilon$            | 0,1—20 мм                        |                              | Размеры частиц осадков, расстояние между облачными частицами  |
| $c_\zeta$               | 0,02—100 мкм                     |                              | Размеры ядер конденсации и облачных частиц  |

Примечание. Одной из задач АТЭП (1972—1974) было изучение взаимодействия атмосферных процессов различных масштабов. В соответствии с этим динамические процессы в тропиках было предложено разделять в зависимости от их характерных размеров на следующие четыре группы.

А. Масштаб синоптический, характерная длина волны  $L$  порядка 1000—10 000 км. Приблизительно соответствует макромасштабу  $a_\beta$ .

В. Масштаб облачных скоплений с характерным размером  $L=100 \dots 1000$  км; соответствует масштабу  $b_\alpha$ .

С. Мезометеорологический масштаб,  $L=10 \dots 100$  км; соответствует масштабу  $b_\beta$ .

Д. Масштаб кучевой конвекции,  $L=1 \dots 10$  км; соответствует масштабу  $b_\gamma$ .

В 1887 г. Гильдебрандсон в Швеции и Эберкромби в Англии предложили проект классификации, близкой к современной, согласно которой выделяются 10 видов облаков (они лишь называли кучево-перистыми современные *As* и слоисто-перистыми *As*). Идею издания соответствующего единого атласа облаков поддержала Международная конференция директоров метеорологических служб в Мюнхене в 1891 г. Созданный ею комитет подготовил и издал в 1896 г., к началу Международного облачного года (1896—1897 гг.), первый Международный атлас облаков с 30 цветными литографиями. Русское издание его вышло в 1898 г. В отличие от современной классификации в этом Атласе облака *Cs* были отнесены не к «высоким», а к «средневысоким» облакам, а *St* — не к «низким», а просто обозначены как «приподнятый туман».

С этого времени классификация наблюдаемых облачных форм стала единой во всем мире.

Поскольку развитие синоптики и введение понятия о фронтах и окклюзиях потребовало гораздо более подробного изучения видов и разновидностей облаков, с 1922 г. началась разработка новой классификации и подготовка нового атласа. Этот Международный атлас был издан в конце 1930 г. (несколько сокращенное издание на русском языке — в 1933 г.). В нем уже были введены многие виды и разновидности прежних 10 родов облаков — в основном такие, какие используются и в настоящее время. К Атласу был приложен и код для сообщений результатов наблюдений за облаками (по телеграфу) из 30 позиций. В целом Атлас придал наблюдению за облачными формами статус, как говорилось в то время, «косвенной аэрологии».

Второе издание этого Атласа на русском языке, вышедшее в 1940 г., включало 75 таблиц — фото облаков с Земли и 22 таблицы — вид их сверху. Однако ни в СССР ни за рубежом эта «классификация сверху» не получила широкого применения.

Новый Международный облачный атлас был подготовлен и издан в 1956 г. Всемирной метеорологической организацией на 224 листах [32]\*. Соответствующая ему классификация видов и разновидностей облаков изложена ниже.

Используемый сейчас на сети станций СССР Атлас облаков, который [1] включает 101 таблицу и текст, основан на материалах Атласа, изданного в 1956 г. ВМО [32].

### 1.3.2. Современная классификация облаков\*\*

**Перистые облака (*Cirrus*, *Ci*).** Отдельные белые волокнистые облака, обычно очень тонкие и прозрачные, иногда с более плотными частями (образованиями). Высота основания в умеренных

широтах обычно составляет 7—10 км, в тропиках достигает 17—18 км. В очень холодном климате *Ci* могут распространяться до Земли в виде «алмазной пыли», искрящейся на солнце. Толщина слоя варьирует, иногда достигая нескольких километров.

Осадки — мелкие ледяные кристаллы облаков *Ci* — образуют полосы падения, но не достигают Земли. Исключение составляет упомянутая «пыль», которая, однако, не дает измеримого количества осадков.

Перистые облака подразделяются на следующие виды.

1. **Волокнистые, или нитевидные (*Cirrus fibratus*, *Ci fib.*)** имеют вид параллельных или, наоборот, перепутанных клубков волокон.

Разновидности:

а) когтевидные (*Cirrus uncinus*, *Ci unc.*), у которых концы нитей загнуты вверх и утолщены;

б) хребтовидные (*Cirrus vertebratus*, *Ci vert.*) с более плотной средней частью (полосой), из которой волокна расходятся в обе стороны;

в) перепутанные (*Cirrus intortus*, *Ci int.*) из беспорядочно перепутанных нитей, в виде клубков или пятен разбросанные по небу.

2. **Плотные (*Cirrus spissatus*, *Ci sp.*),** включающие многие уплотнения неправильной формы, в которых волокнистая структура менее заметна.

Разновидности:

а) грозовые (*Cirrus incus-genitus*, *Ci ing.*), образовавшиеся из отдельных наковален кучево-дождевых облаков, в виде сходных с наковальнями перистообразных скоплений;

б) хлопьевидные (*Cirrus floccus*, *Ci fl.*), имеющие вид белых хлопьев, включенные в поле волокон перистых облаков.

**Перисто-кучевые облака (*Cirrocumulus*, *Cc*).** Белые тонкие облака, состоящие из мелких волн, хлопьев или ряби (частично волокнистой структуры) или непосредственно переходящие в покров *Ci* или *Cs*. Обычно наблюдаются в небольшом количестве. Высота основания в умеренных широтах составляет от 6 до 8 км, толщина слоя — 0,2—0,4 км. Осадки из облаков *Cc* не выпадают.

Вид *Cc*: **волнистые (*Cirrocumulus undulatus*, *Cc und.*)** — с наличием волн или мелкой ряби.

Разновидности:

а) чечевицеобразные (*Cirrocumulus lenticularis*, *Cc lent.*) — вытянутые с гладкой поверхностью отдельные облака, утончающиеся к краям наподобие чечевиц, формирование которых часто связано с наличием горных возвышенностей. Местами обнаруживают следы волокнистой структуры;

б) кучевообразные (*Cirrocumulus cumuliformis*, *Cc cum.*) — мелкие башенки или хлопья, растущие вверх;

в) хлопьевидные (*Cirrocumulus floccus*, *Cc floc.*) — тонкие белые полупрозрачные, разбросанные по небу хлопья.

Нередко внешний вид *Cc* приобретает конденсационные следы, образующиеся за самолетами на большой высоте.

\* В 1987 г. вышло 2-е издание.

\*\* Изложена по [1, 32] с некоторыми сокращениями.

**Перисто-слоистые облака (*Cirrostratus*, Cs).** Белая или чуть голубоватая полупрозрачная пелена, однородная либо слегка волокнистая структура; могут покрывать все небо. Высота основания в умеренных широтах составляет в среднем около 6—8 км, в очень холодных климатах — существенно меньше, толщина слоя — от 0,1 до нескольких километров. Осадки из облаков Cs не достигают Земли.

Облака Cs подразделяются на следующие виды.

1. **Волокнистые (*Cirrostratus fibratus*, Cs fib.)** — пелена слегка волокнистой структуры.

2. **Туманообразные (*Cirrostratus nebulosus*, Cs neb.)** — однородная белая или голубоватая пелена, либо очень тонкая, либо более плотная.

В облаках Cs наблюдается нередко явление гало (беловатые кольца вокруг Солнца или Луны), горизонтальный круг, побочные Солнца и т. д., а при полете самолета над Cs — нижнее солнце.

**Высоко-кучевые облака (*Altostratus*, As).** Белые, изредка сероватые или синеватые облака в виде волн или гряд, состоящих из отдельных пластин или клубов (хлопьев). Последние обычно разделены просветами голубого неба, но иногда сливаются в почти сплошной покров. Высота основания составляет от 2 до 6 км, толщина слоя — от 0,2 до 0,7 км.

Осадки могут изредка выпадать в виде отдельных капель дождя или снежинок.

Облака As подразделяются на следующие виды.

1. **Волнистые (*Altostratus undulatus*, As und.)**, располагающиеся рядами или грядами.

Разновидности:

а) просвечивающие (*Altostratus translucidus*, As trans.), состоящие из четко разграниченных элементов (волн, пластин): плотные части светло-серого цвета чередуются с тонкими прозрачными белыми частями либо просветами, позволяющими видеть голубое небо или небесные светила;

б) непросвечивающие плотные (*Altostratus opacus*, As op.) — почти сплошной слой, на нижней поверхности которого, однако, отчетливо различимы более темные волны или гряды;

в) чечевицеобразные (*Altostratus lenticularis*, As lent.) — отдельные более плотные облака чечевицеобразной формы с гладкими очертаниями и иногда с волокнистой каймой; нередко образуются с подветренной стороны горных возвышенностей;

г) неоднородные (*Altostratus inhomogenus*, As inh.), лишь местами имеющие волнистое строение (либо два слоя As).

2. **Кучевообразные (*Altostratus cumuliformis*, As cum.)** — обособленные или сливающиеся массы As с признаками развития по вертикали.

Разновидности:

а) хлопьевидные (*Altostratus floccus*, As floc.) — изорванные по краям, неправильные хлопья, сравнительно быстро меняющие свои очертания;

б) башенковидные (*Altostratus castellanus*, As cast.) — гряда облаков, из которой поднимаются вверх белые кучевообразные выступы, наподобие куполов или башенок или небольших облаков Cu и Cb;

в) образовавшиеся из кучевых облаков (*Altostratus cumulogenitus*, As cum.) — белые покровы, возникшие из облаков Cu или Cb, вершины которых растекаются в среднем ярусе (например, под инверсиями);

г) с полосами падения (*Altostratus virga*, As vir.) — из осадков, выпадающих из отдельных облаков As и вытягивающихся под ними в виде волокон или пучков.

По краям облаков As заметны иногда радужные цвета.

**Высоко-слоистые облака (*Altostratus*, As).** Серая или синеватая однородная и обширная пелена, местами слегка волокнистой структуры, создаваемой полосами падения осадков. На нижней поверхности пелены иногда заметны слабые волны. Высота основания составляет от 3 до 5 км, толщина слоя — около 1 км, иногда до 2 км.

Осадки из As выпадают довольно часто.

Облака As имеют следующие виды.

1. **Туманообразные (*Altostratus nebulosus*, As neb.)**, в виде однородного серого слоя.

2. **Волнистые (*Altostratus undulatus*, As und.)**, имеющие волнистую нижнюю границу и местами волокнистую структуру.

Разновидности As neb. и As und.:

а) просвечивающие (*Altostratus translucidus*, As trans.), сходные с более плотными Cs, но имеющие серый цвет и расположенные ниже; Солнце и Луна просвечивают сквозь них;

б) непросвечивающие (*Altostratus opacus*, As op.) — сплошной серый, местами несколько более светлый или темный покров, сквозь который Солнце и Луна не просвечивают;

в) дающие осадки (*Altostratus praecipitans*, As pr.) — As, из которых выпадают обычно небольшие осадки меняющейся интенсивности, зимой нередко достигающие Земли; осадки могут давать и довольно тонкие As.

В тонких As заметны цветные венцы около Солнца и Луны.

**Слоисто-кучевые облака (*Stratocumulus*, Sc).** Серые крупные гряды (волны), пластины или глыбы, разделенные просветами или сливающиеся в сплошной волнистый покров неодинаковой плотности.

Высота основания составляет 0,5—1,5 км, толщина слоя — от 0,2 до 0,8 км.

Из непросвечивающих облаков Sc могут выпадать слабые кратковременные осадки — дождь или небольшой снег.



Облака Sc подразделяются на следующие виды.

1. Слоисто-кучевые волнистые (*Stratocumulus undulatus*, Sc und.) — чередующиеся гряды (валы) либо сливающиеся, либо разделенные просветами.

Разновидности:

а) просвечивающие (*Stratocumulus translucidus*, Sc trans.) — гряды, пластины или глыбы, в промежутках между которыми видно голубое небо либо верхние облака;

б) плотные (*Stratocumulus opacus*, Sc op.) — слой темно-серых плотных облаков из почти сливающихся глыб или пластин; нижняя их граница, однако, отчетлива, и на ней ясно различаются валы или гряды;

в) чечевицеобразные (*Stratocumulus lenticularis*, Sc lent.) — отдельные, вытянутые в длину, довольно плоские чечевицеобразные облака, нередко видимые у подветренных склонов возвышенностей.

2. Слоисто-кучевые кучевообразные (*Stratocumulus cumuliformis*, Sc cuf.) обнаруживают заметное развитие по вертикали.

Разновидности *castellanus*\*:

а) башенкообразные (*Stratocumulus castellanus*, Sc cast.) — слой Sc с растущими из него местами башенками или куполами, похожими на небольшие Cb;

б) растекающиеся дневные (*Stratocumulus diurnalis*, Sc diurn.) — образовавшиеся из дневных кучевых облаков Cu (при их распаде) в виде низкого протяженного слоя или гряд;

в) растекающиеся вечерние (*Stratocumulus vespertalis*, Sc vesp.) — образовавшиеся вечером при ослаблении конвекции, оседании вершин облаков Cu и растекании их оснований в виде плоских длинных гряд;

г) вымеобразные (*Stratocumulus mammatus*, Sc mam.) — с выпуклостями, обращенными вниз.

Слоистые облака (*Stratus*, St). Однородный или почти однородный слой серого или желтовато-серого цвета, сходный с туманом, приподнятым над поверхностью Земли. Часто его нижняя поверхность бывает разорванной или клочковатой. Обычно слоистые облака закрывают серой пеленой все небо, но иногда наблюдаются и в виде разорванных облачных масс. Высота основания St обычно составляет 0,1—0,7 км, толщина слоя — от 0,2 до 0,8 км. Иногда из слоистых облаков выпадает морось или мелкий снег.

Слоистые облака подразделяются на следующие виды.

1. Слоистые туманообразные (*Stratus nebulosus*, St neb.) — однородный слой облаков серого или желто-серого цвета, иногда столь низкий, что закрывает части высоких наземных предметов.

2. Слоистые волнистые (*Stratus undulatus*, St und.) — слой облаков серого или желто-серого цвета, на нижней поверхности ко-

\* Нередко в литературе употребляется термин «castellatus».

торого можно различить слабо выраженные волны. Иногда последние представляют собой лишь правильное чередование более темных и светлых частей облака.

3. Слоистые разорванные (*Stratus fractus*, St fr.) — имеют вид ключев, скоплений отдельных облаков с разорванными краями или более или менее клочковатого покрова со свисающими хлопьями.

Разновидность St fr. — разорванно-дождевые (*Fractonimbus*, Frnb.) — низкие, серые, мрачные изорванные облака плохой погоды. Образуются под слоем облаков, дающих осадки (As, Ns, Cb, Sc op.), причем только в сочетании с этими облаками.

Слоисто-дождевые облака (*Nimbostratus*, Ns). Темно-серый облачный слой, иногда с желтоватым или синеватым оттенком. При выпадении осадков слой кажется однородным. В перерывах между осадками заметна его неоднородность — местами он как бы просвечивает. Основание облаков Ns всегда размыто полосами падения осадков. Облака Ns обычно закрывают все небо без разрывов. Часто под их слоем образуются разорванные облака Frnb., иногда полностью скрывая основной слой Ns. Высота основания составляет 0,1—1,0 км, толщина слоя — от 2 км до 5 км, а иногда и более. Из Ns выпадает обложной снег или дождь, иногда с перерывами.

Виды и разновидности Ns не выделяются.

Следует, однако, указать, что в справочниках, в том числе и в основном источнике этих данных [18], отдельно приводится повторяемость облаков Frnb. Соответственно ниже вместе с данными о Ns будут также приведены и данные о Frnb.

Кучевые облака (*Cumulus*, Cu). Плотные развитые по вертикали облака с белыми куполообразными или кучевообразными вершинами и с плоским сероватым или синеватым основанием. Могут быть представлены отдельными редко расположенными облаками или же значительными скоплениями, закрывающими почти все небо. Высота основания в умеренных широтах составляет обычно от 0,8 до 1,5 км, но может колебаться в довольно широких пределах в зависимости от значений относительной влажности у поверхности Земли (см. п. 4.4.2.4). Вертикальная протяженность составляет от сотни метров до нескольких километров. Осадки обычно не выпадают.

Облака Cu имеют следующие виды.

1. Кучевые плоские (*Cumulus humilis*, Cu hum.) — мало развиты по высоте (не более 1 км) и кажутся плоскими, так как их вертикальная протяженность меньше горизонтальных размеров. Обычно формируются утром, развиваются в околополуденные часы и к вечеру растекаются, переходя, например, в слоисто-кучевые вечерние облака (Sc vesp.).

2. Кучевые средние (*Cumulus mediocris*, Cu med.). Кучевые облака с вертикальными размерами примерно 1—2 км. Вершины клубятся сильнее, чем у Cu hum., и напоминают цветную капусту.

3. *Кучевые мощные* (*Cumululus congestus*, Cu cong.) — сильно развитые по вертикали облака (более 2 км), толщина которых обычно превышает размеры основания. Сильно клубящиеся их вершины имеют ослепительно белый цвет, основания — более темные. Иногда Cu cong. сливаются в большие группы.

**Кучево-дождевые облака** (*Cumulonimbus*, Cb). Белые облака с темными, иногда синеватыми основаниями, поднимающиеся в виде огромных, подобных горам, облачных масс с белыми вершинами, имеющими, как правило, волокнистую структуру. В холодный сезон волокнистую структуру имеет обычно все облако. Близ холодного фронта возникает иногда облачный вал из Cb. Высота основания составляет от 0,4 до 1,0 км; вертикальная протяженность — более 3 км, но иногда вершина Cb достигает тропопавузы.

Осадки из Cb имеют ливневый характер и летом представляют собой крупнокапельный дождь и град, а зимой — ливневый снег и крупу. Обычно из Cb выпадают кратковременные осадки большой интенсивности. В Cb часто наблюдается гроза.

Облака Cb подразделяются на следующие виды.

1. *Кучево-дождевые лысые* (*Cumulonimbus calvus*, Cb calv.). Вершины их не имеют перистовидной верхней части и похожи на округлые белоснежные купола слегка волокнистой структуры.

2. *Кучево-дождевые волосатые* (*Cumulonimbus capillatus*, Cb cap.). Имеют хорошо выраженную волокнистую структуру в верхней части. В них зарождаются перистовидные облака, которые постепенно распространяются по горизонтали.

Разновидности Cb cap.:

а) *волосатые с грозовым валом* (*Cumulonimbus arcus*, Cb arc.), когда в передней части надвигающегося облака образуется дугообразный облачный вал, сопровождаемый у земли шквалом;

б) *с наковальней* (*Cumulonimbus incus*, Cb inc.), когда верхняя перистовидная («обледеневшая») часть облака растекается над ним в стороны и приобретает форму гигантской наковальни.

### 1.3.3. Некоторые статистические данные о повторяемости облаков

Для общего представления о количестве, изменчивости и географическом распределении отдельных форм облаков, а также их связи с атмосферными процессами ниже приводятся таблицы годового хода повторяемости десяти основных родов облаков для нескольких характерных климатических районов СССР — Архангельска, Лиепая, Ташкента, Енисейска и Владивостока (табл. 1 (1.3.3)).

Таблица 1 (1.3.3)

Средняя повторяемость (%) основных форм облаков по месяцам в характерных условиях

| Месяц       | Cl | Cc  | Cs | Ac | As | Cu  | Cb   | Sc | Ns | St  | Frnb |
|-------------|----|-----|----|----|----|-----|------|----|----|-----|------|
| Архангельск |    |     |    |    |    |     |      |    |    |     |      |
| I           | 12 | 0,3 | 15 | 22 | 30 | 0,6 | 1    | 38 | 20 | 9   | 7    |
| II          | 17 | 0,5 | 16 | 24 | 30 | 0,2 | 2    | 32 | 19 | 8   | 6    |
| III         | 23 | 1   | 17 | 27 | 22 | 3   | 2    | 30 | 14 | 7   | 5    |
| IV          | 27 | 2   | 17 | 34 | 18 | 8   | 4    | 32 | 11 | 5   | 8    |
| V           | 29 | 2   | 13 | 39 | 15 | 20  | 12   | 38 | 9  | 4   | 9    |
| VI          | 41 | 2   | 11 | 46 | 13 | 28  | 14   | 35 | 5  | 4   | 7    |
| VII         | 40 | 2   | 9  | 46 | 12 | 29  | 14   | 31 | 5  | 3   | 7    |
| VIII        | 36 | 2   | 10 | 47 | 13 | 24  | 12   | 36 | 5  | 4   | 7    |
| IX          | 24 | 2   | 8  | 44 | 18 | 16  | 11   | 47 | 10 | 7   | 13   |
| X           | 16 | 0,9 | 9  | 30 | 16 | 6   | 10   | 50 | 15 | 11  | 15   |
| XI          | 11 | 0,4 | 8  | 27 | 20 | 1   | 5    | 47 | 20 | 15  | 14   |
| XII         | 11 | 0,6 | 10 | 19 | 24 | 0,6 | 2    | 43 | 22 | 11  | 11   |
| Год         | 27 | 2   | 12 | 36 | 18 | 11  | 7    | 38 | 13 | 7   | 9    |
| Лиепая      |    |     |    |    |    |     |      |    |    |     |      |
| I           | 10 | 0,4 | 1  | 15 | 8  | 5   | 28   | 39 | 12 | 11  | 15   |
| II          | 16 | 0,6 | 4  | 17 | 8  | 5   | 16   | 34 | 14 | 8   | 14   |
| III         | 23 | 0,2 | 4  | 17 | 6  | 6   | 14   | 27 | 8  | 6   | 9    |
| IV          | 30 | 1   | 4  | 24 | 7  | 11  | 14   | 25 | 8  | 4   | 11   |
| V           | 32 | 1   | 3  | 27 | 5  | 14  | 14   | 25 | 2  | 4   | 6    |
| VI          | 35 | 2   | 4  | 34 | 7  | 19  | 14   | 24 | 4  | 3   | 7    |
| VII         | 34 | 2   | 3  | 30 | 6  | 26  | 23   | 25 | 2  | 2   | 7    |
| VIII        | 31 | 1   | 3  | 26 | 6  | 29  | 25   | 24 | 3  | 3   | 8    |
| IX          | 29 | 0,3 | 3  | 26 | 8  | 19  | 29   | 28 | 3  | 2   | 9    |
| X           | 20 | 0,9 | 2  | 21 | 7  | 17  | 28   | 36 | 5  | 5   | 11   |
| XI          | 14 | 0,5 | 1  | 18 | 5  | 11  | 32   | 42 | 11 | 13  | 16   |
| XII         | 12 | 0,1 | 2  | 13 | 6  | 7   | 26   | 40 | 15 | 11  | 18   |
| Год         | 26 | 1   | 3  | 23 | 7  | 15  | 22   | 31 | 7  | 6   | 11   |
| Ташкент     |    |     |    |    |    |     |      |    |    |     |      |
| I           | 30 | 1   | 28 | 36 | 40 | 1   | 0,04 | 12 | 21 | 9   | 2    |
| II          | 34 | 0,4 | 32 | 31 | 36 | 3   | 1    | 14 | 20 | 8   | 2    |
| III         | 36 | 0,5 | 31 | 38 | 48 | 8   | 2    | 18 | 23 | 5   | 5    |
| IV          | 39 | 1   | 30 | 29 | 30 | 13  | 5    | 18 | 12 | 1   | 4    |
| V           | 43 | 1   | 25 | 40 | 20 | 22  | 10   | 16 | 5  | 0,4 | 2    |
| VI          | 19 | 0,4 | 8  | 25 | 8  | 19  | 12   | 16 | 1  | 0,1 | 0,5  |



| Месяц | Cl | Cc  | Cs | Ac | As | Cu | Cb | Sc | Ns  | St  | Frb |
|-------|----|-----|----|----|----|----|----|----|-----|-----|-----|
| VII   | 13 | 1   | 2  | 24 | 3  | 18 | 6  | 9  | 0,3 | 0   | 0,1 |
| VIII  | 9  | 0,3 | 2  | 21 | 3  | 11 | 3  | 7  | 1   | 0,0 | 0,1 |
| IX    | 12 | 0,5 | 3  | 25 | 5  | 7  | 2  | 7  | 1   | 0,1 | 0,3 |
| X     | 26 | 1   | 13 | 30 | 20 | 4  | 1  | 11 | 9   | 1   | 2   |
| XI    | 29 | 1   | 19 | 34 | 31 | 3  | 1  | 14 | 16  | 5   | 2   |
| XII   | 30 | 1   | 22 | 39 | 36 | 1  | 1  | 12 | 20  | 11  | 2   |
| Год   | 27 | 1   | 18 | 31 | 23 | 9  | 4  | 13 | 11  | 3   | 2   |

| Енисейск |    |     |    |    |    |     |    |     |    |    |    |
|----------|----|-----|----|----|----|-----|----|-----|----|----|----|
| I        | 16 | 0,5 | 24 | 26 | 42 | 0,6 | 1  | 0,9 | 8  | 12 | 2  |
| II       | 20 | 0,5 | 30 | 24 | 36 | 2   | 2  | 1   | 6  | 6  | 4  |
| III      | 22 | 0,8 | 28 | 27 | 26 | 6   | 6  | 1   | 12 | 6  | 7  |
| IV       | 23 | 0,7 | 21 | 25 | 18 | 10  | 10 | 1   | 18 | 5  | 10 |
| V        | 28 | 0,6 | 15 | 31 | 15 | 14  | 15 | 1   | 26 | 5  | 17 |
| VI       | 33 | 0,9 | 12 | 37 | 11 | 22  | 17 | 0,9 | 24 | 4  | 15 |
| VII      | 38 | 0,8 | 10 | 38 | 10 | 24  | 18 | 1   | 24 | 3  | 12 |
| VIII     | 29 | 0,6 | 8  | 38 | 12 | 17  | 16 | 3   | 30 | 4  | 15 |
| IX       | 23 | 0,4 | 13 | 37 | 21 | 11  | 10 | 2   | 34 | 6  | 18 |
| X        | 22 | 0,6 | 12 | 33 | 36 | 4   | 8  | 2   | 32 | 16 | 20 |
| XI       | 18 | 0,8 | 25 | 24 | 48 | 2   | 3  | 2   | 13 | 17 | 8  |
| XII      | 17 | 0,2 | 26 | 22 | 43 | 0,9 | 2  | 1   | 18 | 15 | 2  |
| Год      | 24 | 0,6 | 19 | 30 | 26 | 9   | 9  | 1   | 20 | 8  | 11 |

| Владивосток |    |     |    |    |    |    |     |    |   |     |   |
|-------------|----|-----|----|----|----|----|-----|----|---|-----|---|
| I           | 20 | 0,3 | 6  | 13 | 7  | 2  | 0,2 | 5  | 4 | 0,9 | 2 |
| II          | 24 | 0,3 | 6  | 16 | 7  | 3  | 0,2 | 8  | 4 | 2   | 3 |
| III         | 24 | 0,2 | 7  | 18 | 11 | 6  | 0,8 | 14 | 6 | 6   | 5 |
| IV          | 21 | 0,2 | 6  | 22 | 11 | 10 | 2   | 20 | 4 | 12  | 5 |
| V           | 36 | 0,3 | 10 | 29 | 12 | 10 | 3   | 22 | 6 | 11  | 6 |
| VI          | 36 | 0,5 | 5  | 36 | 9  | 12 | 4   | 27 | 7 | 27  | 7 |
| VII         | 44 | 0,7 | 6  | 41 | 9  | 10 | 2   | 25 | 7 | 37  | 6 |
| VIII        | 34 | 0,4 | 4  | 36 | 8  | 14 | 3   | 28 | 7 | 26  | 6 |
| IX          | 25 | 0,4 | 4  | 30 | 8  | 10 | 4   | 28 | 5 | 14  | 6 |
| X           | 18 | 0,4 | 3  | 22 | 6  | 10 | 2   | 22 | 4 | 10  | 5 |
| XI          | 18 | 0,3 | 4  | 19 | 7  | 7  | 0,5 | 17 | 4 | 6   | 4 |
| XII         | 17 | 0,4 | 5  | 16 | 7  | 3  | 0,1 | 9  | 4 | 2   | 2 |
| Год         | 26 | 0,4 | 6  | 25 | 8  | 8  | 2   | 19 | 6 | 12  | 5 |

Примечание. Под повторяемостью подразумевается отношение числа сроков, когда отмечалась данная форма облаков, к общему числу сроков наблюдений.

Таблица 2 (1.3.3)

Повторяемость (%) основных форм облаков по районам [18] (относительное число дней наблюдений)

| Район                  | Cl   | Cc  | Cs   | Ac   | As   | Cu   | Cb   | St   | Sc   | Ns   | Frb  | Число станций |
|------------------------|------|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|---------------|
| Зима (январь)          |      |     |      |      |      |      |      |      |      |      |      |               |
| Европейская часть СССР | 16,8 | 0,2 | 12,2 | 20,8 | 18,3 | 1,0  | 3,0  | 19,0 | 22,8 | 21,0 | 13,6 | 7             |
| Кавказ                 | 20,0 | 6,1 | 9,8  | 32,2 | 19,8 | 8,4  | 6,6  | 5,8  | 32,4 | 14,2 | 11,2 | 5             |
| Средняя Азия           | 28,1 | 6,7 | 12,0 | 30,1 | 17,7 | 2,2  | 0,9  | 10,7 | 16,7 | 9,1  | 3,1  | 7             |
| Урал и Западная Сибирь | 19,0 | 0,7 | 19,8 | 20,2 | 30,0 | 0,5  | 1,2  | 3,6  | 8,7  | 11,8 | 3,0  | 8             |
| Восточная Сибирь       | 22,1 | 0,7 | 25,6 | 13,1 | 20,7 | 0,4  | 0,3  | 0,9  | 3,8  | 1,9  | 0,4  | 12            |
| Дальний Восток         | 16,2 | 0,4 | 9,9  | 11,9 | 12,9 | 1,9  | 14,9 | 1,2  | 11,8 | 6,5  | 10,8 | 9             |
| Камчатка               | 16,2 | 0,9 | 13,8 | 36,2 | 17,8 | 3,0  | 4,0  | 8,7  | 28,2 | 10,5 | 8,5  | 4             |
| Лето (июль)            |      |     |      |      |      |      |      |      |      |      |      |               |
| Европейская часть СССР | 32,3 | 1,4 | 8,2  | 33,3 | 7,5  | 28,0 | 14,7 | 1,5  | 28,0 | 3,2  | 7,3  | 7             |
| Кавказ                 | 9,8  | 2,5 | 2,8  | 35,6 | 5,8  | 27,2 | 13,0 | 3,2  | 31,4 | 1,5  | 4,8  | 5             |
| Средняя Азия           | 13,9 | 0,7 | 1,2  | 30,1 | 3,6  | 13,0 | 6,7  | 0,1  | 7,9  | 0,4  | 0,6  | 7             |
| Урал и Западная Сибирь | 37,2 | 2,1 | 7,5  | 34,4 | 8,8  | 25,4 | 16,1 | 2,0  | 25,5 | 4,1  | 9,3  | 8             |
| Восточная Сибирь       | 40,3 | 1,4 | 9,8  | 34,4 | 10,7 | 22,1 | 13,6 | 3,8  | 30,1 | 4,6  | 6,8  | 12            |
| Дальний Восток         | 36,7 | 1,6 | 7,5  | 33,2 | 9,7  | 11,0 | 6,0  | 20,9 | 22,8 | 8,2  | 10,4 | 9             |
| Камчатка               | 32,0 | 2,5 | 12,5 | 49,0 | 17,5 | 9,5  | 4,8  | 7,5  | 31,7 | 10,0 | 12,0 | 4             |

В табл. 2 (1.3.3) указаны средние повторяемости основных родов облаков для ряда крупных районов СССР в центральные месяцы летнего и зимнего сезонов.

Все приведенные таблицы составлены по данным Климатического справочника СССР [18] и результатам наземных наблюдений. Оценка значения таких наблюдений и более подробная информация о данных наблюдений облаков сверху, со спутников, дана в п. 3.3.

## Основные характеристики облачной атмосферы

### 2.1. Термодинамика облачной атмосферы

#### 2.1.1. Сухоадиабатический градиент

Охлаждение адиабатически поднимающейся массы (частицы) воздуха, не насыщенного водяным паром, описывается выражением

$$\left(-\frac{dT}{dz}\right) = \gamma_a = \frac{g}{c_p} \frac{T}{T'}, \quad (1)$$

где  $T$  — температура поднимающейся массы,  $T'$  — температура окружающего воздуха,  $\gamma_a$  — сухоадиабатический градиент температуры\*. Учет влажности приводит к уточнению формулы (1): в качестве  $T$  и  $T'$  в этом случае следует использовать виртуальные температуры  $T_v$  и  $T'_v$ .

Виртуальной температурой  $T'_v$  массы влажного воздуха, температура которой составляет  $T'$ , называют температуру сухого воздуха, имеющего ту же плотность. Величины  $T'_v$  и  $T'$  связаны соотношением

$$T'_v = T' (1 + 0,378e/p), \quad (2)$$

где  $e$  — парциальное давление пара,  $p$  — давление воздуха.

В табл. 1 (2.1.1) указаны значения  $\Delta T_v = T'_v - T'$  (для окружающего воздуха) и  $g/c_p$  для поднимающейся массы в зависи-

Таблица 1 (2.1.1)

Значения  $\Delta T_v$  (К) и  $\gamma_a = g/c_p$  (К/100 м) в зависимости от отношения смеси  $q$  и широты  $\varphi$

| $q \text{ ‰}$ | $\Delta T_v \text{ К}$ | $g/c_p \text{ К/100 м}$ |            |            |            | $k$    |
|---------------|------------------------|-------------------------|------------|------------|------------|--------|
|               |                        | $\varphi = 0^\circ$     | $30^\circ$ | $60^\circ$ | $90^\circ$ |        |
| 0             | 0,00                   | 0,9732                  | 0,9745     | 0,9772     | 0,9786     | 0,2857 |
| 0,002         | 0,31                   | 0,9714                  | 0,9728     | 0,9755     | 0,9768     | 0,2856 |
| 0,005         | 0,84                   | 0,9690                  | 0,9702     | 0,9730     | 0,9742     | 0,2855 |
| 0,010         | 1,77                   | 0,9650                  | 0,9662     | 0,9690     | 0,9702     | 0,2853 |

\* В метеорологии градиентом называют величину, обратную общепринятой в математике и физике.

мости от соответствующих значений отношения смеси  $q$  водяного пара (отношения массы водяного пара к массе воздуха) и широты  $\varphi$ .

Зависимостью  $dT/dz$  от  $T/T'$  и от  $q$  нередко пренебрегают, полагая  $\gamma_a = g/c_p = 0,98 \text{ K/100 м}$ .

Потенциальной температурой  $\theta$  воздушной массы называют величину

$$\theta = T \left( \frac{1000}{p} \right)^{\frac{c_p - c_v}{c_p}} = T \left( \frac{1000}{p} \right)^k, \quad (3)$$

где  $p$  — давление (гПа). Значение  $k$  очень слабо зависит от  $q$  (см. табл. 1 (2.1.1)) и этой зависимостью обычно пренебрегают. Таблицы для расчета  $\theta$  как функции  $T$  и  $p$  есть в Международных метеорологических таблицах (см. [13], табл. 4.14).

### 2.1.2. Псевдоадиабатический и влажноадиабатический градиенты

Адиабатически поднимающаяся насыщенная водяным паром воздушная масса благодаря выделению тепла при конденсации пара на облачных частицах (каплях или кристаллах) охлаждается медленнее, чем ненасыщенная масса. Если образующиеся при конденсации облачные частицы немедленно удаляются (выпадают) из облака, то такой процесс называется псевдоадиабатическим. Если же частицы льда или воды остаются в поднимающейся воздушной массе, участвуя в теплообмене, то процесс называют влажноадиабатическим.

При псевдоадиабатическом процессе градиент температуры описывается выражением

$$-\frac{dT}{dz} = \gamma_{па} \frac{g \left( \frac{T}{T'} \right) + \frac{Lq}{R_a T}}{c_p + \frac{Lq}{E} \frac{dE}{dT}}, \quad (1)$$

где  $L$  — удельная теплота испарения,  $R_a$  — газовая постоянная воздуха.

В табл. 1 (2.1.2) указаны значения псевдоадиабатического градиента температуры  $\gamma_{па}$  в зависимости от температуры и давления для двух процессов — перехода пара в воду и в лед.

Как уже сказано, влажноадиабатический процесс, при котором продукты конденсации остаются в облаке, т. е. уносятся восходящим воздушным потоком (а с ними и некоторое количество тепла), отличается от псевдоадиабатического. Следовательно  $\gamma_{ва} < \gamma_{па}$ , где  $\gamma_{ва}$  — влажноадиабатический градиент. По А. Л. Косареву, разность  $\Delta T = T_{ва} - T_{па}$  для воздушных масс, поднимающихся в условиях влажноадиабатического и псевдоадиабатического про-

Псевдоадиабатический градиент  $\gamma_{па}$  ( $^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$ ) по [10]

Переход пара в воду

| Давление, гПа | Температура, $^{\circ}\text{C}$ |       |       |       |       |
|---------------|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|
|               | -40                             | -20   | 0     | 20    | 40    |
| 1000          | 0,939                           | 0,854 | 0,646 | 0,422 | 0,280 |
| 800           | 0,931                           | 0,829 | 0,602 | 0,386 | 0,261 |
| 600           | 0,918                           | 0,792 | 0,544 | 0,346 | 0,240 |
| 400           | 0,893                           | 0,729 | 0,465 | 0,299 | 0,219 |
| 200           | 0,826                           | 0,597 | 0,352 | 0,245 | 0,196 |

Переход пара в лед

| Давление, гПа | Температура, $^{\circ}\text{C}$ |       |       |       |       |
|---------------|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|
|               | -50                             | -40   | -30   | -20   | -10   |
| 1000          | 0,965                           | 0,952 | 0,918 | 0,850 | 0,735 |
| 800           | 0,964                           | 0,947 | 0,906 | 0,824 | 0,696 |
| 600           | 0,961                           | 0,938 | 0,836 | 0,736 | 0,840 |
| 400           | 0,955                           | 0,922 | 0,849 | 0,721 | 0,558 |
| 200           | 0,938                           | 0,878 | 0,757 | 0,586 | 0,420 |

цессов на высоту, например,  $\Delta z = 3 \text{ км}$  не превышает  $0,1^{\circ}\text{C}$ . Как видно,  $\Delta T$ , а следовательно, и различия  $\gamma_{ва}$  и  $\gamma_{па}$  очень невелики.

Следует заметить, что псевдоадиабатический процесс необратим: при нисходящем движении воздуха, не содержащего продуктов конденсации, он всегда нагревается в соответствии с сухадиабатическим градиентом. В то же время влажноадиабатический процесс обратим: при медленном нисходящем движении нагревание воздуха происходит в соответствии с влажноадиабатическим градиентом ( $\gamma = \gamma_{ва}$ ) вплоть до испарения всех частиц воды и льда.

### 2.1.3. Устойчивость облачной атмосферы

Развитие облаков различных форм зависит существенно от степени устойчивости атмосферы, в которой они формируются. Количественная оценка устойчивости зависит от формы движения, по отношению к которой эта оценка производится [14, 17]. При этом могут быть рассмотрены следующие случаи.

1. Устойчивость малой частицы воздуха (определяемая по «методу малой частицы»). Устойчивость атмосферы при этом имеет место при  $\gamma < \gamma_a$  для подъема ненасыщенной паром частицы и при  $\gamma < \gamma_{ва}$  при восходящем движении насыщенной частицы. При  $\gamma > \gamma_a$  говорят о «сухой» неустойчивости, при  $\gamma_a > \gamma > \gamma_{ва}$  — об условной (или влажной) неустойчивости атмосферы.

2. *Устойчивость слоя* (оцениваемая по «методу слоя»). При этом могут быть два случая:

- 1) в восходящем потоке конденсации не происходит; устойчивость будет наблюдаться при  $\gamma < \gamma_a$ ;
- 2) в восходящем потоке идет конденсация; устойчивым (замедляющимся) он будет при

$$\frac{s}{s'} > \frac{\gamma - \gamma_{sa}}{\gamma_a - \gamma} \quad \text{или} \quad \gamma < \frac{\gamma_{sa} - b\gamma_a}{1 + b}, \quad (1)$$

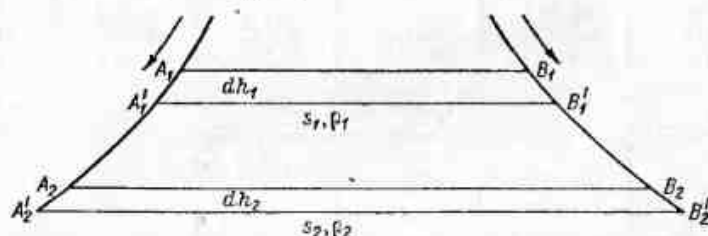


Рис. 1 (2.1.3). Процесс оседания, растекания и трансформации атмосферного слоя.

$dh_1, S_1, \rho_1$  — характеристики слоя (толщина, площадь и плотность воздуха) до начала оседания;  $dh_2, S_2, \rho_2$  — характеристики слоя после опускания его.

где  $b = s/s'$ ,  $s$  — площадь поперечного сечения восходящих потоков,  $s'$  — площадь сечения компенсирующих нисходящих потоков.

3. *Устойчивость большой частицы* (или массы) размером  $r_0$ , движущейся вверх либо вниз под влиянием как архимедовой силы и силы трения, так и теплообмена с окружающей средой. При этом, согласно так называемому критерию Пристли, устойчивой (стремящейся вернуться к исходному положению) частица будет в такой атмосфере, в которой [14]

$$\gamma < \gamma_a + \frac{T'}{g} k_1 k_2, \quad (2)$$

где  $k_1 k_2 = 45 \kappa \nu / r_0^3$ , а  $\kappa$  и  $\nu$  — коэффициенты турбулентной теплопроводности и вязкости соответственно.

Из формулы (2) видно, что по отношению к большим частицам атмосфера в общем более неустойчива. Иными словами, для возникновения неустойчивости требуется меньший градиент. Так, при развитии кучевой облачности можно заметить, что мелкие обрывки облаков быстро гибнут, а более крупные, возникнув, активно развиваются.

4. *Устойчивость ограниченного слоя* толщиной  $h$  по отношению к возникновению в нем ячейковой циркуляции.

5. *Устойчивость конечного слоя* атмосферы, охваченного в целом восходящим и нисходящим движением. Так, при оседании и растекании устойчивой воздушной массы (рис. 1 (2.1.3)) ее устойчивость возрастает.

Все упомянутые формы устойчивости облачной атмосферы рассмотрены в работах [14, 17].

#### 2.1.4. Уровень конденсации

В восходящем потоке воздуха конденсация и образование облака (при отсутствии смешения потока с окружающим воздухом) начинаются на определенной высоте, называемой уровнем конденсации. Это легко проверить, например, наблюдая нижние плоские основания поля многочисленных кучевых облаков.

Теоретически, при условии постоянной массовой доли влаги, высота  $h$  уровня конденсации в восходящем потоке над поверхностью Земли, близ которой начальная относительная влажность равна  $f_0$  (в долях единицы), описывается выражением

$$h = -C \lg f_0, \quad (1)$$

где  $C = 2,305/(\lambda \gamma_a - H^{-1})$ ,  $\lambda = E^{-1} (dE/dT)$ ,  $H = RT_0/g$  — высота однородной атмосферы. Значения  $\lambda$  и  $C$  при  $-20^\circ\text{C}$  равны  $0,0862 \text{ K}^{-1}$  и  $3,26 \text{ км}$  соответственно, при  $0^\circ\text{C}$  —  $0,0727 \text{ K}^{-1}$  и  $3,94 \text{ км}$ , при  $20^\circ\text{C}$  —  $0,0620 \text{ K}^{-1}$  и  $4,73 \text{ км}$ . Напомним, что  $f_0 < 1$  и  $\lg f_0 < 0$ .

### 2.2. Некоторые климатические характеристики

#### 2.2.1. Классификация климатов

##### 2.2.1.1. Предварительные замечания

Для общего описания физических условий образования облачности и их разнообразия в масштабах земного шара полезно использовать одну из существующих общих классификаций климатов. Кроме того, большие климатические области являются и областями характерных синоптических процессов и ситуаций, изучение которых позволяет понять основные закономерности годового хода и местных различий облачных форм и их многочисленных видов и разновидностей.

При выборе наиболее подходящей классификации всегда возникают определенные трудности. Мы выбрали здесь классификацию Кеппена (см. [1]), основанную, с одной стороны, на четких температурных границах и, с другой стороны, на очень ясной физической градации процессов, приводящих к образованию осадков. Она не оставляет места для субъективизма и охватывает совокупность всех климатов Земли.

Ниже приводится формальное описание классификации Кеппена, сопровождаемое некоторыми замечаниями о соответствующих климатических типах. Таблица 1 (2.2.1.1) наглядно иллюстрирует классификацию.

Хорошо видно, что в одних районах годовой ход температуры и количества осадков (рис. 1 (2.2.1.1)) проявляется весьма отчетливо, в других он мало заметен.



Примеры различных типов климата (по В. П. Кёппену — А. В. Вознесенскому)  
( $T$  — средняя температура ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $R$  — сумма осадков (мм)) [3]

| № п/п | Пункт, координаты                                | Тип климата | Элемент    | I           | II          | III         | IV          | V           | VI          | VII         | VIII        | IX          | X           | XI         | XII         | Год          |
|-------|--|-------------|------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------------|-------------|--------------|
| 1     | Белен, Бразилия<br>1°27' ю. ш., 48°29' з. д.     | Af          | $T$<br>$R$ | 25,6<br>317 | 25,4<br>413 | 25,4<br>436 | 25,7<br>382 | 26,0<br>265 | 26,0<br>164 | 25,9<br>160 | 26,0<br>113 | 26,0<br>119 | 26,2<br>106 | 26,5<br>94 | 26,2<br>201 | 25,9<br>2770 |
| 2     | Рангун, Бирма<br>16°46' с. ш., 96°10' в. д.      | Am          | $T$<br>$R$ | 25,0<br>3   | 26,4<br>5   | 28,6<br>8   | 30,3<br>51  | 29,2<br>307 | 27,2<br>480 | 26,9<br>582 | 26,9<br>528 | 27,2<br>394 | 27,8<br>180 | 26,9<br>69 | 25,3<br>10  | 27,3<br>2617 |
| 3     | Хартум, Судан<br>15°36' с. ш., 32°29' в. д.      | BW          | $T$<br>$R$ | 22,5<br>0   | 23,8<br>0   | 27,2<br>0   | 30,7<br>1   | 33,1<br>5   | 33,3<br>7   | 30,8<br>48  | 29,4<br>72  | 30,9<br>27  | 31,4<br>4   | 27,5<br>0  | 23,7<br>0   | 287<br>164   |
| 4     | Кордоба, Аргентина<br>31°24' ю. ш., 64°11' з. д. | BS          | $T$<br>$R$ | 23,6<br>103 | 22,9<br>100 | 20,5<br>90  | 16,9<br>45  | 13,3<br>29  | 10,2<br>9   | 10,3<br>10  | 12,0<br>12  | 14,8<br>25  | 17,5<br>67  | 20,4<br>94 | 22,7<br>113 | 17,1<br>697  |
| 5     | Сидней, Австралия<br>33°52' с. ш., 151°12' в. д. | Cf          | $T$<br>$R$ | 21,9<br>89  | 21,9<br>102 | 20,8<br>127 | 18,1<br>135 | 15,0<br>127 | 12,5<br>117 | 11,7<br>117 | 13,1<br>76  | 15,0<br>74  | 17,5<br>71  | 19,4<br>74 | 21,1<br>74  | 17,3<br>1183 |

| № п/п | Пункт, координаты                            | Тип климата | Элемент    | I           | II         | III         | IV          | V            | VI          | VII          | VIII        | IX           | X           | XI          | XII        | Год          |
|-------|--|-------------|------------|-------------|------------|-------------|-------------|--------------|-------------|--------------|-------------|--------------|-------------|-------------|------------|--------------|
| 6     | Мадрид, Испания<br>40°25' с. ш., 3°41' з. д. | Cs          | $T$<br>$R$ | 4,9<br>38   | 6,5<br>34  | 10,0<br>45  | 13,0<br>44  | 15,7<br>44   | 20,6<br>27  | 24,2<br>11   | 23,6<br>14  | 19,8<br>31   | 14,0<br>53  | 8,9<br>47   | 5,6<br>48  | 13,9<br>436  |
| 7     | Кантон, КНР<br>23° с. ш., 113°13' в. д.      | Cw          | $T$<br>$R$ | 13,6<br>27  | 14,2<br>65 | 17,2<br>101 | 21,6<br>185 | 25,6<br>256  | 27,3<br>291 | 28,8<br>264  | 28,2<br>249 | 27,2<br>149  | 24,0<br>49  | 19,7<br>51  | 15,7<br>34 | 21,9<br>1720 |
| 8     | Алма-Ата, СССР                               | Dfa         | $T$<br>$R$ | -6,7<br>26  | -5,1<br>32 | 1,6<br>64   | 10,8<br>89  | 16,0<br>99   | 20,4<br>59  | 23,3<br>35   | 22,3<br>23  | 17,4<br>25   | 10,0<br>46  | -0,1<br>48  | -5,4<br>35 | 87<br>581    |
| 9     | Москва, СССР                                 | Dfb         | $T$<br>$R$ | -10,3<br>31 | -9,7<br>28 | -4,6<br>33  | 3,8<br>35   | 11,8<br>52   | 16,1<br>67  | 18,3<br>74   | 16,3<br>74  | 10,7<br>58   | 4,3<br>51   | -2,2<br>36  | -7,9<br>37 | 3,9<br>575   |
| 10    | Верхоянск, СССР                              | Dwd         | $T$<br>$R$ | -50,3<br>7  | -44,7<br>5 | -32,2<br>5  | -15,3<br>4  | 0,5<br>5     | 12,2<br>25  | 13,6<br>33   | 9,4<br>30   | 1,7<br>13    | -15,3<br>11 | -37,5<br>10 | -47,8<br>7 | -17<br>155   |
| 11    | Харбин, КНР                                  | Dwa         | $T$<br>$R$ | -20,1<br>4  | -15,8<br>6 | -6,0<br>17  | 5,8<br>23   | 14,0<br>44   | 19,8<br>92  | 23,3<br>167  | 21,6<br>119 | 14,3<br>52   | 5,7<br>36   | -6,6<br>12  | -16,7<br>5 | -3,3<br>517  |
| 12    | Барроу, Аляска                               | ET          | $T$<br>$R$ | -26,4<br>5  | -28,1<br>3 | -26,1<br>3  | -18,1<br>3  | -7,5<br>3    | 1,1<br>8    | 4,2<br>23    | 3,6<br>20   | -0,8<br>13   | -8,3<br>13  | -17,2<br>8  | -23,6<br>7 | -12,3<br>109 |
| 13    | Мирный, Антарктика                           | EF          | $T$<br>$R$ | -1,9<br>4   | -5,2<br>9  | -9,2<br>32  | -11,8<br>33 | -13,2<br>105 | -16,5<br>66 | -16,4<br>106 | -17,9<br>78 | -18,0<br>103 | -12,8<br>49 | -7,6<br>13  | -2,0<br>28 | -11,0<br>626 |



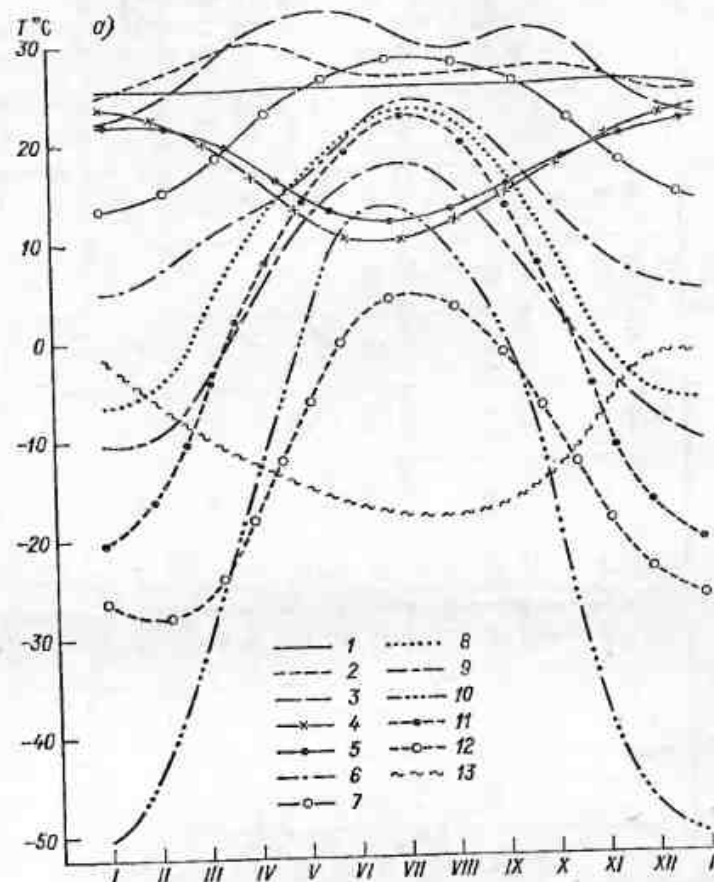


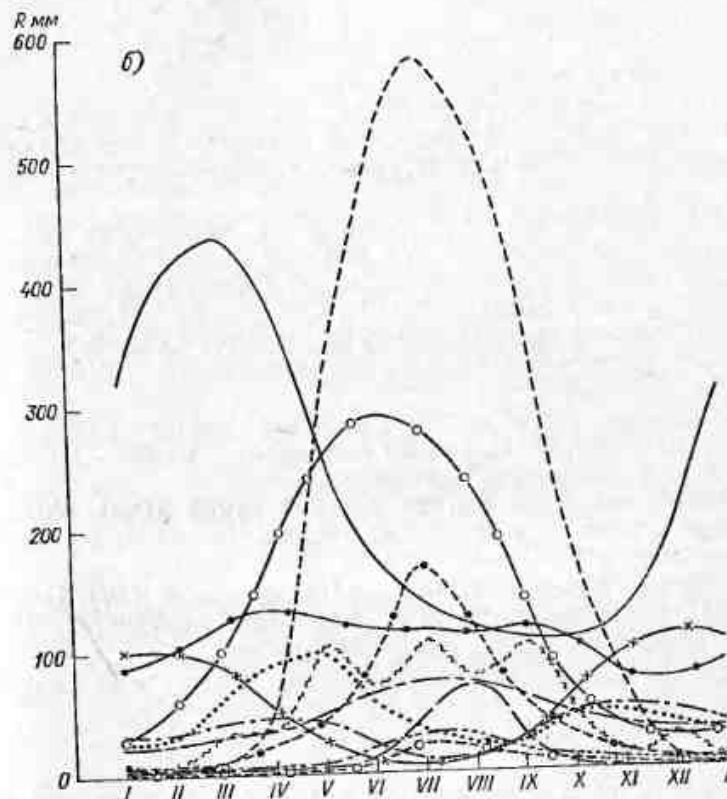
Рис. 1 (2.2.1.1). Годовой ход средней температуры (а) и средние суммы осадков (б) в различных районах земного шара.  
1 — Белем (Бразилия), 2 — Рангун (Бирма), 3 — Хартум (Судан), 4 — Кордоба (Аргентина), 5 — Москва (СССР), 6 — Верхоянск (СССР), 7 — Харбин (КНР), 8 — Сидней (Австралия), 9 — Мадрид (Испания), 10 — Кантон (КНР), 11 — Алма-Ата (СССР), 12 — Барроу (США), 13 — Мирный (Антарктида).

Подробное описание пространственной структуры полей осадков и их климатологии дается в главе 12.

### 2.2.1.2. Классификация климатов по В. П. Кёппену

**А. Тропический дождливый климат.** Средняя температура самого холодного месяца не ниже  $18^{\circ}\text{C}$ . Годовая сумма осадков при летних дождях превышает  $2(T+14)$  см (где  $T$  — средняя годовая температура,  $^{\circ}\text{C}$ ), при зимних дождях — больше  $2T$  см.

**1. Жаркий и влажный климат тропических лесов (обозначение Af)** без сухого периода. В самый сухой месяц выпадает более 6 см осадков. Пример: влажные леса в бассейне Конго.



суммы осадков (б) в различных районах земного шара.  
5 — Сидней (Австралия), 6 — Мадрид (Испания), 7 — Кантон (КНР), 8 — Алма-Ата (СССР), 9 — Барроу (США), 10 — Мирный (Антарктида).

**2. Климат саванн (Aw)** с сухим периодом. В самый сухой месяц выпадает менее 6 см осадков. Пример: саванны Южной Америки и Африки.

**3. Климат муссонов (Am).** Сходен с климатом саванн, но годовая сумма осадков превышает 250 см. Пример: Индия.

**В. Сухой климат.** Средняя температура самого теплого месяца выше  $10^{\circ}\text{C}$ . Годовая сумма осадков меньше  $2(T+14)$  см.

**4. Климат пустынь (BW).** Годовая сумма осадков не превышает  $T+14$  см. Пример: Сахара, Каракумы, Кызылкумы.

**5. Климат степей (BS).** Годовая сумма осадков превышает  $T+14$  см. Пример: причерноморские степи СССР.

Заметим, что в принципе в зоне пустынь или степей (зона В) средняя температура может быть меньше  $18^{\circ}\text{C}$ .

С. Умеренно теплый климат. Средняя температура самого холодного месяца составляет от  $-3$  до  $18^{\circ}\text{C}$ . Годовая сумма осадков больше  $2T$  см при зимнем максимуме осадков и больше  $2(T+14)$  см при их летнем максимуме.

6. Теплый климат с сухим летом (Cs). Количество осадков в самом сухом месяце — менее трети осадков самого влажного зимнего полугодия ( $<4$  см). Пример: побережье Средиземного моря.

7. Теплый климат с сухой зимой (Cw). Количество осадков в самом сухом месяце меньше  $1/10$  осадков самого влажного месяца летнего полугодия. Пример: Южный Китай, плато Эфиопии.

8. Умеренно влажный климат (Cf). Осадки распределены в течение года более или менее равномерно. Пример: Северная Германия, большая часть Франции, Англии, часть штатов США на Атлантическом побережье.

D. Умеренно холодный климат. Средняя температура самого теплого месяца выше  $10^{\circ}\text{C}$ , самого холодного — ниже  $-3^{\circ}\text{C}$ . Выпадение осадков аналогично климатам С.

9. Умеренно холодный климат с сухой зимой (Dw). Количество осадков в самом сухом месяце меньше  $1/10$  осадков в самом влажном месяце летнего полугодия. Пример: Прибайкалье.

10. Умеренно холодный климат с влажной зимой (Df). Осадки распределены в течение года более или менее равномерно. Пример: значительная часть Восточной Европы.

E. Снежный климат. Температура самого теплого месяца ниже  $10^{\circ}\text{C}$ .

11. Климат тундр (ET). Температура самого теплого месяца выше  $0^{\circ}\text{C}$ .

12. Климат вечного мороза (ледяной) (EF). Температура самого теплого месяца ниже  $0^{\circ}\text{C}$ . Пример: ледяное плато Гренландии, большая часть Антарктики, альпийская область высоких гор.

Примечание. Классификация Кёппена детализирована применительно к условиям СССР А. В. Вознесенским [3].

Классификация климатов Кёппена отражает различия синоптических процессов большого масштаба, приносящих осадки.

Тип А. Тропический климат с характерными для тропической области условиями образования осадков, связанных с муссонами всех типов, небольшими циклонами, восточными волнами тропической области, мощными грозами.

Тип В. Сухой климат, климат степей и пустынь. Слабые в общем осадки образуются в зимних циклонах малой мощности (средиземноморского типа), в особенности на их холодных фронтах, порой далеко проникающих на юг в засушливую область

(в том числе и в Средней Азии). В степной зоне такой циклонический процесс захватывает и начало лета.

Тип С. Характерный средиземноморский климат области происхождения зимне-весенних циклонов, в которых наибольшее развитие получают облака и осадки, связанные с холодными фронтами (или конвекцией на теплых фронтах). Этот процесс происходит над районами Средиземного, Черного и Каспийского морей, но распространяется оттуда далеко на восток — на Памир и западную часть Тянь-Шаня. Лето в этой области обычно сухое.

Тип D. Климат с развитой весь год циклонической деятельностью, большой активностью холодных и, особенно, теплых фронтов, несколько усиливающейся за счет орографии. Циклоническая деятельность немного ослабевает в областях обширных зимних антициклонов Северной Америки и Северной Азии. Этот тип процессов охватывает обширную широтную зону с большими температурными различиями.

Тип E. Полярный климат. Образование осадков и облаков связаны более всего с теплыми фронтами и повторяемость их велика весь год.

Примеры различных климатов проиллюстрированы в табл. 1 (2.2.1.1), а также на рис. 1 (2.2.1.1).

## 2.2.2. Аэроклиматология

Для сравнительного изучения условий образования облаков различных форм и для построения моделей облачных процессов необходимо учитывать также и аэроклиматические условия в различных областях земного шара. Эти условия наиболее полно характеризуются аэрологическими данными о вертикальной структуре атмосферы над теми или иными пунктами, типичными для климатических зон земного шара.

Структура и стратификация тропосферы и их изменения в течение года характеризуются прежде всего средним вертикальным распределением температуры, влажности, скорости и направления ветра. В приведенных ниже таблицах указаны средние значения и годовой ход этих параметров в тропосфере до уровня  $300-200$  гПа ( $9-11$  км) по данным ряда аэрологических обсерваторий. В этих таблицах приводятся данные для всех широт и, следовательно, для различных типов климатов Земли, морских и континентальных.

В табл. 1 (2.2.2) указаны также важные для физики облаков характеристики атмосферы, как степень устойчивости, распределение температуры, вертикальный профиль влажности и его годовые изменения, господствующая адвекция и т. д. Так, например, в табл. 1 (2.2.2) обнаруживается постоянная влажностеустойчивость атмосферы над Сингапуром, где, очевидно, любой процесс конденсации должен приводить к развитию конвекции. Своего

## Структура и стратификация атмосферы и их изменения в течение года

| р гПа | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|-------|---|----|-----|----|---|----|-----|------|----|---|----|-----|
|-------|---|----|-----|----|---|----|-----|------|----|---|----|-----|

Сингапур,  $\varphi=1^{\circ}18'$  с. ш.,  $\lambda=103^{\circ}50'$  в. д.,  $h=10$  м

## Температура

|     |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 850 | 16,3  | 17,0  | 17,0  | 17,3  | 17,7  | 17,5  | 17,4  | 17,0  | 17,0  | 16,7  | 16,8  | 16,9  |
| 700 | 8,7   | 8,1   | 8,5   | 8,9   | 9,0   | 8,0   | 8,1   | 8,0   | 8,0   | 8,6   | 8,3   | 8,0   |
| 500 | -6,4  | -6,6  | -6,5  | -6,0  | -5,8  | -6,9  | -7,5  | -7,0  | -7,0  | -6,3  | -6,0  | -6,3  |
| 400 | -16,4 | -16,5 | -16,4 | -16,1 | -15,9 | -16,8 | -17,4 | -16,7 | -16,7 | -16,0 | -15,9 | -16,4 |
| 300 | -31,7 | -32,3 | -31,3 | -31,1 | -30,2 | -31,8 | -32,4 | -32,1 | -31,5 | -30,8 | -31,4 | -31,9 |

## Влажность относительная

|     |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |
|-----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 850 | 78 | —  | 77 | 77 | 76 | 72 | 72 | 76 | 72 | 74 | 79 | 79 |
| 700 | 68 | 65 | 66 | 65 | 70 | 69 | 63 | 69 | 71 | 74 | 75 | 77 |
| 500 | 62 | 58 | 58 | 52 | 65 | 59 | 60 | 65 | 59 | 61 | 64 | 65 |
| 400 | 49 | 51 | 48 | 43 | 52 | 50 | 46 | 58 | 43 | 48 | 58 | 54 |
| 300 | 47 | 47 | 45 | 35 | 44 | 52 | 45 | 45 | 45 | 44 | 49 | 52 |

## Скорость ветра

|     |     |     |     |     |     |      |      |      |      |     |     |     |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|------|-----|-----|-----|
| 850 | 5,9 | 4,1 | 4,7 | 3,7 | 6,0 | 5,5  | 5,9  | 5,4  | 6,5  | 5,7 | 5,6 | 5,1 |
| 700 | 5,8 | 5,6 | 4,6 | 4,1 | 5,4 | 5,1  | 5,9  | 5,4  | 6,5  | 5,7 | 5,6 | 5,1 |
| 500 | 6,4 | 5,6 | 5,3 | 5,7 | 5,4 | 6,0  | 6,2  | 4,9  | 5,7  | 4,5 | 6,0 | 5,8 |
| 400 | 7,6 | 6,3 | 5,6 | 5,9 | 5,8 | 8,4  | 6,3  | 6,3  | 5,7  | 4,9 | 5,8 | 5,0 |
| 300 | 9,4 | 8,0 | 7,0 | 6,6 | 7,4 | 11,6 | 12,9 | 8,4  | 8,9  | 6,4 | 6,2 | 7,4 |
|     |     |     |     |     |     |      |      | 11,9 | 11,8 | 7,3 | 7,0 |     |

## Направление ветра

|     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 850 | 358 | 053 | 338 | 309 | 254 | 232 | 224 | 213 | 209 | 189 | 269 | 327 |
| 500 | 78  | 88  | 73  | 75  | 94  | 114 | 91  | 86  | 86  | 70  | 99  | 69  |
| 200 | 113 | 117 | 118 | 106 | 68  | 72  | 69  | 70  | 69  | 72  | 84  | 101 |

Урумчи,  $\varphi=43^{\circ}46'$  с. ш.,  $\lambda=87^{\circ}37'$  в. д.,  $h=913$  м

## Температура

|     |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 850 | -9,0  | -7,7  | -0,7  | +7,4  | +12,9 | +17,5 | +20,7 | +19,4 | +14,6 | +5,6  | -1,7  | -7,2  |
| 700 | -11,5 | -10,6 | -5,7  | -1,9  | +1,9  | +5,9  | +8,2  | +7,6  | +4,6  | -1,2  | -6,3  | -9,2  |
| 500 | -26,8 | -27,3 | -22,5 | -18,8 | -14,9 | -11,8 | -9,1  | -12,9 | -12,9 | -18,5 | -22,5 | -25,2 |
| 400 | -38,6 | -38,8 | -34,8 | -30,7 | -26,1 | -23,5 | -20,4 | -21,3 | -24,8 | -30,1 | -34,1 | -36,5 |
| 300 | -52,2 | -52,7 | -48,0 | -45,1 | -41,4 | -38,8 | -34,9 | -34,7 | -38,9 | -45,0 | -48,0 | —     |

## Влажность относительная

|     |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |
|-----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 850 | 68 | 63 | 56 | 37 | 35 | 35 | 35 | 35 | 35 | 44 | 61 | 66 |
| 700 | 44 | 46 | 38 | 33 | 34 | 38 | 42 | 38 | 34 | 39 | 41 | 47 |
| 500 | 36 | 39 | 32 | 30 | 31 | 35 | 41 | 34 | 29 | 37 | 33 | 51 |
| 400 | 34 | 34 | 30 | 26 | 31 | 34 | 35 | 30 | 29 | 36 | 33 | 32 |
| 300 | 31 | 29 | 23 | 22 | 25 | 26 | 33 | 27 | 23 | 38 | 26 | —  |

## Скорость ветра

|     |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 850 | 4,8  | 4,8  | 5,0  | 4,7  | 5,7  | 5,2  | 4,9  | 4,6  | 4,4  | 4,6  | 5,0  | 4,7  |
| 700 | 7,1  | 6,4  | 6,9  | 7,0  | 6,8  | 6,7  | 6,4  | 6,5  | 5,9  | 6,4  | 6,3  | 7,3  |
| 500 | 12,4 | 12,6 | 13,7 | 14,2 | 11,9 | 11,2 | 11,3 | 11,6 | 11,1 | 13,4 | 11,6 | 13,2 |
| 400 | 14,1 | 15,6 | 17,6 | 18,3 | 15,9 | 13,3 | 14,5 | 16,2 | 14,3 | 17,2 | 13,7 | 15,1 |
| 300 | 14,3 | 20,0 | 22,5 | 24,2 | 20,3 | 18,9 | 22,7 | 23,5 | 20,8 | 20,5 | 15,2 | —    |

## Направление ветра

|     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 700 | 312 | 300 | 300 | 305 | 317 | 317 | 322 | 317 | 302 | 296 | 302 | 303 |
| 400 | 303 | 291 | 297 | 289 | 286 | 285 | 279 | 283 | 286 | 282 | 296 | 293 |

| $p$ гПа | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|---------|---|----|-----|----|---|----|-----|------|----|---|----|-----|
|---------|---|----|-----|----|---|----|-----|------|----|---|----|-----|

Лондон (Кроули),  $\varphi=51^{\circ}05'$  с. ш.,  $\lambda=00^{\circ}13'$  з. д.,  $h=45$  м

Температура

|     |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 850 | -2,1  | -1,4  | -0,5  | +0,3  | +3,3  | 6,3   | 7,5   | 7,5   | 7,3   | 4,9   | 0,9   | -0,9  |
| 700 | -9,4  | -8,5  | -8,1  | -7,5  | -4,7  | -1,5  | -0,3  | 0,0   | -0,3  | -2,6  | -6,4  | -8,4  |
| 500 | -25,8 | -25,1 | -24,9 | -23,8 | -20,8 | -17,1 | -15,7 | -15,5 | -16,1 | -18,8 | -22,9 | -24,5 |
| 400 | -36,7 | -36,7 | -36,8 | -35,4 | -31,7 | -28,3 | -27,3 | -26,7 | -27,6 | -30,8 | -34,9 | -35,8 |
| 300 | -50,2 | -50,6 | -50,2 | -49,5 | -46,7 | -43,7 | -42,1 | -41,8 | -42,4 | -44,7 | -48,4 | -49,6 |

Влажность относительная

|     |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |
|-----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 850 | 65 | 62 | 61 | 70 | 67 | 68 | 72 | 72 | 63 | 62 | 67 | 62 |
| 700 | 42 | 43 | 45 | 49 | 48 | 49 | 51 | 49 | 44 | 43 | 45 | 41 |
| 500 | 40 | 42 | 39 | 42 | 41 | 41 | 40 | 39 | 38 | 37 | 41 | 42 |
| 400 | 47 | 43 | 40 | 48 | 46 | 44 | 40 | 44 | 45 | 42 | 45 | 48 |

Скорость ветра

|     |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 850 | 13,2 | 11,9 | 10,1 | 9,8  | 9,7  | 8,0  | 8,0  | 8,8  | 9,3  | 10,2 | 11,4 | 12,5 |
| 700 | 14,1 | 14,2 | 10,8 | 11,5 | 11,2 | 10,0 | 11,0 | 11,2 | 11,6 | 11,8 | 12,9 | 13,9 |
| 500 | 18,9 | 19,0 | 14,7 | 16,7 | 16,4 | 14,4 | 15,7 | 16,0 | 15,6 | 15,2 | 17,3 | 19,1 |
| 400 | 21,8 | 22,4 | 18,0 | 21,3 | 20,6 | 18,5 | 19,0 | 19,2 | 17,9 | 17,7 | 22,2 | 23,3 |
| 300 | 26,7 | 25,7 | 21,9 | 24,1 | 24,4 | 21,3 | 24,4 | 24,6 | 23,6 | 22,4 | 25,7 | 27,3 |

Направление ветра

|     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 850 | 279 | 281 |     | 298 | 258 | 259 | 260 | 259 | 246 | 247 | 252 | 264 |
| 700 | 286 | 288 | 263 | 289 | 266 | 210 | 262 | 261 | 249 | 255 | 257 | 269 |
| 500 | 293 | 293 | 281 | 295 | 275 | 262 | 266 | 268 | 257 | 262 | 268 | 279 |

Фробиншер,  $\varphi=63^{\circ}45'$  с. ш.,  $\lambda=68^{\circ}33'$  з. д.,  $h=21$  м

Температура

|      |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 1000 | -24,5 | -23,9 | -21,5 | -14,1 | -4,1  | 2,9   | 7,7   | 6,5   | +1,6  | -5,7  | -11,8 | -18,6 |
| 850  | -21,9 | -22,5 | -19,6 | -13,8 | -8,5  | 2,5   | 2,4   | +0,2  | -5,2  | -10,2 | -14,7 | -17,9 |
| 700  | -26,0 | -26,7 | -23,4 | -19,1 | -14,3 | -9,2  | -5,5  | -7,3  | -12,0 | -16,2 | -20,3 | -22,5 |
| 500  | -40,0 | -39,0 | -36,8 | -33,1 | -29,5 | -24,6 | -20,9 | -22,4 | -26,4 | -30,6 | -34,4 | -36,4 |

Влажность относительная

|      |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |
|------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1000 | 60 | 60 | 61 | 65 | 73 | 73 | 71 | 77 | 76 | 75 | 70 | 65 |
| 850  | 63 | 62 | 60 | 57 | 66 | 64 | 70 | 76 | 70 | 70 | 65 | 64 |
| 700  | 58 | 58 | 54 | 52 | 60 | 54 | 57 | 64 | 62 | 58 | 53 | 56 |
| 500  | 56 | 57 | 52 | 53 | 54 | 49 | 50 | 54 | 54 | 52 | 53 | 54 |

Скорость ветра

|      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 1000 | 4,2  | 4,7  | 4,5  | 4,8  | 5,6  | 5,4  | 4,4  | 4,4  | 5,4  | 6,1  | 5,7  | 4,5  |
| 850  | 8,7  | 7,9  | 7,7  | 7,1  | 7,4  | 7,2  | 7,2  | 7,5  | 7,6  | 8,4  | 8,2  | 7,8  |
| 700  | 9,8  | 9,7  | 9,9  | 8,8  | 8,6  | 8,2  | 7,8  | 8,1  | 8,2  | 8,8  | 8,8  | 8,6  |
| 500  | 13,0 | 13,1 | 13,2 | 11,8 | 11,9 | 10,7 | 10,1 | 10,4 | 10,4 | 11,0 | 12,1 | 10,8 |

Направление ветра

|      |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |
|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 1000 | 336 | 331 | 336 | 335 | 351 | 347 | 120 | 098 | 335 | 344 | 055 | 342 |
| 850  | 268 | 248 | 306 | 320 | 157 | 080 | 092 | 163 | 301 | 328 | 225 | 271 |
| 500  | 197 | 218 | 252 | 235 | 262 | 304 | 312 | 276 | 297 | 277 | 233 | 233 |



| ρ гПа | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|-------|---|----|-----|----|---|----|-----|------|----|---|----|-----|
|-------|---|----|-----|----|---|----|-----|------|----|---|----|-----|

Якутск,  $h=103$  м

## Температура

|      |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,5* | -32,5 | -27,7 | -18,2 | -7,9  | +3,2  | 13,2  | 16,7  | 14,6  | 5,1   | -8,8  | -23,8 | -31,7 |
| 1,0  | -26,7 | -24,5 | -19,1 | -10,8 | -0,4  | 9,9   | 13,5  | 11,7  | 2,2   | -10,5 | -20,7 | -26,1 |
| 1,5  | -25,0 | -23,6 | -20,5 | -13,9 | -4,2  | 6,1   | 10,0  | 8,3   | -1,0  | -12,2 | -20,1 | -24,7 |
| 2,0  | -25,3 | -24,1 | -22,1 | -16,7 | -7,6  | 2,5   | 6,8   | 5,2   | -3,7  | -14,0 | -21,4 | -26,2 |
| 3,0  | -28,7 | -27,8 | -26,4 | -21,8 | -13,5 | -3,8  | 1,1   | +0,1  | -8,7  | -18,2 | -25,3 | -28,8 |
| 5,0  | -39,7 | -39,3 | -37,9 | -33,7 | -26,0 | -16,0 | -10,0 | -11,3 | -20,3 | -29,5 | -36,5 | -40,2 |

## Влажность относительная

|     |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |
|-----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 0,5 | 75 | 74 | 69 | 59 | 52 | 51 | 59 | 62 | 68 | 77 | 78 | 75 |
| 1,0 | 75 | 73 | 69 | 61 | 55 | 53 | 61 | 63 | 69 | 76 | 78 | 75 |
| 1,5 | 73 | 71 | 69 | 63 | 59 | 58 | 64 | 66 | 71 | 75 | 70 | 74 |
| 2,0 | 72 | 70 | 67 | 63 | 62 | 62 | 66 | 66 | 71 | 72 | 75 | 72 |
| 3,0 | 69 | 67 | 64 | 61 | 62 | 64 | 64 | 61 | 67 | 67 | 71 | 70 |
| 5,0 | 66 | 64 | 63 | 59 | 59 | 56 | 56 | 53 | 60 | 64 | 69 | 69 |

## Скорость ветра

|     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 0,5 | 5,3 | 5,5 | 5,9 | 6,3 | 6,6 | 6,4 | 5,9 | 5,7 | 6,8 | 6,5 | 6,0 | 5,5 |
| 1,0 | 5,7 | 5,8 | 6,6 | 6,6 | 6,8 | 6,7 | 6,0 | 5,9 | 6,8 | 6,8 | 6,8 | 7,1 |
| 1,5 | 7,1 | 7,1 | 7,1 | 6,8 | 7,1 | 6,9 | 6,4 | 6,1 | 6,9 | 7,2 | 7,1 | 7,5 |
| 3,0 | 8,7 | 8,6 | 9,0 | 7,7 | 8,4 | 8,5 | 7,8 | 7,7 | 8,5 | 8,9 | 9,0 | 8,7 |

## Направление ветра

|     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 0,5 | 237 | 297 | 292 | 318 | 340 | 308 | 300 | 323 | 289 | 287 | 293 | 295 |
| 1,0 | 310 | 308 | 294 | 296 | 308 | 289 | 293 | 297 | 284 | 291 | 293 | 302 |
| 1,5 | 316 | 314 | 292 | 287 | 289 | 271 | 290 | 287 | 281 | 290 | 293 | 305 |
| 3,0 | 319 | 318 | 289 | 275 | 272 | 268 | 279 | 276 | 279 | 286 | 283 | 298 |

\* Ниже приведена высота в километрах.

Таблица 2 (2.2.2)

Средние значения высоты (км) тропопаузы [12]

| Месяц              | φ°   |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|--------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|                    | 90   | 80   | 70   | 60   | 50   | 40   | 30   | 20   | 10   | 0    |
| Северное полушарие |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Январь             | 8,9  | 8,8  | 9,1  | 9,3  | 9,6  | 10,3 | 12,8 | 16,3 | 16,8 | 17,0 |
| Февраль            | 8,8  | 8,8  | 9,0  | 9,3  | 9,7  | 10,0 | 12,9 | 16,4 | 16,7 | 16,9 |
| Март               | 8,5  | 8,5  | 8,7  | 9,2  | 9,6  | 10,7 | 12,8 | 16,3 | 16,8 | 16,9 |
| Апрель             | 8,2  | 8,2  | 8,6  | 9,3  | 10,1 | 11,2 | 13,4 | 16,3 | 16,7 | 16,9 |
| Май                | 8,1  | 8,4  | 9,0  | 9,6  | 10,5 | 11,8 | 14,1 | 16,3 | 16,5 | 16,8 |
| Июнь               | 8,7  | 8,9  | 9,5  | 10,2 | 11,0 | 12,4 | 15,2 | 16,1 | 16,3 | 16,5 |
| Июль               | 8,7  | 9,3  | 10,1 | 10,7 | 11,4 | 13,8 | 15,6 | 16,0 | 16,0 | 16,2 |
| Август             | 9,6  | 9,7  | 10,1 | 10,7 | 11,6 | 14,0 | 15,6 | 15,9 | 16,0 | 16,1 |
| Сентябрь           | 9,4  | 9,4  | 9,8  | 10,4 | 11,2 | 13,5 | 15,5 | 16,0 | 16,1 | 16,3 |
| Октябрь            | 8,6  | 8,9  | 9,3  | 9,8  | 10,9 | 12,7 | 15,3 | 16,1 | 16,2 | 16,3 |
| Ноябрь             | 8,9  | 9,0  | 9,1  | 9,4  | 10,2 | 11,6 | 14,4 | 16,2 | 16,5 | 16,7 |
| Декабрь            | 8,0  | 8,4  | 8,9  | 9,3  | 9,9  | 10,6 | 13,7 | 16,4 | 16,7 | 16,9 |
| Год                | 8,7  | 8,9  | 9,4  | 9,8  | 10,5 | 11,9 | 14,3 | 16,2 | 16,4 | 16,6 |
| Южное полушарие    |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Январь             | 8,2  | 8,2  | 8,6  | 9,5  | 11,0 | 12,9 | 15,4 | 16,5 | 16,8 | 17,0 |
| Февраль            | 8,0  | 8,2  | 8,7  | 9,6  | 11,0 | 12,9 | 15,6 | 16,4 | 16,7 | 16,9 |
| Март               | 7,5  | 7,9  | 8,5  | 9,5  | 11,0 | 12,7 | 15,5 | 16,5 | 16,9 | 16,9 |
| Апрель             | 8,4  | 8,5  | 8,8  | 9,6  | 10,6 | 11,9 | 14,6 | 16,5 | 16,9 | 16,9 |
| Май                | 8,6  | 8,6  | 9,0  | 9,7  | 10,5 | 11,6 | 13,5 | 16,0 | 16,8 | 16,8 |
| Июнь               | 9,1  | 9,1  | 9,3  | 9,5  | 10,1 | 10,9 | 13,4 | 15,7 | 16,5 | 16,5 |
| Июль               | 9,8  | 9,8  | 9,8  | 9,7  | 10,0 | 11,1 | 13,3 | 15,5 | 16,2 | 16,2 |
| Август             | 10,8 | 10,4 | 10,0 | 9,6  | 9,7  | 11,1 | 13,6 | 15,7 | 16,0 | 16,1 |
| Сентябрь           | 10,9 | 10,4 | 9,9  | 9,6  | 10,0 | 11,1 | 13,8 | 15,7 | 16,2 | 16,3 |
| Октябрь            | 10,0 | 10,0 | 9,9  | 9,6  | 10,3 | 11,4 | 14,1 | 15,9 | 16,3 | 16,3 |
| Ноябрь             | 9,1  | 9,1  | 9,2  | 9,5  | 10,3 | 11,5 | 14,1 | 16,2 | 16,5 | 16,7 |
| Декабрь            | 8,5  | 8,5  | 8,7  | 9,5  | 10,4 | 12,2 | 14,7 | 16,5 | 16,7 | 16,9 |
| Год                | 9,1  | 9,1  | 9,2  | 9,6  | 10,4 | 11,8 | 14,3 | 16,1 | 16,5 | 16,6 |





рода противоположностью является устойчивая атмосфера над Якутском (см. табл. 1 (2.2.2)), где в течение длительного холодного периода господствует мощная приземная инверсия, стабилизирующая все явления пограничного слоя. Отражением ее является и характерная инверсия влажности — отзвук процесса образования низкой подынверсионной облачности.

Для формирования облачности верхней тропосферы важна близость тропопаузы. От нее зависит, в частности, образование перистых облаков. Тропопауза ограничивает и развитие высоких кучевообразных облаков (Cb), хотя изредка их вершины и пробивают тропопаузу.

Таблицы 2—4 (2.2.2) характеризуют температуру и высоту тропопаузы в зависимости от широты и сезона. При этом внимание было обращено и на дискретное существование тропической и полярной тропопаузы.

Заметим, что высоко-кучевые облака располагаются в тропической зоне значительно выше ( $\approx 5$  км), чем в умеренной и полярной зоне ( $\approx 3$  км), т. е. влияние высоты тропопаузы сказывается на образовании облаков, располагающихся значительно ниже ее.

## 2.3. Атмосферные аэрозоли

### 2.3.1. Введение

Роль атмосферных аэрозолей (АА) в атмосферных процессах весьма разнообразна. С одной стороны, АА загрязняют атмосферу, с другой — способствуют ее очистке от малых газовых примесей. АА являются важным звеном в цепи круговорота элементов в системе Земля—атмосфера, влияют на радиационный баланс атмосферы и климат, воздействуют на летательные аппараты, перемещающиеся в воздухе с большой скоростью, и т. д. Но самым важным свойством АА является способность многих аэрозольных частиц (АЧ) служить ядрами конденсации и льдообразования при формировании облаков. Именно благодаря этому свойству АЧ влажность в атмосфере, как правило, не превышает значения, соответствующего насыщению над водой, более чем на 1—2 %. Характеристики АА, определяющие конденсационную и льдообразующую активность аэрозольных частиц, представляют наибольший интерес с точки зрения физики облаков, и именно о них в основном и будет идти речь в данной главе. Учитывая, что АА оказывают заметное влияние на радиационные процессы в атмосфере, в стандартную радиационную атмосферу (SRA) включены несколько типов (сельские, промышленные и др.) моделей АА. Эти модели содержат как распределение АЧ по размерам, так и их оптические свойства (см. [6, 38], а также главу 9 настоящего Справочника).

### 2.3.2. Некоторые общие характеристики аэрозольных частиц в атмосфере

Атмосферные АЧ различаются как по химическому составу так и по размерам. С многообразием их физико-химических свойств, способами наблюдений и измерений, происхождением, распределением в пространстве и по размерам, с историей развития наших знаний в этой области можно познакомиться по работам [6, 7, 19, 25, 36]. Основные эмпирические данные приведены ниже. Рисунок 1 (2.3.2) дает представление о характерных значениях ряда параметров атмосферных АЧ.

### 2.3.3. Происхождение АА

Источники АА чрезвычайно разнообразны. Газохимические превращения приводят к конденсации газовой фазы в атмосфере и появлению в основном капелек сульфатных аэрозолей, преимущественно растворов серной кислоты, а также растворов аммониевых солей и других нитратов. Размер таких капелек — субмикронный ( $d < 0,5$  мкм), содержание растворимых веществ в единице объема воздуха — порядка единиц мкг/м<sup>3</sup>, а в промышленных районах — до десятков мкг/м<sup>3</sup>.

Другим источником служит Мировой океан, около 0,3 % поверхности которого покрыто пузырьками пены. Ежесекундно в такой пене лопаются  $10^{18}$ — $10^{20}$  пузырьков, что приводит к выбрасыванию в атмосферу около  $5 \cdot 10^8$  т/год аэрозольных частиц (АЧ). Радиус морских АЧ составляет от  $10^{-4}$  до 1 мкм и более, а концентрация их в нижнем 2—3-километровом слое тропосферы — порядка  $10^2$  л<sup>-1</sup>.

Выветривание почвы дает  $(1 \dots 5) \cdot 10^8$  т/год частиц радиусом порядка  $10^{-4}$  мкм.

В атмосфере много органических веществ — около  $10^7$  т, что соответствует мощности их источников порядка  $2 \cdot 10^8$  т/год. 75 % массы органических веществ доставляют в атмосферу газохимические превращения, 25 % — поступление готовых частиц с поверхности океанов и континентов. Массовая их концентрация в воздухе составляет около 2 мкг/м<sup>3</sup> над океанами, около 5 мкг/м<sup>3</sup> над континентами и до 50 мкг/м<sup>3</sup> над промышленными районами. Размеры частиц  $d$  имеют порядок от  $10^{-3}$  до  $10^2$  мкм; в основном (более 80 %)  $d < 1$  мкм.

Таблица 1 (2.3.3) дает хорошее представление о мощности различных источников и характерных размерах генерируемых ими частиц.

### 2.3.4. Размеры и объемная (массовая) концентрация аэрозольных частиц в атмосфере

Размеры частиц в атмосфере колеблются в пределах от  $5 \cdot 10^{-7}$  до 1 см. Наиболее крупными частицами могут быть, например, градины. Конечно, при извержениях вулканов или раз

Таблица 1 (2.3.3)

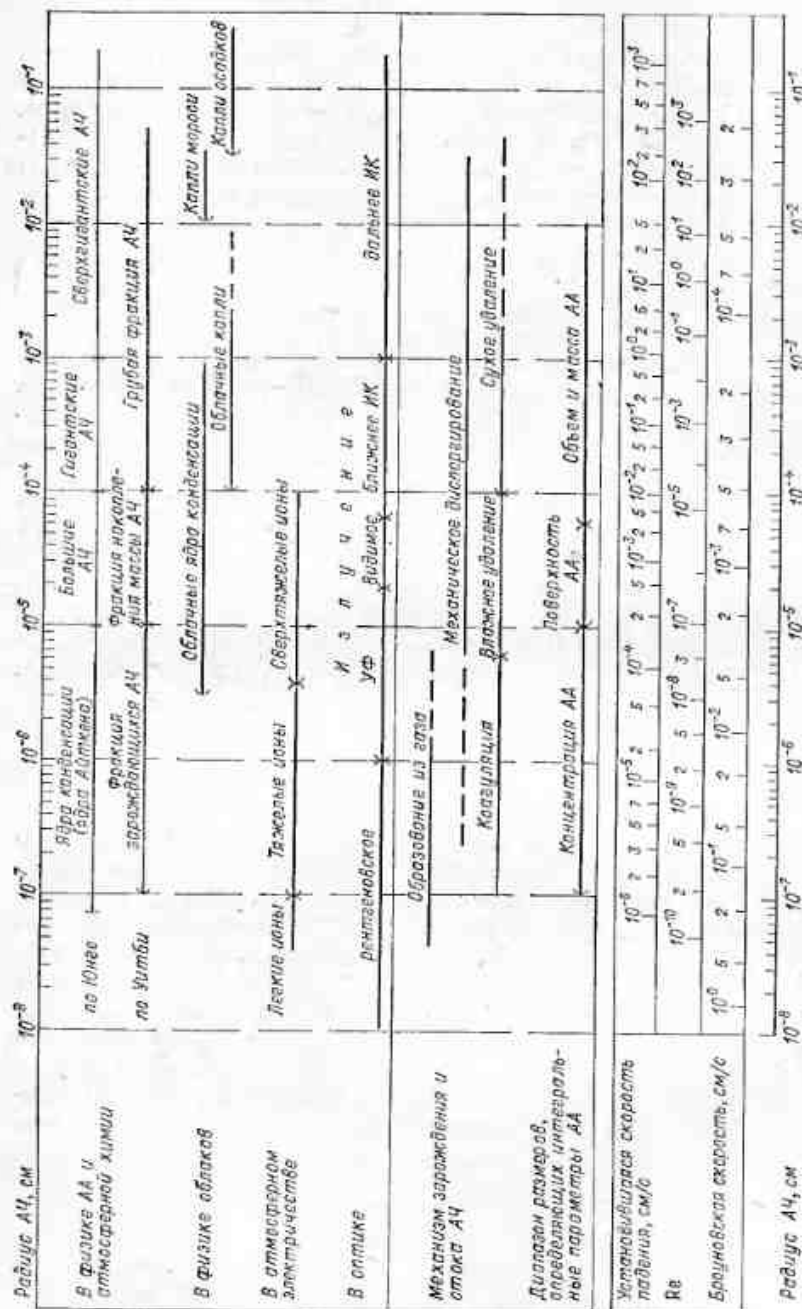


Рис. 1 (2.3.2). Принятая терминология и диапазоны характерных значений ряда физических величин (по [25] с изменениями).

Интенсивность, с которой аэрозоли различного происхождения поступают в атмосферу или образуются в ней [32, 36]

| Источники АЧ                            | Мощность источника,<br>10 <sup>6</sup> т/год | Характерные размеры,<br>мкм        |
|---|--|------------------------------------|
| <i>Природные источники</i>              |  |                                    |
| Морская соль                            | ≈5   | 0,1—1                              |
| Минеральные частицы почв и горных пород | 1—5  | 0,5                                |
| Продукты лесных и болотных пожаров      | 0,03—1,5                                     |                                    |
| Частицы вулканического происхождения    | 0,2—1,5                                      |                                    |
| Продукты геохимических превращений      | 3,5—11                                       | 10 <sup>-3</sup> —10 <sup>-1</sup> |
| сульфаты                                | 1,3—2  |                                    |
| соли аммония                            | 0,0—2,7                                      |                                    |
| нитраты                                 | 1,6—4,3                                      |                                    |
| Угледородороды от растительного покрова | 0,7—2,0                                      | 0,1—10                             |
| Всего от природных источников           | 7—20   |                                    |
| <i>Антропогенные источники</i>          |  |                                    |
| Непосредственно выбрасываемый аэрозоль  | 0,1—0,9                                      |                                    |
| Образующиеся из газов                   | 1,3—2,0                                      |                                    |
| сульфаты                                | 0,3—0,4                                      |                                    |
| нитраты                                 | 0,1—0,9                                      |                                    |
| угледородороды                          | 1,8—4,2                                      |                                    |
| Всего от антропогенных источников       | 0,005—0,5                                    |                                    |
| <i>Частицы внеземного происхождения</i> | 9—30   |                                    |
| Всего в атмосфере                       | 3,0  | 10 <sup>-3</sup> —1                |
| Всего органического аэрозоля            |  |                                    |

итни смерчей в воздух могут быть подняты и значительно более крупные тела. Концентрация АЧ, время их жизни, способы наблюдения и измерения различны для разных диапазонов их размеров.

В нижней тропосфере объемная концентрация АЧ, т. е. относительная доля занимаемого им объема воздуха, колеблется обычно в пределах  $10^{-12}$  —  $10^{-10}$ , что соответствует колебаниям массовой концентрации от 1 до  $10^2$  мкг/м<sup>3</sup>. На высоте более 5 км объемная концентрация АЧ с высотой уменьшается и на высоте 10 км составляет  $10^{-13}$ . Колебания массовой концентрации при этом резко убывают. Во время пыльных бурь в пустынях массовая концентрация ( $m$ ) АЧ может достичь  $10^3$  и даже  $10^4$  мкг/м<sup>3</sup>. В стратосфере  $m$  может составлять около 1 мкг/м<sup>3</sup>. АЧ находятся здесь в основном в виде капель концентрированного раствора серной кислоты. Обычно массовая концентрация АЧ значительно ниже массовой концентрации малых газовых примесей, что видно из приведенной для сравнения табл. 1 (2.3.4) [36].

Таблица 1 (2.3.4)

Типичные значения массовой концентрации  $m$  в тропосфере малых газовых примесей, а также воды и углекислого газа

|                          |                      |                |               |               |              |
|--------------------------|----------------------|----------------|---------------|---------------|--------------|
| $T_{\text{H}_2\text{O}}$ | $\text{H}_2\text{O}$ | $\text{CO}_2$  | $\text{SO}_2$ | $\text{NH}_3$ | $\text{O}_3$ |
| $m \text{ MKR/M}^3$      | $10^4-10^7$          | $6 \cdot 10^6$ | 20            | 10            | 50           |



Согласно [7], 25 % массовой концентрации аэрозолей приходится на органические вещества. Над морскими акваториями  $m$  составляет 2 мкг/м<sup>3</sup>, в континентальных районах — 5 мкг/м<sup>3</sup>.

Массовая концентрация сульфатов, содержащихся в аэрозолях над промышленными городами США, колеблется от 5 до 50 мкг/м<sup>3</sup> [24, 39]. В целом в нижнем тропосферном слое в среднем  $\bar{m} = 4$  мкг/м<sup>3</sup>.

### 2.3.5. Установившаяся скорость падения, подвижность и время жизни аэрозольных частиц

Эти характеристики АЧ зависят от их формы и плотности. О значениях некоторых из них можно судить по рис. 1 (2.3.2). В табл. 1 (2.3.5) приводятся значения соответствующих величин для сферических частиц с плотностью  $\rho = 1$  г/см<sup>3</sup>. В последней строке таблицы указано, на какую степень  $\rho$  следует домножить приведенные значения для частиц с  $\rho \neq 1$  г/см<sup>3</sup>. Отклонения формы реальных АЧ от сферической могут изменить приведенные значения различных величин на несколько (до 10–20 %) процентов. Указанные в табл. 1 (2.3.5) значения скорости седиментации (падения) частиц в воздухе  $V_s$  отличаются от значений стоковой скорости падения  $V_{st}$ , где  $V_{st} = \frac{2}{9} \frac{r^2 g}{\eta} \rho$ ,  $g$  — ускорение свободного падения,  $\eta$  — динамическая вязкость воздуха.

В табл. 1 (2.3.5) приведено также и время инерции  $\tau_i$ , характеризующее, сколько быстро частица приобретает скорость потока:  $\tau_i = \frac{2}{9} \frac{r^2}{\eta} \rho$ .

Таблица 1 (2.3.5)

Значения характерных величин в механике движения сферических АЧ с плотностью  $\rho = 1$  г/см<sup>3</sup> в воздухе при атмосферном давлении [15]

| Радиус $r$ мкм | Скорость седиментации $V_s$ см/с | Время инерции $\tau_i$ с | Средняя скорость теплового движения $V_v$ см/с | Средняя длина пробега $l_v$ см | Коэффициент диффузии в воздухе $D_v$ см <sup>2</sup> /с |
|----------------|----------------------------------|--------------------------|--|--------------------------------|---|
| $10^{-3}$      | $1,2 \cdot 10^{-6}$              | $1,3 \cdot 10^{-9}$      | $5,0 \cdot 10^3$                               | $6,6 \cdot 10^{-6}$            | $1,3 \cdot 10^{-2}$                                     |
| $10^{-2}$      | $1,2 \cdot 10^{-5}$              | $1,4 \cdot 10^{-8}$      | $1,6 \cdot 10^2$                               | $2,2 \cdot 10^{-5}$            | $1,3 \cdot 10^{-1}$                                     |
| $10^{-1}$      | $2 \cdot 10^{-4}$                | $2,3 \cdot 10^{-7}$      | 5,0  | $1,1 \cdot 10^{-3}$            | $2,2 \cdot 10^{-2}$                                     |
| 1              | $1,2 \cdot 10^{-2}$              | $1,3 \cdot 10^{-5}$      | 0,16   | $2,1 \cdot 10^{-2}$            | $1,3 \cdot 10^{-1}$                                     |
| 10             | 1,2                              | $1,2 \cdot 10^{-3}$      | $5,0 \cdot 10^{-2}$                            | $6,1 \cdot 10^{-2}$            | $1,4 \cdot 10^{-1}$                                     |
| Множитель      | $\rho$                           | $\rho$                   | $\rho^{-1/2}$                                  | $\rho^{1/2}$                   | $\rho^0$  |

Примечание. Для частиц с плотностью  $\rho \neq 1$  приведенные значения следует умножить на  $\rho$  в степени, указанной в последней строке.

Подвижность АЧ равна  $B = \frac{D}{kT} \frac{V_s}{mg}$ , где  $k$  — постоянная

Больцмана.

Время жизни аэрозольных частиц в атмосфере  $\tau$  определяют обычно как среднее время нахождения частиц в атмосфере. Оно, естественно, зависит как от размеров частиц, так и от высоты их нахождения в атмосфере и от метеорологических условий (конвекции, турбулентности, наличия облаков и осадков). Например, в Арктике, где количество осадков невелико и турбулентность развита слабо,  $\tau$  во много раз (примерно на порядок) больше, чем в умеренных широтах [31].

Наиболее велико время жизни частиц размером от 0,1 до 10 мкм. На их долю приходится основная масса аэрозолей в атмосфере. Более крупные частицы быстрее выпадают на Землю за счет седиментации и лучше вымываются осадками. Более мелкие АЧ сравнительно быстро укрупняются за счет коагуляции. Представление о зависимости  $\tau_{АЧ}$  от высоты дает табл. 2 (2.3.5). Обычно значения  $\tau_{АЧ}$  заключены в указанных в таблице пределах. В районах, где выпадает больше осадков и турбулентность более развита,  $\tau_{АЧ}$  ближе к минимуму, и наоборот.

Таблица 2 (2.3.5)

Оценка времени жизни АЧ, находящихся в разных слоях атмосферы [32]

| Слой                         | $\tau_{АЧ}$    |
|------------------------------|----------------|
| $H < 1,5$ км                 | 0,5–2 сут      |
| Нижняя тропосфера            | 2 сут–1 неделя |
| Средняя и верхняя тропосфера | 1–2 недели     |
| Тропопауза                   | 3–4 недели     |
| Нижняя стратосфера           | 1–2 мес        |
| Верхняя стратосфера          | 1–2 года       |
| Нижняя мезосфера             | 4–20 лет       |

### 2.3.6. Концентрация аэрозольных частиц

В среднем концентрация айткеновских ядер (см. рис. 1 (2.3.2)) вблизи земной поверхности колеблется от  $10^4$  см<sup>-3</sup> над сельской местностью до  $10^5$  см<sup>-3</sup> над крупными городами. Минимальные и максимальные значения могут быть на порядок меньше или больше указанных значений. Над крупными городами  $N$  обычно заключено в пределах  $(1 \pm 0,5) \cdot 10^5$  см<sup>-3</sup>.

Концентрация облачных ядер конденсации (ОЯК), активных при определенных пересыщениях, может колебаться в пределах 2 порядков. Для примера на рис. 1 (2.3.6) приведены накопленные частоты повторяемости различных концентраций ОЯК, актив-

ных при разных значениях пересыщения  $s$ . Измерения проводились над Плато прерий (High Plains) в США на высоте 1–3 км [22]. Повторяемость концентраций хорошо описывается суперпозицией двух логарифмических нормальных распределений с малой

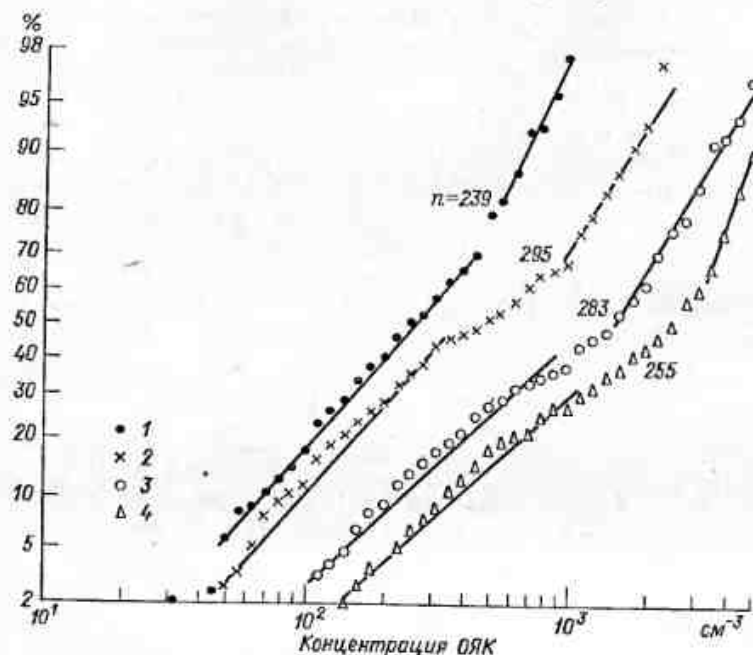


Рис. 1 (2.3.6). Накопленная повторяемость (%) различных значений концентрации облачных ядер конденсации, активных при пересыщении 0,2 % (1), 0,5 % (2), 1 % (3) и 1,5 % (4) [22].

(тип А, или морской тип) и с высокой (тип В, или континентальный тип) концентрациями. Плотность распределения концентраций  $f(N)$ , нормированная на 1, так что  $\int_0^{\infty} f(N) dN = 1$ , описывается соотношением

$$f(N) = \begin{cases} \sum_{i=1}^2 \alpha_i f_i(N) & \text{при } N > 0, \\ 0 & \text{при } N < 0. \end{cases} \quad (1)$$

Здесь  $\alpha_1 + \alpha_2 = 1$ ,

$$f_i(N) = \frac{\lg e}{\sqrt{2\pi} N \sigma_i} \exp \left\{ -\frac{\left[ \lg \left( \frac{N}{N_{0i}} \right) \right]^2}{2\sigma_i^2} \right\}, \quad (2)$$

$\sigma_i$  — стандартное отклонение  $\lg N$  от  $\lg N_{0i}$ , а  $N_{0i}$  — медиана распределения, плотность которого  $f_i(N)$ .

В координатах, использованных на рис. 1 (2.3.6), логарифмически нормальное распределение выглядело бы прямой линией.

Крупные ОЯК, активные при пересыщении  $s = 0,2 \dots 0,5 \%$ , чаще распределены по типу А, мелкие ( $s > 1 \%$ ) — по типу В. Геометрические средние значения  $N_{0i}$ , геометрические стандартные отклонения  $\sigma_i$  и повторяемость  $F_i = 100\alpha_i (\%)$  концентраций данного типа приведены в табл. 1 (2.3.6).

Таблица 1 (2.3.6)

Повторяемость типов А и В концентрации аэрозолей [22]

| $s, \%$ | Тип А                    |            |           | Тип В                    |            |           |
|---------|--------------------------|------------|-----------|--------------------------|------------|-----------|
|         | $N_{0i} \text{ см}^{-3}$ | $\sigma_i$ | $F_i, \%$ | $N_{0i} \text{ см}^{-3}$ | $\sigma_i$ | $F_i, \%$ |
| 0,2     | <140                     | 2–3        | 60        | 500                      | 1,3–1,5    | 40        |
| 0,5     | 170                      | 2,1        | 50        | 1100                     | 1,8        | 50        |
| 1,0     | 310                      | 2,0        | 35        | 2200                     | 1,7        | 65        |
| 1,5     | 370                      | 1,9        | 25        | 3100–3500                | 1,9–2,2    | 75        |

Концентрация аэрозолей в том или ином регионе, характерная, например, для типа А, со временем может измениться. Время, в течение которого концентрация меняется от типа А к типу В и обратно к А, составляет от нескольких дней до нескольких недель.

Приведенные значения характерных концентраций  $\bar{N}$  ОЯК и параметра  $\sigma$  для различных типов распределения, полученные по измерениям, выполненным над Плато прерий США, можно считать пригодными для оценок соответствующих параметров ОЯК в атмосфере континентальных районов умеренных широт северного полушария.

Что касается повторяемости типов распределения  $F_i$ , то она может быть разной для разных регионов и зависит от повторяемости различных воздушных масс — морских, континентальных или модифицированных.

### 2.3.7. Изменение счетной концентрации аэрозольных частиц с высотой

В среднем в нижнем слое атмосферы толщиной 2–3 км концентрация АЧ и соответственно ОЯК экспоненциально убывает с высотой. Она уменьшается примерно на порядок с подъемом на 2–3 км. На высоте более 3–5 км скорость убывания счетной концентрации ОЯК резко замедляется и в верхней тропосфере она в среднем практически не меняется (массовая же концентрация уменьшается, см. п. 2.3.4).

В каждом отдельном случае в зависимости от погоды (турбулентности, температурной стратификации, изменения ветра с высотой) могут наблюдаться отдельные слои с повышенной в несколько раз концентрацией АЧ. Иногда возможно и «штормовое» (на один-два порядка) увеличение концентрации. В среднем за большой отрезок времени слоистость распределения концентрации АЧ по высоте не проявляется; следовательно, высота слоев меняется от случая к случаю. Наличие же в каждом отдельном случае слоев с повышенной концентрацией АЧ является типичным явлением, что следует учитывать при построении различных аэрозольных и оптических моделей атмосферы.

В среднем по данным [4] в слое 0—6 км

$$N(z) = N_0 e^{-z/z_0} \quad (1)$$

Средние значения  $z_0$ , полученные в [4], даны в табл. 1 (2.3.7). В конкретных случаях распределение  $N(z)$ , как уже упоминалось, может быть не столь гладким. Так, вблизи облачных границ концентрация АЧ может резко (в два и более раз) убывать.

Таблица 1 (2.3.7)

| Сезон          | Средние значения $z_0$ (км) по [4] |             |
|----------------|------------------------------------|-------------|
|                | Высота, км                         |             |
|                | от 0 до 2—3                        | от 3—4 до 6 |
| Зима           | 0,67                               | 1,00        |
| Весна          | 1,04                               | 1,11        |
| Лето           | 1,34                               | 1,43        |
| Осень          | 0,91                               | 1,10        |
| Среднее за год | 0,99                               | 1,16        |

### 2.3.8. Состав аэрозольных частиц в атмосфере

К основным элементам в составе почвенно-эрозионного аэрозоля относятся кремний и кальций. Важной составной частью морских аэрозолей является их солевая компонента. Значительную долю атмосферных аэрозолей (АА) составляют аэрозоли газохимического происхождения. В задачах физики облаков важно знать, какую долю АЧ составляет растворимая компонента. К легко растворимым компонентам АА относятся [7] соединения  $K_2CO_3$ ,  $Mg(NO_3)_2$ ,  $Na_2SO_4$ ,  $LiCl$ ,  $CaCl_2$ ,  $MgC_2$ ,  $NH_4NO_3$ . Частицы этих соединений могут превращаться в капли водных растворов при относительной влажности менее 60 %. Суммарная массовая концентрация таких компонентов в тропосферных АЧ не превосходит 15 %. Другие растворимые компоненты  $((NH_4)_2SO_4$ ,  $Na_2SO_4$ ,

$MgSO_4$ ,  $NaNO_3$ ,  $KNO_3$ ,  $NaCl$ ,  $KCl$ ,  $NH_4Cl$ ), составляющие основную долю тропосферного аэрозоля субмикронной фракции, образуют водные растворы при влажности более 74 %. Основным при этом является сульфатный аэрозоль, состоящий преимущественно из сернокислого аммония  $(NH_4)_2SO_4$ . Частицы сернокислого аммония образуют растворы при влажности  $>80\%$ .

В табл. 1 (2.3.8) представлены данные о характерной полной массовой концентрации АЧ в разных условиях и о вкладе в нее различных составляющих.

Таблица 1 (2.3.8)

Массовая концентрация аэрозоля (мкг/м³) (по [25])

|                          | Район промышленного города |     | В глубине континентов | Морской воздух над Атлантикой | Подлярный район | Стратосфера |
|--------------------------|----------------------------|-----|-----------------------|-------------------------------|-----------------|-------------|
|                          | 1                          | 2   |                       |                               |                 |             |
| В целом                  | 100                        | 130 | 9                     | 13                            | 3,3             | 1,3         |
| растворимые              | 60                         | 70  | 6                     | 12                            | 2,9             | 1,3         |
| нерастворимые            | 40                         | 60  | 3                     | 1                             | 0,4             | 0           |
| Масса органической части | 56                         |     | 4                     | 2                             | 0,14            | 0           |

Примечание. 1—группа городов на северо-востоке Англии; 2—район Лос-Анжелеса, Калифорния; 3—горная станция Ванк в Альпах, высота 1780 м.

Таблица 1 (2.3.8) дает ясное представление о типичной массовой концентрации аэрозольных частиц в различных регионах при разных условиях. Большую долю субмикронной аэрозольной фракции в промышленных и городских районах могут составлять частицы сажи. Из табл. 2 (2.3.8) [38] следует, что массовая концентрация сажевых частиц составляет от одного до нескольких мкг/м³.

О возможной счетной концентрации АЧ и ее изменчивости можно судить по данным [29], согласно которым в районе Большой

Таблица 2 (2.3.8)

Средняя массовая концентрация сажевых частиц в некоторых городских районах США [38]

| Район                 | $m$ мкг/м³ |
|-----------------------|------------|
| Аргон, Иллинойс       | 1,8        |
| Гейтерсбург, Мериленд | 1,3        |
| Денвер, Колорадо      | 1,6        |
| Анахайм, Калифорния   | 3,2        |
| Фремонт, Калифорния   | 2,2        |
| Беркли, Калифорния    | 1,3        |
| Нью-Йорк              | 4,3        |



венгерской равнины концентрация сульфатных частиц (смешанных и чистых) радиусом  $0,02 \leq r \leq 0,5$  мкм колебалась от 50 до  $5,5 \cdot 10^3$  см<sup>-3</sup>, а несulfатных — от 100 до 900 см<sup>-3</sup> (см. также п. 2.3.6).

Анализируя накопленные в литературе данные о составе атмосферных АЧ, А. Г. Лактионов выделяет четыре их типа [9]. В табл. 3 (2.3.8) представлены результаты его обобщений. В це-

Таблица 3 (2.3.8)

Ионный состав осадков, образовавшихся на аэрозолях разного типа [9]

| Тип аэрозоля | Концентрация ионов, мг/л |                 |                |                              |                  |                  |                  |
|--------------|--------------------------|-----------------|----------------|------------------------------|------------------|------------------|------------------|
|              | H <sup>+</sup>           | Na <sup>+</sup> | K <sup>+</sup> | NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> | Ca <sup>++</sup> | Mg <sup>++</sup> | Cl <sup>-</sup>  |
| I            | $6 \cdot 10^{-6}$        | $10^4$          | 380            | —                            | 400              | 1270             | $1,9 \cdot 10^4$ |
| II           | $7,2 \cdot 10^{-2}$      | 0,086           | 0,081          | 0,41                         | 0,24             | 0,035            | 0,296            |
| III          | $1,2 \cdot 10^{-2}$      | 0,20            | 0,18           | 0,71                         | 0,71             | 0,21             | 1,45             |
| IV           | $2 \cdot 10^{-3}$        | 1,7             | 0,8            | 1,3                          | 2,2              | 1,8              | 2,5              |

| Тип аэрозоля | Концентрация ионов, мг/л     |                               |                               | m мг/л            | M г/моль | $\rho$ г/см <sup>3</sup> | pH  | Примечание   |
|--------------|------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------|----------|--------------------------|-----|--|
|              | NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> | SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> | NCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> |                   |          |                          |     |  |
| I            | —                            | 2,650                         | 140                           | $3,38 \cdot 10^4$ | 31,5     | 2,26                     | 8,2 | Океаническая вода  |
| II           | 2,5                          | 3,66                          | 0                             | 7,38              | 38,1     | 2,16                     | 4,1 | Городской аэрозоль   |
| III          | 1,41                         | 1,72                          | 0,93                          | 7,53              | 40,1     | 2,0                      | 4,9 | Сельский аэрозоль  |
| IV           | 1,8                          | 10,5                          | 7,7                           | 30,3              | 47,9     | 2,07                     | 5,7 | Юго-запад ЕСС ССРС (степи, Киев, Днепрпетровск, Симферополь) |

лом для аэрозоля I типа (океанической воды) плотность равна 2,26 г/см<sup>3</sup>; для аэрозолей II, III, IV типов  $\rho = 2,06 \pm 0,12$  г/см<sup>3</sup>. Между средней молярной массой аэрозольных частиц  $M$  (г/моль) и водородным показателем pH обнаружена довольно высокая коррелятивная связь, позволившая автору рекомендовать соотношение

$$M = (6,1 \text{ pH} + 10,8). \quad (1)$$

### 2.3.9. Распределение атмосферных аэрозольных частиц по размерам

Говоря о размерах АЧ, имеют в виду какой-либо линейный параметр частицы типа стоксовского радиуса (или диаметра) или эквивалентного равновеликого радиуса (диаметра) сферической частицы и т. д. Учитывая, что твердые АЧ, вообще говоря, не являются сферическими, их разные линейные размеры различаются, однако все эти различия практически не превышают 10—20 %.

Если  $n(r)$  — плотность распределения частиц по размерам (т. е.  $n(r)dr$  — число АЧ в 1 см<sup>3</sup>, радиус которых заключен в пределах от  $r$  до  $r+dr$ ), то концентрация АЧ, радиус которых

больше  $r$ , есть  $N(r) = \int_r^\infty n(r)dr$ . Отсюда

$n(r) = -dN/dr$ . Учитывая, что радиусы АЧ колеблются в широком диапазоне, охватывающем много порядков, часто оперируют логарифмической плотностью распределения  $n^*(r)$ , т. е. кон-

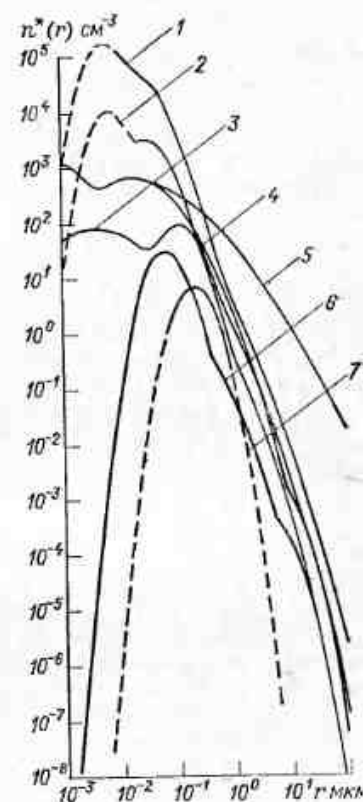


Рис. 1 (2.3.9). Плотность распределения концентрации АЧ по логарифму размеров.

1 — городской, 2 — индустриальный, 3 — фоновый, 4 — удаленный континентальный, 5 — пылевые бури пустынь, 6 — полярный, 7 — стратосферный.

центрацией АЧ, приходящейся на единичный логарифмический интервал изменения радиуса:

$$n^*(r) = -\frac{dN}{d \lg r} = r n(r) \lg e. \quad (1)$$

Очевидно, что

$$N(r) = \int_r^\infty n(r) dr = \int_r^\infty n^*(r) d \lg r.$$

На рис. 1—3 (2.3.9) приведены характерные плотности распределения АЧ по линейным размерам, поверхностям и объемам для разных условий [25]. В диапазоне  $r$  от 0,1 мкм до 10 мкм средние

спектры размеров АЧ  $n^*(r)$  обычно хорошо описываются степенным законом Юнге:

$$n^*(r) = n^*(r_0) \left( \frac{r_0}{r} \right)^B. \quad (2)$$

В среднем  $n^*(r) = 3$ .

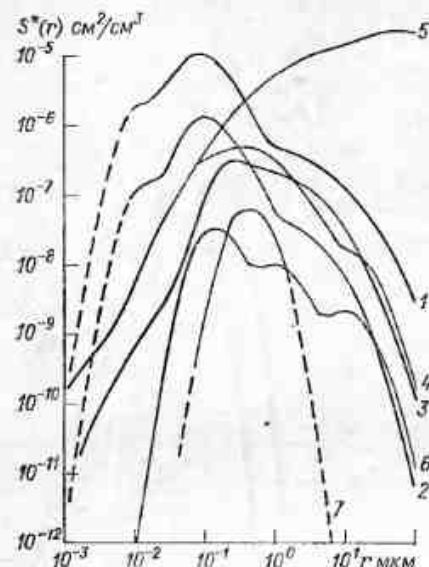


Рис. 2 (2.3.9). Плотность распределения суммарной поверхности АЧ по логарифму размеров.

Усл. обозначения см. рис. 1 (2.3.9).

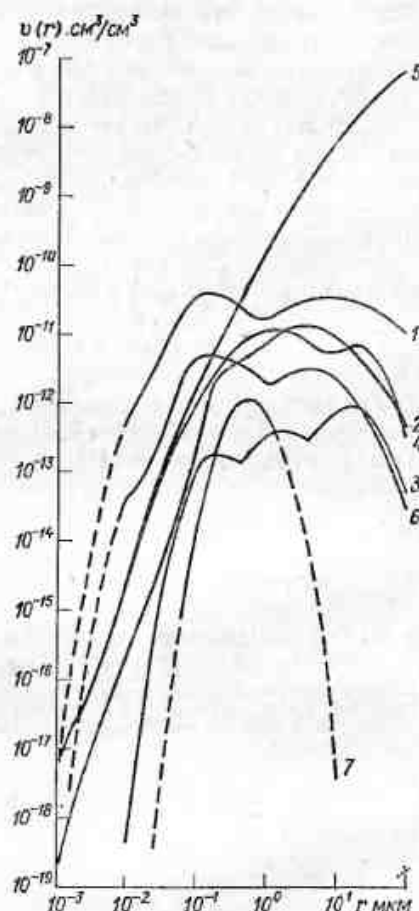


Рис. 3 (2.3.9). Плотность распределения суммарного объема АЧ по логарифму размеров.

Усл. обозначения см. рис. 1 (2.3.9).

Если рассматривать весь диапазон АЧ, то спектр их размеров  $n(r)$  удается описать суммой трех логарифмически нормальных распределений:

$$n^*(r) = \sum_{i=1}^3 \frac{n_i}{\sqrt{2\pi} \lg \sigma_i} \exp \left\{ - \frac{\left[ \lg \left( \frac{r}{r_i} \right) \right]^2}{2 (\lg \sigma_i)^2} \right\}. \quad (3)$$

Каждый из трех членов в правой части (3) ( $i=1, 2, 3$ ) по существу определяет спектр размеров АЧ в соответствующей под-области размеров, характерной для различных механизмов их формирования. Так, в области самых мелких частиц ( $i=1$ ) спектр размеров формируется процессами зарождения (нуклеации) частиц из газовой фракции. Образующаяся при этом фракция высокодисперсных аэрозолей получила в английской литературе название nucleation mode. Мы будем называть эту фракцию наиболее мелких аэрозольных частиц фракцией зарождения (образования зародышей) АЧ.

Спектр размеров более крупных АЧ ( $i=2$ ) определяется механизмами роста частиц, т. е. их укрупнения. Само укрупнение происходит здесь в основном за счет броуновской коагуляции, обводнения и конденсационного роста частиц. Именно в этой области размеров молекулы газовой фазы конденсируются на аэрозольных частицах, в результате чего происходит накопление общей массы аэрозольных частиц. Именно поэтому соответствующий участок спектра получил название accumulation mode. Мы будем называть эту часть спектра размеров АЧ фракцией накопления. Наконец, самые крупные АЧ ( $i=3$ ) образуют подобласть грубых (coarse mode) аэрозольных частиц. Механизмы происхождения этой фракции АЧ совершенно другие. Это в основном частицы морской соли и биогенные частицы — споры и пыльца.

Естественно, четких границ размеров для каждой фракции не существует. Однако для определенности можно принять, что к фракции зарождения относятся частицы радиусом  $10^{-3}$ — $0,1$  мкм, к фракции накопления — частицы радиусом  $0,1$ — $1$  мкм и к грубодисперсной фракции — частицы радиусом более  $1$  мкм.

Характерные значения параметров, а также полная концентрация (площадь, объем, т. е. соответствующий интеграл) для каждой из трех фракций даны в табл. 1 (2.3.9).

Вклад в суммарную концентрацию  $N_i'$  определяется соотношением

$$N_i' = \int_{\lg r_{\min}}^{\lg r_{\max}} n_i^*(r) d \lg r = (\lg e)^{-1} \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} r^{-1} n_i^*(r) dr. \quad (4)$$

Плотности распределения по поверхностям  $S_i^*(r) = 4\pi r^2 n_i^*(r)$  и по объемам  $V_i^*(r) = \frac{4}{3} \pi r^3 n_i^*(r)$  также описываются соотношениями типа (3) с такой же дисперсией  $(\lg \sigma_i)^2$ , но с другими средними логарифмами радиуса:

$$\lg r_{i,s} = \lg r_i + 2 (\lg \sigma_i)^2 \ln 10, \quad (5)$$

$$\lg r_{i,v} = \lg r_i + 3 (\lg \sigma_i)^2 \ln 10. \quad (6)$$

Параметры распределения АЧ по размерам (по Енике [25])\*

| Аэрозольные параметры $i$<br>Интегралы для поддиапазонов |   | Классификация по Юнге (тип аэрозолей по Уитби)                       |                             |                        |   |                             |                        |
|--|---|--|-----------------------------|------------------------|---|-----------------------------|------------------------|
|  |   | Айткенские АЧ (фракция зарождения)<br>$r = 10^{-7} \dots 10^{-8}$ см |                             |                        | Крупные АЧ (фракция накопления)<br>$r = 10^{-5} \dots 10^{-4}$ см |                             |                        |
|  |   | $n_i$ см $^{-3}$<br>$N'$ см $^{-3}$                                  | $r_i$ см<br>$S'$ см $^{-1}$ | $\lg \sigma_i$<br>$V'$ | $n_i$ см $^{-3}$<br>$N'$ см $^{-3}$                               | $r_i$ см<br>$S'$ см $^{-1}$ | $\lg \sigma_i$<br>$V'$ |
| Полярный аэрозоль  | 1 | $2,17 \cdot 10^1$  | $6,89 \cdot 10^{-6}$        | 0,245                  |   |                             |                        |
|  | 2 |  |                             |                        | $1,86 \cdot 10^{-1}$  | $3,75 \cdot 10^{-5}$        | 0,300                  |
|  | 3 |  |                             |                        |   |                             |                        |
| Фоновый аэрозоль   | 1 | $1,63 \cdot 10^1$  | $8,01 \cdot 10^{-9}$        | $1,94 \cdot 10^{-14}$  | $5,83 \cdot 10^0$   | $2,13 \cdot 10^{-8}$        | $1,98 \cdot 10^{-13}$  |
|  | 2 |  |                             |                        |   |                             |                        |
|  | 3 |  |                             |                        |   |                             |                        |
| Морской аэрозоль   | 1 | $1,29 \cdot 10^2$  | $3,60 \cdot 10^{-7}$        | 0,645                  |   |                             |                        |
|  | 2 |  |                             |                        | $5,97 \cdot 10^1$   | $1,27 \cdot 10^{-5}$        | 0,253                  |
|  | 3 |  |                             |                        | $6,35 \cdot 10^{-1}$  | $2,59 \cdot 10^{-5}$        | 0,425                  |
| Удаленный континентальный                                | 1 | $1,03 \cdot 10^2$  | $1,84 \cdot 10^{-8}$        | $4,55 \cdot 10^{-14}$  | $4,19 \cdot 10^1$   | $2,44 \cdot 10^{-7}$        | $2,56 \cdot 10^{-12}$  |
|  | 2 |  |                             |                        |   |                             |                        |
|  | 3 |  |                             |                        |   |                             |                        |
| Пылевые бури пустынь                                     | 1 | $1,33 \cdot 10^2$  | $3,90 \cdot 10^{-7}$        | 0,657                  |   |                             |                        |
|  | 2 |  |                             |                        | $6,66 \cdot 10^1$   | $1,33 \cdot 10^{-5}$        | 0,210                  |
|  | 3 |  |                             |                        | $3,06 \cdot 10^0$   | $2,90 \cdot 10^{-5}$        | 0,396                  |
| Промышленные районы                                      | 1 | $1,25 \cdot 10^2$  | $1,90 \cdot 10^{-8}$        | $4,76 \cdot 10^{-14}$  | $5,26 \cdot 10^1$   | $2,90 \cdot 10^{-7}$        | $3,12 \cdot 10^{-12}$  |
|  | 2 |  |                             |                        |   |                             |                        |
|  | 3 |  |                             |                        |   |                             |                        |
| Городской аэрозоль                                       | 1 | $9,97 \cdot 10^2$  | $1,00 \cdot 10^{-7}$        | 0,328                  |   |                             |                        |
|  | 2 | $8,42 \cdot 10^2$  | $2,18 \cdot 10^{-6}$        | 0,505                  |   |                             |                        |
|  | 3 |  |                             |                        |   |                             |                        |
| Стратосфера (20 км)                                      | 1 | $1,26 \cdot 10^3$  | $1,19 \cdot 10^{-7}$        | $2,42 \cdot 10^{-13}$  | $8,11 \cdot 10^1$   | $5,13 \cdot 10^{-7}$        | $6,59 \cdot 10^{-12}$  |
|  | 2 |  |                             |                        |   |                             |                        |
|  | 3 |  |                             |                        |   |                             |                        |
| Пылевые бури пустынь                                     | 1 | $7,26 \cdot 10^8$  | $1,00 \cdot 10^{-7}$        | 0,247                  |   |                             |                        |
|  | 2 | $1,14 \cdot 10^3$  | $1,88 \cdot 10^{-6}$        | 0,770                  |   |                             |                        |
|  | 3 |  |                             |                        |   |                             |                        |
| Промышленные районы                                      | 1 | $1,26 \cdot 10^3$  | $1,28 \cdot 10^{-7}$        | $2,74 \cdot 10^{-13}$  | $1,85 \cdot 10^2$   | $2,52 \cdot 10^{-6}$        | $4,68 \cdot 10^{-11}$  |
|  | 2 |  |                             |                        |   |                             |                        |
|  | 3 |  |                             |                        |   |                             |                        |
| Городской аэрозоль                                       | 1 | $6,65 \cdot 10^3$  | $7,39 \cdot 10^{-7}$        | 0,225                  |   |                             |                        |
|  | 2 | $1,47 \cdot 10^2$  | $2,69 \cdot 10^{-6}$        | 0,557                  |   |                             |                        |
|  | 3 | $1,99 \cdot 10^3$  | $4,19 \cdot 10^{-6}$        | 0,266                  |   |                             |                        |
| Стратосфера (20 км)                                      | 1 | $8,61 \cdot 10^3$  | $6,44 \cdot 10^{-7}$        | $1,23 \cdot 10^{-12}$  | $1,71 \cdot 10^3$   | $5,80 \cdot 10^{-7}$        | $5,14 \cdot 10^{-12}$  |
|  | 2 |  |                             |                        |   |                             |                        |
|  | 3 |  |                             |                        |   |                             |                        |
| Пылевые бури пустынь                                     | 1 | $9,93 \cdot 10^4$  | $6,51 \cdot 10^{-7}$        | 0,245                  |   |                             |                        |
|  | 2 | $1,11 \cdot 10^3$  | $7,14 \cdot 10^{-7}$        | 0,666                  |   |                             |                        |
|  | 3 | $3,64 \cdot 10^4$  | $2,48 \cdot 10^{-6}$        | 0,337                  |   |                             |                        |
| Промышленные районы                                      | 1 | $1,35 \cdot 10^5$  | $6,72 \cdot 10^{-6}$        | $1,12 \cdot 10^{-11}$  | $1,41 \cdot 10^3$   | $4,20 \cdot 10^{-6}$        | $3,00 \cdot 10^{-11}$  |
|  | 2 |  |                             |                        |   |                             |                        |
|  | 3 |  |                             |                        |   |                             |                        |
| Городской аэрозоль                                       | 1 |  |                             |                        | $4,49 \cdot 10$   | $2,17 \cdot 10^{-5}$        | 0,248                  |
|  | 2 |  |                             |                        |   |                             |                        |
|  | 3 |  |                             |                        |   |                             |                        |
| Стратосфера (20 км)                                      | 1 | $4,07 \cdot 10^{-1}$   | $3,36 \cdot 10^{-10}$       | $9,54 \cdot 10^{-16}$  | $4,10 \cdot 10^0$   | $4,76 \cdot 10^{-6}$        | $6,97 \cdot 10^{-13}$  |
|  | 2 |  |                             |                        |   |                             |                        |
|  | 3 |  |                             |                        |   |                             |                        |

\* Концентрация частиц в каждом логнормальном распределении определяется величиной  $n_i$ ;  $r_i$  и  $\lg \sigma_i$  — параметры распределения;  $I'$  — вклад композиции из трех логнормальных распределений ( $i=1, 2, 3$ ) в интегральные характеристики ( $N_i'$ ,  $S_i'$ ,  $V_i'$ ) в соответствующих  $i$ -х диапазонах размеров частиц;  $N$ ,  $S$ ,  $V$  — вклады в суммарные (при  $r > 10^{-7}$  см) концентрацию, поверхность и объем аэрозольных частиц соответственно каждого из трех членов логнормальных распределений правой части формулы (3). На пересечении строк  $I'$  и столбцов  $N$ ,  $S$ ,  $V$  стоят суммарные вклады всех трех членов. Полуужирными цифрами выделены данные, относящиеся к тем из трех логнормальных распределений ( $i=1, 2, 3$ ), которые обеспечивают основной вклад в суммарные значения  $N$ ,  $S$  и  $V$  соответственно.



## Классификация по Юнге (тип аэрозолей по Уитби)

|                             |    | Гигантские АЧ (грубая фракция)<br>$r > 10^{-4}$ см |                      |                       | Интегралы, $r > 10^{-7}$ см |                      |                       |
|-----------------------------|----|--|----------------------|-----------------------|-----------------------------|----------------------|-----------------------|
| Аэрозольные параметры $i$   |    | $n_i$ см $^{-3}$                                   | $r_i$ см             | $\lg \sigma_i$        | $N$ см $^{-3}$              | $S$ см $^{-1}$       | $V$                   |
| Интегралы для поддиапазонов |    | $N'$ см $^{-3}$                                    | $S'$ см $^{-1}$      | $V'$                  |                             |                      |                       |
| Полярный аэрозоль           | 1  |  |                      |                       | $2,17 \cdot 10^{-1}$        | $2,45 \cdot 10^{-8}$ | $1,24 \cdot 10^{-13}$ |
|                             | 2  |  |                      |                       | $1,86 \cdot 10^{-1}$        | $8,54 \cdot 10^{-9}$ | $3,52 \cdot 10^{-13}$ |
|                             | 3  | $3,04 \cdot 10^{-4}$                               | $4,29 \cdot 10^{-4}$ | 0,291                 | $3,04 \cdot 10^{-4}$        | $1,73 \cdot 10^{-9}$ | $7,56 \cdot 10^{-13}$ |
|                             | I' | $1,53 \cdot 10^{-2}$                               | $5,92 \cdot 10^{-9}$ | $1,02 \cdot 10^{-12}$ | $2,19 \cdot 10^1$           | $3,47 \cdot 10^{-8}$ | $1,23 \cdot 10^{-12}$ |
| Фоновый аэрозоль            | 1  |  |                      |                       | $1,04 \cdot 10^2$           | $1,73 \cdot 10^{-8}$ | $5,12 \cdot 10^{-13}$ |
|                             | 2  |  |                      |                       | $5,97 \cdot 10^1$           | $2,39 \cdot 10^{-7}$ | $2,36 \cdot 10^{-12}$ |
|                             | 3  |  |                      |                       | $6,35 \cdot 10^{-1}$        | $3,63 \cdot 10^{-8}$ | $3,44 \cdot 10^{-12}$ |
|                             | I' | $7,71 \cdot 10^{-2}$                               | $3,20 \cdot 10^{-8}$ | $3,71 \cdot 10^{-12}$ | $1,65 \cdot 10^2$           | $2,92 \cdot 10^{-7}$ | $6,31 \cdot 10^{-12}$ |
| Морской аэрозоль            | 1  |  |                      |                       | $1,09 \cdot 10^2$           | $2,47 \cdot 10^{-8}$ | $9,66 \cdot 10^{-13}$ |
|                             | 2  |  |                      |                       | $6,66 \cdot 10^1$           | $2,36 \cdot 10^{-7}$ | $1,88 \cdot 10^{-12}$ |
|                             | 3  |  |                      |                       | $3,06 \cdot 10^2$           | $1,71 \cdot 10^{-7}$ | $1,32 \cdot 10^{-11}$ |
|                             | I' | $2,84 \cdot 10^{-1}$                               | $1,22 \cdot 10^{-7}$ | $1,29 \cdot 10^{-11}$ | $1,78 \cdot 10^2$           | $4,32 \cdot 10^{-7}$ | $1,60 \cdot 10^{-11}$ |

|                           |    |                      |                      |                       |                      |                       |                       |
|---------------------------|----|----------------------|----------------------|-----------------------|----------------------|-----------------------|-----------------------|
| Удаленный континентальный | 1  |                      |                      |                       | $5,05 \cdot 10^2$    | $3,67 \cdot 10^{-10}$ | $5,37 \cdot 10^{-17}$ |
|                           | 2  |                      |                      |                       | $8,39 \cdot 10^2$    | $7,51 \cdot 10^{-7}$  | $1,60 \cdot 10^{-11}$ |
|                           | 3  | $7,10 \cdot 10^{-4}$ | $6,24 \cdot 10^{-4}$ | 0,277                 | $7,10 \cdot 10^{-4}$ | $7,83 \cdot 10^{-9}$  | $4,51 \cdot 10^{-12}$ |
|                           | I' | $4,37 \cdot 10^{-1}$ | $1,35 \cdot 10^{-7}$ | $1,39 \cdot 10^{-11}$ | $1,34 \cdot 10^3$    | $7,60 \cdot 10^{-7}$  | $2,05 \cdot 10^{-11}$ |
| Пылевые бури пустынь      | 1  |                      |                      |                       | $3,69 \cdot 10^2$    | $1,53 \cdot 10^{-10}$ | $1,25 \cdot 10^{-17}$ |
|                           | 2  |                      |                      |                       | $1,08 \cdot 10^3$    | $2,72 \cdot 10^{-5}$  | $3,51 \cdot 10^{-6}$  |
|                           | 3  | $1,78 \cdot 10^{-1}$ | $1,08 \cdot 10^{-3}$ | 0,438                 | $1,78 \cdot 10^{-1}$ | $2,00 \cdot 10^{-5}$  | $8,49 \cdot 10^{-6}$  |
|                           | I' | $1,47 \cdot 10^{-1}$ | $4,43 \cdot 10^{-5}$ | $1,35 \cdot 10^{-7}$  | $1,45 \cdot 10^3$    | $4,72 \cdot 10^{-5}$  | $1,20 \cdot 10^{-7}$  |
| Промышленные районы       | 1  |                      |                      |                       | $6,65 \cdot 10^3$    | $7,81 \cdot 10^{-6}$  | $3,76 \cdot 10^{-14}$ |
|                           | 2  |                      |                      |                       | $1,46 \cdot 10^2$    | $3,59 \cdot 10^{-7}$  | $1,95 \cdot 10^{-11}$ |
|                           | 3  |                      |                      |                       | $1,99 \cdot 10^3$    | $9,30 \cdot 10^{-7}$  | $3,32 \cdot 10^{-12}$ |
|                           | I' | $3,44 \cdot 10^{-1}$ | $1,42 \cdot 10^{-7}$ | $1,65 \cdot 10^{-11}$ | $8,79 \cdot 10^3$    | $1,37 \cdot 10^{-6}$  | $2,29 \cdot 10^{-11}$ |
| Городской аэрозоль        | 1  |                      |                      |                       | $9,93 \cdot 10^4$    | $9,99 \cdot 10^{-7}$  | $4,81 \cdot 10^{-13}$ |
|                           | 2  |                      |                      |                       | $1,00 \cdot 10^3$    | $7,84 \cdot 10^{-7}$  | $6,43 \cdot 10^{-11}$ |
|                           | 3  |                      |                      |                       | $3,64 \cdot 10^4$    | $9,38 \cdot 10^{-6}$  | $3,49 \cdot 10^{-11}$ |
|                           | I' | $7,61 \cdot 10^{-1}$ | $3,53 \cdot 10^{-7}$ | $5,83 \cdot 10^{-11}$ | $1,37 \cdot 10^5$    | $1,12 \cdot 10^{-5}$  | $9,87 \cdot 10^{-11}$ |
| Стратосфера (20 км)       | 1  |                      |                      |                       | $4,49 \cdot 10^0$    | $5,10 \cdot 10^{-8}$  | $8,34 \cdot 10^{-13}$ |
|                           | 2  |                      |                      |                       |                      |                       |                       |
|                           | 3  |                      |                      |                       |                      |                       |                       |
|                           | I' | $1,78 \cdot 10^{-2}$ | $3,32 \cdot 10^{-9}$ | $1,44 \cdot 10^{-13}$ | $4,49 \cdot 10^0$    | $5 \cdot 10^{-3}$     | $8,34 \cdot 10^{-13}$ |

Вклад в суммарную поверхность  $S'_i$  и суммарный объем  $V'_i$  каждого члена распределения определяется соответственно интегралами\*

$$S'_i = \int_{\lg r_{\min}}^{\lg r_{\max}} S'_i(r) d \lg r, \quad V'_i = \int_{\lg r_{\min}}^{\lg r_{\max}} V'_i(r) d \lg r, \quad (7)$$

где

$$S'_i(r) = 4\pi \exp [2 \lg r_i \ln 10 + 2 (\lg \sigma_i)^2 (\ln 10)^2] n_i^*(r, r_i, s). \quad (8)$$

$$V'_i(r) = \frac{4}{3} \pi \exp [3 \lg r_i \ln 10 + 4,5 (\lg \sigma_i)^2 (\ln 10)^2] n_i^*(r, r_i, v). \quad (9)$$

Аргументы  $r_{i,s}$  и  $r_{i,v}$  указывают на то, что в формулах (8) и (9) вместо  $n_i^*$  должны быть подставлены логнормальные распределения (3), в которых вместо  $\lg r_i$  стоят  $\lg r_{i,s}$  и  $\lg r_{i,v}$  соответственно, определенные формулами (5) и (6). Значение параметров распределения  $n_i$ ,  $r_i$ ,  $\lg \sigma_i$  и интегралов  $N'_i$ ,  $S'_i$ ,  $V'_i$ , а также суммарных концентраций  $N$ , поверхности  $S$  и объема  $V$  АЧ с  $r > 10^{-7}$  см в  $1 \text{ см}^{-3}$  воздуха приведены в табл. 1 (2.3.9) для ряда характерных регионов и условий.

В общем случае величина  $y = A r^\alpha n^*(r)$  также распределена нормально со значением

$$\lg r_{i,y} = \lg r_i + \alpha (\lg \sigma_i)^2 \ln 10 \quad (10)$$

и соответствующей функцией  $y^*(r)$ , т. е.

$$y^*(r) = A \exp \left[ \alpha \lg r_i \ln 10 + \frac{\alpha^2}{2} (\lg \sigma_i \ln 10)^2 \right] n_i(r, r_{i,y}). \quad (11)$$

Томас и Тампнери [34], анализируя накопленные в литературе многочисленные данные о спектре размеров аэрозольных частиц в атмосфере, пришли к выводу о том, что предложенное Дейрменд-жаном модифицированное гамма-распределение

$$n(r) = A r^\alpha \exp \left[ -\frac{\alpha}{\gamma} \left( \frac{r}{r_c} \right)^\gamma \right], \quad 0 \leq r \leq \infty \quad (12)$$

в подавляющем большинстве случаев хорошо описывает эмпирические данные.

Полагая, что  $\alpha$  может принимать целочисленные значения от 1 до 10, авторы указывают процедуру нахождения параметров  $\alpha$ ,  $\gamma$  и  $r_c$ . Параметр  $\alpha$  очень часто равен 1. В [34] приведены диа-

\* Заметим, что, поскольку значения плотности распределения в логнормальных распределениях быстро уменьшаются до нуля при удалении от моды в ту или иную сторону, пределы в интегралах (4) можно заменить на  $\pm \infty$ , а во втором интеграле в (4) — на 0 и  $\infty$ .

граммы, иллюстрирующие встречающиеся комбинации  $\alpha$ ,  $\gamma$  и  $r_c$  для аэрозолей прибрежных и морских районов, для континентальных районов, а также для городских промышленных районов.

### 2.3.10. Обводнение аэрозольных частиц в атмосфере

Аэрозольные частицы в атмосфере хотя бы частично состоят из растворимых в воде веществ. Доля растворимых (гигроскопических) веществ в общей массе частиц обычно довольно велика (см. п. 2.3.8). Очень мелкие частицы ( $r < 0,1$  мкм), как правило, полностью растворимы. Более крупные могут быть как нерастворимыми, так и растворимыми частично или полностью. Доля тех или иных частиц в общей их массе практически неизвестна. Более того, являются ли в основном частицы смешанными (с некоторой массовой долей  $\varepsilon_m$  растворимых частиц, своей для каждой частицы) или некоторые частицы полностью растворимы, а другие — не растворимы, вообще говоря, строго не установлено. Имеются косвенные доказательства, заставляющие с большей вероятностью склоняться к первой гипотезе — гипотезе смешанных частиц.

Во влажной атмосфере (относительную влажность обозначим буквой  $f$ ) частицы, имеющие гигроскопическую фракцию, обводняются и размеры их с ростом  $f$  увеличиваются.

Теоретически связь равновесного радиуса капли раствора  $r_f$  (при  $r_f \gg r_0$ ), где  $r_0$  — радиус сухого ядра, с относительной влажностью  $f$  описывается известным соотношением (см., например, [10], п. 8.1.2)

$$1 - f = -\frac{A}{r_f} + \left( \frac{r_a}{r_f} \right)^3, \quad (1)$$

где  $A = 2\sigma M_w / \rho_w RT \approx 3,3 \cdot 10^{-5} / T$  мкм (при  $T = 273,15$  К  $A \approx 1,2 \times 10^{-3}$  мкм);  $r_a$  — эффективный радиус АЧ (см. п. 2.3.11); индекс  $w$  указывает параметры, относящиеся к воде. При  $f = 1$  (влажность 100 %)

$$r_f = r_i = \left( \frac{r_a^3}{A} \right)^{1/3}. \quad (2)$$

При малой влажности, когда нельзя считать, что  $r_f \gg r_0$ , в правой части (1) член  $(r_a/r_f)^3$  следует заменить выражением  $r_a^3 / (r_f^3 - r_0^3)$ .

Более точным является соотношение [9 (2)]

$$\ln f = \frac{A}{r_f} - \frac{\Phi M_w \varepsilon_0}{M_n \rho_w \left[ \left( \frac{r_f}{r_0} \right)^3 - 1 \right]}, \quad (3)$$

где  $\rho$  — плотность сухого остатка,  $M_n$  — средняя молярная масса растворимых веществ,  $\Phi$  — осмотический коэффициент. Из срав-

нения выражений (1) и (3) следует, что при  $\ln f = f - 1$  и  $r_f^3 \gg r_0$  формула (3) переходит в соотношение (1), если : положить

$$r_s = \left( \frac{\Phi_0 M_w \epsilon_0}{M_n \rho_w} \right)^{1/3} r_0. \quad (4)$$

В многокомпонентной смеси

$$\Phi = \sum_i \Phi_{ni} / \sum_i \mu_i, \quad (5)$$

где  $\mu_i$  — моляльность ионов  $i$ -й компоненты.

В [9] имеются таблицы  $\Phi$  и  $\rho$  для разных соединений.

Если пренебречь поправкой на кривизну капля (членом  $A/r_f$ ), из (3) следует:

$$r_f = r_0 \left( 1 - C \frac{\epsilon_0}{\ln f} \right)^{1/3}, \quad (6)$$

где

$$C = \frac{\Phi_0 M_w}{M_n \rho_w}. \quad (7)$$

Лактионов показал, что для каждого из четырех типов аэрозолей (см. п. 2.3.8), параметр  $C$  связан простой линейной функцией с влажностью  $f$  (табл. 1 (2.3.10)).

Таблица 1 (2.3.10)

Связь параметра  $C$  в формуле (6) с относительной влажностью  $f$  для аэрозолей разного типа

| Тип аэрозолей . . . . . | I                | II             | III              |
|-------------------------|------------------|----------------|------------------|
| $C$ . . . . .           | $3,22 - 2,1f$    | $2,08 - 1,24f$ | $1,13 - 0,422f$  |
| Тип аэрозолей . . . . . | IV               | NaCl           | $(NH_4)_2 SO_4$  |
| $C$ . . . . .           | $0,856 - 0,296f$ | $3,33 - 2,14f$ | $0,941 - 0,536f$ |

Нередко для связи равновесного радиуса частицы  $r_f$  с влажностью  $f$  и радиусом сухой частицы  $r_0$  пользуются эмпирическим соотношением Кастена

$$r_f = r_0 (1 - f)^k, \quad (8)$$

которое, как показано в [9], при низкой влажности ( $f < 0,6$ ) не обладает высокой точностью.

Хэнел [21] предложил для этой цели полуэмпирическое соотношение

$$r_f^3 = r_0^3 + \left[ \frac{\epsilon r_n}{(1-f)^v} \right]^3. \quad (9)$$

При  $r_n/r_0 \gg (1-f)^v$  можно записать

$$r_f = \epsilon r_n (1-f)^{-v}. \quad (10)$$

Здесь  $r_n$  — радиус сухой растворимой части аэрозольной частицы. По данным Хэнела [20] параметры  $\gamma$  и  $\epsilon$  зависят от типа аэрозолей.

Детально связь  $r_f$  с  $r_0$  и  $f$  рассмотрена А. Г. Лактионовым [9]. Он отмечает, что при малой влажности ( $f < 0,6$ ) наблюдается определенный гистерезис зависимости  $r_f$  от  $f$ , и на основе анализа

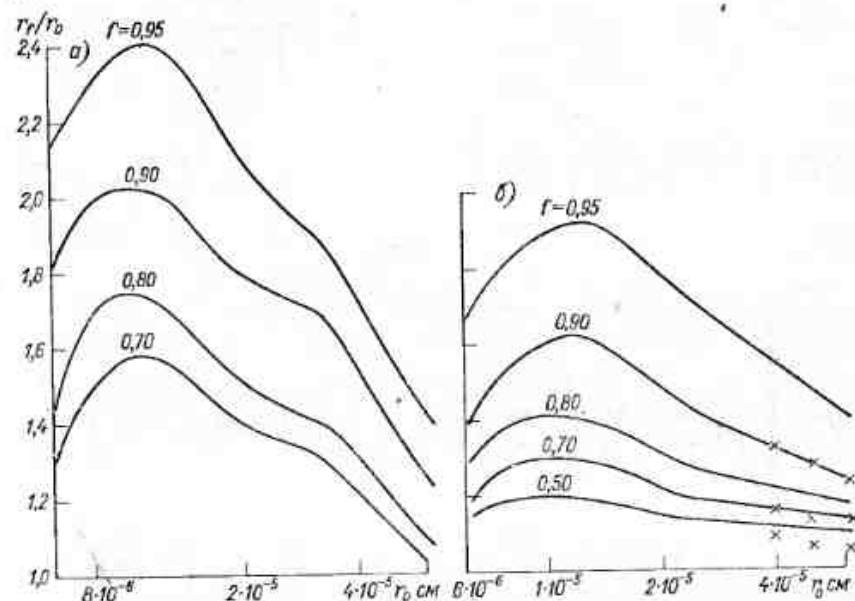


Рис. 1 (2.3.10). Степень конденсационного укрупнения ( $r_f/r_0$ ) частиц аэрозоля II (а) и III (б) типа с ростом влажности [9] при разных значениях  $f$ .

экспериментальных данных получает для области  $f < 0,6$  следующие эмпирические соотношения:

при понижении  $f$  (испаряющиеся частицы)

$$r_f = r_0 [0,08 (1-f)^{-1} + 0,92] \text{ для } r_0 \in (0,5; 5) \text{ мкм}, \quad (11)$$

при росте  $f$

$$r_f = r_0 [0,03 (1-f)^{-1} + 0,97]. \quad (12)$$

В области более мелких частиц адсорбция не столь эффективна, и при  $f < 0,6$  можно считать, что  $r_f = r_0$ .

Зависимость  $r_f/r_0$  от  $r_0$  при разных значениях влажности  $f$  для аэрозолей II и III типа по Лактионову представлена на рис. 1 (2.3.10) и в табл. 2 (2.3.10).

Концентрация (%) растворимых веществ  $\kappa = 100m/(m+m_w)$  и обводненных ядер конденсации быстро уменьшается с ростом влажности и размера частиц, о чем можно судить по табл. 3—5 (2.3.10).



Таблица 2 (2.3.10)

Степень укрупнения обводненных ядер ( $r_f/r_0$ ) при разных влажностях  $f$  для атмосферных аэрозолей разных типов, когда АЧ состоит из полностью растворимых веществ ( $\varepsilon_v = 1$ ) (по [9])

| $r_0$ мкм    | $f$ %        |              |              |              |   |              |              |              |
|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---|--------------|--------------|--------------|
|              | 75           | 80           | 90           | 95           | 75  | 80           | 90           | 95           |
| 0,01<br>0,10 | I тип        |              |              |              | II тип  |              |              |              |
|              | 1,81<br>1,87 | 1,90<br>1,97 | 2,14<br>2,34 | 2,41<br>2,86 | 1,63<br>1,69                                    | 1,72<br>1,79 | 1,93<br>2,16 | 2,19<br>2,60 |
| $r_0$ мкм    | $f$ %        |              |              |              |   |              |              |              |
|              | 75           | 80           | 90           | 95           | 75  | 80           | 90           | 95           |
| 0,01<br>0,10 | III тип      |              |              |              | IV тип  |              |              |              |
|              | 1,48<br>1,55 | 1,56<br>1,64 | 1,78<br>1,96 | 2,0<br>2,37  | 1,40<br>1,47                                    | 1,46<br>1,54 | 1,66<br>1,85 | 1,86<br>2,20 |
| $r_0$ мкм    | $f$ %        |              |              |              |   |              |              |              |
|              | 75           | 80           | 90           | 95           | 75  | 80           | 90           | 95           |
| 0,01<br>0,10 | NaCl         |              |              |              | (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> |              |              |              |
|              | —<br>—       | —<br>1,99    | 2,16<br>2,37 | 2,44<br>2,89 | —<br>—  | —<br>—       | —<br>1,72    | 1,71<br>2,04 |

Таблица 3 (2.3.10)

Концентрация растворенных веществ  $\kappa$  (%) в обводненных ядрах конденсации при различной относительной влажности для аэрозолей разного типа (при  $T=25^\circ\text{C}$ ) [9]

| $f$ % | Тип аэрозоли |    |     |    |           |   |
|-------|--------------|----|-----|----|-----------|---|
|       | I            | II | III | IV | NaCl      | (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> |
| 75    | 28           | 35 | 41  | 48 | 26 (6)    | —   |
| 80    | 25           | 30 | 36  | 43 | 23 (5,1)  | 43  |
| 90    | 15           | 19 | 22  | 28 | 14 (2,8)  | 29  |
| 95    | 8,6          | 11 | 13  | 16 | 7,9 (1,4) | 17  |

Примечание. В скобках для примера приведена моляльность (моль/г).

Таблица 4 (2.3.10)

Концентрация растворенных веществ  $\kappa$  (%) в каплях растворов радиусом  $r$ , находящихся в равновесии при  $f=100\%$  и  $T=25^\circ\text{C}$  [9] для аэрозолей разного типа

| $r$ мкм | Тип аэрозолей |      |      |      |      |   |
|---------|---------------|------|------|------|------|---|
|         | I             | II   | III  | IV   | NaCl | (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> |
| 0,1     | 2,1           | 2,7  | 3,0  | 4,0  | 2,0  | 3,8   |
| 0,2     | 1,1           | 1,3  | 1,5  | 2,0  | 1,0  | 1,9   |
| 0,5     | 0,42          | 0,54 | 0,60 | 0,80 | 0,39 | 0,77  |
| 1,0     | 0,21          | 0,27 | 0,30 | 0,4  | 0,20 | 0,38  |

Таблица 5 (2.3.10)

Концентрация  $\kappa$  (%) соли NaCl в равновесных каплях раствора радиусом  $r_f$  при разнорельсительной влажности и  $T=25^\circ\text{C}$  [9]

| $r_f$ мкм           | $f$  |      |      |      |      |
|---------------------|------|------|------|------|------|
|                     | 0,8  | 0,9  | 0,95 | 0,99 | 1,0  |
| $3,5 \cdot 10^{-3}$ | —    | —    | —    | —    | 26,6 |
| $4,2 \cdot 10^{-3}$ | —    | —    | 26,6 | 24,5 | 23,8 |
| $5,5 \cdot 10^{-3}$ | —    | 26,6 | 23,6 | 21,2 | 20,5 |
| $1,5 \cdot 10^{-2}$ | 26,6 | 19,7 | 15,5 | 11   | 10   |
| 0,05                | 24,2 | 16,5 | 10,7 | 4,8  | 3,4  |
| 0,10                | 23,5 | 15,5 | 9,3  | 3,4  | 2    |
| 0,50                | 23   | 14   | 7,9  | —    | —    |

При  $f=100\%$  становится явной зависимость концентрации растворенных веществ в каплях растворов, образовавшихся на ЯК, от размера капель (см. табл. 4 (2.3.10)).

Плотность растворов  $\rho_f$  в обводненных АЧ, находящихся в равновесии со средой при влажности  $f$ , описывается формулой

$$\rho_f = \rho_w + (\rho_0 - \rho_w) (r_0/r_f)^3. \quad (13)$$

Здесь  $\rho_w$  и  $\rho_0$  — плотность воды и сухого остатка соответственно.

### 2.3.11. Распределение ядер конденсации по пересыщениям и эффективным радиусам

Если  $r_n$  — радиус сухого остатка растворимой части ядра,  $r_n$  — эффективный радиус \*,  $S$  — пересыщение над плоской поверхностью чистой воды:

$$S = \frac{e - E_{\infty}}{E_{\infty}}, \quad (1)$$

\* Смысл  $r_n$  очевиден из формул (2) и (3). Величина  $B=r_n^3$  называется конденсационной активностью ядер и определяет степень понижения парциального давления насыщенного пара над каплей раствора радиусом  $r$ .

то для решения разнообразных задач часто можно ограничиться соотношением (1) из (2.3.10), которое можно записать в виде

$$E_s = E_\infty \left( 1 + \frac{A}{r} - \frac{r_3^3}{r^3} \right), \quad (2)$$

где  $E_s$ ,  $E_\infty$  — парциальное давление насыщенного пара соответственно над поверхностью капли раствора и плоской поверхностью чистой воды,  $e$  — парциальное давление пара в окружающем воздухе,

$$r_3 = \left( \frac{2\rho_n M_w}{\rho_w M_n} \right)^{1/3} r_n = a_1 r_n, \quad (3)$$

$\rho_n$  и  $\rho_w$  — плотность сухого ядра и воды,  $M_n$  и  $M_w$  — их молекулярные массы. Более точно значение  $r_3$  определяется по формуле (4) из п. 2.3.10. Ядра, имеющие эффективный радиус  $r_3$ , активны при пересыщении  $S \geq 2 \left( A/3r_3 \right)^{1/3}$  (см. [10], п. 8.1).

Если  $\varphi(r_n)$ ,  $n(r_3)$  и  $f(S)$  — распределения ЯК по размерам сухого растворимого остатка ядер  $r_n$ , эффективным радиусов  $r_3$  и пересыщению  $S$  (в долях единицы) соответственно, то

$$\varphi(r_n) dr_n = f(S) dS = n(r_3) dr_3. \quad (4)$$

Отсюда

$$n(r_3) = a_1^{-1} \varphi \left( \frac{r_3}{a_1} \right), \quad (5)$$

$$n(r_3) = \frac{A^{1/3}}{\sqrt{3}} f \left[ 2 \left( \frac{A}{3r_3} \right)^{1/3} \right] r_3^{-5/3}. \quad (6)$$

В области  $S > 10^{-3}$ , т. е. больше 0,1 %, что соответствует  $r_3 < 0,07$  мкм, распределение ЯК по пересыщениям хорошо описывается степенной зависимостью:

$$N = CS^k, \quad (7)$$

где  $N$  и  $C$  — концентрация ЯК, активных при пересыщениях, равных  $S$  (%). Спектры ЯК в диапазоне пересыщений от 0,1 до 5 % можно изображать точкой на  $C-k$  диаграмме ( $N$  и  $C$  — в  $\text{см}^{-3}$ ,  $S$  — в %,  $k$  — безразмерное).

Аналогично

$$N(r_3) = N_1 \left( \frac{0,01}{r_3} \right)^l, \quad (8)$$

где  $r_3$  — в микрометрах,  $N_1 = 10^2 C$  ( $0,63352$ )<sup>1,5</sup>,  $l = 3/2 k$ .

О разбросе параметров  $C$  и  $k$  можно судить по примеру, представленному на рис. 1 (2.3.11). В приведенном примере относительное стандартное отклонение  $\sigma_C$  параметра  $C$  для разных пунктов составляло от 1 до 1,5, а  $\sigma_k$  параметра  $k$  — от 1,0 до 2,6.

Большие значения  $k$  относятся к измерениям менее активных ЯК, т. е. к диапазонам  $S$ , сдвинутым вправо (например, к  $S$  от 0,5 до 10 %). В настоящее время накоплен обширный экспериментальный материал, свидетельствующий о большом разбросе параметров  $C$  и  $k$  от случая к случаю. В среднем спектр морских АЧ ха-

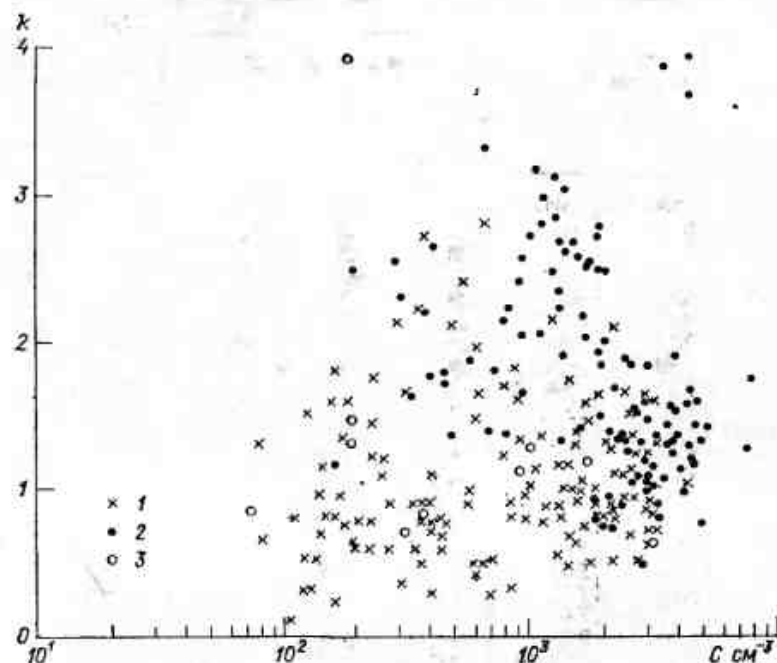


Рис. 1 (2.3.11). Полигон значений параметров  $C=N_0$  и  $k$  по данным [23].

1 — результаты 112 измерений над Плато прерий (США) за 1975 г., 2 — результаты 139 измерений за 1976 г., 3 — результаты 11 измерений в другом районе.

актеризуется более низкими значениями параметров:  $C = (1 \dots 3) \cdot 10^2 \text{ см}^{-3}$  и  $k = 0,5 \dots 0,7$ . Для спектра континентальных АЧ  $C = (0,3 \dots 2) \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ ,  $k \approx 1$ . В переходных случаях  $C = (0,5 \dots 1,5) \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ , а  $k = 1,5 \dots 2$ .

В тех случаях, когда не требуется высокая точность и конкретность для различных оценок можно использовать модельные распределения фоновых (морских) и континентальных АЧ.

Е. Мессарош [30], обобщая данные, накопленные в литературе, и широко используя для этой цели экспериментальные наблюдения А. Мессарош, построил подробные таблицы осредненных распределений облачных ядер конденсации по массам ( $m$ ) и радиусам ( $r_n$ ) сухих растворимых частиц для фоновых и континентальных аэрозолей (табл. 1 (2.3.11)). В табл. 1 (2.3.11) представлены также рассчитанные в [10] значения  $r_3$ . При различного рода оценках численных схем можно использовать для аппроксимации

Таблица 1 (2.3.11)

Модельное распределение растворимой фракции облачных ЯК по размерам (массам  $m$ , радиусам  $r_n$  и эффективным радиусам  $r_e$ )

| $m, \text{г}$         | $r_n, \text{мкм}$    | $r_e, \text{мкм}$    | $N, \text{см}^{-3}$ |            |               |                          |         |
|-----------------------|----------------------|----------------------|---------------------|------------|---------------|--------------------------|---------|
|                       |                      |                      | Фоновый аэрозоль    |            |               | Континентальный аэрозоль |         |
|                       |                      |                      | $N_\phi$            | $N_\phi^*$ | $N_\phi^{**}$ | $N_K$                    | $N_K^*$ |
| $1,00 \cdot 10^{-18}$ | $2,38 \cdot 10^{-2}$ | $1,90 \cdot 10^{-2}$ | 42,0                | 41,2       | 42,0          | 1246                     | 1087    |
| 2,37                  | 3,17                 | 2,98                 | 40,7                | 38,7       | 40,7          | 996                      | 896     |
| 4,63                  | 3,97                 | 3,16                 | 38,5                | 38,2       | 40,4          | 831                      | 863     |
| 8,00                  | 4,76                 | 3,79                 | 36,3                | 36,0       | 38,6          | 701                      | 754     |
| $1,90 \cdot 10^{-15}$ | 6,35                 | 5,06                 | 33,4                | 31,2       | 33,3          | 501                      | 562     |
| 3,70                  | 7,93                 | 6,32                 | 28,6                | 26,4       | 27,0          | 365                      | 418     |
| 6,40                  | 9,52                 | 7,59                 | 21,9                | 22,1       | 21,0          | 270                      | 311     |
| $1,25 \cdot 10^{-14}$ | $1,19 \cdot 10^{-1}$ | 9,48                 | 12,4                | 16,8       | 13,7          | 173                      | 203     |
| 2,96                  | 1,59                 | $1,26 \cdot 10^{-1}$ | 4,78                | 10,6       | 6,4           | 85,8                     | 105     |
| 5,79                  | 1,98                 | 1,58                 | 2,78                | 6,7        | 2,89          | 42,1                     | 57      |
| $2,00 \cdot 10^{-13}$ | 3,00                 | 2,39                 | 1,68                | 2,13       | 2,20          | 22,3                     | 14,6    |
| 3,18                  | 3,60                 | 2,79                 | 1,06                | 1,45       | 1,41          | 11,6                     | 8,1     |
| 4,74                  | 4,00                 | 3,19                 | 0,710               | 0,928      | 0,966         | 5,82                     | 4,73    |
| 9,26                  | 5,00                 | 3,98                 | 0,370               | 0,412      | 0,437         | 1,67                     | 1,80    |
| $1,10 \cdot 10^{-12}$ | 6,00                 | 4,78                 | 0,200               | 0,197      | 0,218         | 0,63                     | 0,76    |
| 2,54                  | 7,00                 | 5,68                 | 0,113               | 0,092      | 0,109         | 0,29                     | 0,32    |
| 3,79                  | 8,00                 | 6,37                 | 0,071               | 0,055      | 0,067         | 0,14                     | 0,17    |
| 5,40                  | 9,00                 | 7,17                 | 0,046               | 0,031      | 0,039         | 0,077                    | 0,090   |
| 7,41                  | $1,00 \cdot 10^{-1}$ | 7,96                 | 0,029               | 0,018      | 0,024         | 0,039                    | 0,049   |
| $1,28 \cdot 10^{-11}$ | 1,20                 | 9,56                 | 0,011               | 0,006      | 0,010         | 0,011                    | 0,016   |
| 2,03                  | 1,40                 | $1,11 \cdot 10^0$    | 0,0035              | 0,0028     | 0,042         | 0,0032                   | 0,064   |

распределения  $N(r_e)$  — асимметричное логарифмически нормальное распределение (см. приложение П.3.2.3). Иными словами, можно принять, что

$$N(r_e) = N_0 \Phi(u), \quad (9)$$

где

$$u = \frac{\lg r_e - \lg \xi}{\sigma}, \quad (10)$$

$$\Phi(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^u e^{-\frac{u^2}{2}} du. \quad (11)$$

Плотность распределения соответственно описывается формулой

$$\varphi(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{u^2}{2}} \quad (12)$$

или

$$n(\lg r_e) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \exp \left\{ -\frac{(\lg r_e - \lg \xi)^2}{2\sigma^2} \right\}. \quad (13)$$

Для предложенных Е. Мессарошем моделей параметры распределения имеют следующие значения:  
для континентального аэрозоля

$$N_{0K} = 1200 \text{ см}^{-3}, \lg \xi_K = 2,68; \xi = r_{e,50} = 0,04786 \text{ мкм}; \sigma = 0,31;$$

для фонового аэрозоля

$$N_{0\phi} = 42, \lg \xi_\phi = 2,90; \xi = r_{e,50} = 0,0795 \text{ мкм}; \sigma = 0,30.$$

В табл. 1 (2.3.11)  $N_\phi^*$  и  $N_K^*$  — значения концентраций аэрозольных частиц, рассчитанные по формуле (9) с приведенными выше параметрами  $N_0$ ,  $\lg \xi$  и  $\sigma$  для фоновых и континентальных аэрозолей соответственно. Естественный разброс концентраций атмосферных аэрозолей во времени и пространстве значительно превосходит различия  $\Delta N = N^* - N$ . Следовательно, для разного рода оценок и при построении различных численных моделей вполне можно использовать плотность распределения облачных ядер конденсации по эффективным радиусам, заданную в аналитическом виде (5), и варьировать параметры распределения  $N_0$ ,  $\lg \xi$  и  $\sigma$ . Во многих случаях можно ограничиваться приведенными модельными значениями параметров распределения для фоновых (морских) и континентальных аэрозолей. Для  $r_e = 0,126$  и  $0,158$  мкм  $N_\phi^*$  более чем вдвое превосходит значения  $N_\phi$ . Значительно лучших результатов можно достичь, если в диапазоне  $r_e$  от  $0,019$  до  $0,168$  мкм аппроксимировать распределение логнормальным законом с параметрами  $N_0 = 42 \text{ см}^{-3}$ ,  $\lg \xi = 2,90$  и  $\sigma = 0,3$ , а в области  $r_e > 0,240$  — с параметрами  $N_0 = 42 \text{ см}^{-3}$ ,  $\lg \xi = 2,88$  и  $\sigma = 0,215$ . В области  $r_e$  от  $0,16$  до  $0,24$  мкм  $N_\phi$  определяется при этом линейной интерполяцией между  $\lg 0,16 = 1,204$  и  $\lg 0,24 = 1,380$ . Значения  $N_\phi^{**}$ , рассчитанные при аппроксимации  $N_\phi$  двумя логнормальными распределениями с указанными выше параметрами, приведены в той же табл. 1 (2.3.11).

### 2.3.12. Гигантские и сверхгигантские аэрозольные частицы

Концентрация гигантских АЧ ( $r > 1$  мкм) довольно устойчива и над океанами, и над континентами вдали от берегов. Гигантские АЧ состоят преимущественно из частиц морской соли. Летом их концентрация возрастает за счет частиц биогенного происхождения (споры и пыльца). О распределении по размерам гигантских аэрозольных частиц в приземном слое можно судить по рис. 1—3 (2.3.9). Обычно концентрация частиц с  $r > 1$  мкм составляет десятки и сотни в литре, а сверхгигантских частиц с  $r > 10$  мкм — около  $1 \text{ л}^{-1}$  и меньше; с высотой концентрация уменьшается.



## 2.3.13. Ледяные ядра

Ледяными ядрами служат определенные нерастворимые частицы почвы с  $r > 0,1$  мкм, органические продукты разложения листвы, споры, некоторые бактерии и др. В диапазоне температур от  $-10$  до  $-20^\circ\text{C}$  концентрация ЛЯ  $N_i(T)$ , активных при температуре  $T$ , растет экспоненциально с понижением температуры. Параметры экспоненты зависят от размеров АЧ, служащих ядрами льдообразования. В среднем по Флетчеру [32, 10]

$$N_i = A \exp(\kappa T), \quad (1)$$

где  $A = 10^{-5}$ ,  $\kappa = -0,6$ , а  $T$  — в  $^\circ\text{C}$ ,  $N$  — в  $\text{л}^{-1}$ .

И. А. Березинский, Г. В. Степанов и В. Г. Хоргуани [2, 16, 18] показали, что, вообще говоря, параметры распределения  $A$  и  $\kappa$  могут меняться от случая к случаю, а экспоненциальная зависимость (1) сохраняется. Сортируя АЧ по размерам, авторы обнаружили, что параметры  $A$  и  $\kappa$  зависят от диаметра частиц  $d$ . Чем частицы крупнее, тем большая их доля может служить ледяными ядрами, и с понижением температуры и ростом пересыщения эта доля возрастает. В диапазоне температур ( $-8 \dots -20^\circ\text{C}$ ) доля активных АЧ размером  $d$   $\beta = \Delta N_i(d) / \Delta N(d)$  связана по Хоргуани с  $d$  и  $T$  соотношением

$$\beta = c \Delta S d^\alpha e^{\kappa T}. \quad (2)$$

Здесь  $\Delta S = (e - E_i) / E_i$  — пересыщение надо льдом в долях единицы, а параметры имеют следующие значения:  $c = 1,1 \text{ см}^{-\alpha}$ ,  $\alpha = 3/2$ ,  $\kappa = -0,4 (^\circ\text{C})^{-1}$ . Формула (2) справедлива при  $\Delta S > 0$  и  $\beta < 1$ . Уже при  $\Delta S = 0,3$ ;  $T = -20^\circ\text{C}$ ;  $d = 10^{-2} \text{ см}$  имеем  $\beta \approx 1$ .

Для более высоких значений  $\Delta S$  или  $d$  или более низких температур можно считать  $\beta = 1$ .

Из формулы (2) следует, что

$$\frac{\Delta N_i(d)}{\Delta \lg d} \sim \frac{\Delta N}{\Delta \lg d} d^\alpha \sim d^{-(\beta - \alpha)}, \quad (3)$$

если, согласно формулам (1) и (2) п. 2.3.9  $\Delta N / \Delta \lg d \sim d^{-\beta}$ .

Таким образом, если в соответствии с законом Юнге концентрация АЧ в атмосфере в среднем уменьшается с ростом их размера пропорционально размеру частиц в кубе, то концентрация ледяных ядер уменьшается с ростом  $d$  значительно медленнее — пропорционально  $d^{-(\beta - \alpha)} \approx d^{-1/2}$ .

С понижением температуры на  $4-5^\circ\text{C}$   $N$  увеличивается на порядок. В тропосфере  $N$  увеличивается примерно на порядок на 1 км подъема, ибо возрастание  $N$  с понижением температуры ча-

стично компенсируется убыванием за счет понижения концентрации АЧ с высотой.

Считается, что при температуре ниже некоторой  $T_{\text{кр}}$  (температура спонтанного замерзания) все капли практически мгновенно замерзают. Полагают, что  $T_{\text{кр}} \approx -40^\circ\text{C}$ . Такое мнение основывается на экспериментах 50-х годов и нуждается в подтверждении.

Концентрация ЛЯ при  $T = -20^\circ\text{C}$  колеблется от  $10^{-2}$  до  $1 \text{ л}^{-1}$ . Повторяемости  $N_i(-16^\circ\text{C})$  и  $N_i(-20^\circ\text{C})$  хорошо описываются суперпозицией двух логарифмически нормальных распределений аналогично повторяемости концентрации АЧ (см. п. 2.2.6).

### Физические и синоптические условия образования облаков. Климатология облачности

#### 3.1. Физические процессы образования облаков различных форм

Перечисленные в п. 1.3 формы облаков являются признаками, или метками многих важных динамических процессов в атмосфере. Так, они могут быть связаны с различными формами циркуляции атмосферы — от наиболее крупномасштабных до малых мезомасштабных. Внутритропическая зона конвергенции, опоясывающая почти весь земной шар, проявляется в виде полосы конвективных облаков  $Cu$ ,  $Cb$ , их скоплений и выпадающих из них осадков и представляет собой явление планетарного масштаба  $a_p$ .

«Фабрикой» больших и сложных фронтальных облачных систем являются циклоны как тропических, так и высоких широт, — явления масштаба  $a_a$  и  $a_p$ . Столь же велики могут быть поля слоистообразных облаков  $St$ — $Sc$ , образующиеся в обширных зимних антициклонах. Климатические фронты (например, зимний средиземноморский) могут проявляться в виде вихревой дорожки циклонов протяженностью в несколько тысяч километров, движущихся один за другим на восток и обуславливающих образование типичной облачности  $Ns$ — $As$ — $Cs$  и  $Cb$  и выпадение осадков.

В облачности фронтов обнаруживаются многие явления мезомасштаба  $b_a$  — облачные полосы, «навесы» перистых облаков, связанные с нисходящими движениями просветы, «стены» кучево-дождевых облаков  $Cb$  и т. д. — протяженностью 90—100 км и более. К ним, возможно, следует отнести и поля перистых облаков  $Si$  над фронтальной облачной системой  $Ns$ — $As$ — $Cs$ , отделенные от этой системы безоблачным слоем.

Еще меньший размер — до 10 км (масштаб  $b_p$  —  $b_v$ ) — имеют облака обычной ( $Cu$ ) конвекции с волнами Кельвина—Гельмгольца или ячейковой конвекции ( $Cs$ ,  $Ac$ ,  $Sc$ ). Они могут возникать на всех облачных ярусах, иногда в связи с фронтами, но чаще самостоятельно. К ним иногда относят и своеобразные процессы конвекции в перистых облаках, где образуются пучки или «коготки»  $Si$  исл.  $fib$ . с ниспадающими из них длинными параллельными полосами падения ледяных кристаллов — собственно облаками  $Si$ .

К масштабу  $b_v$  относятся также ячейки и волны верхней поверхности обширных слоев облаков  $St$ — $Sc$ . Развитию этих обла-

ков способствует турбулентность в пограничном слое атмосферы, питающая их слой водяным паром. Возникнув, такой слой затем охлаждается сверху за счет излучения, теряет устойчивость, и в результате образуется совокупность конвективных ячеек, отчетливо видимых сверху (например, с самолета).

Ниже мы рассмотрим физические процессы образования основных облачных форм и некоторые их синоптические и географические характеристики.

#### 3.1.1. Волнистые и ячейковые облака

Конденсация водяного пара, приводящая к образованию валов или глыб («барашки») облаков  $Cs$ ,  $Ac$  и  $Sc$ , называемых иногда волнистыми, происходит в атмосфере в волнах и в конвективных ячейках. К первым из них относятся так называемые волны Кельвина—Гельмгольца. Они возникают, когда в атмосфере существуют один над другим два горизонтальных потока, температура и скорость которых составляют  $T_1$ ,  $u_1$  и  $T_2$ ,  $u_2$ , причем индекс 1 относится к нижнему потоку и  $T_2 > T_1$ . На поверхности их раздела возникают волны.

Полагая, что скорость их распространения равна  $(u_1 + u_2)/2$ , и вводя обозначение  $(u_1 - u_2)/2 = u$ , получаем формулу для длины волны

$$\lambda = \frac{2\pi}{g} u^2 \frac{T_1 + T_2}{\sqrt{(T_2 - T_1)^2 + \frac{\beta u^2}{g^2} T_1 T_2 (4g - \beta u^2)}}, \quad (1)$$

где величина  $\beta = (\gamma_a - \gamma)/T$  — мера устойчивости слоев — имеет порядок  $10^{-5} \text{ м}^{-1}$ . Поскольку  $\beta u^2 \ll 4g$ , величина  $\lambda$  убывает с ростом  $T_2 - T_1$  и с увеличением устойчивости  $\beta$ , что иллюстрирует табл. 1 (3.1.1), рассчитанная по формуле (1).

Таблица 1 (3.1.1)

Длина волн  $\lambda$  (м) при различных  $T_1$ ,  $T_2$ ,  $u$  и  $\beta$ 

| № п/п | $T_1 \text{ К}$ | $T_2 \text{ К}$ | $u \text{ м/с}$ | $\gamma \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ м}; \beta \text{ м}^{-1}$ |                  |                         |
|-------|-----------------|-----------------|-----------------|---|------------------|-------------------------|
|       |                 |                 |                 | 0,875; $4 \cdot 10^{-6}$  | 0,715; $10^{-6}$ | 0,45; $2 \cdot 10^{-6}$ |
| 1     | 253             | 265             | 10              | 8620  | 5940             | 4340                    |
| 2     | 260             | 265             | 10              | 5580  | 4210             | 3730                    |
| 3     | 263             | 265             | 5               | 3720  | 2520             | 1950                    |

При  $T_1 = T_2$  формула (1) описывает простые гравитационные колебания.

При достаточной влажности воздуха в гребнях волн восходящее движение приводит к конденсации пара и образованию облачных волн. Это может происходить в любом ярусе; в резуль-

тате образуются облака Cc, Ac или Sc. В промежутках между валами общее равномерное опускание воздуха приводит к образованию просветов, а на краях полей Ac, где капли очень мелкие,

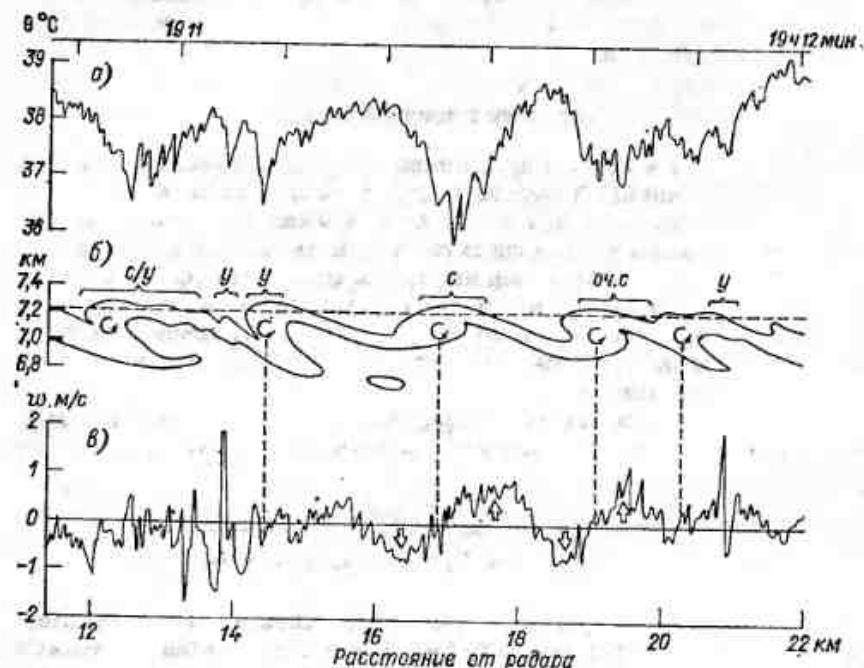


Рис. 1 (3.1.1). Результаты горизонтального зондирования слоя волнообразных облаков (облачных ячеек).

а — колебания потенциальной температуры вдоль линии полета, б — вертикальное сечение облаков и вихрей в них вдоль линии полета (штриховая линия), в — колебания вертикальной скорости, направленной попеременно вверх и вниз; с — слабая турбулентность, у — умеренная турбулентность [14]. На рисунке дано среднее европейское время.

возникают благодаря дифракции света радужные пятна. Если же влажность велика, то образуются почти сплошные Ac op.

По наблюдениям А. М. Боровикова и И. П. Мазина [4], в слоисто-кучевых облаках Sc на высотах 0,3—1,9 км длина волны  $\lambda = 0,87 \dots 6,7$  км, среднее значение — 2,46 км. И теория, и наблюдения показывают, что волны Кельвина—Гельмгольца легко становятся неустойчивыми, «захлестываются» и превращаются в ряд вихрей. На рис. 1 (3.1.1) представлены примеры такого явления — образование облачных слоев с вихрями, причем областям восходящих движений  $w > 0$  (на данном уровне полета) соответствует понижение потенциальной температуры, и наоборот. В них имеются и более мелкие турбулентные вихри, заметные по пульсациям  $w$  и  $\theta$  [14].

Конденсация пара способствует росту неустойчивости облачного слоя (условной неустойчивости, когда  $\gamma > \gamma_{ab}$ ). Тогда в гребнях волн может возникнуть конвекция — сначала кучевая, приводящая к образованию Ac cu1., затем так называемая ячейковая. Элементы ее будут переноситься как целое потоком со скоростью  $u$ . При ячейковой конвекции весь нижний (подыверсионный) слой распадается на ряд ячеек, квадратных или шестиугольных, с восходящим движением в центре каждой из них и нисходящим — на периферии (закрытая ячейка), или наоборот (открытая ячейка).

Теоретически такая циркуляция возникает, когда число Рэлея  $Ra$  превышает его критическое значение  $Ra_{кр}$ :

$$Ra = \frac{g(\gamma - \gamma_e)}{T_e} \frac{h^3}{k\gamma},$$

где  $h$  — толщина слоя конвекции,  $\gamma$  — динамический коэффициент вязкости,  $k$  — коэффициент температуропроводности. Для ламинарных течений  $Ra_{кр} \approx 1700$ , но при наличии турбулентности (когда значения  $\gamma$  и  $k$  велики), приводящей, в частности, и к горизонтальному выравниванию температуры,  $Ra_{кр} \approx 10^5$ .

Отношение размера ячеек  $D$  к  $h$  теоретически составляет около 3, но в реальной атмосфере значительно больше — 11—16.

Когда в конвективном слое имеется значительный сдвиг ветра, ячейки наклоняются и вытягиваются приблизительно вдоль направления ветра. Форма облаков в ячейках того или другого рода обычно хорошо видна на всех фотографиях облаков Ac и Cc. Аналогично полосы падения осадков, иногда выпадающих из Ac, вытягиваются вдоль сдвига ветра, образуя Ac virga.

По самолетным наблюдениям над СССР в нижнем ярусе в облаках St—Sc средняя мощность облачного слоя над Ригой составляет 0,36 км, над Свердловском — 0,28 км, над мысом Челюскин — 0,50 км; в среднем ярусе над Москвой — 0,26 км (см. подробнее табл. 2 (3.1.1)).

Над СССР облака ячейковой циркуляции Ac наиболее вероятны над горными районами. Повторяемость Ac достигает, например, 49 % в Ленинкане (в мае) и 55 % — в Кировабаде (в июле). Как уже упоминалось, над горными возвышенностями нередко видны Ac left.

В табл. 3 (3.1.1) указана повторяемость высококучевых облаков N (Ac) над Куйбышевым в разное время года и суток. Видно, что в теплый сезон Ac чаще всего отмечаются в утренние часы, когда атмосфера в общем наиболее устойчива. Днем, по мере прогревания атмосферы, неустойчивость возрастает, что сказывается на них неблагоприятно. В декабре—январе такой зависимости нет, возможно, из-за эффекта экранирования верхними облаками.

Данные станций СССР показывают, что величина  $N$  (Ac) летом приблизительно одинакова ( $\approx 33$  %) и там, где кучево-дождевые облака редки ( $N$  (Cb)  $< 10$  %), и там, где их повторяемость



Таблица 2 (3.1.1)

Средняя высота нижней границы  $H_{НГ}$  и мощность слоистообразных облаков St—Sc и высоко-кучевых облаков Ac

| Сезон        | Пункт (форма облаков) |              |                    |                  |             |
|--------------|-----------------------|--------------|--------------------|------------------|-------------|
|              | Минск (Sc)            | Ташкент (Sc) | Свердловск (St—Sc) | Бухта Тикси (Sc) | Москва (Ac) |
| $H_{НГ}$ км  |                       |              |                    |                  |             |
| Зима         | 0,86                  | 1,10         | 1,08               | 0,88             | 3,29        |
| Весна        | 1,01                  | 1,43         | 1,34               | 0,89             | 3,24        |
| Лето         | 1,03                  | 2,00         | 1,22               | 0,71             | 3,44        |
| Осень        | 0,96                  | 1,50         | 1,28               | 0,87             | 3,30        |
| Мощность, км |                       |              |                    |                  |             |
| Зима         | 0,31                  | 0,60         | 0,30               | —                | 0,32        |
| Весна        | 0,52                  | 0,60         | 0,30               | —                | 0,32        |
| Лето         | 0,51                  | 0,40         | 0,25               | —                | 0,35        |
| Осень        | 0,41                  | 0,60         | 0,27               | —                | 0,29        |

превышает 20 %. Однако известно, что такие разновидности, как Ac cast. и Ac lept., непосредственно связаны с конвекцией.

Наконец, упомянем еще, что существует устойчивая, хотя и слабая корреляция ( $r=0,28$ ) вероятности  $N$  (Ac) с вероятностью  $N$  (Sc) — родственных им облаков верхнего яруса. Еще важнее, что годовой ход  $N$  (Sc) наиболее ярко выражен и совпадает с ходом  $N$  (Ac) там, где облака Ac наблюдаются преимущественно зимой или весной (см. выше). Возможно, одновременное появление этих форм связано иногда с фронтами, проходящими над возвышенностями, в том числе с теплыми фронтами.

Таблица 3 (3.1.1)

Повторяемость (%) высоко-кучевых облаков в зависимости от времени года и суток (Куйбышев)

| Время суток, ч | Месяц |    |     |    |    |    |     |      |    |    |    |     | Год |
|----------------|-------|----|-----|----|----|----|-----|------|----|----|----|-----|-----|
|                | I     | II | III | IV | V  | VI | VII | VIII | IX | X  | XI | XII |     |
| 1              | 10    | 13 | 7   | 12 | 14 | 15 | 14  | 14   | 15 | 20 | 10 | 12  | 13  |
| 7              | 12    | 22 | 19  | 26 | 31 | 37 | 40  | 37   | 37 | 33 | 21 | 14  | 30  |
| 13             | 23    | 23 | 16  | 23 | 24 | 22 | 13  | 29   | 32 | 24 | 24 | 22  | 23  |
| 19             | 8     | 15 | 12  | 22 | 23 | 25 | 28  | 24   | 20 | 19 | 9  | 9   | 19  |

## 3.1.2. Слоистые и слоисто-кучевые облака

В нижнем, пограничном слое атмосферы толщиной  $\Delta h=1,0 \dots 1,5$  км возможность возникновения и форма облаков зависят от вызываемого турбулентностью перераспределения тепла и водяного пара внутри этого слоя. Влияние турбулентности иногда хорошо заметно по изодранной, клочковатой нижней поверхности образующихся слоистых облаков St.

В процессе турбулентного перемешивания распределение температуры в пограничном слое стремится к адиабатическому  $T = T_0 - \gamma z$ . Когда затем возникает конденсация, охваченная ею часть слоя становится, очевидно, неустойчивой. Поскольку верхняя поверхность облачного покрова излучает в инфракрасной области спектра поток тепла  $R_L$  больший, чем поток тепла  $R_S$ , идущий из вышележащей атмосферы, неустойчивость возрастает, о чем свидетельствует табл. 1 (3.1.2).

Таблица 1 (3.1.2)

Эффективное излучение  $R_L$  верхней поверхности облаков, а также скорость охлаждения облачного слоя  $dT/dt$  в зависимости от его мощности  $\Delta h$ 

| $\Delta h$ м            | 140—270 | 280—300 | 390—590 | 600—800 |
|-------------------------|---------|---------|---------|---------|
| $R_L$ Вт/м <sup>2</sup> | 95,6    | 89,3    | 86,6    | 104,0   |
| $dT/dt$ К/ч             | —0,95   | —0,69   | —0,49   | —0,42   |

Излучение  $R_L$  также способствует уменьшению устойчивости верхней части слоя облаков и приводит к образованию в ней конвективных ячеек, подобных описанным выше. В таких ячейках восходящие токи могут проникать местами и в устойчивый воздух над пограничным слоем. Если есть сдвиг ветра, то эти ячейки могут вытягиваться параллельно последнему, образуя St und. и Sc und., а при более сильной конвекции даже Sc cuif. или Sc cast.

В процессе турбулентного перемешивания в пограничном слое переносится как тепло, так и водяной пар, — вверх от влажной почвы или снежного покрова.

Введем следующие обозначения:  $\theta_e$  — эквивалентно-потенциальная температура [15]

$$\theta_e = \theta + \left( \frac{\theta}{T} \frac{L}{c_p} \right),$$

$q$  — отношение смеси водяного пара,  $q_s$  — значение  $q$  в случае насыщенного водяного пара,  $q_w$  — общее влагосодержание, складывающееся из  $q$  и из удельной водности  $q_L = Q'/\rho_a$ , где  $Q$  — водность облака,  $\rho_a$  — плотность воздуха. Тогда уравнения, описывающие перераспределение тепла и пара будут иметь вид

$$\frac{d\theta_e}{dt} + w \frac{\partial \theta_e}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \overline{w' \theta_e'} - \frac{\theta}{T} \frac{\partial}{\partial z} (R_L + R_S), \quad (1)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + w \frac{\partial q}{\partial z} = - \overline{w' q'}, \quad (2)$$

где  $w$  — вертикальная скорость (в предположении, что горизонтальное движение отсутствует),  $R_s$  — поглощаемая солнечная радиация, штрихи означают пульсации, а черта сверху — осреднение по достаточно большому расстоянию по горизонтали.

Заметим, что и  $\theta_e$ , и  $q_w$  — инвариантны по отношению к процессам турбулентности и конденсации, и что в интенсивно перемешиваемом слое  $\theta_e$  не зависит от высоты.

Очевидно, величины  $\overline{w'\theta'_e}$  и  $\overline{w'q'_w}$  пропорциональны коэффициентам вертикальной турбулентной теплопроводности и диффузии водяного пара.

Решение уравнения (2) при граничных условиях  $q_w = q_1$  при  $z=0$  (например условие насыщения над влажной почвой) и  $q_w = q_2$  при  $z=h$  имеет вид

$$q_w = q_1 - (q_1 - q_2) \frac{\exp(wz/k) - 1}{\exp(wh/k) - 1} + \exp\left(-\frac{w^2 l}{4k} - \frac{wz}{2k}\right) \times \sum_{n=1}^{\infty} c_n \exp\left(-\frac{n^2 \pi^2 k t}{h^2}\right) \sin \frac{n \pi z}{h}. \quad (3)$$

Третий член в правой части описывает процесс установления равновесия — скорость процесса образования слоя облаков St—Sc. Медленнее других убывает член с  $n=1$  с зависящим от времени множителем

$$\exp\left(-\frac{w^2 l}{4k} - \frac{\pi^2 k t}{h^2}\right). \quad (4)$$

В табл. 2 (3.1.2) приведено время  $\tau$ , за которое множитель (4) убывает в 10 раз — время образования облачного покрова.

Таким образом, формирование плотного слоя St—Sc может занимать до 10 ч. Отсюда понятно почему такие облака характерны, например, для длительно существующих зимних антициклонов.

Таблица 2 (3.1.2)

Время образования облачного покрова  $\tau$  (ч)  
по результатам расчета

| h км | k м²/с       |      |      |              |      |      |
|------|--------------|------|------|--------------|------|------|
|      | 5            | 10   | 15   | 5            | 10   | 15   |
|      | w = 0,01 м/с |      |      | w = 0,02 м/с |      |      |
| 0,5  | 3,12         | 1,53 | 1,07 | 1,91         | 1,36 | 1,05 |
| 1,0  | 11,64        | 6,25 | 4,22 | 9,15         | 5,82 | 4,09 |

лонов. Аналогично, слоистые облака (и устойчивые туманы, см. главу 12) образуются над большими областями постоянных холодных морских течений, например над Канарским. Наоборот, ночные слоистые облака (например, летом над влажными побережьями Приморья) успевают сформироваться лишь в виде тонких и неустойчивых слоев St neb.

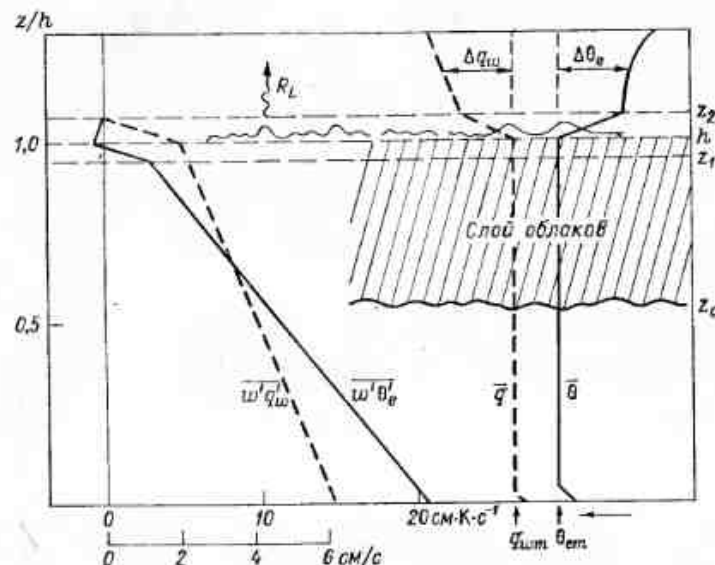


Рис. 1 (3.1.2). Перемешанный слой с покровом слоисто-кучевых облаков вверху: схематизированные профили эквивалентно-потенциальной температуры  $\theta_e = \theta + (L\theta/c_p T)q$ , суммы массовой доли влаги и водности облака  $q_w = q + q_L$ , а также вертикальных потоков  $\overline{w'\theta'_e}$  и  $\overline{w'q'_w}$ .

Нижняя граница облачного слоя —  $z_c$ , верхняя граница — между  $h$  и  $z_2$  [15].

При изучении физических процессов в облаках St—Sc при решении системы (1)—(2) следует иметь в виду, что в верхней части слоя происходит обусловленное конвекцией (ячейковой) частичное вовлечение воздуха сверху — из более сухого и теплого устойчивого слоя с отрицательной плавучестью. Последняя компенсируется избытком положительной плавучести (силы Архимеда, отнесенной к единице массы), возникающей в самом облачном слое и проявляющейся в прорывах отдельных вершин.

Указанные процессы схематически пояснены на рис. 1 (3.1.2) [16]. На нем  $z_2$  — наибольшая высота, до которой еще распространяется турбулентная диффузия;  $z_2$  составляет примерно 100 м над наиболее высокими вершинами облаков. Наиболее глубокие

понижения (провалы) верхней границы облаков достигают уровня  $h$  — высоты перемешиваемого (пограничного) слоя. Устойчивое насыщение отмечается везде ниже  $h$ , а выше  $h$  появляются все более обширные по мере увеличения высоты  $z$  области ненасыщенного воздуха. Наконец, уровень  $z_1$  указывает нижнюю границу области дивергенции  $R_L$  — радиационного охлаждения облака. Ниже  $z_1$ , таким образом, радиационный эффект в облаке равен 0. Нижняя граница облаков — уровень конденсации  $z_c$ .

Из рис. 1 (3.1.2) видно, что между  $h$  и  $z_2$  кривые  $\theta_e$  и  $q_w$  практически испытывают разрыв. Выше уровня  $h$  величина  $q_w$  убывает существенно, поскольку средняя (по горизонтали) удельная водность облака  $q_L$  в этом интервале убывает до 0. В слое  $h - z_2$   $\theta_e$  заметно возрастает с увеличением высоты, поскольку в слой  $h - z_2$  вовлекается сверху теплый воздух.

Весьма характерно и поучительно вертикальное распределение турбулентных потоков тепла  $\overline{w'\theta'_e}$  и влаги  $\overline{w'q'_w}$ . Скачок  $\overline{w'\theta'_e}$  между  $z_1$  и  $h$  компенсирует дивергенцию длинноволновой радиации — излучение с верхней границы слоя превышает ее приток через нижнюю границу, а  $\overline{w'q'_w}$  убывает к уровню  $h$  до 0.

Расчет, результаты которого приведены на рис. 1 (3.1.2), проводился в предположении, что отрицательная плавучесть теплого воздуха составляла половину положительной плавучести, обусловленной конвекцией в облачных куполах.

### 3.1.3. Слоисто-дождевые облака (Ns)

Слоисто-дождевые облака чаще всего являются частью обширной облачной системы Ns—As или Ns—Cb, (иногда и Ns—As—Cs) атмосферных фронтов. В частности, в области теплого фронта, их образование связано с охватывающим обширное пространство (по горизонтали) восходящим движением, скорость которого, однако, невелика. Причиной возникновения движения является, во-первых, ускорение циркуляции, направленное вверх в теплой массе воздуха и создаваемое общей бароклинностью атмосферы и, во-вторых, конвергенция воздушных течений в нижнем (пограничном) слое близ линии фронта. Именно у этой линии вертикальная мощность системы Ns—As наибольшая (до 5—6 км).

Мезомасштабная структура фронтальной облачной системы, создаваемая такой сложной системой восходящих движений представлена на рис. 1 (3.1.3). Она включает также области растекания восходящих потоков (сходные отчасти с аналогичными областями Cb) и области компенсирующих нисходящих потоков.

Над холодными, медленно движущимися фронтами может тоже образоваться система Ns—As, хотя и меньшей протяжен-

ности. Над линией фронта они перерождаются обычно в высокие Cb, и тогда за фронтом нисходящий поток в тылу Cb разрушает облака Ns; при этом возможно даже прояснение.

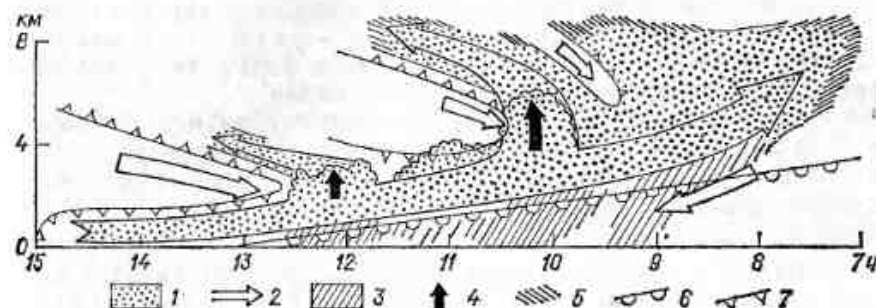


Рис. 1 (3.1.3). Структура системы облаков теплого фронта [14].

1 — основной ведущий поток теплого воздуха и его вертикальные ответвления, 2 — вторжение холодного воздуха, 3 — осадки под фронтом, 4 — области восходящих движений, 5 — перистые облака, 6 — теплый фронт, 7 — границы вторжения холодного воздуха.

### 3.1.4. Конвективные облака Cu и Cb

#### 3.1.4.1. Общие сведения

Кучевые (Cu) и кучево-дождевые (Cb) облака возникают в результате развития конвекции — вертикального движения воздуха. Конвекция может быть обусловлена плавучестью  $g'$ , которая, если ее отнести к 1 кг массы поднимающегося воздуха, связана с перегревом  $(T - T')$  соотношением

$$g' = g \frac{T - T'}{T'} = g \frac{\Delta T}{T'} = \frac{dw}{dt} \quad (1)$$

(где  $w$  — вертикальная скорость,  $T$  — температура массы,  $T'$  — температура атмосферы на том же уровне), либо динамическими причинами — конвергенцией потоков, например у фронта или у границы поверхностей с разной шероховатостью, либо вынужденным подъемом воздуха по склонам гор. Конвекция первого вида называется свободной, последующих видов — вынужденной.

Элементами конвекции (их часто называют «термиками») могут быть либо «пузыри» — отдельные, приблизительно шарообразные массы воздуха — либо струи, вертикальные или наклонные, связанные с более нагретыми участками земной поверхности. В среднем в струях  $\Delta T = 0,20^\circ\text{C}$ , в пузырях  $\Delta T = 0,17^\circ\text{C}$ , а наиболее часто встречающиеся их размеры — 70 и 60 м соответственно [13], хотя возникают и гораздо более крупные элементы конвекции.

С термиками свободной конвекции, конечно, связана и сильная мелкомасштабная конвергенция потоков вблизи них. Она, однако,



существенно отлична от более обширной, хотя и значительно более слабой конвергенции, создающей вынужденную конвекцию.

Там, где термик — пузырь или струя — достигает уровня конденсации, зарождается облако. Развитие и форма таких облаков хорошо характеризуют процесс их образования.

Развитию конвекции способствует термическая неустойчивость атмосферы, когда вертикальный градиент температуры  $\gamma = -dT/dz$  превышает адиабатический градиент  $\gamma_a$  (или псевдоадиабатический  $\gamma_{ad}$  при наличии конденсации). При  $\gamma > \gamma_a$   $\Delta T = T - T' = T_0 - T'_0 + (\gamma - \gamma_a)z$  и, следовательно,  $g'$  и ускорение массы воздуха возрастают с высотой. Если в вышележащем слое уже  $\gamma$  становится меньше  $\gamma_a$ , то в нем и  $\Delta T$ , и  $g'$  уменьшаются, пока на некотором уровне  $z_1$  не обратятся в 0. Выше движение замедляется ( $T < T'$ ), пока на высоте  $z_2$  не исчерпается накопленная кинетическая энергия и термик остановится. При этом могут даже возникнуть гравитационные колебания с так называемой частотой Брента—Вайсяля

$$N = \sqrt{g(\gamma_a - \gamma)/T'}.$$

Движение, однако, может прекратиться значительно раньше за счет сопротивления воздуха, поскольку при этом

$$\frac{dW}{dt} = g \frac{\Delta T}{T'} - c_1 \frac{vw}{r_0^2}. \quad (2)$$

где  $v$  — коэффициент турбулентной вязкости,  $r_0$  — размер термика,  $c_1$  — коэффициент, для шара близкий к 8. Из формулы (2) ясно, что большие термики могут сохранять  $w > 0$ , жить дольше и перемещаться выше, чем малые.

Пусть, например, термик начинает подниматься с уровня  $z = 1$  км, где  $\Delta T = 0$ . Тогда в слое с  $\gamma = 1,08^\circ\text{C}/100$  м он достигнет уровня  $z = 2$  км через 450 с, перемещаясь со скоростью  $w = 8,1$  м/с. Если выше расположен устойчивый слой с  $\gamma = 0,68^\circ\text{C}/100$  м, то уровень  $z = 3$  км будет достигнут через 600 с после начала подъема и еще через 75 с движение прекратится. Поэтому ясно, что развитие термика требует небольшого времени (в данном случае около 11 мин), гораздо меньшего, чем, например, развитие слоя St—Sc (см. выше). Нагревание почвы, в результате которого после восхода солнца устанавливается  $\gamma > \gamma_a$ , или поток, поступающий на более нагретую поверхность либо обращенный к восходящему солнцу склон, могут довольно быстро привести к образованию кучевых облаков.

Поднимающийся термик может вовлекать в свое движение и окружающий воздух, обычно более холодный ( $T' < T$ ) и сухой. Это вовлечение замедляет подъем и процесс конденсации и умень-

шает водность облака. Коэффициентом вовлечения называют величину

$$\mu = \frac{1}{m} \frac{dm}{dz} = \frac{\rho g}{m} \frac{dm}{|dp|}, \quad (3)$$

которая представляет собой относительное изменение потока массы  $m$  (кг/с) в термике на единицу высоты. По данным Н. А. Ливановой, величина  $\mu$  в кучевых облаках в среднем равна 85 % на  $\Delta p = 100$  гПа, между уровнями 850 и 700 гПа и 40 % — между 700 и 500 гПа. В пассатных кучевых облаках  $\mu$  достигает 100 % на 100 гПа. За счет вовлечения высокие Ci cong. обычно на 1—3 км ниже и водность их в 2—3 раза меньше, чем при простом адиабатическом подъеме.

Причиной вовлечения служат также турбулентное трение и падение давления внутри облака, согласно теореме Бернулли, при  $dw/dt > 0$ .

#### 3.1.4.2. Кучевые облака

Кучевые облака зарождаются обычно в виде мелких обрывков, а их неправильная форма указывает на то, что они образуются из турбулентных вихрей. Вскоре, однако, наиболее крупные оформляются в более плотные облачные массы с приблизительно горизонтальным основанием и клубящейся вершиной. Высота их основания над уровнем начала движения, на котором относительная влажность в термике была равна  $f_0$ , приближенно равна

$$z_k = -C \lg f_0, \quad (4)$$

где константа  $C$  слабо зависит от температуры и при  $-10^\circ\text{C}$  равна 3,59 км, при  $0^\circ\text{C}$  — 3,94 км и при  $10^\circ\text{C}$  — 4,32 км. Следует помнить, что поскольку  $f_0 < 1$ , то  $\lg f_0 < 0$ . Так, при  $0^\circ\text{C}$  и  $f_0 = 0,7$  (т. е. 70 %)  $\lg f_0 = -0,155$  и  $z_k = 0,61$  км.

В зависимости от стадии развития различают плоские (Ci hum.), средние (Ci med.) и мощные (Ci cong.) кучевые облака. Последние достигают высоты 5 км и более. Все они имеют четкие внешние очертания и растут в виде куполов или башен, напоминающих цветную капусту, имеют ярко-белый цвет с освещенной Солнцем стороны и темное основание. Обычно они образуются утром, когда  $\gamma$  достаточно возрастает, развиваются в течение дня и разрушаются к вечеру. Так, во время исследовательских полетов ЦАО над Украиной в июне—июле 1971—1974 гг. в дни с кучевыми облаками в нижнем слое 0—300 м значение  $\gamma$  составляло  $1,10$ — $1,60^\circ\text{C}/100$  м, а на высотах более 2,0—2,5 км  $\gamma = 0,6^\circ\text{C}/100$  м. В связи с этим развивались лишь плоские и средние Ci; дальнейшее развитие облаков подавлялось. Наиболее часто горизонтальные размеры облаков  $D$  и их вертикальная мощность  $\Delta h$  составляли 1—2 км.

Поскольку относительная влажность летом в континентальном климате заметно убывает днем, то в соответствии с формулой

(4) днем должна увеличиваться и высота оснований  $z_n$  (см. главу 4).

Над тропической зоной океанов, однако, суточный ход конвекции незначителен и количество  $Cu$  меняется от ночи ко дню лишь на 10—20 %. Иногда там возникает и вторичный максимум количества кучевых облаков в 20—21 ч.

Местами в области внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) облака  $Cu$  и  $Cb$  объединяются в скопления (кластеры) размером 200—300 км. При развитии кластера величина дивергенции в его области составляет примерно  $-6 \cdot 10^{-6}$ , вне его —  $4 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$ . Кластер обычно связан с усилением вихря (до  $15 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$ ) и может служить как бы зародышем циклона.

Нередко валы  $Cu$  располагаются параллельно, примерно на равном расстоянии, указывая, что первый импульс конвекции может дать возмущение, распространяющееся от уже существующей облачной линии. Такие параллельные валы могут быть связаны и со слабыми линиями конвергенции, нередко существующими в тропической зоне, близ побережий морей и т. п.

#### 3.1.4.3. Кучево-дождевые облака

Когда вершины мощных кучевых облаков достигают уровня, на котором температура значительно ниже  $0^\circ\text{C}$ , в них образуется большое число ледяных кристаллов (облако «оледеневает»). При этом облако может либо сохранять куполообразную форму ( $Cb \text{ calv.}$ ), либо образовывать пучки и даже покровы перистых облаков ( $Cb \text{ cap.}$ ). Такие кучево-дождевые облака уже дают значительные, хотя и кратковременные осадки — ливневой снег и дождь, крупу и град.

Для развития  $Cb$  нужна значительная неустойчивость атмосферы. Импульс к их образованию иногда дает восходящее движение над горными склонами либо над поверхностью холодных фронтов. Последние поэтому часто бывают отмечены линиями высоких  $Cb$ . Поскольку благоприятная для них конвергенция всегда бывает связана с небольшим сдвигом ветра ( $du/dz < 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ ), последний в общем благоприятен для развития  $Cb$ , хотя при большом сдвиге (более 1,5 м/с км) они разрушаются.

Облака  $Cb$ , в том числе и фронтальные, могут состоять из нескольких конвективных ячеек, возникших последовательно и затем объединившихся за время порядка 15—40 мин («многоячейковые»  $Cb$ ). Иногда, однако, образуются мощные «суперячейковые»  $Cb$  из одной очень большой ячейки размером в 10—15 км и более со скоростью восходящих движений до 50 м/с.

По наблюдениям в США средняя высота  $Cb$  составляет около 11 км, причем в 27 % случаев она превышает 13,5 км, а порой достигает 18,7 км. Иногда  $Cb$  пробивают тропопаузу и выносят в стратосферу много водяного пара. Вершины  $Cb$  в их наковаль-

нях под тропопаузой растекаются со скоростью до 1 км/мин. Так возникают целые покровы перистых облаков, особенно в тропической зоне, где они распространяются от породивших их  $Cb$  далеко с общим течением воздуха.

Распад  $Cb$  занимает примерно 30 мин; он начинается обычно снизу, так что нередко наковальни и перистые облака переживают само кучево-дождевое облако.

Более подробные сведения о поле движений и турбулентности в  $Cb$  будут даны в главах 6 и 7.

Облака  $Cb$  могут давать значительные и главное очень интенсивные осадки. Так, например, в Фюссене (ФРГ) 25 мая 1920 г. за 8 мин выпало 124 мм дождя. Из облаков  $Cb$  в тропических циклонах за сутки может выпасть 1200 мм дождя. Сильные градообразования обычно связаны с суперячейковыми  $Cb$ , поскольку обширные восходящие токи в них могут долго поддерживать в воздухе растущую градину.

### 3.2. Общие сведения о повторяемости, синоптических особенностях и географическом распределении облаков различных форм

#### 3.2.1. Методические замечания о наблюдениях за формами и количеством облаков на сети метеорологических станций

Наблюдение, точнее говоря, обнаружение или распознавание различных форм облаков существенно зависит от расположения облачных слоев. Наблюдение с поверхности Земли облаков верхнего и среднего яруса может быть затруднено наличием значительного или почти сплошного покрова облаков нижнего яруса. Иногда верхние облака могут быть обнаружены наблюдателем уже при малых просветах в нижних, но тем не менее повторяемость (число наблюдений) определенной формы облаков верхнего или среднего яруса должно несколько уменьшаться в случае, если повторяемость облаков нижнего яруса  $St$  и  $Sc$  велика.

Трудность статистического анализа значений вероятности наблюдения  $i$ -й формы облаков  $N(i)$  усугубляется тем, что  $N(i)$  и, например,  $N_n = N(St) + N(Sc)$  (количество облаков нижнего яруса) могут иметь параллельный годовой (и суточный) ход, создающий ложную корреляцию между ними. Упомянутая обратная зависимость между количеством облаков верхнего и нижнего яруса должны при этом ослабевать.

В табл. 1 (3.2.1) по данным 105 станций СССР указана наблюдаемая с Земли повторяемость  $Ac$  — весьма характерной и легко распознаваемой формы облаков среднего яруса — при различных значениях  $N_n$ .

Летом, когда световой день велик,  $N(Ac)$  не убывает вплоть до порога  $N_n = 79\%$ . Лишь при  $N_n \geq 80\%$  заметно небольшое

Таблица 1 (3.2.1)

Средняя повторяемость  $N$  (%) облаков (Ac) при различных средних значениях  $N_n$  (в скобках — число наблюдений)

| Месяц     | $N_n$ (%) |           |           |           |
|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
|           | 0—9       | 10—19     | 20—29     | 30—39     |
| Январь    | 14,9 (14) | 13,8 (5)  | 22,0 (24) | 29,4 (17) |
| Июнь—июль | 21,9 (23) | 22,3 (20) | 28,2 (25) | 29,1 (59) |

| Месяц     | $N_n$ (%) |           |           |          |          |
|-----------|-----------|-----------|-----------|----------|----------|
|           | 40—49     | 50—59     | 60—69     | 70—79    | 80—89    |
| Январь    | 24,5 (15) | 18,7 (10) | 17,4 (10) | 14,8 (4) | 5,5 (2)  |
| Июнь—июль | 31,5 (38) | 30,6 (25) | 34,1 (9)  | 33,2 (4) | 30,6 (7) |

экранирующее влияние почти сплошного при этом слоя нижних облаков.

Зимой влияние экранирования — убывание  $N$  (Ac) с ростом  $N_n$  — отмечается уже при много меньшем пороговом  $N_n$  ( $>50\%$ ). Вероятно, в темное время суток распознавание даже такой четкой формы, как Ac, особо сильно затрудняется нижними облаками.

В годовом ходе такая обратная связь  $N$  (Ac) и  $N_n$ , которую мы здесь назвали экранированием, очень четко наблюдается над Ереваном, Баку, Кизляром, Чердынью, Архангельском и Вильнюсом — в весьма разнообразных, следовательно, климатах.

Вместе с тем естественная положительная связь между появлением облаков нижнего яруса и  $N$  (Ac) намечается на высокогорных станциях Кавказа — Казбеги и Местиа, где условия наблюдения облаков среднего яруса более благоприятны, а также в Ленинабаде. В п. (3.1.1) показано, что сходная связь существует и между Ac и более высокими Cc. Эта связь, вероятно, зависит от появления волн одновременно в обоих ярусах. Следы такой положительной связи заметны и в первых столбцах табл. 1 (3.2.1).

Таким образом, влияние экранирования, уменьшающего наблюдаемую с Земли повторяемость облаков среднего и верхнего ярусов, несомненно. Оценить его величину и порог, однако, трудно.

### 3.2.2. Перистые облака (Ci)

Перистые облака чаще всего наблюдаются в тропосфере в виде отдельного слоя, расположенного немного ниже тропопаузы. Обычно это часть крупномасштабной облачной системы теплого

или холодного фронта (в частности, наковальня облака Cb inc.), но порой слой Ci существует совершенно самостоятельно. При разрушении облачных систем в заполняющихся циклонах или при адвекции более сухого воздуха перистые облака сохраняются дольше других, в том числе и вдали от прежнего центра низкого давления. Так, при прохождении циклонов над югом Средней

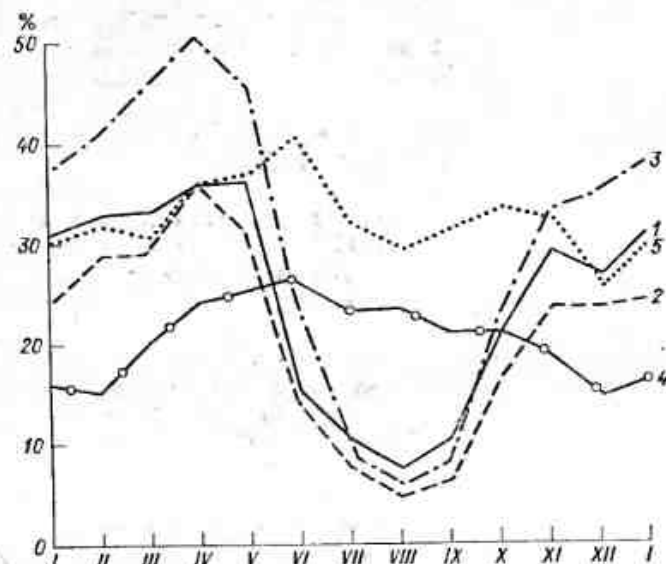


Рис. 1 (3.2.2). Годовой ход повторяемости (%) облаков Ci над южной частью СССР.

1 — Ленинград, 2 — Тамга, 3 — Пенза-Кент, 4 — Атбасар, 5 — Джеты-Кунур.

Азии отдельные массы перистых облаков выносятся далеко на север от их центра.

В соответствии с циклонической природой облаков Ci зимой в январе над Европейской территорией СССР их повторяемость  $N$  (Ci) везде довольно велика и сравнительно одинакова \* — 12—16 %. Над Сибирью она постепенно убывает к востоку — местами до 7 %. Лишь в Омске значение  $N$  (Ci) велико (30 %), что, возможно, связано с хорошо известной регенерацией циклонов за Уралом.

Над Восточной Сибирью распределение  $N$  (Ci) зимой очень неоднородно, что, несомненно, обусловлено различиями в условиях наблюдения Ci в различных секторах сибирского антициклона. Столь же неоднородны, хотя и невелики значения  $N$  (Ci) и над Дальним Востоком, где сочетаются влияние и холодного антициклона,

\* Ниже, в п. 3.2 все климатические данные приведены согласно «Климатическому справочнику СССР», так же как и в п. 3.3.3.2, 3.3.4 и 3.3.5.



и сравнительно теплых морей. Значения  $N(Ci)$  повышены от Хабаровска до Омсукчана и до Усть-Лесной на Камчатке.

На юге СССР, где зимой активен каспийско-гиндукушский климатический фронт со многими теплыми и холодными участками, повторяемость перистых облаков в это время велика. Значение  $N(Ci)$  в январе в Ашхабаде достигает 32 %, в Алма-Ате — 34 % и еще дальше на восток, в Кош-Агаче — 30 %. Примечательно, что на юге Средней Азии увеличение  $N(Ci)$  продолжается до марта — апреля и лишь в мае происходит резкое уменьшение. Эта особенность годового хода  $N(Ci)$  незаметна уже, например, в Северном Казахстане (рис. 1 (3.2.2)).

Летом, в июле, когда траектории многих циклонов проходят значительно севернее, повторяемость  $N(Ci)$  велика лишь над севером Европейской части СССР — в Риге она достигает 45 %.  $N(Ci)$  убывает в Кишиневе и Камышине до 22 % и резко уменьшается на юго-востоке страны — до 8 % в Ашхабаде и 3 % в Кушке.

В Алма-Ате, однако, в области, откуда начинается летний климатический Тянь-Шаньский фронт (называвшийся также алтайская-аянским),  $N(Ci)$  возрастает снова до 37 %. Влияние этого фронта значительно на всем юге Сибири —  $N(Ci)$  достигает 34 % в Минусинске, 56 % в Иркутске и 49 % в Чите. Перистые облака в это время часто отмечаются и над Дальним Востоком:  $N(Ci)$  достигает 44 % во Владивостоке, в области летнего муссона в Восточной Азии, связанного, как известно, с возникновением небольших депрессий над Маньчжурией.

### 3.2.3. Перисто-слоистые облака (Cs)

Ввиду сходства физической природы Cs и Ci мы рассмотрим повторяемость перисто-слоистых облаков  $N(Cs)$ , сравнивая ее с  $N(Ci)$ . Облака Cs, как известно, чаще связаны с теплыми фронтами, чем с холодными, и, так же как и теплые фронты, появляются чаще зимой, нежели летом.

Зимой распределения Cs и Ci приблизительно аналогичны, хотя в общем повторяемость перисто-слоистых облаков несколько меньше, чем перистых ( $N(Cs) < N(Ci)$ ). Особенно мала повторяемость Cs над югом СССР — в Средней Азии и Сибири, где, например, в Чите и Сковородино  $N(Cs) \approx 16 \dots 18$  %. Невелико ( $\approx 6-11$  %) значение  $N(Cs)$  и над Дальним Востоком.

Летом с ослаблением циклонической деятельности Cs в основном уступают место перистым облакам,  $N(Cs)$  в общем мало, а следовательно, мала и вероятность образования больших облачных систем теплых фронтов. Особенно это заметно, конечно, на юге СССР. Лишь в Южной Сибири, возможно, благодаря деятельности Тянь-Шаньского фронта, отмечается местами более высокая повторяемость  $N(Cs)$  — до 14 % в Минусинске и 17 % в Иркутске.

### 3.2.4. Перисто-кучевые облака (Cc)

Перисто-кучевые облака — облака воздушных волн или конвективных ячеек в верхней тропосфере. Они находятся на большой высоте, как и Ci, — несколько ниже тропопаузы. Наблюдаемые сверху, они выглядят иногда как ряды небольших кучевых облаков.

Облака Cc в общем наблюдаются довольно редко, гораздо реже, чем родственные им облака Ci и Cs. В среднем над СССР их повторяемость составляет 0,9 % в январе и 1,8 % в июле. Невелика она над европейской частью СССР (0,6 и 1,4 % соответственно) и лишь немного больше над Западной Сибирью (0,8 и 2,3 %). Летом Cc сравнительно часто наблюдаются над Курильской грядой и над Сахалином ( $N(Cc)$  до 4 %). По их повторяемости выделяется также Ереван (6 % зимой и 8 % летом). Над Средней Азией они наблюдаются очень редко.

Возможно, иногда облака Cc образуются в подветренных воздушных волнах над горами. В частности, над Кавказом при сильном ветре на высотах наблюдался распад крупных чечевицеобразных Ac lent. и образование обширных полей Cc. Можно упомянуть ряд пунктов, где повышенная повторяемость Cc связана с горным рельефом их ближайших окрестностей. К ним относятся, например, Гудаури близ Крестового перевала на Кавказе ( $N(Cc) = 15$  % в апреле) и высокогорная обсерватория Казбеги ( $N(Cc) = 5$  %). Над Урсатьевской, находящейся в горном проходе между отрогами Тянь-Шаня и Туркестанским хребтом,  $N(Cc)$  в мае, в сезон осадков, достигает 11 %. Однако облака Cc из-за малой повторяемости в общем мало пригодны для более подробного анализа динамических условий верхней тропосферы.

### 3.2.5. Высоко-кучевые облака (Ac)

Особое место в физике облаков занимают высоко-кучевые облака. Они появляются при весьма разнообразных макросиноптических процессах и распространены очень широко во всем мире. Вместе с тем высота, на которой они наблюдаются, довольно постоянна (в среднем 3,0—3,5 км в умеренных и высоких широтах и около 5 км в низких).

Облака Ac свидетельствуют, как сказано выше, о возникновении волн Кельвина — Гельмгольца (гравитационно-сдвиговых), развитии в них конвекции (Ac cir.) и превращение их в конвективные ячейки. Последние расположены рядами примерно вдоль направления ветра или в шахматном порядке.

Слой Ac находится обычно под устойчивым слоем атмосферы — предполагают, что собственное излучение слоя облаков способствует развитию инверсии над ним. В среднем стратификация воздуха в слое Ac влажностойчивая, и вертикальные скорости в них в общем невелики.

Повторяемость Ac над территорией СССР везде довольно невелика. Этот факт подтверждает, что их образование может

происходить в разнообразных климатических условиях и над различными подстилающими поверхностями (табл. 1 (1.3.3)).

Летом облака *As* заметно чаще наблюдаются в южных предгорных районах, например в Тбилиси и Алма-Ате (51 %), в Тамге на южном берегу оз. Иссык-Куль (43 %) и в Ленинакане (42 %). Вместе с тем в горных районах распределение *As* очень неоднородно, например над Мын-Жилки и Большим Алма-Атинским озером их повторяемость составляет всего 17 %.

Из табл. 5—6 (1.3.3) видно, что *As* часто наблюдаются летом над Дальним Востоком. Над Камчаткой, в области очень активной циклонической деятельности, *N* (*As*) достигает 52—56 %.

Зимой распределение *As* также обнаруживает важные закономерности. Вероятность *N* (*As*) убывает с понижением температуры (в холодном климате) от 31 % на юге СССР до 13 % в Восточной Сибири (до 9 % в Бодайбо). Однако и в Восточной Сибири в горных районах *As* наблюдаются несколько чаще — в частности, *N* (*As*) = 34 % в Монды (Саянские горы).

Связь *As* с фронтальными облачными системами циклонов обнаруживается, например, в том, что *N* (*As*) увеличивается от 14 % в Астаре на западе Каспийского моря до 25 % в Гасан-Кули в его восточной части, которая совпадает, очевидно, с восточной частью известных каспийских циклонов. Вместе с тем на юге СССР заметно постепенное убывание повторяемости *N* (*As*) с запада на восток — от 42 % в Ереване и 37 % в Карабогазе до 19 % в Хороге и 15 % в Кала-и-Хумбе. Возможно, в этом проявляется их зависимость от затухающих по мере движения на восток циклонических возмущений, характерных для весны и начала лета.

Бросается в глаза существенное уменьшение повторяемости *N* (*As*) зимой в Преображенском (Командорские острова) — до 5 % в ноябре и 4 % в январе. Такая же тенденция отмечается над океаном, примерно в 500 км к востоку от гор Камчатки, в то время как непосредственно над Камчаткой, например на мысе Лопатка, *N* (*As*) зимой достигает 49 %. Возможно, упомянутое уменьшение *N* (*As*) есть отчасти эффект экранирования. В то же время над самой Камчаткой, а также в очень сходных условиях острова Моржовец в Белом море экранирование отсутствует и наблюдаются высокие значения *N* (*As*).

Отметим, что в районе Камчатки местные различия распределения всех форм облаков велики, как нигде в СССР.

### 3.2.6. Высоко-слоистые облака (*As*)

Высоко-слоистые облака представляют для физики облаков значительный интерес, поскольку в них, даже в тонких и прозрачных их слоях, происходит нередко интенсивный рост облачных частиц, образующих снегопад или дождь.

Мы уже отмечали выше важную роль фронтальных процессов, порождающих облачные системы *Ns—As*. Зимой (в январе) с их усилением повторяемость *N* (*As*) почти везде возрастает до 18—30 %. В Салехарде и Енисейске она достигает даже 40 %. Облака *As* часто наблюдаются в Восточной Сибири, где в среднем в это время *N* (*As*) = 21 % и где повторяемость более низких дождевых облаков *N* (*Ns*) сравнительно невелика. Лишь над Дальним Востоком, в области холодного зимнего муссона *N* (*As*) несколько меньше (13 %). Иногда существуют самостоятельные слои *As*, располагающиеся под инверсиями и дающие осадки. Они были описаны А. М. Боровиковым уже в 1948 г. Их лишь условно можно назвать фронтальными [3].

Летом связь между повторяемостью *As* и *Ns* становится несколько теснее, так что  $N(Ns) \approx 0,56N(As)$ . В это время, например, на Камчатке и Чукотке местами значение *N* (*As*) велико и достигает, в частности, в Марково 50 %. В целом над СССР, однако, летом повторяемость *N* (*As*) существенно меньше, чем зимой (в 2—3 раза), а максимальна она над Средней Азией ( $\approx 4$  %).

### 3.2.7. Слоистые облака (*St*)

Слоистые облака представляют собой подынверсионные либо расположенные в вершине пограничного слоя облака, которые лишены волновой структуры.

Поскольку в нижних облачных слоях довольно редко отсутствует волновое строение, повторяемость облаков *St* сравнительно невелика. Среднее взвешенное ее значение составляет над СССР около 6 % и зимой, и летом.

Зимой (в январе) повторяемость *St* несколько возрастает над Европейской территорией СССР (до 19 %) и над Средней Азией (до 11 %). Она очень мала в Сибири и на Дальнем Востоке (около 1 %) и несколько увеличивается во влажном и неустойчивом климате Камчатки (до 9 %).

Летом (в июле) повторяемость *St* мала повсюду, в том числе и над западной частью СССР. Особенно мала она над Средней Азией (0,1 %), а в целом над всей территорией СССР за исключением Дальнего Востока она равна 2,8 %. Однако в муссонном влажном климате Дальнего Востока слоистые облака наблюдаются очень часто — повторяемость их тут достигает 21 %.

Поскольку в летний сезон повторяемость слоисто-кучевых облаков, которые также являются подынверсионными, в общем существенно больше, чем зимой, то ясно, что летом уменьшение повторяемости *St* связано именно с усилением конвекции или волновых процессов в атмосфере, приводящих к преобразованию *St* в *Sc*.

Это замечание не касается, очевидно, Средней Азии, где из-за сухости климата и *St* и *Sc* летом образуются редко.



## 3.2.8. Слоисто-кучевые облака (Sc)

Слоисто-кучевые облака, как и St, являются обычно подынверсионными и возникают чаще всего в верхней части пограничного слоя атмосферы — на высотах иногда до 1,5—2,0 км. Однако Sc имеют характерную волновую или ячейковую структуру. Слоисто-кучевые облака наблюдаются очень часто, являясь весьма распространенной формой облаков в широком диапазоне климатов СССР. Хотя их повторяемость и значительно выше повторяемости слоистых облаков St, но в целом изменении  $N(St)$  и  $N(Sc)$  от одной области СССР к другой сходны.

Отметим, что облака Sc часто связаны с промежуточными антициклонами, возникающими при волновой деятельности на атмосферных фронтах.

Зимой повторяемость слоисто-кучевых облаков  $N(Sc)$  существенно повышена на западе СССР (23 %), велика над Кавказом (32 %) и сравнительно велика над Средней Азией (17 %), где в это время, как уже было сказано, проходят многие циклонические серии. Значение  $N(Sc)$  мало в Сибири и невелико на Дальнем Востоке при зимнем сухом муссоне. В циклоническом климате Камчатки  $N(Sc)$  снова существенно возрастает.

Летом  $N(Sc)$  в отличие от повторяемости St в общем возрастает по сравнению с зимой. Это вполне объяснимо, поскольку неустойчивость пограничного слоя в это время года гораздо больше и развитие влажной конвекции вплоть до образования Sc cu, в нем гораздо более вероятно.

Отметим, что летом над континентальной частью СССР местные различия  $N(Sc)$  аналогичны различиям  $N(Cu)$ . Физическая связь двух форм конвекции в Sc и Cu ясна; эта связь теснее в сезон, когда пограничный слой хорошо сформирован и отличается заметной неустойчивостью.

От других областей СССР летом в этом отношении отличается лишь Средняя Азия, где Sc и Cu наблюдаются сравнительно редко главным образом из-за большой сухости пограничного слоя.

## 3.2.9. Кучевые (Cu) и кучево-дождевые (Cb) облака

Как уже было сказано, эти две важные в физическом отношении формы облаков связаны синоптическим и термодинамическим процессами особого типа — с конвекцией в неустойчивой атмосфере. Образованию их способствуют высокая температура и влажность воздуха, наличие конвергенции течений близ фронтов и окклюзий, а также большие неоднородности подстилающей поверхности и горные хребты.

В континентальном климате (см. табл. 1 (1.3.3) и 1 (3.2.9)) амплитуда годового хода повторяемости  $N(Cu)$  кучевых облаков Cu очень велика. Зимой наблюдается минимум  $N(Cu)$ , который

особенно глубок для наиболее континентальных климатов Сибири (см. табл. 1 (1.3.3)) и Средней Азии, и не столь выражен на Кавказе и на Дальнем Востоке, климат которого имеет морские черты. В среднем по СССР зимой  $N(Cu)$  составляет 2,0 %.

Количество кучевых облаков начинает возрастать уже в марте и достигает максимума в июне или июле. Летом их повторяемость везде велика (в июле в Курске 33 %, в Чите 23 %), в том числе

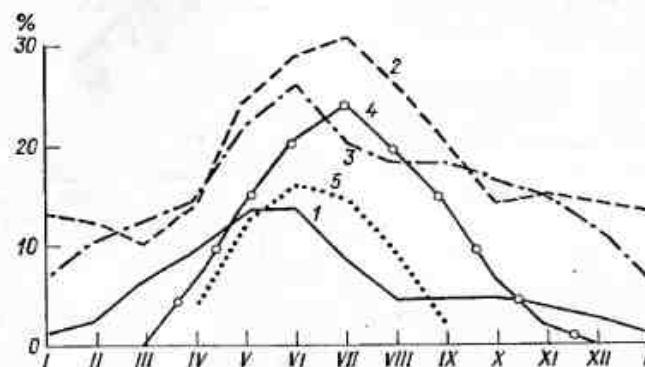


Рис. 1 (3.2.9). Годовой ход повторяемости облаков Cb над югом СССР.

1 — Ленинабад, 2 — Пенджикент, 3 — Душанбе, 4 — Ашгабат, 5 — Джеты-Койунур.

и на Кавказе (Гагра 37 %). Они редки в морском климате Камчатки (Усть-Лесная 2 %). В средней Азии их повторяемость мала (Ургенч 7 %, Кушка 2 %), конечно, из-за большой сухости воздуха. В предгорьях, однако, повторяемость Cu резко возрастает (достигая в Алма-Ате 33 %). Осенью  $N(Cu)$  повсюду довольно быстро уменьшается.

На рис. 1, 2 (3.2.9) и в табл. 1 (1.3.3) и 2 (3.2.9) представлен также годовой ход и географическое распределение  $N(Cb)$ , в об-

Таблица 1 (3.2.9)

Годовой ход повторяемости (%) кучевых облаков

| Пункт         | Месяц |     |     |    |    |    |     |      |    |   |     |     | Год |
|---------------|-------|-----|-----|----|----|----|-----|------|----|---|-----|-----|-----|
|               | I     | II  | III | IV | V  | VI | VII | VIII | IX | X | XI  | XII |     |
| Курск         | 0,7   | 0,3 | 5   | 16 | 25 | 31 | 33  | 24   | 17 | 7 | 3   | 1   | 14  |
| Богородицкое  | 0,2   | 0,7 | 2   | 11 | 16 | 21 | 22  | 17   | 13 | 6 | 1   | 0,4 | 9   |
| Ашгабат       | 0,1   | 0,1 | 0,7 | 6  | 14 | 19 | 18  | 14   | 8  | 3 | 0,7 | 0,1 | 7   |
| Джеты-Койунур | 0,2   | 0,7 | 5   | 11 | 16 | 23 | 23  | 17   | 10 | 6 | 3   | 0,6 | 10  |
| Матуга        | 2     | 4   | 8   | 6  | 4  | 2  | 3   | 2    | 5  | 9 | 7   | 4   | 5   |
| Ленинабад     | 2     | 3   | 7   | 11 | 18 | 25 | 16  | 10   | 7  | 5 | 2   | 2   | 9   |





охотских и алеутских циклонов, весьма активных в этот сезон. В рассматриваемой области  $N(Cb) \gg N(Cu)$  (количество кучевых облаков в Матуа весь год всего 2—9 %), т. е. конвекция почти всегда развивается до стадии оледенения вершин  $Cb$ . Летом в отсутствии адвекции холодного воздуха облака  $Cb$  здесь наблюдаются редко.

Природу этой исключительно интересной климатической области с сильной зимней конвекцией еще следует подробнее изучить. Заметим, что она отличается и интенсивными зимними снегопадами, при которых, например, на Камчатке, за одни сутки выпадает до 115 см снега. Ливневые зимние снегопады отмечаются и на севере Японии.

Другая область с максимумом повторяемости  $Cb$  зимой имеется на крайнем севере Мурманской области — от Вайда-губы до Орловского маяка, но ее размеры и значение максимума меньше, а грозовая активность слабее, чем на востоке. В Диксоне этот эффект уже отсутствует.

Более детальное представление о территориальном распределении повторяемости облаков  $Cb$  в теплый период года (апрель—октябрь) дает рис. 2 (3.2.9).

### 3.2.10. Грозы над СССР

Анализ условий конвекции можно уточнить при помощи данных о грозах. Гроза возникает при интенсивно протекающем процессе конденсации в мощном  $Cb$  с оледеневающей вершиной. Таким образом, в целом и географическое распределение, и сезонные изменения повторяемости гроз и  $Cb$  сходны.

В соответствии с рис. 1 (3.2.9) общей высокой повторяемостью гроз отличается Кавказ — как его горные районы, так и побережье. Так, в Ахалкалаки в июне  $N_T = 15$ , в среднем за год  $N_T = 56$ , а в отдельные годы  $N_T$  достигала 77. На Ачишхо (возвышенность близ Сочи,  $h = 1890$  м) среднее годовое значение  $N_T$  равно 54 (с максимумом  $N_T = 91$ ), на Северном Кавказе в Бермамыте  $N_T = 77$  и т. д. В Средней Азии, наоборот, грозы редки, и в среднем за год в Ташкенте  $N_T = 15$  и в Кушке  $N_T = 10$ .

На равнине европейской части СССР среднее годовое значение  $N_T$  составляет в Вильнюсе 27, в Киеве 25, в Москве 23, т. е. различаются не столь существенно, как значения  $N(Cb)$ . На севере  $N_T$  убывает — до 5 в Мурманске и до 1 в Диксоне.

В Восточной Сибири, для которой характерен сложный благоприятный для местного развития конвекции рельеф, значение  $N_T$  может быть летом повышено — в Тынде в июле  $N_T = 9$ , в Томске  $N_T = 8$ . Такие же значения отмечаются и на юге Сибири — в Ак-Кеме и Кызыле, хотя этот район (см. выше) и отличается большей повторяемостью  $Cb$ . Однако среднее годовое значение  $N_T$  здесь везде невелико из-за краткости теплого сезона.

В упомянутой выше области усиленной зимней конвекции на юге Камчатки и над Курильскими островами ( $N(Cb)$  до 74 %) повторяемость гроз, наоборот, очень мала — с ноября по апрель их практически не бывает. Среднее за год число гроз  $N_T$  в Петропавловске составляет 0,4, на мысе Лопатка 0,5, в Никольском

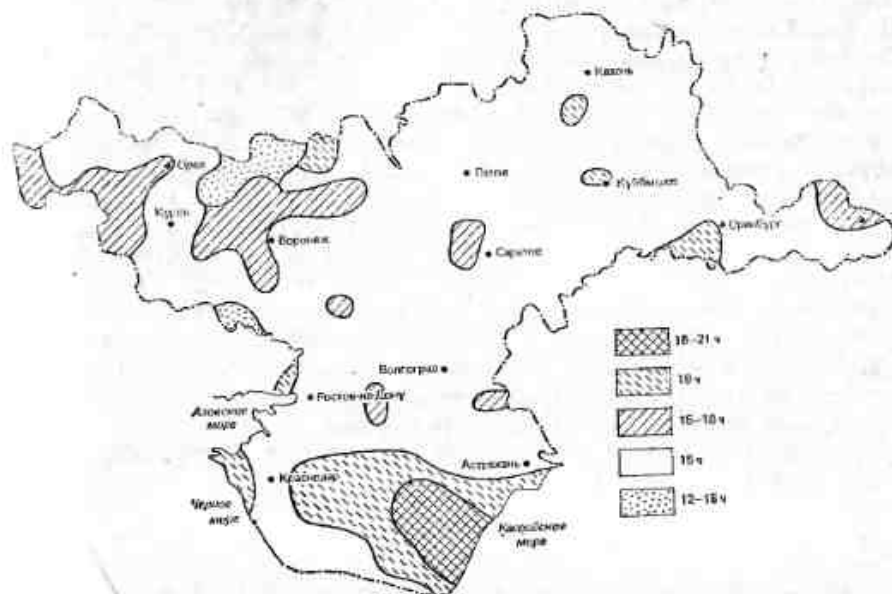


Рис. 1 (3.2.10). Время наибольшей повторяемости гроз (по данным Ю. А. Довгалюк).

(остров Беринга) — 1. Очевидно, зимние  $Cb$  тут никогда не развиваются достаточно высоко, чтобы перейти в стадию грозовых.

На Дальнем Востоке число гроз возрастает от берега в глубь континента. Так, в Николаевске среднее за год число гроз равно 7, в Хабаровске — 18, в Охотске — 2, в Арке (всего в 110 км от Охотска) — 8.

На рис. 1 (3.2.10) пояснен суточный ход гроз над СССР: видно, что для северных районов типичны ранние грозы (между 12 и 15 ч), для горных районов Кавказа, наоборот, поздние, вечерние грозы (18—21 ч).

### 3.2.11. Распределение гроз по земному шару

Распределение повторяемости гроз по земному шару чрезвычайно разнообразно: величина  $N_T$  зависит от широты, влияния океана и материков и, главное, орографии [6].

Отметим вначале, что над равнинами Северной Америки — в условиях, сходных с условиями равнинной части СССР, — повторяемость гроз столь же велика, как над западной частью СССР.

Например, в Эдмонтоне в Канаде годовое  $N_T=29$ , и уменьшается до 5 в Фербенксе, Аляска, и до 1 в Годтхобе, Гренландия.

Наиболее морские климаты Западной Европы отличаются пониженным годовым  $N_T$  по сравнению с более континентальными. В Дублине и Копенгагене, например,  $N_T=9$ , а в Мюнхене  $N_T=32$ . В области Средиземного моря  $N_T$  распределено крайне неравномерно — от 32 в Ницце до 2,5 на острове Кипр и 2 в Каире.

Области холодных морских течений на всем земном шаре отличаются очень малой повторяемостью гроз. Так, в районе Лабрадорского течения  $N_T$  уменьшается в Сен-Пьере у берегов Канады до 5, в области Калифорнийского течения — до  $N_T=2$  в Сан-Франциско, в области Чилийского — до  $N_T=0,5$  в Сант-Яго и т. д.

В тропической зоне конкуренция морских и орографических влияний на грозы очень сильна. Над небольшими островами в океане, расположенными вдали от материков, грозы отмечаются редко. Так, в Тихом океане на острове Ниуэ  $N_T=1$ , на острове Кантон  $N_T=9$  несмотря на близость зоны внутритропической конвергенции. С приближением к континенту, однако,  $N_T$  гигантски возрастает, в частности в Сингапуре до 152.

Очень высокими значениями  $N_T$  отличается западно-африканская область муссонов — от Конакри в Гвинее ( $N_T=120$ ) до низовьев Конго—Браззавиля ( $N_T=144$ ). Значения  $N_T$  так же велики и в странах, более удаленных от берега; например, в Банги  $N_T=151$ . Очень часты грозы и там, где их развитию способствует рельеф — в Бужумбуре  $N_T=140$ , а в Кампале в Уганде на берегу озера Виктория,  $0^{\circ}20'$  с. ш.) отмечено рекордное значение  $N_T=242$ . Грозы особо часты тут в равнинности, когда высота Солнца максимальна. Здесь, по-видимому, озерный бриз приводит к смещению зоны гроз днем дальше от берега, и в Кампале поэтому, несмотря на огромное число наблюдаемых (вдали) гроз, среднее годовое количество осадков относительно невелико и составляет 1190 мм.

### 3.3. Степень покрытия небосвода облаками

#### 3.3.1. Роль масштабов осреднения в статистике покрытия небосвода облаками

Обычно облачность  $N$  измеряется в баллах по 10-балльной системе.\* При этом 1 балл соответствует покрытию 10 % небосвода, видимого с поверхности Земли выше  $15^{\circ}$  над горизонтом. Простое, на первый взгляд, выражение «облачность 3 балла», которое означает, что выше  $15^{\circ}$  над горизонтом 30 % небосвода закрыто

\* В США нередко публикуются работы, в которых облачность измеряется по 8-балльной системе.

облаками, при ближайшем рассмотрении оказывается довольно неопределенным. В частности, здесь не говорится о степени покрытия той или иной части небосвода. Действительно, в ряде случаев (например, для оптического телескопа) важно знать, встретит луч на своем пути облако или нет. Для него небосвод либо закрыт облаком (10 баллов) либо открыт (0 баллов), другого варианта быть не может. Если речь идет о радиационном балансе, то важно знать, какая доля  $N$  небосвода закрыта облаками.

Степень (доля) покрытия облаками той или иной площади  $S$  небосвода (обозначим ее  $P_S$ ) зависит от размеров этой площади. Если  $P$  измерять в долях единицы, то очевидно, что  $P=0,1N$ , если в процентах, то  $P=10N$ . Степень покрытия небосвода в зените  $P_0$  для любой точки земного шара может быть, следовательно, равна либо 0, либо 1. Вероятность  $F(P_0)$  может быть описана следующей формулой:

$$F(P_0) = \begin{cases} \alpha_1 & \text{при } P_0 = 0, \\ \alpha_2 & \text{при } P_0 = 1, \\ 0 & \text{при } P_0 \neq 0 \text{ и } P_0 \neq 1. \end{cases} \quad (1)$$

Иными словами,  $F(0)=\alpha_1$  и  $F(1)=\alpha_2$ . Во всех других случаях ( $P_0 \neq 0$  и  $P_0 \neq 1$ )  $F(P_0)=0$ . Коэффициенты  $\alpha_1$  и  $\alpha_2=1-\alpha_1$  характеризуют вероятность ясного неба над данной точкой и вероятность наличия там облачности соответственно. Таким образом, направленный вверх луч лазера с вероятностью  $\alpha_1$  не встретит на своем пути облако и с вероятностью  $\alpha_2=1-\alpha_1$  упрется в облако. В общем случае, однако, когда мы наблюдаем некоторый участок небосвода  $S$ , степень его закрытия  $P_S$  может быть равна любому числу от 0 до 1. При малых  $S$  кривая  $f(P_S)$  имеет две вершины, т. е.  $U$ -образный вид. По мере увеличения площади осреднения  $S$  плотность  $f(P_S)$  будет уменьшаться на краях интервала (0, 1) и расти в его середине.

Зависимость плотности распределения количества облаков  $f(P_S)$  от размера рассматриваемого участка небосвода хорошо видна из табл. 1 и 2 (3.3.1). По ним можно проследить, как с ростом  $S$  постепенно бимодальная  $U$ -образная форма кривой путем сближения, а затем слияния двух мод в одну трансформируется в колоколообразную. Максимум функции  $f$  приходится тогда на некоторое значение  $P_{S_{\text{mod}}}$ , которое может меняться в зависимости не только от масштаба осреднения  $S$ , но и, несомненно, от района наблюдений и сезона. Для всего небосвода в целом  $P_{\text{mod}} \approx 0,6$  и слабо меняется в течение года (см. табл. 1 (3.3.2)).

Облачные системы, скопления и отдельные облака могут быть весьма различных размеров. Они могут занимать большую или меньшую площадь, ту или иную долю поля зрения наблюдателя, находящегося на поверхности Земли. На уровне низких облаков ( $z=1,5$  км) диаметр осматриваемой наблюдателем с Земли области выше  $15^{\circ}$  над горизонтом  $d_1$  составляет около 10 км, а на



Таблица 1 (3.3.1)

Повторяемость (%) количества облаков  $N$  в различные сезоны года над Европейской частью СССР (по [11])

| S        | Сезон | N баллы |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |
|----------|-------|---------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
|          |       | 0       | 1  | 2  | 3  | 4  | 5  | 6  | 7  | 8  | 9  | 10 |
| 0        | Л     | 74      | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 26 |
|          | О     | 51      | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 49 |
|          | З     | 33      | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 67 |
|          | В     | 51      | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 0  | 49 |
| 0,5×0,5° | Л     | 50      | 12 | 10 | 2  | 1  | 0  | 1  | 2  | 2  | 9  | 11 |
|          | О     | 35      | 7  | 7  | 2  | 2  | 1  | 3  | 3  | 2  | 14 | 24 |
|          | З     | 17      | 6  | 5  | 2  | 3  | 2  | 4  | 4  | 4  | 16 | 38 |
|          | В     | 34      | 7  | 7  | 2  | 3  | 2  | 2  | 3  | 4  | 12 | 24 |
| 1×1°     | З     | 11      | 7  | 5  | 5  | 4  | 2  | 4  | 6  | 8  | 18 | 29 |
|          | В     | 26      | 10 | 8  | 5  | 5  | 2  | 3  | 5  | 5  | 13 | 18 |
|          | Л     | 39      | 18 | 9  | 6  | 2  | 1  | 2  | 2  | 3  | 9  | 9  |
|          | О     | 26      | 10 | 7  | 5  | 4  | 2  | 4  | 4  | 5  | 17 | 16 |
| 2×2°     | З     | 7       | 6  | 5  | 7  | 6  | 3  | 5  | 9  | 10 | 22 | 20 |
|          | В     | 19      | 11 | 8  | 7  | 7  | 4  | 4  | 7  | 8  | 14 | 11 |
|          | Л     | 24      | 24 | 12 | 9  | 4  | 2  | 2  | 3  | 5  | 9  | 4  |
|          | О     | 16      | 12 | 9  | 9  | 5  | 3  | 4  | 6  | 8  | 18 | 9  |
| 4×4°     | З     | 4       | 5  | 5  | 7  | 7  | 6  | 8  | 11 | 14 | 23 | 11 |
|          | В     | 11      | 10 | 10 | 10 | 8  | 6  | 6  | 9  | 12 | 14 | 4  |
|          | Л     | 12      | 27 | 15 | 14 | 6  | 3  | 3  | 4  | 7  | 8  | 1  |
|          | О     | 8       | 13 | 9  | 12 | 7  | 5  | 6  | 8  | 11 | 16 | 3  |
| 6×6°     | З     | 2       | 3  | 5  | 8  | 8  | 6  | 10 | 14 | 17 | 20 | 6  |
|          | В     | 7       | 9  | 9  | 12 | 10 | 8  | 9  | 12 | 12 | 11 | 1  |
|          | Л     | 5       | 25 | 18 | 15 | 10 | 5  | 4  | 5  | 6  | 6  | 0  |
|          | О     | 4       | 10 | 10 | 13 | 11 | 7  | 9  | 10 | 13 | 11 | 1  |
| 8×8°     | З     | 2       | 2  | 4  | 8  | 9  | 8  | 11 | 17 | 18 | 19 | 3  |
|          | В     | 5       | 6  | 9  | 14 | 12 | 9  | 11 | 14 | 10 | 10 | 0  |
|          | Л     | 2       | 20 | 20 | 18 | 12 | 6  | 5  | 5  | 8  | 3  | 0  |
|          | О     | 2       | 7  | 10 | 15 | 13 | 8  | 10 | 14 | 12 | 8  | 0  |
| 10×10°   | З     | 1       | 2  | 3  | 9  | 10 | 8  | 12 | 19 | 18 | 17 | 2  |
|          | В     | 5       | 5  | 7  | 14 | 14 | 9  | 14 | 14 | 10 | 8  | 0  |
|          | Л     | 2       | 16 | 19 | 23 | 12 | 8  | 6  | 6  | 7  | 2  | 0  |
|          | О     | 2       | 4  | 8  | 16 | 15 | 10 | 12 | 15 | 11 | 5  | 0  |

уровне перистых облаков ( $z=9$  км)  $d_2=60$  км. При этом, поскольку размер больших облачных систем существенно превышает значения  $d_1$  и  $d_2$ , наблюдатель при отсутствии кучевых облаков небольшого размера гораздо чаще отмечает  $N=10$  (и соответственно  $N=0$ ), чем, например,  $N=3, 4, 5$ . Соответственно и плотности распределения  $f_m(P_S)$  при малых  $S$  ( $10^4-10^5$  км<sup>2</sup>)

Таблица 2 (3.3.1)

Повторяемость (%) среднегодовых значений количества облаков  $N$  для земного шара в целом при разных площадях осреднения  $S$  [9]

| S      | N баллы |    |    |    |    |   |    |    |    |    |    |
|--------|---------|----|----|----|----|---|----|----|----|----|----|
|        | 0       | 1  | 2  | 3  | 4  | 5 | 6  | 7  | 8  | 9  | 10 |
| 0°     | 52      | 0  | 0  | 0  | 0  | 0 | 0  | 0  | 0  | 0  | 48 |
| 1×1°   | 26      | 11 | 7  | 5  | 4  | 2 | 3  | 4  | 5  | 14 | 18 |
| 4×4°   | 9       | 14 | 10 | 11 | 7  | 6 | 6  | 8  | 11 | 15 | 5  |
| 10×10° | 2       | 7  | 9  | 16 | 13 | 9 | 11 | 14 | 12 | 8  | 0  |

обычно имеют U-образный вид. При наблюдениях со спутника доля общей площади, занятой облаками (облачными «пятнами») также будет зависеть от размера просматриваемых квадратов земной поверхности. При просматривании больших участков вероятность того, что облачная система займет весь такой участок, естественно, убывает с ростом его размеров. Одновременно убывает вероятность того, что весь участок окажется безоблачным (см. табл. 1 (3.3.1)), и возрастает вероятность промежуточных значений  $N=3...7$ . Эти методические замечания следует всегда иметь в виду при анализе данных о количестве облаков, наблюдаемых тем либо другим способом, с Земли или со спутников.

Как видно из табл. 1 (3.3.1), по мере увеличения масштабов осреднения  $S$  кривая  $f(P_S)$  становится одномодальной с максимумом примерно на участке  $P$  от 4 до 7 баллов. Судя по табл. 1 и 2 (3.3.1), это происходит при  $S > 10 \times 10^6$ , т. е. бимодальность распределения  $f(P)$  сохраняется при осреднении наблюдений на масштабах во всяком случае вплоть до  $S=10 \times 10^6$ . В отдельных регионах значения мод могут, конечно, существенно отличаться друг от друга, вплоть до приобретения кривой J-образного (или обратного ему i-образного) вида, а переход к одномодальному спектру происходит при других, нередко заметно меньших масштабах осреднения.

Наконец, следует отметить, что в распределении не мгновенных, а среднемесячных и т. д. значений степени покрытия небосвода облаками  $\bar{N}$  наблюдается аналогичная тенденция —  $f_S(N)$  при большом периоде осреднения трансформируется из U-образного или бимодального в куполообразный.

В последние годы, кроме традиционных способов описания повторяемости различных степеней покрытия небосвода облаками с помощью таблиц и карт с изолиниями  $\bar{N}$ , обращаются к различным эмпирическим соотношениям. Такое описание позволяет сжать информацию и вместо многочисленных таблиц и карт ограничиться сведениями об изменчивости параметров распределения.

Полагая, что плотность распределения  $f_M(P)$  имеет  $U$ -образный вид (точнее, имеет максимумы, расположенные точно на концах интервала  $(0, 1)$  и минимум при промежуточном значении  $P$ ) или колоколообразный вид (один максимум внутри интервала  $(0, 1)$ ), некоторые авторы [14] предлагают параметризовать ее бета-распределением (см. п. 3.2.4), полагая

$$f_M(P) = \frac{\Gamma(\alpha + \beta)}{\Gamma(\alpha)\Gamma(\beta)} P^{\alpha-1} (1-P)^{\beta-1}. \quad (2)$$

Параметры  $\alpha$  и  $\beta$ , естественно, должны зависеть от масштаба осреднения  $S$  и региона (пункта  $M$ ). При  $\alpha > 1$  и  $\beta > 1$  над пунктом не отмечается ясного неба ( $f(0)=0$ ) или сплошной облачности ( $f(1)=0$ ); в целом  $f(P)$  имеет колоколообразный вид с нулевыми значениями на краях интервала  $(0, 1)$ . При  $\alpha > 1$  и  $\beta < 1$  чаще всего пасмурно (кривая  $f_M(P)$  имеет  $J$ -образный вид), при  $\alpha < 1$  и  $\beta > 1$ , наоборот, чаще всего ясно ( $f_M(P)$  имеет вид  $i$ , т. е. перевернутой  $J$ ). При  $\alpha < 1$  и  $\beta < 1$  обычно либо ясно, либо сплошная облачность ( $U$ -образный вид кривой  $f_M(P)$ ).

В [14] по спутниковым данным наблюдений в 10 224 точках земного шара за 45 мес были рассчитаны (по радиационным характеристикам) некоторые средние за день значения  $P$  при  $S = 2,5 \times 2,5^\circ$ . Затем в этих точках были построены кривые распределения  $f(P)$  для каждого из сезонов года. Кривые  $f(P)$  аппроксимировались бета-распределением (3), параметры которого  $\alpha$  и  $\beta$  определялись по моментам распределения  $f(P)$ . Диапазон значений  $\alpha$  был разбит на участки  $(0; 1)$ ,  $(1; 1,5)$ ,  $(1,5; 2)$ ,  $(2; 3)$ , а диапазон  $\beta$  на участки  $(0; 2)$ ,  $(2; 4)$  и  $(4; 6)$ , и для каждого сезона строилась карта земного шара, на которой области, с тем или иным диапазоном значений  $(\alpha, \beta)$  закрашивались своим цветом (или покрывались своими условными значками). Полученные таким образом карты позволяют получить представление о регионах земного шара со сходным характером кривых распределения степени покрытия небосвода облаками. Согласно приведенным в [14] рисункам, кривые плотности распределения  $f(P_S)$  имеют во все сезоны в основном одномодальный вид. Эти данные относятся к  $S = 2,5 \times 2,5^\circ$  и, как видим, не согласуются с данными табл. 1 и 2 (3.3.1), построенным по результатам непосредственного анализа спутниковых фотографий облачного покрова. Напомним, что по данным, приведенным в указанных таблицах, одномодальный характер кривых  $f(P_S)$  преобладает при площадях осреднения  $S$  не менее  $10 \times 10^\circ$ . Отсюда следует, что многочисленные результаты обобщения данных о степени покрытия небосвода облаками, полученные по спутниковым материалам на основе анализа радиационных характеристик, могут отличаться от результатов прямого анализа спутниковых изображений.

Сведения о степени покрытия небосвода облаками, основанные на данных самолетного зондирования, соответствуют  $S \approx$

$\approx 10^3 \text{ км}^2$  и, возможно, завышают значения  $N$  на 1 балл, так как наблюдатель в момент обзора находится слишком близко к облачному покрову. Аналогичное завышение  $N$  имеет место при сравнении данных наземных и спутниковых наблюдений. По данным наземных наблюдений количество облачности может быть на 1—2 балла больше, чем по спутниковым данным.

Кроме бета-распределения, существуют и другие распределения, с помощью которых можно аппроксимировать функцию  $f(P_S)$ . Так, в [1] предложено для этой цели модифицированное нормальное распределение.

В общем виде для любого региона  $M$  земного шара, функцию распределения  $f_M(P_S)$  можно представить как сумму трех функций (позволяющих аппроксимировать все главные формы распределения):

$$f_M(P_S) = \alpha_{1M}(S) f_1(P_S) + \alpha_{2M}(S) f_2(P_S) + \alpha_{3M}(S) f_3(P_S). \quad (3)$$

В качестве функций  $f_i$  могут быть использованы те или иные классы распределений (например, бета-распределение, логарифмически нормальные или усеченные нормальные распределения). Пока не известны попытки представить  $f_M(P_S)$  в таком виде и тем более нет данных о возможных параметрах распределений  $\alpha_{1M}$ ,  $\alpha_{2M}$ ,  $\alpha_{3M}$ , для разных  $M$  и  $S$  и параметров  $f_i$ -распределений.

### 3.3.2. Распределение среднемесячных значений среднего покрытия небосвода облаками по земному шару

Среднее количество облаков ( $\bar{N}$  баллы) — весьма важная характеристика климата, теплового баланса, общей циркуляции атмосферы; данные об  $\bar{N}$  необходимы для изучения облачных явлений в целом. В свою очередь  $\bar{N}$  зависит от динамических явлений в атмосфере и их изменений с сезоном, от характерных траекторий циклонов, существования линий сходимости.

Детальное представление о средней общей облачности над земным шаром в зависимости от широты и сезона дают табл. 1—7 (3.3.2), заимствованные из [1, 2, 10], а также рис. 1 (3.3.2) [8]. Отметим, что таблицы 1, 6, 7 составлены по данным наземных и судовых наблюдений, табл. 2 — по результатам спутниковых исследований ( $A$  полагалось равным 0,60) [1], табл. 3—5 — по спутниковым фотографиям [10].

Для практического использования данных об  $\bar{N}$  мы приводим здесь табл. 1 (3.3.2), составленную Т. Г. Берлянд и др. [2] по наземным наблюдениям около 2500 метеорологических станций на материках и океанах.

Имеются также и таблицы О. А. Авасте и др. [1], характеризующие облачность в зоне  $45^\circ \text{ с. ш.} - 45^\circ \text{ ю. ш.}$  за 1974—1977 гг. по данным наблюдений со спутника НУОА, значения  $N$  в которых

Годовой ход средних зональных значений количества облаков  $N$  (баллы) (по [2])

Таблица 1 (3.3.2)

| Зона               | I   | II  | III | IV  | V   | VI  | VII | VIII | IX  | X   | XI  | XII | Год |
|--------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|
| Над сушей          |     |     |     |     |     |     |     |      |     |     |     |     |     |
| 80—70° с. ш.       | 5,6 | 5,6 | 5,1 | 5,7 | 7,0 | 7,2 | 7,3 | 7,2  | 7,7 | 7,4 | 6,3 | 5,3 | 6,5 |
| 70—60              | 6,3 | 6,1 | 5,9 | 6,2 | 7,1 | 7,1 | 7,1 | 7,3  | 7,8 | 7,8 | 6,9 | 6,5 | 6,8 |
| 60—50              | 6,3 | 6,1 | 6,1 | 6,5 | 6,7 | 6,7 | 6,6 | 6,6  | 6,8 | 7,1 | 7,0 | 6,7 | 6,6 |
| 50—40              | 5,7 | 5,8 | 5,9 | 6,1 | 5,9 | 5,5 | 5,0 | 4,7  | 4,7 | 5,1 | 5,8 | 6,1 | 5,5 |
| 40—30              | 5,1 | 5,0 | 5,0 | 4,9 | 4,5 | 3,9 | 3,8 | 3,7  | 3,4 | 3,5 | 4,0 | 4,7 | 4,3 |
| 30—20              | 3,7 | 3,6 | 3,7 | 3,6 | 3,6 | 3,7 | 4,0 | 4,2  | 3,7 | 3,0 | 3,4 | 3,6 | 3,7 |
| 20—10              | 3,5 | 3,6 | 3,8 | 4,0 | 4,6 | 5,2 | 6,0 | 6,2  | 5,6 | 4,1 | 3,9 | 3,6 | 4,5 |
| 10—0               | 5,4 | 5,6 | 6,0 | 6,6 | 6,7 | 6,7 | 6,9 | 7,1  | 6,7 | 6,0 | 5,8 | 5,1 | 6,2 |
| 0—10° ю. ш.        | 7,2 | 7,3 | 7,3 | 6,8 | 6,4 | 5,6 | 5,0 | 5,4  | 6,0 | 6,2 | 6,8 | 7,0 | 6,4 |
| 10—20              | 6,4 | 6,3 | 6,0 | 5,4 | 4,0 | 3,3 | 3,1 | 3,0  | 4,2 | 5,2 | 5,7 | 5,3 | 4,8 |
| 20—30              | 4,5 | 4,5 | 4,3 | 3,8 | 3,5 | 3,3 | 3,0 | 2,7  | 3,2 | 3,9 | 4,1 | 4,2 | 3,8 |
| 30—40              | 3,9 | 3,4 | 3,7 | 3,8 | 4,7 | 4,8 | 4,7 | 3,9  | 3,9 | 4,2 | 3,8 | 3,8 | 4,1 |
| 40—50              | 4,9 | 5,3 | 4,9 | 5,4 | 6,6 | 6,1 | 5,8 | 5,9  | 5,9 | 5,3 | 5,9 | 5,8 | 5,6 |
| 50—60              | —   | —   | —   | —   | —   | —   | —   | —    | —   | —   | —   | —   | —   |
| 60—70              | 7,1 | 6,7 | 6,7 | 6,5 | 5,8 | 5,7 | 5,9 | 6,4  | 6,4 | 6,4 | 6,2 | 6,3 | 6,3 |
| 70—80              | 6,2 | 6,3 | 6,4 | 5,7 | 5,0 | 4,9 | 5,0 | 5,7  | 5,8 | 6,2 | 5,8 | 6,2 | 5,7 |
| 80—90              | 5,4 | 5,7 | 5,9 | 4,5 | 4,2 | 4,1 | 3,9 | 5,0  | 5,0 | 5,0 | 5,4 | 5,7 | 5,0 |
| Северное полушарие | 5,2 | 5,5 | 5,2 | 5,4 | 5,6 | 5,5 | 5,6 | 5,6  | 5,5 | 5,3 | 5,3 | 5,2 | 5,4 |
| Южное полушарие    | 5,9 | 5,9 | 5,8 | 5,3 | 4,8 | 4,4 | 4,2 | 4,4  | 4,9 | 5,3 | 5,4 | 5,6 | 5,2 |
| Суша в целом       | 5,4 | 5,4 | 5,4 | 5,4 | 5,3 | 5,2 | 5,1 | 5,2  | 5,3 | 5,3 | 5,4 | 5,3 | 5,3 |
| Над океаном        |     |     |     |     |     |     |     |      |     |     |     |     |     |
| 90—80° с. ш.       | 5,3 | 5,2 | 5,3 | 5,7 | 7,7 | 8,5 | 8,7 | 9,0  | 8,8 | 8,0 | 6,2 | 5,4 | 7,0 |
| 80—70              | 6,0 | 5,9 | 5,7 | 6,3 | 7,7 | 8,0 | 8,1 | 8,4  | 8,5 | 8,1 | 6,8 | 6,0 | 7,1 |
| 70—60              | 7,0 | 6,8 | 6,8 | 7,0 | 7,6 | 7,7 | 7,7 | 7,8  | 8,0 | 7,8 | 7,4 | 7,1 | 7,4 |
| 60—50              | 7,6 | 7,5 | 7,5 | 7,7 | 8,1 | 8,2 | 8,3 | 8,1  | 7,8 | 7,6 | 7,7 | 7,7 | 7,8 |
| 50—40              | 7,5 | 7,4 | 7,3 | 7,5 | 7,7 | 7,9 | 7,7 | 7,4  | 7,1 | 7,0 | 7,2 | 7,4 | 7,4 |
| 40—30              | 6,5 | 6,6 | 6,5 | 6,5 | 6,6 | 6,6 | 6,1 | 5,7  | 5,6 | 6,1 | 6,2 | 6,4 | 6,3 |
| 30—20              | 5,5 | 5,5 | 5,3 | 5,3 | 5,3 | 5,6 | 5,7 | 5,3  | 5,2 | 5,4 | 5,3 | 5,5 | 5,4 |
| 20—10              | 5,2 | 5,0 | 5,0 | 5,3 | 5,4 | 6,1 | 6,3 | 6,1  | 6,0 | 5,8 | 5,4 | 5,4 | 5,6 |
| 10—0               | 5,8 | 5,6 | 5,7 | 5,9 | 6,0 | 6,3 | 6,2 | 6,1  | 6,0 | 6,0 | 5,8 | 5,9 | 5,9 |
| 0—10° ю. ш.        | 5,9 | 5,7 | 5,6 | 5,6 | 5,3 | 5,2 | 5,3 | 5,3  | 5,6 | 5,6 | 5,7 | 5,8 | 5,5 |
| 10—20              | 5,7 | 5,5 | 5,6 | 5,3 | 5,1 | 5,0 | 5,3 | 5,4  | 5,5 | 5,7 | 5,8 | 5,7 | 5,5 |
| 20—30              | 5,6 | 5,5 | 5,7 | 5,6 | 5,5 | 5,4 | 5,6 | 5,6  | 5,8 | 6,0 | 5,9 | 5,7 | 5,7 |
| 30—40              | 6,0 | 6,0 | 6,1 | 6,1 | 6,2 | 6,2 | 6,1 | 6,0  | 6,4 | 6,5 | 6,2 | 6,1 | 6,1 |
| 40—50              | 7,0 | 7,1 | 7,0 | 7,1 | 7,2 | 7,1 | 7,0 | 6,9  | 7,1 | 7,2 | 7,1 | 7,1 | 7,1 |
| 50—60              | 8,4 | 8,2 | 8,1 | 8,1 | 7,9 | 7,8 | 7,8 | 7,7  | 7,6 | 8,0 | 8,4 | 8,3 | 8,0 |
| 60—70              | 9,0 | 8,6 | 8,3 | 8,1 | 7,8 | 7,5 | 7,7 | 7,7  | 7,6 | 8,2 | 8,4 | 8,4 | 8,1 |
| 70—80              | 8,4 | 7,9 | 7,7 | 7,6 | 6,6 | 6,5 | 6,5 | 6,7  | 6,8 | 7,6 | 7,4 | 7,4 | 7,2 |
| Северное полушарие | 6,0 | 6,0 | 5,9 | 6,1 | 6,3 | 6,6 | 6,6 | 6,4  | 6,2 | 6,3 | 6,1 | 6,1 | 6,2 |
| Южное полушарие    | 6,6 | 6,4 | 6,4 | 6,4 | 6,2 | 6,1 | 6,2 | 6,2  | 6,3 | 6,5 | 6,6 | 6,5 | 6,4 |
| Океан в целом      | 6,4 | 6,3 | 6,2 | 6,3 | 6,3 | 6,4 | 6,4 | 6,3  | 6,3 | 6,5 | 6,4 | 6,4 | 6,3 |
| Земля в целом      |     |     |     |     |     |     |     |      |     |     |     |     |     |
| 90° с. ш.          | 4,9 | 4,8 | 5,5 | 5,5 | 7,7 | 8,9 | 9,2 | 9,2  | 9,0 | 7,9 | 6,0 | 5,3 | 7,0 |
| 90—80              | 5,3 | 5,2 | 5,3 | 5,7 | 7,7 | 8,5 | 8,7 | 9,0  | 8,8 | 8,0 | 6,2 | 5,4 | 7,0 |
| 80—70              | 5,9 | 5,8 | 5,5 | 6,1 | 7,5 | 7,8 | 7,9 | 8,0  | 8,3 | 7,9 | 6,7 | 5,8 | 6,9 |
| 70—60              | 6,5 | 6,3 | 6,2 | 6,4 | 7,2 | 7,3 | 7,3 | 7,4  | 7,9 | 7,8 | 7,0 | 6,7 | 7,0 |
| 60—50              | 6,9 | 6,7 | 6,7 | 7,0 | 7,3 | 7,3 | 7,3 | 7,2  | 7,2 | 7,3 | 7,3 | 7,1 | 7,1 |
| 50—40              | 6,6 | 6,6 | 6,6 | 6,8 | 6,8 | 6,6 | 6,3 | 6,0  | 5,8 | 6,0 | 6,5 | 6,7 | 6,4 |
| 40—30              | 5,9 | 5,9 | 5,9 | 5,8 | 5,7 | 5,4 | 5,1 | 4,8  | 4,7 | 5,0 | 5,3 | 5,7 | 5,4 |
| 30—20              | 4,8 | 4,8 | 4,7 | 4,7 | 4,7 | 4,9 | 5,1 | 4,9  | 4,6 | 4,5 | 4,6 | 4,8 | 4,8 |
| 20—10              | 4,8 | 4,6 | 4,7 | 5,0 | 5,2 | 5,7 | 6,2 | 6,1  | 5,9 | 5,4 | 5,0 | 4,9 | 5,3 |
| 10—0               | 5,7 | 5,6 | 5,8 | 6,1 | 6,2 | 6,4 | 6,4 | 6,3  | 6,2 | 6,0 | 5,8 | 5,7 | 6,0 |
| 0—10° ю. ш.        | 6,2 | 6,1 | 6,0 | 5,9 | 5,6 | 5,3 | 5,2 | 5,3  | 5,7 | 5,7 | 6,0 | 6,1 | 5,8 |
| 10—20              | 5,9 | 5,7 | 5,7 | 5,3 | 4,9 | 4,6 | 4,8 | 5,0  | 5,2 | 5,6 | 5,8 | 5,6 | 5,3 |
| 20—30              | 5,3 | 5,3 | 5,4 | 5,2 | 5,0 | 4,9 | 5,0 | 4,9  | 5,2 | 5,5 | 5,5 | 6,4 | 5,2 |
| 30—40              | 5,8 | 5,7 | 5,8 | 5,8 | 6,0 | 6,0 | 5,9 | 5,8  | 6,1 | 6,2 | 5,9 | 5,8 | 5,9 |
| 40—50              | 6,9 | 7,0 | 6,9 | 7,0 | 7,2 | 7,1 | 7,0 | 6,9  | 7,1 | 7,1 | 7,1 | 7,1 | 7,0 |
| 50—60              | 8,4 | 8,2 | 8,1 | 8,1 | 7,9 | 7,8 | 7,8 | 7,7  | 7,6 | 8,0 | 8,4 | 8,3 | 8,0 |
| 60—70              | 8,8 | 8,4 | 8,1 | 7,9 | 7,6 | 7,3 | 7,5 | 7,6  | 7,5 | 8,0 | 8,2 | 8,2 | 7,9 |
| 70—80              | 6,8 | 6,8 | 6,8 | 6,3 | 5,5 | 5,4 | 5,4 | 6,0  | 6,1 | 6,6 | 6,3 | 6,6 | 6,2 |
| 80—90              | 5,4 | 5,7 | 5,9 | 4,5 | 4,2 | 4,1 | 3,9 | 5,0  | 5,0 | 5,0 | 5,4 | 5,7 | 5,0 |
| 90° ю. ш.          | 5,0 | 4,6 | 4,5 | 3,1 | 2,6 | 3,0 | 3,1 | 3,5  | 4,5 | 5,2 | 4,0 | 4,9 | 4,0 |
| Северное полушарие | 5,6 | 5,6 | 5,6 | 5,8 | 6,0 | 6,2 | 6,2 | 6,1  | 6,0 | 5,9 | 5,8 | 5,8 | 5,9 |
| Южное полушарие    | 6,5 | 6,4 | 6,3 | 6,2 | 6,0 | 5,8 | 5,9 | 5,9  | 6,1 | 6,3 | 6,4 | 6,4 | 6,2 |
| Земля в целом      | 6,1 | 6,0 | 6,0 | 6,0 | 6,0 | 6,0 | 6,0 | 6,0  | 6,0 | 6,1 | 6,1 | 6,1 | 6,0 |



Таблица 2 (3.3.2)

Годовой ход средних зональных значений покрытия облаками небосвода (%) для различных широтных зон (по [1])

| φ°                 | I  | II | III | IV | V  | VI | VII | VIII | IX | X  | XI | XII | Год  |
|--------------------|----|----|-----|----|----|----|-----|------|----|----|----|-----|------|
| Северное полушарие |    |    |     |    |    |    |     |      |    |    |    |     |      |
| 45—42,5            | 50 | 50 | 45  | 41 | 39 | 38 | 36  | 33   | 33 | 35 | 42 | 45  | 40,6 |
| 42,5—40,0          | 48 | 46 | 43  | 39 | 38 | 35 | 34  | 29   | 29 | 33 | 38 | 43  | 38   |
| 40,0—37,5          | 43 | 42 | 39  | 36 | 32 | 24 | 29  | 25   | 28 | 30 | 34 | 40  | 34   |
| 37,5—35,0          | 39 | 39 | 35  | 34 | 31 | 29 | 27  | 24   | 28 | 28 | 30 | 36  | 32   |
| 35,0—32,5          | 38 | 36 | 33  | 35 | 33 | 29 | 27  | 23   | 26 | 27 | 30 | 35  | 31   |
| 32,5—30,0          | 35 | 33 | 33  | 34 | 32 | 28 | 28  | 25   | 27 | 25 | 29 | 33  | 29   |
| 30,0—27,5          | 31 | 29 | 29  | 30 | 30 | 25 | 27  | 25   | 26 | 22 | 25 | 28  | 27   |
| 27,5—25,0          | 29 | 27 | 27  | 27 | 26 | 25 | 29  | 28   | 26 | 22 | 24 | 26  | 26   |
| 25,0—22,5          | 29 | 26 | 26  | 25 | 24 | 24 | 30  | 32   | 27 | 22 | 23 | 25  | 26   |
| 22,5—20,0          | 28 | 26 | 24  | 24 | 22 | 26 | 32  | 35   | 29 | 24 | 24 | 25  | 27   |
| 20,0—17,5          | 24 | 23 | 24  | 23 | 22 | 26 | 32  | 35   | 31 | 25 | 23 | 23  | 26   |
| 17,5—15,0          | 21 | 20 | 21  | 20 | 21 | 25 | 31  | 34   | 30 | 25 | 22 | 20  | 24   |
| 15,0—12,5          | 20 | 19 | 21  | 19 | 21 | 27 | 33  | 36   | 34 | 28 | 23 | 20  | 25   |
| 12,5—10,0          | 22 | 21 | 22  | 22 | 27 | 33 | 39  | 42   | 41 | 36 | 29 | 23  | 30   |
| 10,0—7,5           | 27 | 27 | 29  | 29 | 36 | 40 | 45  | 46   | 46 | 43 | 39 | 32  | 37   |
| 7,5—5,0            | 33 | 34 | 37  | 36 | 40 | 41 | 42  | 40   | 39 | 40 | 38 | 37  | 38   |
| 5,0—2,5            | 35 | 39 | 38  | 35 | 33 | 32 | 35  | 33   | 33 | 34 | 33 | 34  | 34   |
| 2,5—0,0            | 34 | 37 | 37  | 31 | 25 | 26 | 30  | 29   | 31 | 32 | 31 | 32  | 31   |
| Южное полушарие    |    |    |     |    |    |    |     |      |    |    |    |     |      |
| 0,0—2,5            | 38 | 39 | 39  | 31 | 23 | 23 | 28  | 27   | 30 | 32 | 33 | 31  | 31   |
| 2,5—5,0            | 40 | 39 | 39  | 31 | 23 | 23 | 27  | 27   | 31 | 35 | 35 | 35  | 32   |
| 5,0—7,5            | 41 | 39 | 36  | 27 | 21 | 22 | 27  | 27   | 31 | 35 | 36 | 35  | 31   |
| 7,5—10,0           | 40 | 38 | 32  | 25 | 21 | 22 | 25  | 26   | 29 | 34 | 36 | 37  | 30   |
| 10,0—12,5          | 40 | 38 | 31  | 25 | 21 | 22 | 25  | 26   | 29 | 34 | 37 | 37  | 31   |
| 12,5—15,0          | 38 | 38 | 30  | 24 | 22 | 23 | 24  | 27   | 29 | 32 | 36 | 36  | 30   |
| 15,0—17,5          | 36 | 36 | 30  | 24 | 24 | 23 | 24  | 27   | 30 | 32 | 35 | 35  | 30   |
| 17,5—20,0          | 34 | 34 | 27  | 24 | 24 | 24 | 25  | 27   | 31 | 33 | 34 | 34  | 29   |
| 20,0—22,5          | 31 | 30 | 25  | 23 | 24 | 25 | 26  | 27   | 31 | 31 | 31 | 31  | 28   |
| 22,5—25,0          | 30 | 29 | 26  | 24 | 28 | 25 | 27  | 27   | 32 | 32 | 32 | 30  | 28   |
| 25,0—27,5          | 30 | 30 | 27  | 26 | 29 | 27 | 30  | 30   | 35 | 34 | 32 | 31  | 30   |
| 27,5—30,0          | 31 | 32 | 28  | 28 | 32 | 31 | 35  | 33   | 36 | 36 | 33 | 32  | 32   |
| 30,0—32,5          | 35 | 36 | 32  | 33 | 36 | 35 | 39  | 38   | 41 | 41 | 38 | 35  | 37   |
| 32,5—35,0          | 39 | 41 | 38  | 37 | 41 | 39 | 41  | 41   | 43 | 43 | 43 | 40  | 41   |
| 35,0—37,5          | 44 | 46 | 46  | 43 | 44 | 44 | 46  | 44   | 47 | 47 | 48 | 46  | 45   |
| 37,5—40,0          | 49 | 50 | 52  | 47 | 48 | 48 | 50  | 47   | 50 | 51 | 52 | 51  | 50   |
| 40,0—42,5          | 54 | 54 | 55  | 51 | 50 | 51 | 54  | 52   | 52 | 54 | 56 | 55  | 53   |
| 42,5—45,0          | 59 | 60 | 57  | 54 | 52 | 55 | 56  | 54   | 54 | 57 | 58 | 58  | 56   |

Таблица 3 (3.3.2)  
Средние за сезон зональные значения количества облаков N (баллы) по данным за 1971—1980 гг. [10]

| φ° | Мировой океан |       |         |       | Материка |         |        |        | Полушария |       |         |       |
|----|---------------|-------|---------|-------|----------|---------|--------|--------|-----------|-------|---------|-------|
|    | III—V         |       | VI—VIII |       | IX—XI    |         | XII—II |        | III—V     |       | VI—VIII |       |
|    | XII—II        | IX—XI | VI—VIII | IX—XI | III—V    | VI—VIII | IX—XI  | XII—II | XII—II    | IX—XI | VI—VIII | IX—XI |
| 85 | 2,6           | 5,3   | 2,7     | 4,3   | —        | —       | —      | —      | 2,7       | 5,3   | 4,3     | 4,3   |
| 80 | 3,2           | 5,7   | 3,3     | 4,9   | 2,4      | 4,2     | 3,3    | 2,6    | 3,2       | 5,4   | 4,6     | 4,6   |
| 75 | 3,7           | 5,9   | 3,8     | 5,3   | 2,9      | 4,6     | 3,8    | 3,0    | 3,6       | 5,6   | 5,0     | 5,0   |
| 70 | 4,4           | 6,1   | 4,5     | 5,9   | 3,7      | 5,6     | 5,0    | 3,5    | 4,1       | 5,8   | 5,1     | 5,1   |
| 65 | 5,6           | 6,6   | 5,6     | 6,7   | 4,6      | 6,1     | 5,7    | 4,4    | 4,8       | 6,2   | 5,8     | 5,8   |
| 60 | 6,0           | 6,6   | 6,0     | 6,9   | 5,4      | 6,2     | 6,1    | 5,1    | 5,5       | 6,4   | 6,4     | 6,4   |
| 55 | 7,0           | 7,0   | 7,0     | 7,3   | 5,6      | 6,0     | 6,0    | 5,8    | 6,2       | 6,4   | 6,6     | 6,6   |
| 50 | 7,6           | 7,3   | 7,5     | 7,5   | 6,4      | 5,5     | 5,3    | 6,1    | 6,3       | 6,2   | 6,2     | 6,2   |
| 45 | 7,4           | 6,6   | 7,2     | 7,0   | 5,1      | 4,7     | 4,5    | 6,0    | 6,2       | 5,6   | 5,6     | 5,6   |
| 40 | 7,0           | 6,0   | 6,7     | 6,5   | 4,8      | 3,9     | 3,6    | 6,0    | 6,0       | 5,7   | 5,2     | 5,2   |
| 35 | 6,8           | 5,6   | 6,4     | 6,1   | 4,5      | 3,5     | 3,3    | 5,7    | 5,6       | 4,7   | 4,9     | 4,9   |
| 30 | 6,8           | 5,9   | 6,4     | 6,0   | 3,6      | 3,2     | 2,8    | 5,2    | 5,1       | 4,6   | 4,5     | 4,5   |
| 25 | 5,9           | 5,5   | 5,6     | 5,3   | 2,9      | 3,6     | 2,7    | 4,7    | 4,6       | 4,8   | 4,4     | 4,4   |
| 20 | 5,2           | 5,7   | 4,9     | 5,2   | 2,5      | 3,8     | 2,7    | 4,3    | 4,3       | 5,2   | 4,5     | 4,5   |
| 15 | 4,9           | 5,7   | 4,7     | 5,4   | 3,1      | 5,5     | 4,0    | 4,2    | 4,3       | 5,7   | 5,0     | 5,0   |
| 10 | 5,1           | 5,7   | 5,1     | 6,2   | 5,0      | 6,3     | 5,1    | 4,7    | 5,1       | 6,3   | 6,0     | 6,0   |
| 5  | 6,0           | 6,4   | 5,8     | 6,3   | 6,4      | 6,6     | 6,2    | 5,8    | 6,0       | 6,4   | 6,3     | 6,3   |
| 0  | 5,7           | 5,5   | 5,3     | 5,5   | 6,5      | 6,2     | 6,4    | 5,9    | 5,7       | 5,7   | 5,7     | 5,7   |

| $\varphi^\circ$ | Мировой океан |       |         |       | Материки |       |         |       | Полушария |       |         |       |
|-----------------|---------------|-------|---------|-------|----------|-------|---------|-------|-----------|-------|---------|-------|
|                 | XII-II        | III-V | VI-VIII | IX-XI | XII-II   | III-V | VI-VIII | IX-XI | XII-II    | III-V | VI-VIII | IX-XI |
| Южное полушарие |               |       |         |       |          |       |         |       |           |       |         |       |
| 5               | 5,9           | 5,4   | 5,6     | 5,8   | 6,8      | 6,4   | 3,5     | 5,9   | 6,1       | 5,6   | 5,4     | 5,8   |
| 10              | 6,1           | 5,4   | 5,6     | 5,8   | 6,9      | 5,8   | 3,5     | 5,7   | 6,2       | 5,5   | 5,2     | 5,8   |
| 15              | 6,1           | 5,6   | 6,0     | 6,1   | 6,5      | 4,9   | 3,1     | 4,8   | 6,2       | 5,5   | 5,3     | 5,8   |
| 20              | 6,2           | 5,9   | 6,3     | 6,3   | 5,5      | 4,3   | 3,2     | 4,3   | 6,0       | 5,5   | 5,5     | 5,8   |
| 25              | 6,2           | 6,2   | 6,6     | 6,7   | 4,8      | 4,1   | 3,7     | 4,1   | 5,8       | 5,6   | 5,8     | 6,0   |
| 30              | 6,3           | 6,7   | 7,0     | 7,1   | 4,1      | 4,0   | 3,9     | 4,1   | 5,8       | 6,0   | 6,2     | 6,3   |
| 35              | 6,7           | 7,1   | 7,1     | 7,2   | 4,6      | 4,8   | 5,2     | 4,8   | 6,5       | 6,8   | 6,9     | 6,9   |
| 40              | 7,1           | 7,5   | 7,4     | 7,5   | 4,9      | 5,1   | 5,9     | 5,1   | 7,0       | 7,4   | 7,4     | 7,5   |
| 45              | 7,5           | 7,7   | 7,6     | 7,8   | 6,4      | 6,6   | 6,9     | 6,6   | 7,4       | 7,7   | 7,6     | 7,7   |
| 50              | 7,7           | 7,9   | 7,8     | 8,0   | 6,9      | 6,6   | 6,8     | 6,7   | 7,7       | 7,9   | 7,7     | 7,9   |
| 55              | 7,8           | 8,0   | 7,8     | 8,1   | 7,6      | 7,5   | 7,3     | 7,5   | 7,8       | 8,0   | 7,8     | 8,1   |
| 60              | 7,9           | 8,1   | 7,9     | 8,2   | —        | —     | —       | —     | 7,9       | 8,1   | 7,9     | 8,2   |
| 65              | 7,4           | 7,7   | 7,4     | 7,6   | —        | —     | —       | —     | 7,4       | 7,7   | 7,4     | 7,6   |
| 70              | 6,9           | 7,3   | 6,8     | 7,1   | 3,2      | 2,9   | 3,2     | 2,8   | 5,3       | 5,4   | 5,2     | 5,2   |
| 75              | 5,6           | 5,7   | 4,9     | 5,2   | 2,6      | 2,7   | 2,6     | 2,5   | 3,2       | 3,3   | 3,0     | 3,0   |
| 80              | —             | —     | —       | —     | 1,9      | 2,0   | 1,6     | 1,7   | 1,9       | 2,0   | 1,6     | 1,7   |
| 85              | —             | —     | —       | —     | 1,2      | 1,2   | 0,9     | 0,9   | 1,1       | 1,2   | 0,9     | 0,9   |

Таблица 4 (3.3.2)

Осредненные по Мировому океану, суше, полушариям и земному шару в целом средние месячные значения количества облаков  $N$  (баллы) по данным за 1971—1980 гг.

| Месяц | Северное полушарие |      |         | Южное полушарие |      |         | Земля |      |         |
|-------|--------------------|------|---------|-----------------|------|---------|-------|------|---------|
|       | Океан              | Суша | В целом | Океан           | Суша | В целом | Океан | Суша | В целом |
| I     | 5,8                | 4,0  | 5,1     | 6,7             | 4,7  | 6,2     | 6,3   | 4,2  | 5,7     |
| II    | 5,6                | 4,0  | 5,0     | 6,5             | 4,9  | 6,1     | 6,1   | 4,3  | 5,6     |
| III   | 5,4                | 4,2  | 4,9     | 6,7             | 4,5  | 6,2     | 6,1   | 4,3  | 5,6     |
| IV    | 5,6                | 4,7  | 5,2     | 6,7             | 4,4  | 6,2     | 6,2   | 4,6  | 5,7     |
| V     | 5,9                | 4,9  | 5,4     | 6,7             | 4,1  | 6,1     | 6,4   | 4,6  | 5,8     |
| VI    | 6,1                | 4,9  | 5,6     | 6,7             | 3,7  | 6,0     | 6,4   | 4,5  | 5,8     |
| VII   | 6,0                | 4,9  | 5,5     | 6,7             | 3,5  | 6,0     | 6,5   | 4,4  | 5,8     |
| VIII  | 5,9                | 5,0  | 5,5     | 6,9             | 3,7  | 6,2     | 6,5   | 4,6  | 5,9     |
| IX    | 5,9                | 4,9  | 5,5     | 7,0             | 4,0  | 6,3     | 6,5   | 4,6  | 5,9     |
| X     | 6,0                | 4,5  | 5,4     | 6,9             | 4,3  | 6,3     | 6,5   | 4,4  | 5,8     |
| XI    | 5,9                | 4,2  | 5,2     | 6,9             | 4,3  | 6,3     | 6,5   | 4,2  | 5,8     |
| XII   | 6,0                | 4,1  | 5,2     | 6,9             | 4,6  | 6,4     | 6,5   | 4,3  | 5,8     |
| Год   | 5,8                | 4,5  | 5,3     | 6,8             | 4,2  | 6,2     | 6,4   | 4,4  | 5,8     |

Среднее месячное количество облаков  $\bar{N}$  (баллы) над океанами и материками по данным за 1971—1980 гг. [10]

| Материки и океаны   | I   | II  | III | IV  | V   | VI  | VII | VIII | IX  | X   | XI  | XII | Год |
|---------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|
| Северное полушарие  |     |     |     |     |     |     |     |      |     |     |     |     |     |
| Европа              | 6,2 | 6,2 | 5,8 | 6,1 | 5,7 | 5,5 | 5,4 | 5,4  | 5,6 | 5,9 | 6,5 | 6,6 | 5,9 |
| Азия                | 3,9 | 3,9 | 4,1 | 4,8 | 5,0 | 4,9 | 5,0 | 4,9  | 4,7 | 4,3 | 3,8 | 3,9 | 4,4 |
| Африка              | 2,9 | 2,8 | 3,3 | 3,7 | 3,8 | 3,9 | 3,9 | 4,1  | 4,1 | 3,6 | 3,2 | 3,1 | 3,5 |
| Сев. Америка        | 3,9 | 3,8 | 3,5 | 3,5 | 4,8 | 5,5 | 5,7 | 6,4  | 6,4 | 5,6 | 4,1 | 3,9 | 5,3 |
| Ледовитый океан     | 3,9 | 3,8 | 3,5 | 3,5 | 4,8 | 5,5 | 5,7 | 6,4  | 6,4 | 5,6 | 4,1 | 3,9 | 4,8 |
| Атлантический океан | 5,9 | 5,8 | 5,6 | 5,6 | 5,6 | 5,6 | 5,3 | 5,2  | 5,4 | 5,7 | 5,7 | 6,0 | 5,6 |
| Индийский океан     | 3,6 | 3,2 | 2,6 | 3,5 | 4,5 | 5,8 | 5,8 | 5,6  | 5,1 | 4,5 | 4,1 | 4,3 | 4,4 |
| Тихий океан         | 6,2 | 5,0 | 5,8 | 6,2 | 6,3 | 6,4 | 6,3 | 6,2  | 6,2 | 6,4 | 6,4 | 6,5 | 6,2 |
| Южное полушарие     |     |     |     |     |     |     |     |      |     |     |     |     |     |
| Австралия           | 4,5 | 4,4 | 3,8 | 3,5 | 3,8 | 3,4 | 3,0 | 3,3  | 3,2 | 3,4 | 3,6 | 4,0 | 3,7 |
| Африка              | 6,1 | 6,0 | 5,7 | 5,5 | 4,2 | 3,2 | 3,8 | 4,0  | 4,8 | 5,1 | 5,4 | 6,1 | 5,0 |
| Южная Америка       | 6,2 | 6,1 | 5,8 | 5,6 | 5,4 | 4,9 | 4,6 | 4,8  | 5,4 | 5,6 | 5,6 | 5,9 | 5,0 |
| Антарктида          | 2,1 | 2,7 | 2,2 | 2,3 | 2,3 | 2,3 | 2,1 | 2,1  | 2,1 | 2,2 | 2,0 | 2,1 | 2,2 |
| Атлантический океан | 6,6 | 6,4 | 6,7 | 6,8 | 6,8 | 6,8 | 6,8 | 6,9  | 7,2 | 7,2 | 7,0 | 6,9 | 6,8 |
| Индийский океан     | 6,7 | 6,5 | 6,5 | 6,4 | 6,5 | 6,5 | 6,5 | 6,6  | 6,8 | 6,6 | 6,6 | 6,7 | 6,6 |
| Тихий океан         | 6,6 | 6,5 | 6,6 | 6,7 | 6,6 | 6,0 | 6,6 | 6,8  | 6,9 | 6,9 | 6,8 | 6,9 | 6,7 |

вычислены в предположении, что альбеда облаков  $a=0,60$ . Сравнивая эти данные с данными, приведенными в работе [2], можно увидеть, что значения  $\bar{N}$  в работе [1] значительно меньше:

|                               |       |       |      |      |
|-------------------------------|-------|-------|------|------|
| $\varphi^\circ$ с. ш. . . . . | 30—40 | 30—40 | 0—10 | 0—10 |
| Месяц . . . . .               | I     | VII   | I    | VII  |
| $\bar{N}$ по [2] . . . . .    | 5,9   | 5,1   | 5,7  | 6,4  |
| $\bar{N}$ по [1] . . . . .    | 3,9   | 2,8   | 3,2  | 3,8  |

Имеются также таблицы Л. Т. Матвеева [10]. Они описывают среднюю облачность в зоне  $85^\circ$  с. ш.— $85^\circ$  ю. ш. над материками и океанами по спутниковым фотографиям за 1971—1988 гг. Эти данные (см. табл. 3 (3.3.2)) близко согласуются с результатами наземных наблюдений [2]. Их мы дополнили табл. 5 и 6 (3.3.2) [11], в которой представлены данные о средней облачности над различными материками и океанами (табл. 5) и над различными характерными пунктами земного шара (табл. 6).

Таблицы 1—3 (3.3.2) обнаруживают отчетливо влияние циклонических зон, которые обуславливают максимум  $\bar{N}$  в поясе  $50$ — $60^\circ$  с. ш. над океанами и несколько севернее над материками. В северном полушарии с ними связан максимум облачности в осенние месяцы—в сентябре и нередко позднее, уже после наступления максимального сезонного прогревания поверхности океана. Средняя зональная годовая облачность  $\bar{N}$  тут повышается до 6,8 баллов над сушей и до 7,8 баллов над океаном, а в Архангельске, например, она достигает 7,7 баллов (см. табл. 6 (3.3.2)).

В северном полушарии над сушей хорошо прослеживается влияние пояса антициклонов—пояса пустынь, проявляющихся в уменьшении  $\bar{N}$  в основном между  $20$  и  $40^\circ$  с. ш. в среднем до 3,7 баллов. Летом в таких больших пустынях, как, например, Гардаия в Сахаре,  $\bar{N} < 1$ . Однако и зимой  $\bar{N}$  там не превышает 1,8. Над океанами (как на севере, так и на юге) влияние пояса антициклонов на облачность отчетливо не проявляется. Известно, что на Азорских островах, давших имя атлантическому субтропическому антициклону, выпадает тем не менее значительное количество осадков.

Между  $10^\circ$  с. ш. и  $10^\circ$  ю. ш. располагается зона повышенного количества облачности, связанная с внутритропической зоной конвергенции воздушных течений. Она более четко выражена над сушей; максимум  $\bar{N}$  отмечается в северной части этого пояса. По более детальным данным [1], наибольшее значение  $\bar{N}$  наблюдается между  $10$  и  $7,5^\circ$  с. ш. Поскольку северная ветвь внутритропической зоны конвергенции (ВЗК) выражена сильнее, чем южная,



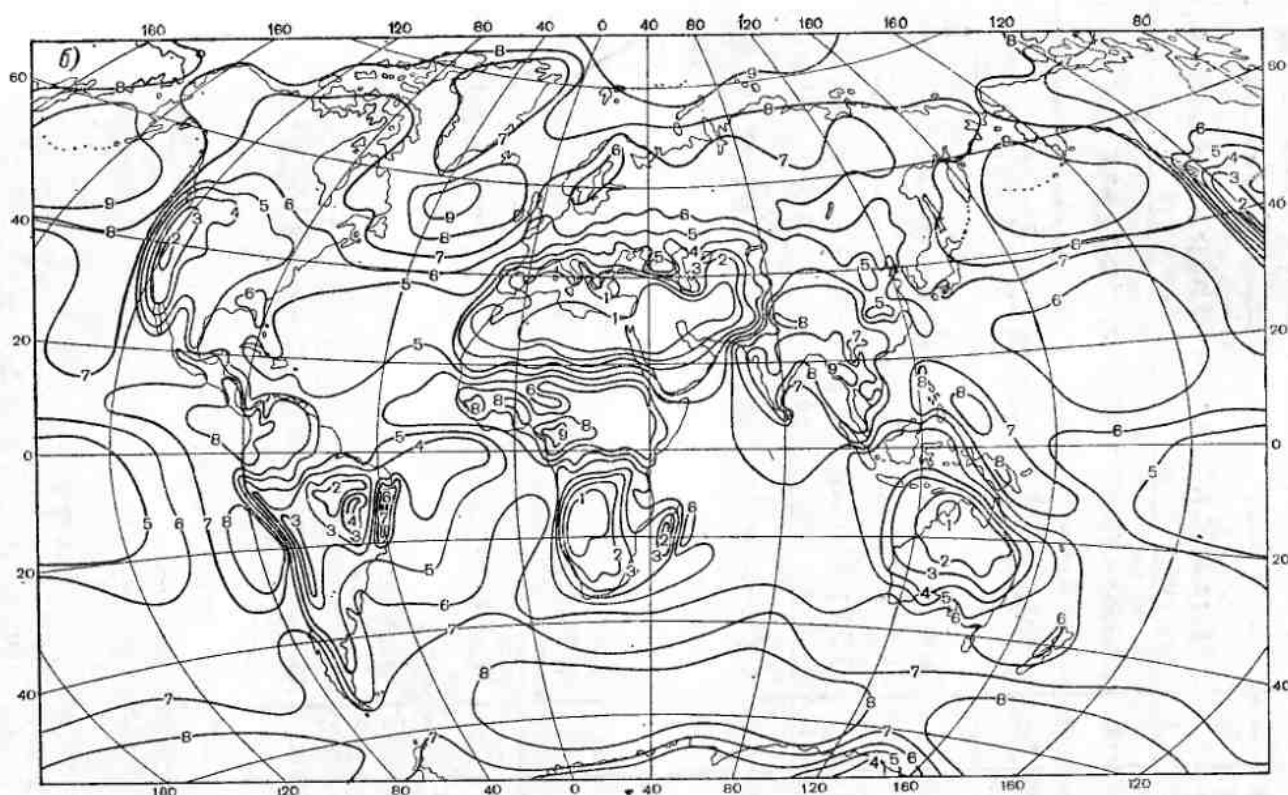
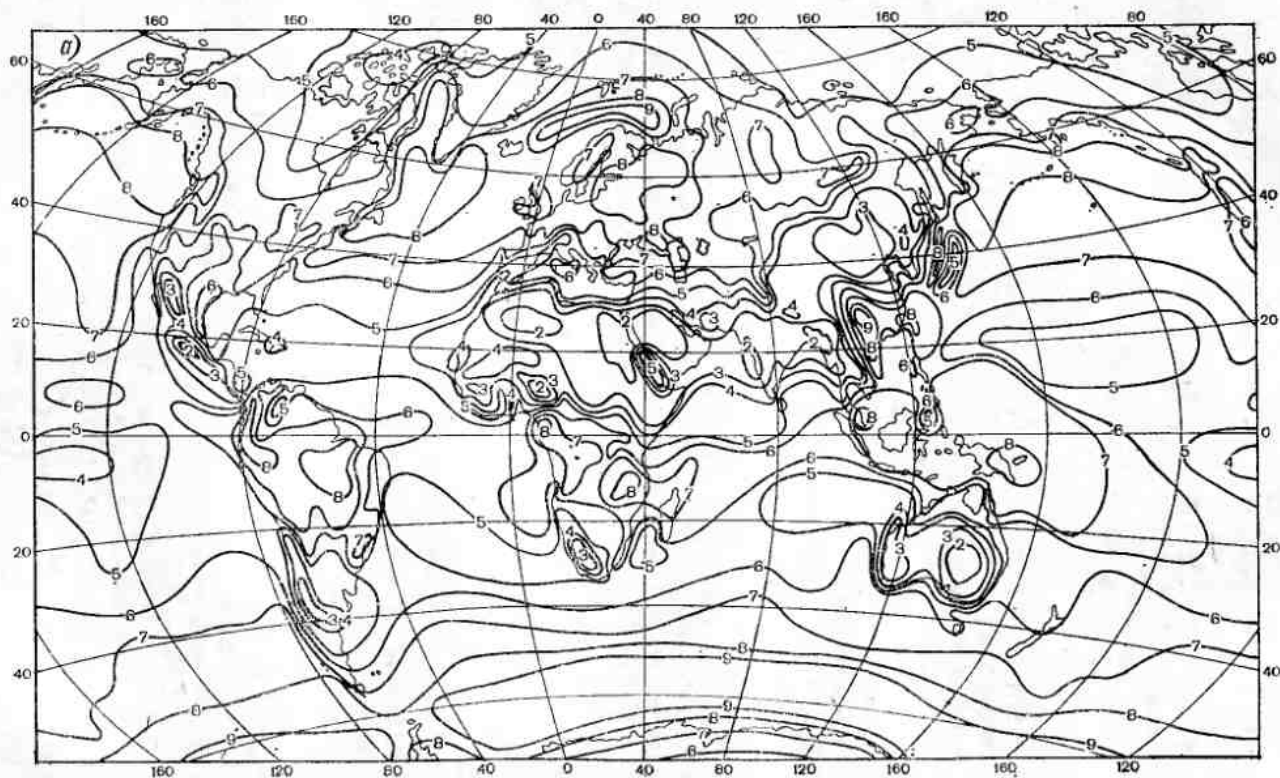


Рис. 1 (3.3.2). Среднее количество облаков (баллы) в январе (а) и июле (б) (по Т. Г. Берлянд из [8]).

Повторяемость (%) средней облачности в некоторых характерных климатических областях земного шара [6]

|                       | I  | II | III | IV | V  | VI | VII | VIII | IX | X  | XI | XII | Год  |
|-----------------------|----|----|-----|----|----|----|-----|------|----|----|----|-----|------|
| Глазго                | 83 | 82 | 75  | 74 | 77 | 73 | 77  | 80   | 73 | 79 | 82 | 83  | 78   |
| Монпелье              | 47 | 47 | 48  | 50 | 48 | 40 | 28  | 30   | 39 | 48 | 51 | 48  | 44   |
| Зонд                  | 54 | 56 | 62  | 72 | 77 | 81 | 73  | 70   | 63 | 65 | 59 | 57  | 67   |
| Наксос                | 65 | 62 | 56  | 47 | 38 | 19 | 6   | 5    | 21 | 41 | 62 | 68  | 41   |
| Архангельск           | 82 | 80 | 72  | 72 | 73 | 69 | 69  | 75   | 79 | 84 | 87 | 85  | 77   |
| Ялта                  | 71 | 72 | 66  | 57 | 50 | 40 | 28  | 24   | 33 | 51 | 64 | 73  | 52   |
| Термез                | 48 | 49 | 45  | 39 | 30 | 10 | 5   | 3    | 5  | 17 | 32 | 43  | 27   |
| Нерчинский завод      | 19 | 22 | 29  | 43 | 51 | 50 | 53  | 53   | 44 | 39 | 33 | 26  | 39   |
| Владивосток           | 28 | 31 | 42  | 59 | 67 | 77 | 77  | 69   | 54 | 45 | 40 | 33  | 52   |
| Акига                 | 91 | 88 | 84  | 72 | 74 | 77 | 79  | 66   | 74 | 71 | 81 | 90  | 79   |
| Карачи                | 18 | 19 | 21  | 18 | 22 | 42 | 68  | 68   | 36 | 5  | 9  | 15  | 29   |
| Бомбей                | 13 | 9  | 58  | 17 | 30 | 71 | 85  | 82   | 67 | 28 | 13 | 13  | 36   |
| Сингапур              | 68 | 58 | 58  | 59 | 59 | 58 | 58  | 58   | 61 | 64 | 67 | 65  | 61   |
| Хартум                | 6  | 9  | 10  | 9  | 21 | 24 | 38  | 35   | 29 | 14 | 5  | 5   | 17   |
| Либревиль             | 60 | 59 | 69  | 70 | 72 | 65 | 75  | 79   | 79 | 82 | 71 | 64  | 70   |
| Кабул                 | 46 | 54 | 44  | 37 | 23 | 7  | 9   | 9    | 5  | 11 | 25 | 48  | 26   |
| Рангун                | 26 | 28 | 32  | 44 | 72 | 86 | 92  | 91   | 82 | 56 | 46 | 32  | 57   |
| Порт Дарвин           | 71 | 69 | 60  | 38 | 23 | 14 | 14  | 12   | 20 | 34 | 47 | 66  | 39   |
| Алис-Спрингс          | 36 | 33 | 27  | 26 | 27 | 27 | 14  | 16   | 14 | 27 | 36 | 37  | 26   |
| Богота                | 64 | 58 | 78  | 86 | 84 | 88 | 87  | 79   | 82 | 84 | 83 | 84  | 80   |
| Овалье                | 18 | 17 | 17  | 25 | 32 | 36 | 32  | 30   | 28 | 29 | 18 | 16  | 25   |
| Евангелистас          | 88 | 90 | 89  | 89 | 87 | 85 | 85  | 85   | 85 | 86 | 90 | 89  | 88   |
| Манаус                | 64 | 67 | 66  | 66 | 64 | 63 | 60  | 60   | 60 | 63 | 63 | 66  | 63   |
| Фербенкс              | 67 | 64 | 63  | 62 | 70 | 73 | 72  | 77   | 79 | 81 | 70 | 71  | 71   |
| о. Кантон             | 87 | 83 | 87  | 89 | 87 | 87 | 88  | 86   | 89 | 89 | 91 | 87  | 87   |
| о. Понапе (Сеня-вина) | 89 | 87 | 90  | 92 | 89 | 89 | 86  | 85   | 87 | 86 | 89 | 88  | 88,1 |
| ст. Восток            | 42 | 38 | 50  | 38 | 57 | 40 | 35  | 35   | 50 | 44 | 42 | 33  | 42   |

значения  $\bar{N}$  на севере несколько больше, чем на юге (4,6 и 4,0 балла соответственно).

И над сушей, и над океаном в ВЗК максимум облачности наблюдается летом, в северном полушарии в июле—августе, а в южном — в январе—марте. Однако еще в Сингапуре ( $1^\circ$  с. ш.) изменения облачности соответствуют ее ходу в южном полушарии.

Следует отметить особую область муссонов Южной Азии (и более слабых муссонов Восточной Азии) с очень малооблачной зимой ( $N < 1$  балла) и с увеличением  $\bar{N}$  летом — над Бомбеем до 8,5 баллов и над Пекином до 6,7 баллов в июле (см. табл. 6 (3.3.2)). В этой области отмечается наибольшая годовая амплитуда  $\bar{N}$  на всем земном шаре.

Пояс пустынь (и, следовательно, преобладание малооблачной погоды) существует и на материках южного полушария, но из-за сравнительно малого размера этих материков их влияние на зональные средние невелико.

Циклонический пояс отчетливо выражен в южном полушарии над океаном между  $50$  и  $70^\circ$  ю. ш., причем в среднем за год там  $\bar{N} \approx 8$  баллов, а летом  $\bar{N} \approx 9,0$  баллов. Эта область, как известно, характеризуется наиболее низким на всем земном шаре средним годовым давлением воздуха  $p_0$  на уровне моря — местами  $p_0 < 980$  гПа. Здесь, в частности, в Евангелистасе у южной оконечности Южной Америки, среднее годовое значение  $\bar{N}$  составляет 8,8 баллов.

Над Антарктидой (см. табл. 6 (3.3.2), ст. Восток) количество облачности существенно меньше, и в среднем за год  $\bar{N} = 4,2$ , а летом (в декабре)  $\bar{N} = 3,3$ . Область минимума облачности, вероятно, расположена над наиболее высокой частью ледового антарктического щита. В атмосфере над Антарктидой очень велика повторяемость глубоких инверсий; кроме того, там обнаружены сильные общие нисходящие движения. Все это, очевидно, способствует уменьшению количества облаков. В северной полярной области нет подобного характерного минимума облачности (см. табл. 1 (3.3.2)).

На фоне описанного общего распределения средних зональных значений  $\bar{N}$ , выделяются меньшие области с характерными для них особенностями облачности. Мы отметим лишь несколько наиболее интересных таких областей.

1. Область средиземноморского климата с сухим солнечным летом (как в близких к ней пустынях) и облачной влажной весной (примерно до мая). Примеры таких условий представлены в табл. 6 (3.3.2) (см. пункт Наксос).

2. Область с весьма облачной и снежной, но короткой зимой над Японским морем и западным побережьем Японии (табл. 6 (3.3.2)), что обусловлено развитием холодного сибирского муссона над теплой поверхностью моря.

3. Сухая и безоблачная узкая область в виде полосы вдоль западного побережья Южной Америки (см. табл. 6 (3.3.2)).

4. Обширные области туманов и низких облаков над холодными морскими течениями — Бенгельским у юго-западных берегов Африки и Перуанским у берегов Южной Америки (см. рис. 1 (3.3.2)) свидетельствуют о распространении процесса конденсации над более холодным участком океана, в особенности зимой южного полушария.

5. Области горных стран и плоскогорий, где особенности облачности могут быть крайне разнообразны, локальны (и не всегда могут быть отмечены на таких картах, как приведенные на рис. 1 (3.3.2)). Они не всегда легко объяснимы с помощью данных об общей крупномасштабной циркуляции. Так, например, в Андах над Боготой ( $4^\circ$  с. ш.) количество облачности весь год очень велико, в особенности летом северного полушария. В то же время на расстоянии 700 км — в Кито ( $0^\circ$  широты) — количество облаков гораздо меньше, несмотря на сходство рельефа. Над Алтаем и Саянскими горами летом на стационарном фронте образуются циклоны с большим количеством облаков, но эта облачность не проявляется на средних картах (см. рис. 1 (3.3.2)) и т. д.

6. Область сибирского зимнего антициклона. Сравнительно малое количество облаков не сказывается на ходе зональных средних  $N$ , хотя сам антициклон хорошо виден на карте (см. рис. 1 (3.3.2)). Облачность не характеризует эволюцию этого антициклона, отрог которого в начале зимы распространяется, в частности и на запад, уменьшая со временем облачность сперва в Омске, позднее в Свердловске и Москве.

Данные, приведенные в табл. 1, 2, 3 (3.3.2), позволяют сделать следующие общие выводы.

1. Средняя облачность в каждом полушарии меняется в течение года с амплитудой  $\Delta \bar{N} = 0,5 \dots 0,6$  балла, достигая максимума летом соответствующего полушария. В южном полушарии  $\bar{N}$  больше, чем в северном; над океанами  $\bar{N}$  в общем больше, чем над сушей (рис. 2, 3 (3.3.2)).

2. Средняя облачность над земным шаром в целом довольно постоянна весь год и близка к 6,0 баллам. Поскольку среднее альбедо земного шара равно 30 %, значение  $\bar{N} = 6,0$  свидетельствует о том, что среднее альбедо облаков  $a$  составляет менее 50 % (оно было бы равно как раз 50 %, если бы поверхности суши и моря были черными). Это значение заметно меньше

Таблица 7 (3.3.2)

Годовой ход широты ( $\varphi$ ) экстремумов и экстремальные значения  $N$  [2]

|                               | Месяц |      |       |      |     |      |       |       |      |     |     |       | Год  |
|-------------------------------|-------|------|-------|------|-----|------|-------|-------|------|-----|-----|-------|------|
|                               | I     | II   | III   | IV   | V   | VI   | VII   | VIII  | IX   | X   | XI  | XII   |      |
|                               |       |      |       |      |     |      |       |       |      |     |     |       |      |
| Максимумы умеренных широт     |       |      |       |      |     |      |       |       |      |     |     |       |      |
| $\varphi^{\circ}$ с. ш. . .   | 45    | 45   | 47,5  | 50   | 55  | 55   | 55    | 62,5  | 62,5 | 55  | 55  | 50    | 52,5 |
| N баллы . .                   | 5,9   | 6,0  | 6,0   | 6,5  | 6,5 | 6,4  | 6,5   | 6,5   | 6,7  | 6,7 | 6,5 | 6,2   | 6,2  |
| $\varphi^{\circ}$ ю. ш. . .   | 60    | 57,5 | 57,5  | 60   | 60  | 60   | 60    | 60    | 60   | 60  | 60  | 57,5  | 60   |
| N баллы . .                   | 7,8   | 7,8  | 8,1   | 8,1  | 8,0 | 7,9  | 7,8   | 7,9   | 8,2  | 8,1 | 8,2 | 8,0   | 8,0  |
| Субтропические минимумы       |       |      |       |      |     |      |       |       |      |     |     |       |      |
| $\varphi^{\circ}$ с. ш. . .   | 15    | 15   | 15    | 20   | 20  | 27,5 | 30    | 30    | 30   | 25  | 20  | 17,5  | 22,5 |
| N баллы . .                   | 4,2   | 4,1  | 3,9   | 4,2  | 4,5 | 4,8  | 4,5   | 4,4   | 4,3  | 4,2 | 4,3 | 4,6   | 4,6  |
| $\varphi^{\circ}$ ю. ш. . .   | 27,5  | 25   | 25    | 17,5 | 10  | 10   | 12,5  | 12,5  | 15   | 15  | 30  | 30    | 20   |
| N баллы . .                   | 5,8   | 5,6  | 5,5   | 5,4  | 5,2 | 5,1  | 5,2   | 5,4   | 5,6  | 5,8 | 5,8 | 6,0   | 5,7  |
| Экваториальный максимум (ВЗК) |       |      |       |      |     |      |       |       |      |     |     |       |      |
| $\varphi^{\circ}$ . . . . .   | 10 Ю  | 15 Ю | 7,5 Ю | 5 С  | 5 С | 5 С  | 7,5 С | 7,5 С | 10 С | 5 С | 5 С | 2,5 С | 5 С  |
| N баллы . .                   | 6,4   | 6,0  | 5,8   | 6,0  | 6,4 | 6,6  | 6,4   | 6,2   | 6,3  | 6,5 | 6,1 | 6,2   | 6,1  |



альбеда  $a=60\%$ , принятого в [1], что объясняет несколько заниженные значения  $\bar{N}$ , полученные в этой работе.

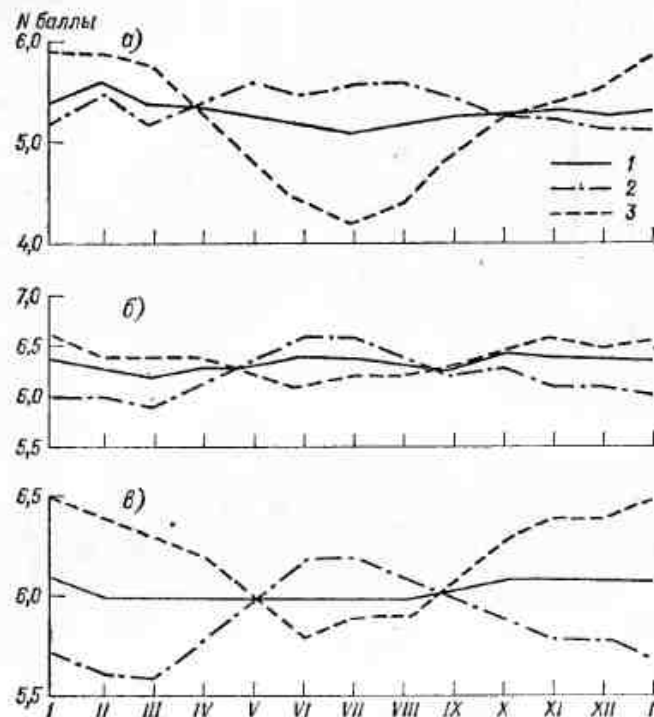


Рис. 2 (3.3.2). Средняя облачность  $\bar{N}$  над сушей (а), океаном (б) и земным шаром в целом (в).  
1 — Земля в целом, 2 — северное полушарие, 3 — южное полушарие.

3. Максимумы  $\bar{N}$  располагаются (см. табл. 7 (3.3.2)) в зонах  $45-62^\circ$  с. ш. и  $57-60^\circ$  ю. ш., а минимумы  $\bar{N}$ , соответствующие поясу субтропических антициклонов, — в зонах  $15-30^\circ$  с. ш. и  $10-30^\circ$  ю. ш. Последние разделены внутритропической зоной конвергенции (ВЗК) с обширной облачностью в зоне  $2-15^\circ$  с. ш.

4. На рис. 3 (3.3.2) сопоставлены средние зональные значения общего количества облаков  $\bar{N}$  по данным наземных (кривые 1, 4) [2] и спутниковых (кривые 2, 3, 5, 6) [1, 9] наблюдений. Напомним, что в [9] значения  $\bar{N}$  рассчитаны для трехмесячных интервалов. Хорошо видно, что первая и третья группы данных согласуются весьма удовлетворительно (учитывая, конечно, разные периоды наблюдений и т. д.), в то время как значения  $\bar{N}$  по данным [1] существенно и систематически ниже. Причиной этого, веро-

ятно, является принятое слишком большое общее значение альбеда облаков ( $a \approx 0,60$ ).

Заметим наконец, что более подробные данные о средней облачности приведены в [11]. В этой работе даны средние значения  $\bar{N}$  (как в табл. 3, 4 (3.3.2)), но не по сезонам, а по отдельным месяцам, и среднее  $\bar{N}$  для отдельных месяцев для сетки точек че-

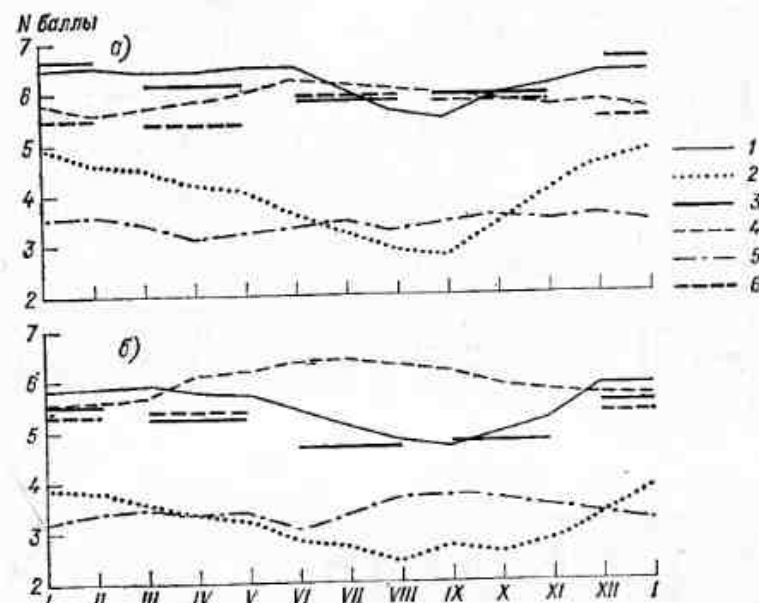


Рис. 3 (3.3.2). Сравнение годового хода среднего зонального количества облаков  $\bar{N}$  для широтных зон  $30-40^\circ$  с. ш. (1—3) и  $0-10^\circ$  с. ш. (4—6) для океанов (а) и океанов и континентов в целом (б) по данным разных авторов.

1, 4 — данные Т. Г. Берланд; 2, 5 — данные О. А. Авасте; 3, 6 — данные Л. Т. Матвеева.

рез  $5^\circ$  широты и  $5^\circ$  долготы. Эти данные, в частности, существенно уточняют влияние материков и океанов на распределение облачности, что важно для более детального прогноза погоды и построения теории климата.

### 3.3.3. Изменчивость среднего покрытия небосвода облаками

#### 3.3.3.1. Изменчивость от дня ко дню

Для практических целей интерес представляет изменчивость величины  $\bar{N}$  от дня ко дню, которая характеризует, в частности, общую изменчивость погоды и, кроме того, полезна при составлении прогнозов.

Таблица 1 (3.3.3.1)  
Среднее квадратическое отклонение  $\sigma(N)$  (баллы) среднесуточного количества облаков и их среднесуточных значений, по [2]

| $\varphi$      | Период      |       |         |       |        |               |         |       |        |       |
|----------------|-------------|-------|---------|-------|--------|---------------|---------|-------|--------|-------|
|                | XII-II      | III-V | VI-VIII | IX-XI | XII-II | III-V         | VI-VIII | IX-XI | XII-II | III-V |
|                | Над океаном |       |         |       |        | Над материком |         |       |        |       |
| 85° с. ш.      | 3,6         | 3,7   | 3,5     | 3,7   | —      | —             | —       | —     | 3,6    | 3,7   |
| 75             | 3,7         | 3,5   | 3,5     | 3,4   | 3,6    | 3,7           | 3,5     | 3,6   | 3,6    | 3,5   |
| 60             | 3,1         | 3,2   | 2,0     | 2,7   | 3,8    | 3,5           | 3,1     | 3,3   | 3,5    | 3,1   |
| 45             | 2,4         | 2,7   | 2,7     | 2,6   | 3,5    | 3,5           | 3,1     | 3,5   | 3,0    | 3,1   |
| 30             | 2,8         | 2,8   | 2,6     | 2,8   | 3,2    | 3,0           | 2,4     | 2,8   | 2,9    | 2,8   |
| 15             | 2,4         | 2,4   | 2,4     | 2,6   | 2,5    | 2,6           | 2,7     | 2,7   | 2,4    | 2,6   |
| 0              | 2,4         | 2,5   | 2,4     | 2,4   | 2,4    | 2,3           | 2,3     | 2,3   | 2,4    | 2,3   |
| 15° ю. ш.      | 2,2         | 2,2   | 2,0     | 2,2   | 2,1    | 2,5           | 2,4     | 2,5   | 2,1    | 2,3   |
| 30             | 2,2         | 2,1   | 1,9     | 2,1   | 2,6    | 2,6           | 2,8     | 2,5   | 2,3    | 2,2   |
| 45             | 1,9         | 1,8   | 1,7     | 2,5   | 2,1    | 2,0           | 2,0     | 2,2   | 1,9    | 2,5   |
| 60             | 1,9         | 1,6   | 2,0     | 1,9   | —      | —             | —       | —     | 1,9    | 1,9   |
| 75             | 2,8         | 3,0   | 3,2     | 3,3   | 3,1    | 2,3           | 2,6     | 2,5   | 2,8    | 2,7   |
| 85             | —           | —     | —       | —     | 2,4    | 2,0           | 2,1     | 2,0   | 2,4    | 2,0   |
| Над полушарием |             |       |         |       |        |               |         |       |        |       |
| 85° с. ш.      | —           | —     | —       | —     | —      | —             | —       | —     | —      | —     |
| 75             | —           | —     | —       | —     | —      | —             | —       | —     | —      | —     |
| 60             | —           | —     | —       | —     | —      | —             | —       | —     | —      | —     |
| 45             | —           | —     | —       | —     | —      | —             | —       | —     | —      | —     |
| 30             | —           | —     | —       | —     | —      | —             | —       | —     | —      | —     |
| 15             | —           | —     | —       | —     | —      | —             | —       | —     | —      | —     |
| 0              | —           | —     | —       | —     | —      | —             | —       | —     | —      | —     |
| 15° ю. ш.      | —           | —     | —       | —     | —      | —             | —       | —     | —      | —     |
| 30             | —           | —     | —       | —     | —      | —             | —       | —     | —      | —     |
| 45             | —           | —     | —       | —     | —      | —             | —       | —     | —      | —     |
| 60             | —           | —     | —       | —     | —      | —             | —       | —     | —      | —     |
| 75             | —           | —     | —       | —     | —      | —             | —       | —     | —      | —     |
| 85             | —           | —     | —       | —     | —      | —             | —       | —     | —      | —     |

В табл. 1 (3.3.3.1) приведены (в сокращенном виде в соответствии с [2]) средние зональные стандартные (средние квадратические) отклонения  $\sigma(N)$  среднесуточного количества облаков  $N$  от среднего месячного значения. Таблица эта показывает, что изменчивость облачного покрова минимальна (до 1,6 балла) над Южным океаном в широтном поясе  $\varphi > 60^\circ$  ю. ш., несколько больше в тропическом поясе и существенно увеличивается в северных полярных широтах.

Относительная изменчивость, которую характеризует коэффициент вариации  $c_v = \sigma(N)/N$  (табл. 2 (3.3.3.1)), очень мала в поясе  $45-60^\circ$  ю. ш. и составляет там в среднем 25—28 %, увеличиваясь постепенно на север до 50—60 % между  $15^\circ$  ю. ш. и  $15^\circ$  с. ш. Значения  $c_v$  очень велики в северных полярных областях, где в общем  $\sigma > N$ , что возможно, конечно, лишь при очень асимметричном распределении значений  $N$ .

Таблица 2 (3.3.3.1)

Коэффициенты вариации  $c_v = \sigma(N)/N$  (%) в зависимости от широты и сезона

| $\varphi^\circ$    | Зима | Весна | Лето | Осень | Год | $\varphi^\circ$ | Зима  | Весна | Лето | Осень | Год |
|--------------------|------|-------|------|-------|-----|-----------------|-------|-------|------|-------|-----|
| Северное полушарие |      |       |      |       |     | Южное полушарие |       |       |      |       |     |
| 5                  | 93   | 68    | 61   | 65    | 79  | 15              | 36    | 41    | 42   | 42    | 40  |
| 60                 | 53   | 60    | 47   | 46    | 51  | 30              | 43    | 39    | 36   | 37    | 39  |
| 45                 | 47   | 52    | 51   | 54    | 51  | 45              | 28    | 25    | 24   | 34    | 28  |
| 30                 | 59   | 64    | 55   | 64    | 60  | 60              | 26    | 21    | 29   | 25    | 25  |
| 15                 | 58   | 60    | 45   | 55    | 55  | 75              | 93    | 83    | 96   | 100   | 94  |
| 0                  | 44   | 43    | 51   | 41    | 43  | 85              | > 100 |       |      |       |     |

Относительная изменчивость  $N$  над океаном существенно меньше, чем над сушей на соответствующей широте, — в среднем на 9 %, в отдельные сезоны на 15 %. Следовательно, пасмурная погода отличается там особой устойчивостью.

### 3.3.3.2. Суточная изменчивость количества облаков

Как для ряда прикладных задач и прогноза, так и для правильной интерпретации средних данных об облачности, следует иметь в виду сравнительно регулярные общие изменения количества облаков  $N$  в течение суток.

Для изучения суточной изменчивости  $N$  использовался обширный материал наблюдений 1, 7, 13 и 19 ч местного времени для территории СССР (табл. 1 (3.3.3.2)).

Как правило, значение  $N$  днем (13 ч) больше, чем ночью (1 ч) из-за усиления конвекции, увеличения скорости ветра и роста трения в пограничном слое. Все это способствует возникновению облаков.

Таблица 1 (3.3.3.2)

Суточная амплитуда (средняя разность  $N$  (баллы) в 13 и в 1 ч) количества общей облачности над СССР по [2]

| Пункт        | I   | II  | III | IV  | V    | VI   | VII  | VIII | IX   | X    | XI  | XII | Год |
|--------------|-----|-----|-----|-----|------|------|------|------|------|------|-----|-----|-----|
| Архангельск  | 0,7 | 0,7 | 0,8 | 1,3 | 0,5  | 0,6  | 0,6  | 1,3  | 1,7  | 1,1  | 0,4 | 0,5 | 0,8 |
| Елабуга      | 0,6 | 0,7 | 0,8 | 1,4 | 2,2  | 1,6  | 2,0  | 2,5  | 1,9  | 1,1  | 0,5 | 0,6 | 1,3 |
| Оренбург     | 0,6 | 0,8 | 0,9 | 1,1 | 2,6  | 2,5  | 2,9  | 2,5  | 2,3  | 1,7  | 1,0 | 0,9 | 1,7 |
| Ялта         | 1,5 | 1,1 | 1,3 | 2,2 | 2,3  | 2,7  | 2,5  | 2,5  | 2,1  | 2,1  | 1,4 | 1,4 | 1,9 |
| Гурьев       | 1,0 | 1,3 | 1,5 | 2,3 | 2,5  | 2,8  | 2,2  | 2,3  | 2,0  | 2,0  | 1,5 | 1,2 | 1,9 |
| Бет-Пак-Дала | 0,8 | 1,1 | 1,1 | 1,9 | 2,8  | 2,7  | 2,6  | 2,2  | 1,6  | 1,8  | 1,1 | 0,8 | 1,7 |
| Омск         | 1,3 | 1,4 | 0,8 | 2,1 | 2,4  | 1,8  | 2,4  | 3,0  | 2,2  | 1,8  | 1,0 | 0,8 | 1,8 |
| Зезагли      | 1,4 | 1,6 | 1,5 | 1,4 | 1,9  | 1,2  | 0,8  | 0,5  | 0,3  | 0,9  | 1,1 | 1,4 | 1,3 |
| Самарканд    | 0,7 | 0,9 | 1,3 | 1,8 | 1,9  | 1,3  | 0,6  | 0,5  | 0,6  | 0,9  | 1,0 | 0,9 | 1,0 |
| Алма-Ата     | 1,4 | 1,3 | 1,6 | 1,9 | 1,8  | 1,6  | 1,3  | 1,2  | 0,9  | 1,7  | 1,4 | 1,6 | 1,3 |
| Каракуль     | 1,4 | 1,8 | 2,0 | 1,9 | 1,8  | 1,4  | 0,8  | 0,5  | 0,5  | 0,9  | 1,5 | 1,0 | 1,3 |
| Чита         | 1,9 | 2,3 | 2,2 | 3,1 | 3,2  | 2,6  | 2,5  | 2,3  | 2,2  | 2,6  | 1,9 | 2,2 | 2,1 |
| Верхоянск    | 1,4 | 1,0 | 1,3 | 1,2 | 0,9  | 0,7  | 0,2  | 0,6  | 1,0  | 0,8  | 1,1 | 1,2 | 0,9 |
| Хабаровск    | 1,0 | 0,9 | 1,3 | 1,8 | 1,6  | 1,5  | 1,7  | 1,6  | 1,9  | 1,1  | 1,9 | 1,0 | 0,5 |
| Владивосток  | 1,3 | 1,5 | 1,7 | 1,8 | 0,9  | 0,0  | -0,3 | 0,3  | 1,3  | 0,7  | 1,1 | 1,0 | 1,0 |
| Невельск     | 0,3 | 0,9 | 1,0 | 1,3 | 1,1  | 0,6  | 1,1  | 0,8  | 1,0  | 1,5  | 1,2 | 0,5 | 1,0 |
| Никольское   | 0,9 | 0,6 | 0,4 | 0,1 | -0,1 | 0,0  | 0,3  | 1,0  | 1,2  | 1,0  | 0,9 | 0,6 | 0,4 |
| Тбилиси      | 1,0 | 1,1 | 1,0 | 1,0 | 0,4  | -0,3 | -0,4 | -0,7 | -0,6 | -0,5 | 0,8 | 1,0 | 0,4 |
| Гагра        | 1,0 | 1,0 | 1,2 | 0,6 | 0,7  | 0,5  | 0,7  | 0,7  | 1,0  | 1,4  | 1,3 | 1,1 | 0,9 |

Над континентальной частью СССР, в высоких и средних широтах величина  $\Delta N = N_{13} - N_1$  (индексы указывают время наблюдения в часах) в среднем всегда положительна. Она невелика зимой, существенно возрастает весной, довольно велика летом и снова сильно убывает после октября. Местами в ходе величины  $N$  есть даже два отдельных максимума — весенний и летний.

В засушливых областях на юге СССР  $\Delta N$ , наоборот, велико зимой; летом же  $\Delta N$  мало, поскольку в это время невелики значения  $N_{13}$  и  $N_1$ . Однако и здесь  $\Delta N > 0$ ; это свидетельствует о том, что дневной прогрев сказывается на облачности и даже при очень небольшой в общем влажности воздуха. Летом, в июне и июле, в период, когда  $\Delta N$  обычно велико,  $\Delta N$ , однако, остаются малыми на севере СССР: в Архангельске  $\Delta N = 0,6$  балла, в Верхоянске  $\Delta N = 0,2 \dots 0,7$  балла. Разность  $\Delta N$  резко увеличивается в средней полосе СССР — до 2,2—2,8 баллов в Гурьеве, 3,3—3,4 баллов в Ворошиловграде и 2,5—2,6 баллов в Чите. На юге, где влажность существенно меньше,  $\Delta N$  снова убывает; так в Средней Азии в июле—августе  $\Delta N = 0,5 \dots 0,8$ .

В наиболее континентальных областях Закавказья  $\Delta N < 0$ , т. е.  $N_{13} < N_1$  — это единственное исключение для юга нашей страны.

Интересен пример муссонного климата Дальнего Востока, где в приморских областях величина  $\Delta N$  близка к 0. Возможно, там летняя муссонная циркуляция подавляет развитие облаков днем в прибрежных зонах. Однако на более теплом побережье Черного моря величина  $\Delta N$  велика, несмотря на развитие бризов, относящихся облака частично в глубь материка.

### 3.3.4. Повторяемость ясной, облачной и пасмурной погоды

Очень часто климатологи предпочитают описывать облачность не средними ее значениями  $\bar{N}$ , как это было сделано выше, а повторяемостью (или вероятностью) различных значений  $N_i$ . При наблюдении с Земли во многих областях земного шара наибольшая повторяемость приходится на  $N = 10$  и  $N = 0$ . Так, в частности, в Москве (табл. 1 (3.3.4)) в 66 % случаев небо полностью покрыто облаками ( $N = 10$ ) и в 8,0 % случаев ясно ( $N = 0$ ). Летом повторяемость ясных дней увеличивается до 11,4 %, а зимой — убывает до 4,8 %. Вероятность всех промежуточных значений  $N = 1 \dots 9$  — несплошной или разорванной облачности — почти одинакова и в среднем составляет 2,9 % на 1 балл.

В течение многих лет в климатологических справочниках СССР используется деление погоды с точки зрения облачности на три класса (мы будем называть такое деление «схемой А») — ясную ( $N = 0 \dots 2$ ), полую ясную ( $N = 3 \dots 7$ ) и пасмурную ( $N = 8 \dots 10$ ). Разработанный для СССР по схеме А климатологический материал весьма обширен, и примеры его использования будут даны ниже.



Таблица 1 (3.3.4)

Повторяемость (число случаев) значений  $N_i$  общей облачности по результатам ежедневных наблюдений за 8 сроков (Москва, 1983 г.)

| $N_i$<br>баллы             | Месяц      |            |            |            |            |            |            |            |            |            |            |            | Число<br>случаев | Год<br>% |
|----------------------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------------|----------|
|                            | I          | II         | III        | IV         | V          | VI         | VII        | VIII       | IX         | X          | XI         | XII        |                  |          |
| 0                          | 5          | 13         | 19         | 12         | 18         | 16         | 21         | 47         | 37         | 21         | 7          | 17         | 233              | 8,0      |
| 1                          | 0          | 4          | 3          | 0          | 3          | 6          | 7          | 9          | 4          | 2          | 4          | 3          | 45               | 1,7      |
| 2                          | 4          | 2          | 3          | 2          | 12         | 11         | 8          | 17         | 6          | 5          | 4          | 5          | 79               | 2,7      |
| 3                          | 4          | 5          | 8          | 6          | 18         | 7          | 9          | 12         | 8          | 6          | 3          | 2          | 88               | 3,0      |
| 4                          | 2          | 5          | 2          | 4          | 8          | 4          | 8          | 16         | 7          | 9          | 3          | 4          | 72               | 2,5      |
| 5                          | 3          | 4          | 8          | 6          | 18         | 8          | 11         | 13         | 6          | 5          | 4          | 2          | 88               | 3,0      |
| 6                          | 5          | 2          | 4          | 5          | 8          | 10         | 20         | 6          | 9          | 7          | 4          | 5          | 85               | 2,9      |
| 7                          | 2          | 6          | 6          | 11         | 10         | 16         | 15         | 8          | 10         | 4          | 3          | 3          | 94               | 3,2      |
| 8                          | 8          | 6          | 15         | 13         | 16         | 17         | 12         | 16         | 12         | 15         | 5          | 6          | 141              | 4,8      |
| 9                          | 1          | 0          | 5          | 6          | 13         | 10         | 6          | 8          | 12         | 4          | 1          | 3          | 69               | 2,6      |
| 10                         | 214        | 177        | 175        | 175        | 123        | 135        | 131        | 96         | 129        | 170        | 202        | 198        | 1925             | 65,9     |
| 0-2                        | 9          | 19         | 25         | 14         | 33         | 33         | 36         | 73         | 47         | 28         | 15         | 25         | 357              |          |
| 3-7                        | 16         | 282        | 28         | 32         | 62         | 45         | 63         | 55         | 40         | 31         | 17         | 16         | 427              |          |
| 8-10                       | 223        | 183        | 195        | 194        | 152        | 162        | 149        | 120        | 153        | 189        | 208        | 207        | 2135             |          |
| Средняя<br>общая<br>нижняя | 9,3<br>8,5 | 8,5<br>7,7 | 8,3<br>4,9 | 8,6<br>6,3 | 7,3<br>4,2 | 7,7<br>6,5 | 7,4<br>5,6 | 5,7<br>4,1 | 7,2<br>4,4 | 8,1<br>6,8 | 9,0<br>7,9 | 8,7<br>7,8 | 8,0<br>6,4       |          |

Хотя, на первый взгляд, такой способ климатологического анализа повторяемости  $N$  менее нагляден, чем, например, простой просмотр таблиц средних  $N$ , он имеет свои преимущества. Так, например, на рис. 1 (3.3.4) сравнивается годовой ход  $N_i$  — вероятности ясной погоды в нескольких местах СССР. Видно, что для большей части нашей территории, расположенной в умеренных

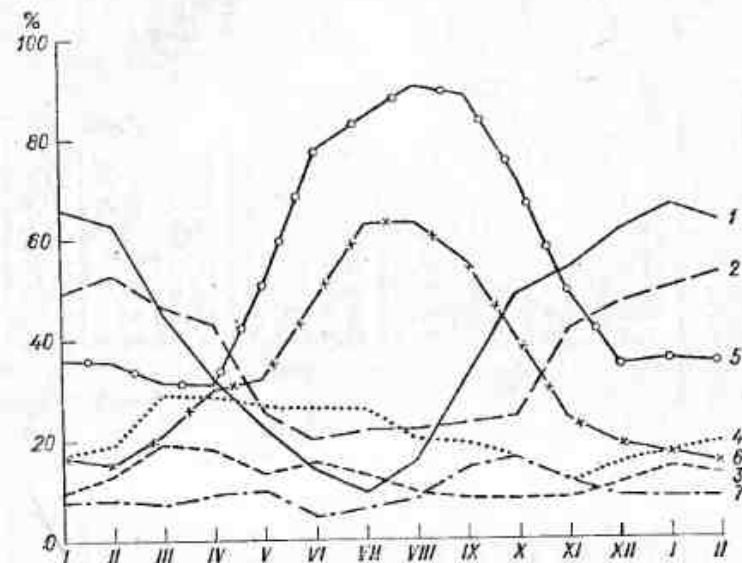


Рис. 1 (3.3.4). Годовой ход вероятности (%) ясных дней (облачность не более 1-2 баллов).

1 — Владивосток, 2 — Верхоянск, 3 — Архангельск, 4 — Вологда, 5 — Бухара, 6 — Ялта, 7 — Никольское.

широтах, типична ясная погода весной (особенно в Сибири), затем гораздо менее солнечное лето и далее довольно пасмурная поздняя осень (октябрь, ноябрь). Эти черты можно обнаружить, правда, и в ходе средних  $N$ , но они мало заметны; колебания  $N$  составляют десятки доли балла.

В мировой климатологии используются и несколько иные методы анализа повторяемости  $N$ . Так, в [9] дана таблица повторяемостей  $N$  по градациям 0, 1-3, 7-8 и 9-10 баллов (мы будем называть такое деление «схема В»). Однако в [9] по схеме В анализируются спутниковые данные об облачности для обширных участков земной поверхности (табл. 2 (3.3.4)) в прямоугольниках  $5 \times 10^\circ$ . Из-за большой площади осреднения в табл. 2 (3.3.4) неслика повторяемость крайних значений  $N=0$  и  $N=9 \dots 10$  и преобладают средние значения  $N=4 \dots 8$ . Во многих справочниках, в частности в обзоре [9], указывается просто вероятность ясной и пасмурной погоды; при этом иногда не уточняется их специ-

Таблица 2 (3.3.4)

Повторяемость (%) различных градаций количества облачности  $N$  за 1966—1975 гг. [9]

| $\varphi^*$        | $N$ баллы |      |      |      |      |       |      |      |      |      |
|--------------------|-----------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|
|                    | 0         | 1—3  | 4—6  | 7—8  | 9—10 | 0     | 1—3  | 4—6  | 7—8  | 9—10 |
| Северное полушарие |           |      |      |      |      |       |      |      |      |      |
|                    | Зима      |      |      |      |      | Весна |      |      |      |      |
| 80                 | 43,7      | 12,2 | 17,0 | 11,3 | 15,8 | 39,0  | 12,7 | 18,6 | 14,0 | 15,7 |
| 70                 | 35,5      | 11,3 | 15,7 | 16,2 | 21,3 | 30,4  | 11,0 | 18,8 | 21,3 | 18,5 |
| 60                 | 22,1      | 7,6  | 16,3 | 25,8 | 28,2 | 17,8  | 8,2  | 19,8 | 30,4 | 23,8 |
| 50                 | 14,0      | 5,8  | 16,7 | 33,0 | 30,5 | 13,3  | 7,3  | 21,4 | 31,8 | 26,2 |
| 40                 | 14,3      | 6,1  | 21,6 | 31,9 | 25,1 | 15,5  | 9,2  | 26,0 | 27,8 | 21,5 |
| 30                 | 23,8      | 7,1  | 26,3 | 26,4 | 16,4 | 23,0  | 10,2 | 29,4 | 22,8 | 14,6 |
| 20                 | 27,6      | 8,4  | 35,9 | 20,1 | 8,0  | 26,3  | 10,5 | 37,8 | 18,2 | 7,2  |
| 10                 | 19,1      | 9,0  | 34,8 | 20,1 | 7,0  | 12,0  | 11,0 | 44,9 | 22,2 | 9,0  |
| 0                  | 7,6       | 4,9  | 46,6 | 29,9 | 11,0 | 6,7   | 7,6  | 45,8 | 28,3 | 11,6 |
|                    | Лето      |      |      |      |      | Осень |      |      |      |      |
| 80                 | 17,6      | 7,0  | 25,5 | 24,1 | 25,8 | 23,4  | 9,6  | 19,1 | 25,6 | 22,3 |
| 70                 | 16,5      | 6,4  | 22,5 | 29,6 | 25,0 | 17,2  | 6,6  | 18,1 | 30,7 | 27,4 |
| 60                 | 10,6      | 5,7  | 23,2 | 34,5 | 26,0 | 10,5  | 4,8  | 17,3 | 36,5 | 30,9 |
| 50                 | 10,8      | 6,4  | 23,7 | 32,1 | 27,0 | 12,8  | 5,6  | 20,6 | 34,8 | 26,2 |
| 40                 | 19,4      | 9,4  | 29,7 | 24,1 | 17,4 | 20,1  | 8,0  | 26,6 | 27,8 | 17,5 |
| 30                 | 24,5      | 7,7  | 33,3 | 23,0 | 11,5 | 26,4  | 7,0  | 32,2 | 22,9 | 11,5 |
| 20                 | 17,4      | 8,6  | 38,1 | 24,9 | 11,0 | 23,7  | 7,9  | 39,9 | 21,2 | 8,0  |
| 10                 | 6,0       | 4,4  | 39,7 | 35,5 | 14,4 | 10,0  | 5,5  | 40,1 | 21,2 | 13,2 |
| 0                  | 6,3       | 4,0  | 45,9 | 32,2 | 11,0 | 7,4   | 3,3  | 45,0 | 32,8 | 11,5 |
| Южное полушарие    |           |      |      |      |      |       |      |      |      |      |
|                    | Лето      |      |      |      |      | Осень |      |      |      |      |
| 10                 | 2,3       | 12,5 | 40,7 | 38,3 | 6,2  | 5,5   | 15,5 | 44,1 | 32,3 | 2,6  |
| 20                 | 2,7       | 14,0 | 40,3 | 36,9 | 6,1  | 6,8   | 14,8 | 43,3 | 31,1 | 4,0  |
| 30                 | 5,4       | 16,4 | 41,2 | 32,1 | 4,8  | 4,5   | 11,8 | 41,8 | 37,5 | 4,4  |
| 40                 | 1,9       | 7,5  | 32,4 | 50,4 | 7,6  | 1,4   | 4,0  | 28,8 | 56,7 | 9,1  |
| 50                 | 0,8       | 3,0  | 24,8 | 57,9 | 12,9 | 0,6   | 2,6  | 21,6 | 60,5 | 14,8 |
| 60                 | 0,7       | 2,6  | 21,2 | 57,9 | 17,7 | 0,5   | 1,4  | 17,4 | 62,2 | 18,5 |
| 70                 | 17,5      | 16,4 | 25,7 | 31,7 | 8,7  | 22,1  | 11,8 | 20,1 | 36,5 | 9,4  |
| 80                 | 61,9      | 14,2 | 10,4 | 9,7  | 3,8  | 64,4  | 7,8  | 10,4 | 16,7 | 0,7  |
|                    | Зима      |      |      |      |      | Весна |      |      |      |      |
| 10                 | 8,8       | 15,5 | 45,0 | 27,6 | 3,1  | 5,2   | 12,9 | 42,4 | 34,0 | 5,5  |
| 20                 | 10,0      | 15,5 | 40,4 | 33,1 | 3,6  | 7,1   | 13,0 | 36,3 | 37,3 | 6,3  |
| 30                 | 5,7       | 9,6  | 35,8 | 43,5 | 5,3  | 4,9   | 11,1 | 32,0 | 44,9 | 7,1  |
| 40                 | 1,3       | 3,8  | 29,9 | 54,8 | 10,2 | 1,7   | 5,0  | 24,5 | 56,8 | 11,9 |
| 50                 | 1,0       | 3,1  | 26,4 | 57,0 | 12,5 | 0,6   | 3,1  | 19,2 | 59,5 | 17,6 |
| 60                 | 1,4       | 4,0  | 25,4 | 55,3 | 13,9 | 1,1   | 2,5  | 16,3 | 56,8 | 23,3 |
| 70                 | 23,5      | 13,2 | 24,0 | 33,5 | 5,8  | 25,9  | 13,3 | 19,1 | 31,5 | 10,2 |
| 80                 | 65,7      | 11,2 | 8,5  | 13,8 | 0,8  | 69,9  | 7,3  | 7,5  | 14,3 | 1,0  |

кация. Такие данные назовем «без уточнения» (БУ). В результате, данные, например, о ясной погоде, приведенные по схемам А и В (при  $N=0$ ) и по детальной схеме (как в табл. 1 (3.3.4)), не вполне сравнимы между собой.

Таблица 2 (3.3.4) дает общее представление о глобальном макроскопическом распределении повторяемости облачности по сезонам. В ней обнаруживается сравнительно малая (хотя и большая чем, например, в табл. 1 (3.3.4)) повторяемость значений  $N=0$ , и несколько повышенная (слабее, чем по данным других схем) вероятность пасмурного неба  $N=9 \dots 10$ .

Наиболее характерно заметное в табл. 2 (3.3.4) местное явление — малая вероятность средних отметок  $N=4 \dots 6$  (разорванная облачность) в высоких широтах, особенно зимой и в южном полушарии. Она возрастает до 45—47 % в низких широтах во все сезоны. Во всем тропическом поясе, таким образом, разорванная или несплошная облачность очень типична, и эту ее черту схема В выявляет отлично.

Повторяемость значения  $N=0$ , согласно табл. 2 (3.3.4), велика в высоких широтах (в южном полушарии весь год, в северном — преимущественно зимой и весной) и убывает в обоих полушариях к зоне 45—60° широты с более развитой циклонической деятельностью. Далее повторяемость  $N=0$  возрастает, отчетливо обнаруживая влияние зоны пустынь северного полушария (20—30° с. ш.), особенно летом, когда она составляет 25—27 %. В южном полушарии влияние меньших по площади пустынь обуславливает лишь незначительное повышение вероятности (до 5—10 %) ясной погоды. В отдельных пунктах, однако, преобладает ясная погода.

Не следует забывать, что в табл. 2 (3.3.4) приведены средние зональные значения вероятности  $N_i$  как над материками, так и над океанами. В отдельных пунктах вероятность  $N_i$  может сильно отличаться от средней зональной.

Как уже говорилось, для СССР имеется обширный материал об облачности, разработанный по схеме А. Примеры его приведены в табл. 3 (3.3.4) для всех месяцев года. Они демонстрируют возможности более детального анализа зависимости повторяемости  $N_i$  от широты и сезона. В случае необходимости дополнительных данных следует обратиться к Климатическому справочнику СССР (вып. 1—34), содержащему очень подробные данные об облачности для большого числа станций СССР.

Очень небольшая выборка, приведенная в табл. 4 (3.3.4), ясно показывает, насколько мала повторяемость ясной погоды на западе СССР зимой. Она возрастает по мере продвижения на восток (известна «облачная тень» — уменьшение количества облаков и осадков за Уралом, например, в Омске). Следует отметить, что в области зимнего муссона на Дальнем Востоке повторяемость ясной погоды очень велика. Разнообразны условия в это время на Крайнем Севере — от исключительно большой повторяемости пасмурной погоды в циклонической зоне над Белым морем (Сос-

Повторяемость (%) трех градаций  $N_i$  (ясно, облачно и пасмурно)

| Пункт наблюдений | $N_i$<br>баллы | Месяц |    |     |    |    |    |     |      |    |    |    |     |
|------------------|----------------|-------|----|-----|----|----|----|-----|------|----|----|----|-----|
|                  |                | I     | II | III | IV | V  | VI | VII | VIII | IX | X  | XI | XII |
| Запад СССР       |                |       |    |     |    |    |    |     |      |    |    |    |     |
| Москва           | 0—2            | 15    | 17 | 25  | 29 | 29 | 28 | 29  | 27   | 23 | 19 | 10 | 10  |
|                  | 3—7            | 7     | 11 | 11  | 18 | 28 | 29 | 30  | 27   | 20 | 14 | 8  | 8   |
|                  | 8—10           | 78    | 72 | 64  | 53 | 43 | 43 | 41  | 46   | 55 | 67 | 82 | 82  |
| Казань           | 0—2            | 18    | 26 | 32  | 31 | 31 | 32 | 32  | 33   | 26 | 21 | 12 | 17  |
|                  | 3—7            | 5     | 7  | 8   | 13 | 20 | 23 | 23  | 20   | 13 | 9  | 4  | 4   |
|                  | 8—10           | 77    | 67 | 60  | 56 | 49 | 45 | 45  | 47   | 61 | 70 | 84 | 79  |
| Ростов-на-Дону   | 0—2            | 19    | 20 | 23  | 31 | 41 | 35 | 49  | 60   | 55 | 40 | 20 | 14  |
|                  | 3—7            | 6     | 7  | 10  | 16 | 23 | 27 | 23  | 19   | 15 | 14 | 9  | 5   |
|                  | 8—10           | 75    | 73 | 67  | 53 | 36 | 38 | 28  | 21   | 30 | 46 | 71 | 81  |
| Харьков          | 0—2            | 14    | 21 | 21  | 29 | 35 | 30 | 37  | 47   | 41 | 34 | 14 | 13  |
|                  | 3—7            | 6     | 6  | 9   | 13 | 20 | 25 | 22  | 21   | 15 | 9  | 6  | 5   |
|                  | 8—10           | 80    | 70 | 70  | 58 | 45 | 45 | 41  | 32   | 44 | 57 | 80 | 82  |
| Киров            | 0—2            | 15    | 20 | 29  | 29 | 27 | 27 | 26  | 20   | 17 | 14 | 9  | 16  |
|                  | 3—7            | 9     | 12 | 13  | 10 | 25 | 30 | 34  | 27   | 21 | 13 | 8  | 8   |
|                  | 8—10           | 70    | 68 | 58  | 52 | 48 | 43 | 40  | 53   | 62 | 73 | 83 | 76  |
| Сосновец         | 0—2            | 4     | 7  | 9   | 9  | 7  | 4  | 7   | 5    | 5  | 5  | 3  | 4   |
|                  | 3—7            | 7     | 21 | 21  | 21 | 20 | 24 | 26  | 17   | 19 | 19 | 15 | 12  |
|                  | 8—10           | 79    | 72 | 70  | 70 | 73 | 69 | 67  | 78   | 76 | 76 | 82 | 84  |

| Пункт наблюдений   | $N_i$<br>баллы | Месяц |    |     |    |    |    |     |      |    |    |    |     |
|--|----------------|-------|----|-----|----|----|----|-----|------|----|----|----|-----|
|  |                | I     | II | III | IV | V  | VI | VII | VIII | IX | X  | XI | XII |
| Западная Сибирь, Урал, Восточная Сибирь и Дальний Восток |                |       |    |     |    |    |    |     |      |    |    |    |     |
| Свердловск   | 0—2            | 26    | 34 | 37  | 37 | 27 | 26 | 23  | 24   | 24 | 18 | 15 | 21  |
|  | 3—7            | 9     | 10 | 12  | 15 | 22 | 24 | 27  | 21   | 18 | 10 | 8  | 9   |
|  | 8—10           | 65    | 56 | 51  | 48 | 51 | 50 | 50  | 55   | 58 | 72 | 77 | 70  |
| Омск   | 0—2            | 34    | 39 | 45  | 40 | 26 | 22 | 24  | 23   | 31 | 22 | 22 | 25  |
|  | 3—7            | 15    | 19 | 19  | 25 | 24 | 37 | 40  | 37   | 27 | 20 | 17 | 13  |
|  | 8—10           | 51    | 42 | 36  | 35 | 40 | 41 | 36  | 40   | 42 | 58 | 61 | 62  |
| Диксон   | 0—2            | 27    | 28 | 27  | 23 | 10 | 10 | 14  | 9    | 3  | 8  | 16 | 30  |
|  | 3—7            | 13    | 17 | 18  | 16 | 10 | 10 | 14  | 12   | 10 | 12 | 13 | 18  |
|  | 8—10           | 60    | 55 | 55  | 61 | 80 | 80 | 72  | 79   | 87 | 80 | 71 | 52  |
| Агзу   | 0—2            | 58    | 53 | 37  | 26 | 19 | 16 | 14  | 14   | 20 | 42 | 53 | 56  |
|  | 3—7            | 10    | 10 | 15  | 15 | 15 | 15 | 14  | 14   | 16 | 17 | 15 | 12  |
|  | 8—10           | 38    | 37 | 48  | 59 | 66 | 69 | 72  | 72   | 64 | 41 | 32 | 32  |
| Владивосток  | 0—2            | 66    | 63 | 45  | 32 | 22 | 14 | 10  | 16   | 34 | 49 | 54 | 62  |
|  | 3—7            | 9     | 9  | 11  | 12 | 13 | 10 | 8   | 11   | 16 | 12 | 10 | 9   |
|  | 8—10           | 25    | 28 | 44  | 56 | 65 | 76 | 82  | 73   | 50 | 39 | 36 | 29  |
| Иркутск  | 0—2            | 31    | 37 | 36  | 27 | 23 | 22 | 23  | 25   | 30 | 31 | 24 | 21  |
|  | 3—7            | 5     | 6  | 8   | 9  | 11 | 13 | 13  | 12   | 10 | 9  | 8  | 5   |
|  | 8—10           | 64    | 57 | 56  | 64 | 66 | 65 | 64  | 63   | 60 | 60 | 68 | 74  |
| Ербогачен  | 0—2            | 32    | 37 | 36  | 30 | 17 | 20 | 22  | 25   | 21 | 15 | 27 | 20  |
|  | 3—7            | 8     | 8  | 11  | 12 | 16 | 13 | 21  | 17   | 12 | 8  | 9  | 8   |
|  | 8—10           | 60    | 55 | 53  | 58 | 67 | 62 | 57  | 58   | 67 | 77 | 64 | 72  |
| Мама   | 0—2            | 26    | 31 | 31  | 28 | 22 | 24 | 25  | 21   | 20 | 12 | 20 | 22  |
|  | 3—7            | 12    | 13 | 17  | 17 | 22 | 24 | 26  | 20   | 13 | 11 | 11 | 13  |
|  | 8—10           | 62    | 56 | 52  | 55 | 56 | 52 | 49  | 59   | 67 | 77 | 69 | 66  |
| Красноярск   | 0—2            | 30    | 30 | 27  | 28 | 22 | 24 | 23  | 24   | 22 | 16 | 19 | 26  |
|  | 3—7            | 10    | 10 | 13  | 16 | 21 | 24 | 29  | 21   | 16 | 14 | 11 | 10  |
|  | 8—10           | 60    | 60 | 60  | 59 | 57 | 52 | 48  | 55   | 62 | 70 | 70 | 64  |
| Кызыл  | 0—2            | 32    | 35 | 36  | 30 | 26 | 21 | 22  | 26   | 32 | 31 | 24 | 26  |
|  | 3—7            | 10    | 10 | 12  | 15 | 20 | 21 | 25  | 24   | 18 | 17 | 12 | 10  |
|  | 8—10           | 58    | 55 | 52  | 55 | 54 | 58 | 53  | 50   | 50 | 52 | 64 | 64  |



| Пункт наблюдений | N <sub>I</sub><br>баллы | Месяц          |                |                |                |                |                |                |                |                |                |                |                |
|------------------|-------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
|                  |                         | I              | II             | III            | IV             | V              | VI             | VII            | VIII           | IX             | X              | XI             | XII            |
|                  |                         | Юг СССР        |                |                |                |                |                |                |                |                |                |                |                |
| Сочи             | 0-2<br>3-7<br>8-10      | 23<br>16<br>61 | 24<br>16<br>60 | 28<br>18<br>54 | 27<br>19<br>54 | 29<br>23<br>48 | 40<br>26<br>34 | 52<br>23<br>20 | 57<br>23<br>20 | 52<br>21<br>27 | 43<br>30<br>37 | 29<br>21<br>50 | 27<br>16<br>57 |
| Ялта             | 0-2<br>3-7<br>8-10      | 15<br>17<br>68 | 18<br>16<br>60 | 21<br>17<br>62 | 32<br>18<br>50 | 37<br>23<br>40 | 42<br>26<br>32 | 57<br>24<br>19 | 63<br>20<br>17 | 52<br>23<br>25 | 36<br>22<br>42 | 22<br>18<br>60 | 17<br>13<br>70 |
| Гурьев           | 0-2<br>3-7<br>8-10      | 25<br>7<br>68  | 36<br>11<br>53 | 43<br>11<br>46 | 43<br>16<br>81 | 40<br>21<br>39 | 45<br>23<br>32 | 48<br>20<br>32 | 57<br>18<br>25 | 53<br>17<br>30 | 47<br>16<br>37 | 29<br>12<br>59 | 25<br>7<br>68  |
| Тбилиси          | 0-2<br>3-7<br>8-10      | 26<br>15<br>59 | 22<br>18<br>60 | 20<br>18<br>62 | 22<br>18<br>60 | 22<br>22<br>56 | 33<br>24<br>43 | 36<br>25<br>39 | 41<br>24<br>35 | 38<br>21<br>41 | 34<br>18<br>48 | 24<br>16<br>60 | 26<br>16<br>58 |
| Гагра            | 0-2<br>3-7<br>8-10      | 18<br>14<br>68 | 16<br>16<br>68 | 15<br>16<br>69 | 19<br>15<br>66 | 19<br>20<br>61 | 32<br>26<br>42 | 37<br>27<br>36 | 42<br>28<br>30 | 40<br>26<br>34 | 34<br>24<br>42 | 26<br>20<br>54 | 20<br>18<br>62 |
| Батуми           | 0-2<br>3-7<br>8-10      | 24<br>13<br>63 | 21<br>11<br>68 | 19<br>13<br>68 | 20<br>14<br>66 | 24<br>17<br>59 | 31<br>21<br>48 | 25<br>21<br>54 | 28<br>22<br>50 | 31<br>18<br>51 | 35<br>16<br>48 | 29<br>16<br>55 | 26<br>17<br>57 |
| Ташкент          | 0-2<br>3-7<br>8-10      | 27<br>9<br>64  | 25<br>8<br>67  | 25<br>8<br>67  | 30<br>12<br>58 | 44<br>15<br>41 | 65<br>14<br>21 | 78<br>10<br>12 | 85<br>7<br>8   | 79<br>9<br>12  | 56<br>10<br>34 | 38<br>10<br>52 | 29<br>9<br>62  |
| Нукус            | 0-2<br>3-7<br>8-10      | 32<br>10<br>58 | 37<br>9<br>54  | 35<br>15<br>50 | 37<br>17<br>46 | 48<br>31<br>31 | 63<br>18<br>19 | 71<br>15<br>14 | 78<br>12<br>10 | 78<br>11<br>11 | 59<br>14<br>27 | 47<br>14<br>39 | 40<br>9<br>51  |
| Андижан          | 0-2<br>3-7<br>8-10      | 30<br>10<br>60 | 27<br>10<br>63 | 25<br>12<br>63 | 29<br>14<br>57 | 36<br>20<br>44 | 50<br>21<br>29 | 63<br>18<br>19 | 70<br>15<br>15 | 72<br>12<br>16 | 55<br>14<br>31 | 40<br>12<br>48 | 28<br>8<br>64  |

Таблица 4 (3.3.4)

Повторяемость (%) ясного, полужасного и пасмурного неба в январе и июле

| Пункт                 | $N=0... 2$ |     | $N=3... 7$ |     | $N=8... 10$ |     |
|-----------------------|------------|-----|------------|-----|-------------|-----|
|                       | I          | VII | I          | VII | I           | VII |
| ЕТС                   |            |     |            |     |             |     |
| Москва                | 15         | 29  | 7          | 30  | 78          | 41  |
| Казань                | 18         | 32  | 5          | 23  | 77          | 45  |
| Ростов-на-Дону        | 19         | 49  | 6          | 23  | 75          | 28  |
| Харьков               | 14         | 37  | 6          | 22  | 80          | 41  |
| Киров                 | 15         | 26  | 9          | 34  | 76          | 40  |
| Сосновец              | 4          | 7   | 7          | 26  | 79          | 67  |
| Юг СССР               |            |     |            |     |             |     |
| Ялта                  | 15         | 57  | 17         | 24  | 68          | 19  |
| Сочи                  | 23         | 52  | 16         | 23  | 61          | 25  |
| Батуми                | 24         | 25  | 13         | 21  | 63          | 54  |
| Тбилиси               | 26         | 36  | 15         | 25  | 59          | 39  |
| Гурьев                | 25         | 48  | 7          | 20  | 68          | 32  |
| Нукус                 | 32         | 71  | 10         | 15  | 58          | 14  |
| Ташкент               | 27         | 78  | 9          | 10  | 64          | 12  |
| Андижан               | 30         | 63  | 10         | 18  | 60          | 19  |
| Западная Сибирь, Урал |            |     |            |     |             |     |
| Свердловск            | 26         | 23  | 9          | 27  | 65          | 50  |
| Омск                  | 34         | 24  | 15         | 40  | 51          | 36  |
| Диксон                | 27         | 14  | 13         | 14  | 60          | 72  |
| Восточная Сибирь      |            |     |            |     |             |     |
| Челюскин              | 44         | 11  | 10         | 8   | 46          | 81  |
| Игарка                | 26         | 23  | 5          | 24  | 69          | 53  |
| Красноярск            | 30         | 23  | 10         | 29  | 60          | 48  |
| Кызыл                 | 32         | 22  | 10         | 25  | 58          | 53  |
| Иркутск               | 31         | 23  | 5          | 13  | 64          | 64  |
| Ербогачен             | 32         | 22  | 8          | 21  | 60          | 57  |
| Мама                  | 26         | 25  | 12         | 26  | 62          | 49  |
| Дальний Восток        |            |     |            |     |             |     |
| Агау                  | 58         | 14  | 10         | 14  | 38          | 72  |
| Владивосток           | 66         | 10  | 9          | 8   | 25          | 82  |

повец) до значительной повторяемости ясных дней на м. Челюскин.

Летом распределение повторяемости ясных дней по нашей территории крайне неоднородно, хотя она отчетливо увеличивается к югу — от 26 % в Кирове до 48 % в Гурьеве и 78 % в Ташкенте. В Сибири повторяемость распределена довольно однородно, значения ее невелики (23—25 %) и резко уменьшаются во время летнего муссона на Дальнем Востоке.

Вероятность неполной облачности ( $N=3... 7$  баллов) зимой невелика (8—10 %) повсюду, кроме юга СССР, а летом значительно увеличивается, особенно в континентальных областях.

Повторяемость (число дней) пасмурной и ясной погоды в некоторых характерных областях

| № п/п   | Пункт                      | Ф <sup>+</sup><br>с.ш. | I             | II            | III           | IV            | V             | VI            | VII            | VIII           | IX             | X              | XI            | XII           | Год             |
|---|----------------------------|------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|----------------|----------------|----------------|----------------|---------------|---------------|-----------------|
| А. Пасмурная погода                                   |                            |                        |               |               |               |               |               |               |                |                |                |                |               |               |                 |
| 1   | Кито (Экватор)             | 0                      | 20            | 22            | 25            | 23            | 20            | 16            | 12             | 14             | 14             | 21             | 22            | 18            | 227             |
| 2   | Миникой (Мальдивские о-ва) | 8                      | 10            | 9             | 9             | 13            | 20            | 26            | 26             | 25             | 18             | 19             | 18            | 12            | 206             |
| 3   | Рангун (Бирма)             | 17                     | 22            | 18            | 17            | 26            | 29            | 29            | 30             | 31             | 29             | 22             | 17            | 13            | 283             |
| 4   | Брюссель (Бельгия)         | 51                     | 18            | 16            | 14            | 13            | 13            | 10            | 16             | 13             | 10             | 13             | 19            | 20            | 172             |
| 5   | Рейкьявик (Исландия)       | 64                     | 14            | 13            | 14            | 16            | 16            | 16            | 16             | 16             | 16             | 15             | 14            | 14            | 180             |
| 6   | Фербенкс (Аляска)          | 65                     | 9             | 12            | 14            | 15            | 17            | 14            | 18             | 20             | 15             | 20             | 15            | 13            | 182             |
| Б. Ясная погода                                       |                            |                        |               |               |               |               |               |               |                |                |                |                |               |               |                 |
| 1   | Хартум (Судан)             | 16                     | 25            | 22            | 25            | 23            | 19            | 17            | 11             | 12             | 13             | 19             | 27            | 27            | 240             |
| 2   | Шарджа (Арабские Эмираты)  | 25                     | 14            | 16            | 18            | 23            | 26            | 28            | 26             | 28             | 30             | 28             | 23            | 18            | 278             |
| 3   | Рим (Италия)               | 42                     | 10            | 8             | 8             | 6             | 11            | 15            | 22             | 21             | 12             | 14             | 8             | 10            | 145             |
| 4   | Улан-Батор (Монголия)      | 48                     | 14            | 13            | 8             | 6             | 4             | 2             | 1              | 4              | 6              | 9              | 9             | 11            | 87              |
| В. Ясная (числитель) и пасмурная (знаменатель) погода |                            |                        |               |               |               |               |               |               |                |                |                |                |               |               |                 |
| 1   | о. Гуам                    | 14                     | $\frac{1}{7}$ | $\frac{2}{6}$ | $\frac{2}{6}$ | $\frac{3}{3}$ | $\frac{3}{5}$ | $\frac{3}{5}$ | $\frac{1}{10}$ | $\frac{1}{12}$ | $\frac{1}{12}$ | $\frac{1}{11}$ | $\frac{1}{7}$ | $\frac{2}{7}$ | $\frac{21}{91}$ |
| 2   | Пуэрт-а-Патр (Гаити)       | 16                     | $\frac{0}{4}$ | $\frac{0}{4}$ | $\frac{0}{7}$ | $\frac{0}{0}$ | $\frac{0}{8}$ | $\frac{0}{5}$ | $\frac{0}{5}$  | $\frac{0}{2}$  | $\frac{0}{4}$  | $\frac{0}{5}$  | $\frac{0}{5}$ | $\frac{0}{3}$ | $\frac{0}{53}$  |

Примечание. В части В приведены данные для области, где велика повторяемость полужасной погоды.

В табл. 5 (3.3.4) [6] приведены данные об облачности  $N$  в районах с максимальной повторяемостью пасмурных дней (в тропических и умеренных широтах) и ясных дней (в области степей и пустынь). Из таблицы видно, что в тропиках существует область, где повторяемость как пасмурной, так и ясной погоды сравнительно мала.

### 3.3.5. Соотношение количества общей и нижней облачности при наблюдении с поверхности Земли

На метеорологических станциях отмечается одновременно как общее количество облаков  $N$ , так и количество облаков нижнего яруса  $N_n$ . Значение  $N_n$  указывается и в синоптических телеграммах, поскольку оно имеет первостепенное значение для работы авиации — для диагноза и прогноза условий взлета и посадки. К сожалению, за рубежом в климатологических очерках довольно редко указывается значение  $N_n$ , хотя наблюдения за  $N_n$  ведутся повсеместно.

Поскольку данные об общей облачности  $N$  детально анализировались выше, здесь мы рассмотрим отношение среднего количества облаков нижнего яруса и общего количества облаков:  $S = N_n/N$ . В табл. 1 (3.3.5) указаны значения  $S$  для ряда характерных районов СССР.

В западной части СССР, для которой характерны черты морского климата, значения  $S$  в общем велики (более 0,70), что указывает на большую повторяемость облачности нижнего яруса. Величина  $S$  достигает максимума (среднее месячное значение  $S$  в Даугавпилсе достигает 0,95) в конце осени или в начале зимы. Минимум  $S$  наблюдается в июне, либо на континенте на востоке ЕТС в июле месяце. Однако сезонные различия  $S$  здесь невелики (0,17—0,34).

В континентальном климате Сибири  $S$  достигает максимума летом (в августе) и уменьшается резко (в конце зимы), особенно на юге Сибири, где в Кызыле  $S$  уменьшается в марте до 0,12 (наименьшее значение в табл. 1 (3.3.5)). Годовая амплитуда  $S$  здесь очень велика; величина  $S$  достигает летом 0,56. В области муссонного климата на Дальнем Востоке количество нижней облачности велико летом ( $S$  до 0,83) и мало зимой ( $S$  до 0,21); годовая амплитуда  $S$  поэтому тоже невелика.

Распределение  $S$  на юге СССР очень неоднородно. Северный Кавказ в этом смысле похож на более северные районы ЕТС. В Закавказье  $S$  довольно велико в конце лета и в начале осени и несколько уменьшается зимой. Наоборот, в Средней Азии  $S$  вообще невелико — нижняя облачность наблюдается сравнительно редко и даже зимой и весной при прохождении циклонов  $S$  возрастает незначительно. Минимум  $S$  (до 0,24) здесь отмечается в летние месяцы.

Таблица 1 (3.3.5)

Отношение  $S$  (%) среднего количества нижней и общей облачности над СССР

| Пункт            | I  | II | III | IV | V  | VI | VII | VIII | IX | X  | XI | XII | Год |
|------------------|----|----|-----|----|----|----|-----|------|----|----|----|-----|-----|
| Рига             | 87 | 85 | 68  | 66 | 59 | 59 | 62  | 64   | 70 | 80 | 89 | 88  | 74  |
| Даугапилис       | 93 | 92 | 87  | 82 | 81 | 78 | 80  | 82   | 85 | 91 | 95 | 94  | 87  |
| Смоленск         | 89 | 85 | 77  | 71 | 68 | 63 | 66  | 71   | 75 | 87 | 92 | 92  | 79  |
| Москва           | 84 | 78 | 74  | 70 | 68 | 68 | 67  | 68   | 75 | 85 | 88 | 91  | 76  |
| Данилов          | 76 | 78 | 69  | 61 | 62 | 60 | 59  | 59   | 69 | 83 | 86 | 85  | 72  |
| Владимир         | 78 | 77 | 69  | 65 | 65 | 61 | 61  | 62   | 74 | 95 | 86 | 88  | 65  |
| Днепропетровск   | 78 | 84 | 78  | 67 | 56 | 61 | 62  | 64   | 60 | 75 | 87 | 89  | 74  |
| Минеральные Воды | 75 | 77 | 71  | 60 | 53 | 55 | 59  | 62   | 70 | 75 | 80 | 82  | 69  |
| Одесса           | 81 | 78 | 71  | 53 | 48 | 45 | 49  | 47   | 54 | 70 | 82 | 83  | 67  |
| Тбилиси          | 63 | 62 | 64  | 65 | 61 | 63 | 66  | 67   | 73 | 68 | 68 | 66  | 65  |
| Гагра            | 60 | 61 | 61  | 66 | 63 | 65 | 70  | 73   | 68 | 58 | 57 | 51  | 63  |
| Нухус            | 66 | 59 | 48  | 33 | 26 | 32 | 27  | 25   | 30 | 35 | 50 | 64  | 41  |
| Ташкент          | 46 | 45 | 46  | 36 | 31 | 36 | 28  | 25   | 24 | 31 | 41 | 52  | 37  |
| Андижан          | 42 | 40 | 43  | 41 | 44 | 53 | 50  | 48   | 29 | 34 | 42 | 49  | 43  |
| Челюскин         | 50 | 44 | 32  | 48 | 73 | 84 | 78  | 84   | 83 | 74 | 63 | 52  | 65  |
| Игарка           | 43 | 43 | 35  | 48 | 61 | 58 | 42  | 58   | 73 | 82 | 60 | 59  | 56  |
| Кызыл            | 17 | 15 | 12  | 29 | 44 | 50 | 55  | 56   | 47 | 28 | 22 | 16  | 33  |
| Иркутск          | 28 | 18 | 17  | 35 | 42 | 49 | 53  | 58   | 57 | 44 | 36 | 36  | 40  |
| Картун           | 21 | 23 | 36  | 48 | 48 | 56 | 58  | 63   | 67 | 55 | 49 | 32  | 48  |
| Владивосток      | 33 | 33 | 49  | 58 | 62 | 80 | 83  | 79   | 66 | 65 | 59 | 44  | 64  |
| Агуу             | 24 | 29 | 45  | 53 | 60 | 71 | 72  | 73   | 78 | 62 | 48 | 31  | 58  |

## 3.3.6. Повторяемость различных форм облаков и их сочетаний над океанами и континентами

В настоящее время имеются многочисленные данные о форме и количестве облаков, полученные в результате судовых, наземных и самолетных наблюдений. Данные морских и наземных наблюдений о повторяемости облаков различных форм и их сочетаний обобщены группой американских ученых из Морского океанографического центра и Национального центра атмосферных исследований (США) в виде специальных атласов [17, 18]. Одно из главных достоинств этих атласов состоит в том, что многолетний ряд наблюдений обработан для всего земного шара по единой методике. В атласы включены материалы судовых наблюдений за 1965—1976 гг. (12 лет) и результаты наземных наблюдений за 1971—1980 гг. (10 лет). В их основе лежат данные синоптических телеграмм за четыре срока ежедневно, которые охватывают примерно  $10^7$  судовых наблюдений и  $\approx 10^8$  наземных наблюдений, проведенных на 7000 наземных станций.

Указанные данные были обобщены для отдельных прямоугольных областей земного шара между  $70^\circ$  ю. ш. и  $80^\circ$  с. ш. Размеры прямоугольников для океанов составляли  $15^\circ$  широты на  $30^\circ$  долготы, а для суши анализировались более мелкие квадраты —  $5^\circ \times 5^\circ$ . По полученным данным были построены карты повторяемости групп форм облаков (Ci+Cs+Cc), (As+Ac), (Ns), (Cu), (St+Sc) и (Cb) для каждого сезона. В дальнейшем, в частности в табл. 2 (3.3.6), эти группы облаков будут обозначаться сокращенно (Ci), (As), (Ns), (Cu), (St) и (Cb), а 3-месячные периоды (сезоны) ДЯФ, МАМ, ИИА и СОН.

Средняя доля суши для каждой 5-градусной широтной зоны земного шара приведена в табл. 1 (3.3.6).

Таблица 1 (3.3.6)

Средняя доля (%) суши для 5-градусных широтных зон

| Полушарие | $\varphi^\circ$ |      |       |       |       |       |       |       |       |       |
|-----------|-----------------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|           | 0—5             | 5—10 | 10—15 | 15—20 | 20—25 | 25—30 | 30—35 | 35—40 | 40—45 | 45—50 |
| Северное  | 22              | 26   | 25    | 30    | 36    | 41    | 43    | 45    | 50    | 57    |
| Южное     | 26              | 24   | 21    | 24    | 25    | 22    | 16    | 7     | 4     | 3     |

| Полушарие | $\varphi^\circ$ |       |       |       |       |       |       |       |
|-----------|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|           | 50—55           | 55—60 | 60—65 | 65—70 | 70—75 | 75—80 | 80—85 | 85—90 |
| Северное  | 61              | 57    | 72    | 76    | 41    | 29    | 17    | 0     |
| Южное     | 2               | 0     | 0     | 22    | 60    | 88    | 100   | 100   |



Не останавливаясь на деталях использованных в [17, 18] методов исключения ошибок наблюдений и расчетов, способов учета облаков нижнего яруса при вычислении повторяемости форм облаков среднего и верхнего ярусов, мы приведем здесь лишь некоторые результаты работ [17, 18], представляющие самостоятельный интерес.

На рис. 1 (3.3.6) представлен широтный ход частоты появления различных форм облаков для океанов и континентов.

На рис. 1а (3.3.6) наиболее ярко проявляется антикорреляция повторяемости (St) и (Cu). Хорошо заметно также повышение повторяемости кучево-дождевых и особенно кучевых облаков над океанами и континентами в тропической зоне и слоисто-дождевых облаков и облаков среднего яруса в высоких широтах. Облака среднего яруса наблюдаются несколько чаще и в тропических широтах, где они, вероятно, связаны с грозовыми (Cb).

Те же характерные особенности проявляются и в табл. 3 (3.3.6), в которой приведена повторяемость форм облаков. Эта таблица позволяет сравнить повторяемость облаков различных форм над океаном и над сушей в среднем по всему земному шару. В целом для всех сезонов повторяемость перистых облаков над сушей примерно в 1,5 раза выше, чем над океаном, в то время как повторяемость (As) и (St) примерно на 20–30 % ниже. Повторяемость ясных дней над сушей примерно в 4 раза выше, чем над океанами, за счет, очевидно, больших пустынь — антициклонов субтропических широт. В субтропиках над океаном число ясных дней невелико.

Другая ценная и единственная в своем роде группа данных, имеющих в [17, 18], описывает вероятность сочетания различных форм облаков. В табл. 2 (3.3.6) приведены значения повторяемости облаков указанных выше шести групп в различных широтных зонах океанов и континентов для всех сезонов при наличии той или иной группы облаков. Для суши авторы сочли возможным выделить узкие (15°) широтные пояса.

В табл. 2 (3.3.6) полужирными цифрами выделена повторяемость тех форм облаков, вероятность появления которых возрастает при наличии характерных форм облаков, указанных в первом столбце. Так, например, в зоне 30–60° с. ш. вероятность (As) при наличии (Ci) возрастает по сравнению с общей вероятностью  $f$  появления (As).

Курсивом выделены данные о тех облаках, вероятность появления которых понижается при наличии характерных форм облаков, указанных в первом столбце. Так, в частности, вероятность появления (Ns) во всех широтных зонах при наличии (Cu) или (Cb) уменьшается. В то же время облака (Cb) являются «фабрикой» облаков среднего и верхнего ярусов — до 60–70 % случаев в тропиках над континентом. Несколько реже эти вторичные облака возникают из (Cb) в тропиках над океаном. В высоких ши-

ротах вторичных облаков из (Cb) меньше, чем в низких, причем повторяемость (As) уменьшается более резко над континентом, а повторяемость (Ci) — над океаном.

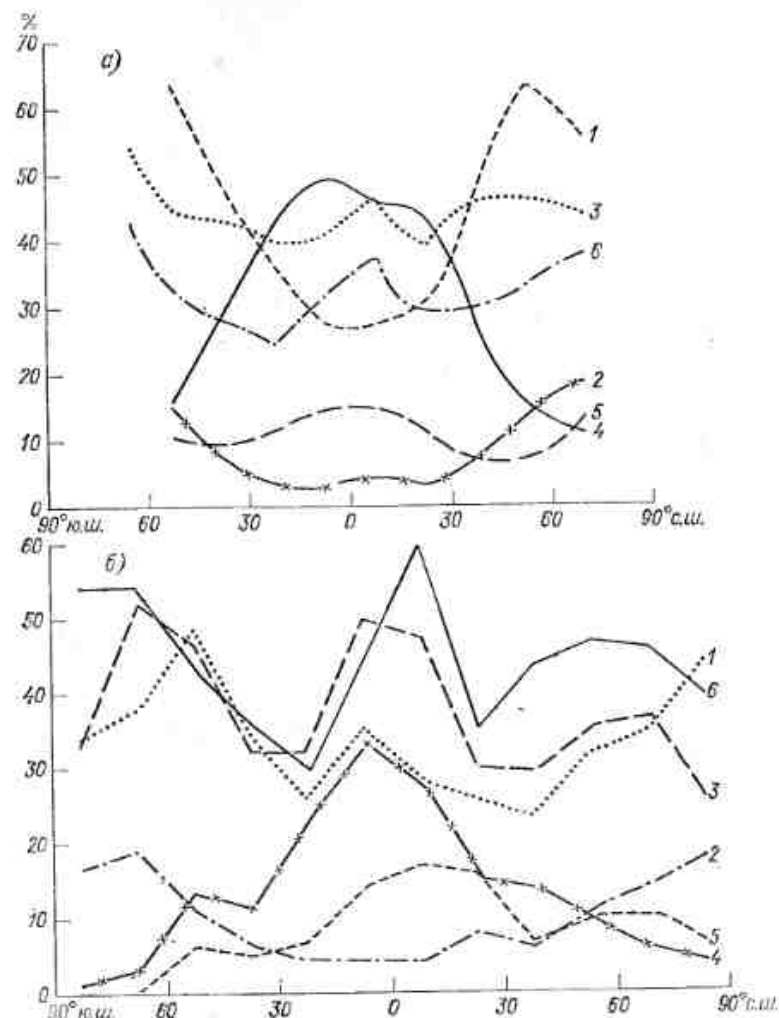


Рис. 1 (3.3.6). Средний за четыре сезона широтный ход повторяемости (%) различных форм облачности над океанами (а) и континентами (б) [17].

1 — (St+Sc), 2 — Ns, 3 — (As+Ac), 4 — Cu, 5 — Cb, 6 — (Ci+Cs+Cc).

Условия же для появления облаков группы (St) везде благоприятны. Уменьшение повторяемости облаков среднего (As) и верхнего (Ci) ярусов при наличии Ns, возможно, связано просто с экранирующим влиянием этих последних.

Таблица 2 (3.3.6)

Повторяемость  $f_0$  (%) облаков данной формы и условная частота  $P$  (%) повторяемости других форм облаков при наличии заданной повторяемости для разных сезонов в среднем [18]

| Форма облаков             | Сезон | f % | P % |    |    |    |    |    |     |
|---------------------------|-------|-----|-----|----|----|----|----|----|-----|
|                           |       |     | Ci  | As | Ns | St | Cu | Cb | Нет |
| Над океаном, 30—60° с. ш. |       |     |     |    |    |    |    |    |     |
| Ci                        | ДЯФ   | 27  | —   | 67 | 16 | 49 | 20 | 9  | 10  |
|                           | МАМ   | 33  | —   | 62 | 12 | 45 | 19 | 6  | 17  |
|                           | ИИА   | 37  | —   | 63 | 9  | 45 | 21 | 7  | 16  |
|                           | СОН   | 31  | —   | 66 | 11 | 44 | 26 | 9  | 11  |
| As                        | ДЯФ   | 42  | 43  | —  | 1  | 62 | 19 | 10 | 8   |
|                           | МАМ   | 45  | 46  | —  | 1  | 61 | 18 | 8  | 10  |
|                           | ИИА   | 47  | 49  | —  | 1  | 61 | 19 | 8  | 10  |
|                           | СОН   | 44  | 46  | —  | 1  | 56 | 23 | 10 | 8   |
| Ns                        | ДЯФ   | 13  | 34  | 7  | —  | 59 | 2  | 2  | 23  |
|                           | МАМ   | 10  | 40  | 6  | —  | 59 | 1  | 3  | 14  |
|                           | ИИА   | 8   | 43  | 6  | —  | 58 | 2  | 2  | 12  |
|                           | СОН   | 9   | 40  | 7  | —  | 60 | 2  | 3  | 17  |
| St                        | ДЯФ   | 57  | 25  | 50 | 15 | —  | —  | —  | 37  |
|                           | МАМ   | 55  | 29  | 53 | 13 | —  | —  | —  | 33  |
|                           | ИИА   | 54  | 33  | 57 | 10 | —  | —  | —  | 31  |
|                           | СОН   | 51  | 28  | 52 | 12 | —  | —  | —  | 35  |
| Cu                        | ДЯФ   | 22  | 25  | 36 | 1  | —  | —  | —  | 53  |
|                           | МАМ   | 21  | 30  | 38 | 1  | —  | —  | —  | 48  |
|                           | ИИА   | 22  | 36  | 42 | 1  | —  | —  | —  | 43  |
|                           | СОН   | 27  | 29  | 38 | 1  | —  | —  | —  | 50  |
| Cb                        | ДЯФ   | 8   | 28  | 49 | 3  | —  | —  | —  | 41  |
|                           | МАМ   | 6   | 32  | 54 | 3  | —  | —  | —  | 35  |
|                           | ИИА   | 6   | 42  | 61 | 3  | —  | —  | —  | 26  |
|                           | СОН   | 8   | 35  | 55 | 3  | —  | —  | —  | 34  |
| Над океаном, 0—30° с. ш.  |       |     |     |    |    |    |    |    |     |
| Ci                        | ДЯФ   | 27  | —   | 66 | 4  | 31 | 42 | 13 | 9   |
|                           | МАМ   | 32  | —   | 63 | 4  | 27 | 44 | 15 | 10  |
|                           | ИИА   | 39  | —   | 68 | 5  | 27 | 42 | 20 | 6   |
|                           | СОН   | 38  | —   | 68 | 4  | 26 | 44 | 20 | 5   |
| As                        | ДЯФ   | 39  | 45  | —  | 0  | 39 | 37 | 15 | 7   |
|                           | МАМ   | 40  | 50  | —  | 0  | 36 | 39 | 16 | 7   |
|                           | ИИА   | 49  | 54  | —  | 1  | 35 | 37 | 20 | 5   |
|                           | СОН   | 45  | 53  | —  | 1  | 34 | 39 | 20 | 4   |
| Ns                        | ДЯФ   | 4   | 37  | 13 | —  | 64 | 3  | 5  | 20  |
|                           | МАМ   | 3   | 44  | 13 | —  | 62 | 3  | 6  | 16  |
|                           | ИИА   | 4   | 45  | 15 | —  | 59 | 4  | 7  | 14  |
|                           | СОН   | 4   | 42  | 14 | —  | 60 | 4  | 7  | 15  |
| St                        | ДЯФ   | 30  | 29  | 54 | 8  | —  | —  | —  | 37  |
|                           | МАМ   | 28  | 32  | 54 | 7  | —  | —  | —  | 36  |
|                           | ИИА   | 30  | 36  | 58 | 10 | —  | —  | —  | 30  |
|                           | СОН   | 28  | 35  | 60 | 10 | —  | —  | —  | 32  |

| Форма облаков             | Сезон | $f$ % | $P$ % |    |    |    |    |    |     |
|---------------------------|-------|-------|-------|----|----|----|----|----|-----|
|                           |       |       | Ci    | As | Ns | St | Cu | Cb | Нет |
| Cu                        | ДЯФ   | 45    | 26    | 33 | 0  | —  | —  | —  | 56  |
|                           | МАМ   | 47    | 30    | 34 | 0  | —  | —  | —  | 52  |
|                           | ИИА   | 44    | 38    | 41 | 0  | —  | —  | —  | 43  |
|                           | СОН   | 47    | 34    | 38 | 0  | —  | —  | —  | 47  |
| Cb                        | ДЯФ   | 10    | 35    | 55 | 1  | —  | —  | —  | 35  |
|                           | МАМ   | 12    | 42    | 56 | 1  | —  | —  | —  | 32  |
|                           | ИИА   | 16    | 49    | 61 | 2  | —  | —  | —  | 26  |
|                           | СОН   | 15    | 46    | 60 | 2  | —  | —  | —  | 28  |
| Над океаном, 0—30° ю. ш.  |       |       |       |    |    |    |    |    |     |
| Ci                        | ДЯФ   | 33    | —     | 65 | 5  | 28 | 45 | 18 | 4   |
|                           | МАМ   | 31    | —     | 63 | 4  | 26 | 47 | 19 | 5   |
|                           | ИИА   | 22    | —     | 65 | 5  | 33 | 41 | 16 | 7   |
|                           | СОН   | 25    | —     | 66 | 4  | 34 | 42 | 14 | 6   |
| As                        | ДЯФ   | 43    | 48    | —  | 0  | 36 | 39 | 19 | 5   |
|                           | МАМ   | 40    | 47    | —  | 0  | 34 | 40 | 20 | 5   |
|                           | ИИА   | 38    | 37    | —  | 0  | 42 | 35 | 17 | 6   |
|                           | СОН   | 41    | 40    | —  | 0  | 42 | 31 | 16 | 6   |
| Ns                        | ДЯФ   | 4     | 45    | 14 | —  | 65 | 3  | 6  | 11  |
|                           | МАМ   | 4     | 37    | 14 | —  | 62 | 4  | 7  | 15  |
|                           | ИИА   | 3     | 38    | 15 | —  | 68 | 2  | 5  | 18  |
|                           | СОН   | 3     | 42    | 14 | —  | 68 | 3  | 6  | 14  |
| St                        | ДЯФ   | 30    | 31    | 55 | 10 | —  | —  | —  | 34  |
|                           | МАМ   | 28    | 30    | 53 | 10 | —  | —  | —  | 37  |
|                           | ИИА   | 35    | 22    | 50 | 8  | —  | —  | —  | 42  |
|                           | СОН   | 36    | 25    | 52 | 8  | —  | —  | —  | 39  |
| Cu                        | ДЯФ   | 48    | 31    | 36 | 0  | —  | —  | —  | 50  |
|                           | МАМ   | 49    | 29    | 33 | 0  | —  | —  | —  | 53  |
|                           | ИИА   | 45    | 21    | 31 | 0  | —  | —  | —  | 60  |
|                           | СОН   | 45    | 24    | 33 | 0  | —  | —  | —  | 55  |
| Cb                        | ДЯФ   | 14    | 41    | 58 | 2  | —  | —  | —  | 30  |
|                           | МАМ   | 15    | 39    | 55 | 1  | —  | —  | —  | 32  |
|                           | ИИА   | 12    | 29    | 54 | 1  | —  | —  | —  | 37  |
|                           | СОН   | 11    | 32    | 56 | 1  | —  | —  | —  | 34  |
| Над океаном, 30—60° ю. ш. |       |       |       |    |    |    |    |    |     |
| Ci                        | ДЯФ   | 31    | —     | 62 | 12 | 41 | 24 | 7  | 12  |
|                           | МАМ   | 31    | —     | 64 | 11 | 43 | 23 | 9  | 12  |
|                           | ИИА   | 26    | —     | 65 | 9  | 44 | 21 | 13 | 12  |
|                           | СОН   | 31    | —     | 68 | 8  | 44 | 21 | 9  | 15  |
| As                        | ДЯФ   | 47    | 43    | —  | 0  | 56 | 23 | 8  | 11  |
|                           | МАМ   | 45    | 45    | —  | 1  | 55 | 21 | 10 | 11  |
|                           | ИИА   | 40    | 42    | —  | 1  | 56 | 18 | 14 | 10  |
|                           | СОН   | 46    | 42    | —  | 1  | 59 | 19 | 11 | 10  |
| Ns                        | ДЯФ   | 11    | —     | 6  | —  | 51 | 1  | 2  | 11  |
|                           | МАМ   | 11    | —     | 9  | —  | 61 | 1  | 2  | 11  |
|                           | ИИА   | 8     | —     | 13 | —  | 64 | 1  | 3  | 10  |
|                           | СОН   | 9     | —     | 11 | —  | 69 | 1  | 2  | 10  |

| Форма облаков | Сезон | f % | P % |    |    |    |    |    |     |
|---------------|-------|-----|-----|----|----|----|----|----|-----|
|               |       |     | Cl  | As | Ns | St | Cu | Cb | Her |
| St            | ДЯФ   | 54  | 27  | 51 | 13 | —  | —  | —  | 35  |
|               | МАМ   | 54  | 29  | 49 | 15 | —  | —  | —  | 38  |
|               | ИИА   | 54  | 26  | 46 | 14 | —  | —  | —  | 42  |
|               | СОН   | 56  | 26  | 51 | 13 | —  | —  | —  | 46  |
| Cu            | ДЯФ   | 26  | 28  | 40 | 1  | —  | —  | —  | —   |
|               | МАМ   | 26  | 26  | 37 | 1  | —  | —  | —  | —   |
|               | ИИА   | 25  | 22  | 32 | 0  | —  | —  | —  | —   |
|               | СОН   | 24  | 26  | 38 | 0  | —  | —  | —  | —   |
| Cb            | ДЯФ   | 7   | 33  | 55 | 2  | —  | —  | —  | 34  |
|               | МАМ   | 10  | 31  | 52 | 2  | —  | —  | —  | 37  |
|               | ИИА   | 13  | 26  | 46 | 2  | —  | —  | —  | 43  |
|               | СОН   | 9   | 31  | 55 | 2  | —  | —  | —  | 35  |

Над сушей, 0—15° с. ш.

|    |     |    |    |    |   |    |    |    |    |
|----|-----|----|----|----|---|----|----|----|----|
| Ci | ДЯФ | 55 | —  | 33 | 2 | 21 | 23 | 8  | 42 |
|    | МАМ | 63 | —  | 44 | 2 | 22 | 26 | 18 | 26 |
|    | ИИА | 60 | —  | 57 | 3 | 28 | 26 | 23 | 12 |
|    | СОН | 61 | —  | 47 | 3 | 23 | 25 | 23 | 21 |
| As | ДЯФ | 33 | 58 | —  | 0 | 30 | 23 | 11 | 16 |
|    | МАМ | 45 | 62 | —  | 0 | 29 | 23 | 21 | 12 |
|    | ИИА | 60 | 59 | —  | 0 | 35 | 23 | 23 | 10 |
|    | СОН | 48 | 60 | —  | 0 | 31 | 23 | 25 | 10 |
| Ns | ДЯФ | 4  | —  | —  | — | —  | —  | —  | —  |
|    | МАМ | 4  | —  | 3  | — | 62 | 7  | 22 | 1  |
|    | ИИА | 5  | —  | 2  | — | 65 | 6  | 18 | 2  |
|    | СОН | 4  | —  | 3  | — | 67 | 6  | 17 | 2  |
| St | ДЯФ | 27 | 50 | 50 | 5 | —  | —  | —  | 27 |
|    | МАМ | 26 | 61 | 59 | 5 | —  | —  | —  | 17 |
|    | ИИА | 32 | 56 | 67 | 8 | —  | —  | —  | 13 |
|    | СОН | 26 | 59 | 62 | 7 | —  | —  | —  | 15 |
| Cu | ДЯФ | 29 | 50 | 33 | 0 | —  | —  | —  | 36 |
|    | МАМ | 28 | 60 | 39 | 0 | —  | —  | —  | 25 |
|    | ИИА | 27 | 58 | 51 | 1 | —  | —  | —  | 22 |
|    | СОН | 27 | 58 | 43 | 1 | —  | —  | —  | 25 |
| Cb | ДЯФ | 9  | 69 | 61 | 3 | —  | —  | —  | 14 |
|    | МАМ | 17 | 72 | 60 | 2 | —  | —  | —  | 11 |
|    | ИИА | 21 | 70 | 67 | 3 | —  | —  | —  | 9  |
|    | СОН | 20 | 70 | 62 | 3 | —  | —  | —  | 11 |

Над сушей, 15—30° с. ш.

|    |     |    |    |    |   |    |    |    |    |
|----|-----|----|----|----|---|----|----|----|----|
| Ci | ДЯФ | 33 | —  | 29 | 2 | 17 | 11 | 3  | 55 |
|    | МАМ | 36 | —  | 32 | 1 | 16 | 13 | 8  | 50 |
|    | ИИА | 41 | —  | 41 | 4 | 22 | 16 | 16 | 33 |
|    | СОН | 34 | —  | 36 | 3 | 19 | 14 | 11 | 49 |
| As | ДЯФ | 25 | 40 | —  | 0 | 29 | 12 | 4  | 34 |
|    | МАМ | 27 | 46 | —  | 0 | 24 | 14 | 10 | 31 |
|    | ИИА | 39 | 45 | —  | 0 | 28 | 16 | 15 | 29 |
|    | СОН | 31 | 41 | —  | 0 | 27 | 15 | 11 | 32 |

| Форма облаков | Сезон | f % | P % |    |    |    |    |    |     |
|---------------|-------|-----|-----|----|----|----|----|----|-----|
|               |       |     | Cl  | As | Ns | St | Cu | Cb | Her |
| Ns            | ДЯФ   | 8   | —   | —  | —  | —  | —  | —  | —   |
|               | МАМ   | 8   | —   | —  | —  | —  | —  | —  | —   |
|               | ИИА   | 9   | —   | 5  | —  | 68 | 3  | 15 | 3   |
|               | СОН   | 6   | —   | 4  | —  | 70 | 3  | 12 | 2   |
| St            | ДЯФ   | 25  | 26  | 41 | 7  | —  | —  | —  | 38  |
|               | МАМ   | 22  | 33  | 44 | 6  | —  | —  | —  | 36  |
|               | ИИА   | 34  | 43  | 53 | 10 | —  | —  | —  | 25  |
|               | СОН   | 24  | 32  | 47 | 8  | —  | —  | —  | 34  |
| Cu            | ДЯФ   | 14  | 29  | 29 | 0  | —  | —  | —  | 52  |
|               | МАМ   | 15  | 36  | 32 | 0  | —  | —  | —  | 46  |
|               | ИИА   | 18  | 48  | 42 | 1  | —  | —  | —  | 32  |
|               | СОН   | 16  | 36  | 35 | 1  | —  | —  | —  | 45  |
| Cb            | ДЯФ   | 3   | 41  | 50 | 4  | —  | —  | —  | 28  |
|               | МАМ   | 9   | 53  | 52 | 3  | —  | —  | —  | 23  |
|               | ИИА   | 18  | 61  | 59 | 4  | —  | —  | —  | 14  |
|               | СОН   | 12  | 57  | 56 | 4  | —  | —  | —  | 18  |

Над сушей, 30—45° с. ш.

|    |     |    |    |    |    |    |    |    |    |
|----|-----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| Ci | ДЯФ | 46 | —  | 33 | 7  | 21 | 7  | 3  | 53 |
|    | МАМ | 51 | —  | 33 | 4  | 19 | 13 | 7  | 48 |
|    | ИИА | 39 | —  | 41 | 3  | 17 | 20 | 14 | 33 |
|    | СОН | 38 | —  | 36 | 4  | 19 | 12 | 6  | 46 |
| As | ДЯФ | 29 | 56 | —  | 0  | 36 | 3  | 4  | 25 |
|    | МАМ | 29 | 60 | —  | 0  | 31 | 13 | 9  | 20 |
|    | ИИА | 30 | 60 | —  | 0  | 23 | 19 | 14 | 26 |
|    | СОН | 28 | 51 | —  | 0  | 30 | 13 | 8  | 26 |
| Ns | ДЯФ | 9  | —  | 2  | —  | 55 | 2  | 2  | 7  |
|    | МАМ | 6  | —  | 2  | —  | 61 | 2  | 5  | 2  |
|    | ИИА | 5  | —  | 2  | —  | 64 | 4  | 6  | 2  |
|    | СОН | 6  | —  | 2  | —  | 69 | 2  | 4  | 2  |
| St | ДЯФ | 30 | 38 | 38 | 17 | —  | —  | —  | 27 |
|    | МАМ | 25 | 43 | 39 | 15 | —  | —  | —  | 27 |
|    | ИИА | 18 | 38 | 40 | 10 | —  | —  | —  | 35 |
|    | СОН | 23 | 34 | 40 | 14 | —  | —  | —  | 32 |
| Cu | ДЯФ | 8  | 44 | 30 | 1  | —  | —  | —  | 41 |
|    | МАМ | 14 | 48 | 25 | 1  | —  | —  | —  | 41 |
|    | ИИА | 20 | 39 | 28 | 0  | —  | —  | —  | 48 |
|    | СОН | 12 | 38 | 30 | 1  | —  | —  | —  | 46 |
| Cb | ДЯФ | 5  | 39 | 42 | 5  | —  | —  | —  | 31 |
|    | МАМ | 7  | 55 | 44 | 3  | —  | —  | —  | 25 |
|    | ИИА | 10 | 54 | 48 | 2  | —  | —  | —  | 25 |
|    | СОН | 5  | 48 | 48 | 3  | —  | —  | —  | 27 |

Над сушей, 45—60° с. ш.

|    |     |    |   |    |    |    |    |    |    |
|----|-----|----|---|----|----|----|----|----|----|
| Ci | ДЯФ | 48 | — | 31 | 17 | 20 | 2  | 3  | 56 |
|    | МАМ | 50 | — | 34 | 9  | 19 | 10 | 7  | 48 |
|    | ИИА | 46 | — | 40 | 5  | 21 | 20 | 13 | 30 |
|    | СОН | 44 | — | 37 | 14 | 24 | 7  | 6  | 43 |



| Форма облаков | Сезон | f % | P % |    |    |    |    |    |     |
|---------------|-------|-----|-----|----|----|----|----|----|-----|
|               |       |     | Ci  | As | Ns | St | Cu | Cb | Нет |
| As            | ДЯФ   | 31  | 52  | —  | 1  | 32 | 2  | 4  | 35  |
|               | МАМ   | 33  | 53  | —  | 0  | 31 | 3  | 10 | 28  |
|               | ИИА   | 39  | 49  | —  | 0  | 29 | 15 | 17 | 24  |
|               | СОН   | 37  | 48  | —  | 0  | 38 | 6  | 9  | 30  |
| Ns            | ДЯФ   | 16  | 59  | 2  | —  | 43 | 0  | 2  | 9   |
|               | МАМ   | 10  | 65  | 2  | —  | 54 | 1  | 5  | 4   |
|               | ИИА   | 7   | —   | 2  | —  | 64 | 2  | 11 | 2   |
|               | СОН   | 12  | 64  | 2  | —  | 58 | 1  | 4  | 4   |
| St            | ДЯФ   | 31  | 38  | 35 | 27 | —  | —  | —  | 23  |
|               | МАМ   | 29  | 37  | 38 | 20 | —  | —  | —  | 27  |
|               | ИИА   | 29  | 36  | 42 | 14 | —  | —  | —  | 30  |
|               | СОН   | 38  | 31  | 38 | 20 | —  | —  | —  | 29  |
| Cu            | ДЯФ   | 2   | 53  | 32 | 3  | —  | —  | —  | 34  |
|               | МАМ   | 10  | 48  | 25 | 1  | —  | —  | —  | 40  |
|               | ИИА   | 19  | 48  | 31 | 1  | —  | —  | —  | 38  |
|               | СОН   | 6   | 44  | 31 | 1  | —  | —  | —  | 40  |
| Cb            | ДЯФ   | 5   | 43  | 37 | 6  | —  | —  | —  | 34  |
|               | МАМ   | 9   | 46  | 40 | 4  | —  | —  | —  | 32  |
|               | ИИА   | 14  | 47  | 50 | 3  | —  | —  | —  | 27  |
|               | СОН   | 10  | 37  | 43 | 4  | —  | —  | —  | 35  |

Над сушей, 60—75° с. ш.

|    |     |    |    |    |    |    |    |    |    |
|----|-----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| Ci | ДЯФ | 45 | —  | 31 | 18 | 15 | 4  | 2  | 59 |
|    | МАМ | 49 | —  | 32 | 10 | 19 | 5  | 4  | 53 |
|    | ИИА | 47 | —  | 42 | 6  | 29 | 14 | 8  | 30 |
|    | СОН | 43 | —  | 37 | 21 | 29 | 3  | 4  | 40 |
| As | ДЯФ | 31 | 48 | —  | 1  | 23 | 1  | 3  | 41 |
|    | МАМ | 34 | 51 | —  | 1  | 30 | 4  | 6  | 32 |
|    | ИИА | 44 | 47 | —  | 0  | 40 | 11 | 12 | 23 |
|    | СОН | 39 | 45 | —  | 1  | 41 | 3  | 7  | 32 |
| Ns | ДЯФ | 16 | 51 | 2  | —  | 34 | 0  | 1  | 16 |
|    | МАМ | 12 | —  | 3  | —  | 45 | 0  | 3  | 9  |
|    | ИИА | 9  | —  | 3  | —  | 65 | 1  | 5  | 3  |
|    | СОН | 19 | 54 | 3  | —  | 51 | 0  | 2  | 7  |
| St | ДЯФ | 24 | 35 | 35 | 32 | —  | —  | —  | 23 |
|    | МАМ | 28 | 36 | 38 | 22 | —  | —  | —  | 27 |
|    | ИИА | 43 | 35 | 42 | 16 | —  | —  | —  | 29 |
|    | СОН | 44 | 30 | 37 | 25 | —  | —  | —  | 28 |
| Cu | ДЯФ | 2  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  |
|    | МАМ | 6  | 50 | 29 | 1  | —  | —  | —  | 36 |
|    | ИИА | 14 | 51 | 38 | 1  | —  | —  | —  | 31 |
|    | СОН | 3  | 48 | 37 | 2  | —  | —  | —  | 33 |
| Cb | ДЯФ | 6  | 39 | 39 | 10 | —  | —  | —  | 34 |
|    | МАМ | 8  | 40 | 37 | 5  | —  | —  | —  | 36 |
|    | ИИА | 14 | 41 | 46 | 3  | —  | —  | —  | 32 |
|    | СОН | 11 | 29 | 38 | 5  | —  | —  | —  | 42 |

| Форма<br>облаков        | Сезон | f % | P % |    |    |    |    |    |     |
|-------------------------|-------|-----|-----|----|----|----|----|----|-----|
|                         |       |     | Ci  | As | Ns | St | Cu | Cb | Нет |
| Над сушей, 75—90° с. ш. |       |     |     |    |    |    |    |    |     |
| Ci                      | ДЯФ   | 31  | —   | 23 | —  | 16 | 1  | 1  | 64  |
|                         | МАМ   | 46  | —   | 31 | 16 | 22 | 1  | 1  | 53  |
|                         | ИИА   | 45  | —   | 44 | —  | 42 | 3  | 1  | 32  |
|                         | СОН   | 38  | —   | 36 | —  | 36 | 1  | 1  | 42  |
| As                      | ДЯФ   | 26  | 28  | —  | 1  | 20 | 1  | 2  | 59  |
|                         | МАМ   | 33  | 44  | —  | 2  | 33 | 2  | 2  | 39  |
|                         | ИИА   | 48  | 45  | —  | 1  | 61 | 3  | 1  | 25  |
|                         | СОН   | 39  | 35  | —  | 1  | 46 | 1  | 2  | 43  |
| Ns                      | ДЯФ   | 16  | —   | 2  | —  | 44 | —  | 1  | —   |
|                         | МАМ   | 16  | —   | 5  | —  | 52 | 0  | 0  | 15  |
|                         | ИИА   | 17  | —   | 4  | —  | 67 | 0  | 0  | 6   |
|                         | СОН   | 22  | —   | 3  | —  | 66 | 0  | 0  | 10  |
| St                      | ДЯФ   | 24  | 22  | 26 | 39 | —  | —  | —  | 31  |
|                         | МАМ   | 35  | 37  | 37 | 30 | —  | —  | —  | 23  |
|                         | ИИА   | 67  | 36  | 49 | 19 | —  | —  | —  | 23  |
|                         | СОН   | 50  | 28  | 39 | 31 | —  | —  | —  | 25  |
| Cu                      | ДЯФ   | 5   | —   | —  | —  | —  | —  | —  | —   |
|                         | МАМ   | 5   | —   | —  | —  | —  | —  | —  | —   |
|                         | ИИА   | 3   | —   | —  | —  | —  | —  | —  | —   |
|                         | СОН   | 2   | —   | —  | —  | —  | —  | —  | —   |
| Cb                      | ДЯФ   | 12  | —   | —  | —  | —  | —  | —  | —   |
|                         | МАМ   | 4   | —   | —  | —  | —  | —  | —  | —   |
|                         | ИИА   | 5   | —   | —  | —  | —  | —  | —  | —   |
|                         | СОН   | 5   | —   | —  | —  | —  | —  | —  | —   |

Над сушей, 0—15° ю. ш.

|    |     |    |    |    |    |    |    |    |    |
|----|-----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| Ci | ДЯФ | 54 | —  | 57 | 4  | 36 | 32 | 15 | 10 |
|    | МАМ | 49 | —  | 52 | 4  | 33 | 34 | 15 | 12 |
|    | ИИА | 32 | —  | 38 | 3  | 27 | 32 | 6  | 30 |
|    | СОН | 43 | —  | 47 | 3  | 29 | 34 | 13 | 18 |
| As | ДЯФ | 61 | 52 | —  | 0  | 44 | 28 | 15 | 9  |
|    | МАМ | 54 | 49 | —  | 0  | 42 | 29 | 15 | 11 |
|    | ИИА | 37 | 35 | —  | 0  | 39 | 29 | 7  | 22 |
|    | СОН | 46 | 45 | —  | 0  | 39 | 29 | 14 | 14 |
| Ns | ДЯФ | 6  | —  | 4  | —  | 73 | 7  | 9  | —  |
|    | МАМ | 4  | —  | 4  | —  | 73 | 7  | 10 | —  |
|    | ИИА | 4  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  |
|    | СОН | 4  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  |
| St | ДЯФ | 40 | 50 | 68 | 10 | —  | —  | —  | 14 |
|    | МАМ | 36 | 46 | 64 | 9  | —  | —  | —  | 17 |
|    | ИИА | 31 | 31 | 50 | 4  | —  | —  | —  | 36 |
|    | СОН | 32 | 42 | 58 | 6  | —  | —  | —  | 24 |
| Cu | ДЯФ | 32 | 54 | 53 | 1  | —  | —  | —  | 22 |
|    | МАМ | 34 | 48 | 46 | 1  | —  | —  | —  | 28 |
|    | ИИА | 32 | 30 | 31 | 0  | —  | —  | —  | 51 |
|    | СОН | 34 | 42 | 39 | 0  | —  | —  | —  | 37 |

| Форма<br>облаков | Сезон | I % | P % |    |    |    |    |    |     |
|------------------|-------|-----|-----|----|----|----|----|----|-----|
|                  |       |     | Cl  | As | Ns | St | Cu | Cb | Нет |
| Cb               | ДЯФ   | 18  | 62  | 66 | 3  | —  | —  | —  | 14  |
|                  | МАМ   | 15  | 58  | 62 | 3  | —  | —  | —  | 17  |
|                  | ИИА   | 8   | 46  | 58 | 2  | —  | —  | —  | 26  |
|                  | СОН   | 13  | 54  | 61 | 2  | —  | —  | —  | 20  |

Над сушей, 15—30° ю. ш.

|    |     |    |    |    |    |    |    |    |    |
|----|-----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| Ci | ДЯФ | 43 | —  | 46 | 4  | 25 | 26 | 14 | 23 |
|    | МАМ | 31 | —  | 40 | 4  | 21 | 22 | 9  | 35 |
|    | ИИА | 19 | —  | 28 | 2  | 16 | 11 | 2  | 58 |
|    | СОН | 28 | —  | 38 | 3  | 19 | 20 | 8  | 39 |
| As | ДЯФ | 42 | 46 | —  | 0  | 33 | 20 | 15 | 24 |
|    | МАМ | 33 | 38 | —  | 0  | 32 | 18 | 9  | 32 |
|    | ИИА | 23 | 23 | —  | 0  | 31 | 12 | 3  | 49 |
|    | СОН | 30 | 35 | —  | 0  | 30 | 17 | 9  | 36 |
| Ns | ДЯФ | 5  | —  | 4  | —  | 73 | 4  | 8  | —  |
|    | МАМ | 4  | —  | 4  | —  | 75 | 4  | 5  | —  |
|    | ИИА | 3  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  |
|    | СОН | 4  | —  | 4  | —  | 72 | 3  | 5  | —  |
| St | ДЯФ | 31 | 38 | 49 | 12 | —  | —  | —  | 28 |
|    | МАМ | 26 | 28 | 43 | 9  | —  | —  | —  | 37 |
|    | ИИА | 22 | 16 | 36 | 7  | —  | —  | —  | 49 |
|    | СОН | 24 | 25 | 42 | 7  | —  | —  | —  | 40 |
| Cu | ДЯФ | 25 | 43 | 33 | 1  | —  | —  | —  | 41 |
|    | МАМ | 22 | 31 | 28 | 0  | —  | —  | —  | 52 |
|    | ИИА | 22 | 17 | 23 | 0  | —  | —  | —  | 65 |
|    | СОН | 24 | 29 | 27 | 0  | —  | —  | —  | 54 |
| Cb | ДЯФ | 13 | 55 | 58 | 3  | —  | —  | —  | 21 |
|    | МАМ | 7  | 49 | 58 | 3  | —  | —  | —  | 23 |
|    | ИИА | 3  | —  | —  | —  | —  | —  | —  | —  |
|    | СОН | 6  | 49 | 60 | 3  | —  | —  | —  | 22 |

Над сушей, 30—45° ю. ш.

|    |     |    |    |    |    |    |    |   |    |
|----|-----|----|----|----|----|----|----|---|----|
| Ci | ДЯФ | 34 | —  | 38 | 5  | 25 | 16 | 7 | 37 |
|    | МАМ | 36 | —  | 40 | 5  | 26 | 20 | 3 | 40 |
|    | ИИА | 36 | —  | 40 | 6  | 27 | 9  | 3 | 43 |
|    | СОН | 36 | —  | 39 | 4  | 25 | 14 | 4 | 40 |
| As | ДЯФ | 30 | 45 | —  | 0  | 33 | 15 | 9 | 29 |
|    | МАМ | 32 | 47 | —  | 0  | 37 | 11 | 6 | 30 |
|    | ИИА | 33 | 45 | —  | 0  | 38 | 9  | 4 | 34 |
|    | СОН | 32 | 48 | —  | 0  | 36 | 13 | 7 | 29 |
| Ns | ДЯФ | 4  | —  | 3  | —  | 68 | 3  | 6 | 3  |
|    | МАМ | 5  | —  | 3  | —  | 68 | 2  | 3 | 3  |
|    | ИИА | 7  | —  | 2  | —  | 67 | 2  | 2 | 3  |
|    | СОН | 5  | —  | 3  | —  | 68 | 3  | 4 | 3  |
| St | ДЯФ | 31 | 29 | 34 | 9  | —  | —  | — | 44 |
|    | МАМ | 34 | 29 | 36 | 10 | —  | —  | — | 42 |
|    | ИИА | 38 | 27 | 35 | 13 | —  | —  | — | 41 |
|    | СОН | 33 | 29 | 35 | 11 | —  | —  | — | 42 |

| Форма<br>облаков | Сезон | I % | P % |    |    |    |    |    |     |
|------------------|-------|-----|-----|----|----|----|----|----|-----|
|                  |       |     | Cl  | As | Ns | St | Cu | Cb | Нет |
| Cu               | ДЯФ   | 17  | 33  | 26 | 1  | —  | —  | —  | 52  |
|                  | МАМ   | 13  | 33  | 27 | 1  | —  | —  | —  | 53  |
|                  | ИИА   | 10  | 29  | 27 | 1  | —  | —  | —  | 55  |
|                  | СОН   | 15  | 34  | 26 | 1  | —  | —  | —  | 53  |
| Cb               | ДЯФ   | 7   | 42  | 51 | 3  | —  | —  | —  | 31  |
|                  | МАМ   | 4   | 40  | 54 | 4  | —  | —  | —  | 31  |
|                  | ИИА   | 4   | 36  | 51 | 5  | —  | —  | —  | 31  |
|                  | СОН   | 4   | 42  | 52 | 4  | —  | —  | —  | 31  |

Над сушей, 45—60° ю. ш.

|    |     |    |    |    |    |    |    |   |    |
|----|-----|----|----|----|----|----|----|---|----|
| Ci | ДЯФ | 48 | —  | 52 | —  | 41 | 17 | 4 | 18 |
|    | МАМ | 43 | —  | 52 | —  | 40 | 9  | 3 | 23 |
|    | ИИА | 38 | —  | 56 | —  | 37 | 7  | 3 | 22 |
|    | СОН | 44 | —  | 56 | —  | 40 | 14 | 4 | 18 |
| As | ДЯФ | 46 | 58 | —  | 0  | 50 | 15 | 5 | 14 |
|    | МАМ | 45 | 53 | —  | 0  | 51 | 8  | 4 | 21 |
|    | ИИА | 47 | 49 | —  | 0  | 49 | 7  | 3 | 24 |
|    | СОН | 47 | 56 | —  | 0  | 50 | 12 | 4 | 17 |
| Ns | ДЯФ | 9  | —  | 4  | —  | 66 | 2  | 4 | 2  |
|    | МАМ | 12 | —  | 4  | —  | 64 | 1  | 2 | 3  |
|    | ИИА | 13 | —  | 2  | —  | 57 | 1  | 2 | 3  |
|    | СОН | 10 | —  | 3  | —  | 60 | 1  | 4 | 4  |
| St | ДЯФ | 50 | 43 | 47 | 14 | —  | —  | — | 27 |
|    | МАМ | 49 | 38 | 48 | 18 | —  | —  | — | 26 |
|    | ИИА | 48 | 31 | 48 | 20 | —  | —  | — | 27 |
|    | СОН | 48 | 39 | 49 | 15 | —  | —  | — | 27 |
| Cu | ДЯФ | 18 | 47 | 36 | 1  | —  | —  | — | 38 |
|    | МАМ | 10 | 38 | 32 | 1  | —  | —  | — | 46 |
|    | ИИА | 8  | 32 | 34 | 1  | —  | —  | — | 49 |
|    | СОН | 15 | 41 | 34 | 1  | —  | —  | — | 44 |
| Cb | ДЯФ | 6  | 32 | 33 | 5  | —  | —  | — | 47 |
|    | МАМ | 6  | 23 | 26 | 4  | —  | —  | — | 59 |
|    | ИИА | 7  | 21 | 25 | 3  | —  | —  | — | 62 |
|    | СОН | 6  | 30 | 31 | 6  | —  | —  | — | 51 |

Над сушей, 60—75° ю. ш.

|    |     |    |    |    |   |    |   |   |    |
|----|-----|----|----|----|---|----|---|---|----|
| Ci | ДЯФ | 56 | —  | 51 | — | 36 | 3 | 0 | 35 |
|    | МАМ | 50 | —  | 52 | — | 31 | 1 | 1 | 38 |
|    | ИИА | 51 | —  | 47 | — | 22 | 1 | 1 | 45 |
|    | СОН | 59 | —  | 48 | — | 24 | 1 | 0 | 44 |
| As | ДЯФ | 56 | 52 | —  | 0 | 42 | 3 | 1 | 33 |
|    | МАМ | 54 | 50 | —  | 0 | 40 | 1 | 1 | 39 |
|    | ИИА | 48 | 51 | —  | 0 | 27 | 1 | 1 | 40 |
|    | СОН | 50 | 57 | —  | 0 | 31 | 1 | 1 | 32 |
| Ns | ДЯФ | 17 | —  | —  | — | —  | — | — | —  |
|    | МАМ | 20 | —  | —  | — | —  | — | — | —  |
|    | ИИА | 20 | —  | —  | — | —  | — | — | —  |
|    | СОН | 16 | —  | —  | — | —  | — | — | —  |

| Форма облаков | Сезон | f % | P % |    |    |    |    |    |     |
|---------------|-------|-----|-----|----|----|----|----|----|-----|
|               |       |     | Cl  | As | Ns | St | Cu | Cb | Нет |
| St            | ДЯФ   | 47  | 49  | 57 | 15 | —  | —  | —  | 20  |
|               | МAM   | 35  | —   | 52 | 14 | —  | —  | —  | 25  |
|               | ИИА   | 33  | —   | —  | 16 | —  | —  | —  | —   |
|               | СОН   | 39  | —   | 53 | 15 | —  | —  | —  | 23  |
| Cu            | ДЯФ   | 5   | —   | —  | —  | —  | —  | —  | —   |
|               | МAM   | 3   | —   | —  | —  | —  | —  | —  | —   |
|               | ИИА   | 2   | —   | —  | —  | —  | —  | —  | —   |
|               | СОН   | 3   | —   | —  | —  | —  | —  | —  | —   |
| Cb            | ДЯФ   | 1   | —   | —  | —  | —  | —  | —  | —   |
|               | МAM   | 0   | —   | —  | —  | —  | —  | —  | —   |
|               | ИИА   | 0   | —   | —  | —  | —  | —  | —  | —   |
|               | СОН   | 0   | —   | —  | —  | —  | —  | —  | —   |

Над сушей, 75—90° ю. ш.

|    |     |    |    |    |    |    |   |   |    |
|----|-----|----|----|----|----|----|---|---|----|
| Cl | ДЯФ | 57 | —  | 26 | —  | 14 | 1 | 1 | 58 |
|    | МAM | 52 | —  | 17 | —  | 11 | 1 | 0 | 76 |
|    | ИИА | 39 | —  | 11 | —  | —  | — | — | 84 |
|    | СОН | 68 | —  | 21 | —  | 10 | 1 | 0 | 73 |
| As | ДЯФ | 35 | 43 | —  | 1  | 21 | 2 | 1 | 46 |
|    | МAM | 41 | —  | —  | —  | —  | — | — | —  |
|    | ИИА | 33 | —  | —  | —  | —  | — | — | —  |
|    | СОН | 23 | 59 | —  | 0  | 17 | 1 | 0 | 34 |
| Ns | ДЯФ | 16 | —  | 2  | —  | 17 | 0 | 1 | —  |
|    | МAM | 18 | —  | —  | —  | —  | — | — | —  |
|    | ИИА | 15 | —  | —  | —  | —  | — | — | —  |
|    | СОН | 14 | —  | —  | —  | —  | — | — | —  |
| St | ДЯФ | 48 | —  | —  | 20 | —  | — | — | 21 |
|    | МAM | 30 | —  | —  | —  | —  | — | — | —  |
|    | ИИА | 22 | —  | —  | —  | —  | — | — | —  |
|    | СОН | 37 | —  | —  | 17 | —  | — | — | —  |
| Cu | ДЯФ | 5  | —  | —  | —  | —  | — | — | —  |
|    | МAM | 0  | —  | —  | —  | —  | — | — | —  |
|    | ИИА | 0  | —  | —  | —  | —  | — | — | —  |
|    | СОН | 0  | —  | —  | —  | —  | — | — | —  |
| Cb | ДЯФ | 0  | —  | —  | —  | —  | — | — | —  |
|    | МAM | 0  | —  | —  | —  | —  | — | — | —  |
|    | ИИА | 0  | —  | —  | —  | —  | — | — | —  |
|    | СОН | 0  | —  | —  | —  | —  | — | — | —  |

Приведенные в таблицах данные о сочетаниях облачных форм имеют большое значение для прогноза погоды, для подробного диагноза синоптических процессов в различных широтах и особенно для интерпретации и уточнения форм облаков при спутниковых наблюдениях.

Средняя по земному шару повторяемость  $f$  (%) и условная повторяемость  $P$  (%) облаков различных форм (числитель — над сушей, знаменатель — над океаном)

| Форма облаков                   | Сезон | P %   |       |       |       |       |       |       |       |
|---------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                                 |       | f (%) | Cl    | As    | Ns    | St    | Cu    | Cb    | Нет   |
| Cl                              | ДЯФ   | 46/30 | —     | 36/64 | 7/8   | 22/36 | 12/34 | 6/13  | 45/9  |
|                                 | МAM   | 47/32 | —     | 37/63 | 5/6   | 21/34 | 16/35 | 9/14  | 41/10 |
|                                 | ИИА   | 41/31 | —     | 41/65 | 4/6   | 23/35 | 19/33 | 12/15 | 33/9  |
|                                 | СОН   | 42/31 | —     | 39/65 | 6/6   | 23/36 | 15/34 | 9/14  | 38/9  |
| As                              | ДЯФ   | 35/43 | 50/45 | —     | 0/1   | 32/48 | 12/29 | 7/13  | 28/8  |
|                                 | МAM   | 35/42 | 52/47 | —     | 0/1   | 31/45 | 14/30 | 11/14 | 25/8  |
|                                 | ИИА   | 32/44 | 45/45 | —     | 0/1   | 32/47 | 17/29 | 13/15 | 26/7  |
|                                 | СОН   | 36/44 | 47/45 | —     | 0/1   | 34/47 | 14/30 | 11/15 | 27/7  |
| Ns                              | ДЯФ   | 11/8  | 57/38 | 2/10  | —     | 53/61 | 2/2   | 4/4   | 8/4   |
|                                 | МAM   | 8/7   | 60/41 | 3/11  | —     | 59/61 | 2/3   | 6/5   | 4/3   |
|                                 | ИИА   | 7/6   | 55/42 | 3/13  | —     | 65/63 | 3/2   | 9/5   | 2/4   |
|                                 | СОН   | 10/6  | 60/41 | 3/12  | —     | 62/64 | 2/2   | 6/5   | 4/4   |
| St                              | ДЯФ   | 30/43 | 38/29 | 43/52 | 17/12 | —     | —     | —     | 26/30 |
|                                 | МAM   | 28/40 | 40/30 | 45/52 | 13/12 | —     | —     | —     | 27/31 |
|                                 | ИИА   | 30/42 | 37/29 | 46/53 | 11/11 | —     | —     | —     | 31/31 |
|                                 | СОН   | 31/43 | 35/29 | 45/53 | 13/11 | —     | —     | —     | 30/31 |
| Cu                              | ДЯФ   | 16/36 | 45/28 | 34/37 | 1/1   | —     | —     | —     | 38/50 |
|                                 | МAM   | 17/37 | 46/29 | 31/35 | 1/0   | —     | —     | —     | 39/51 |
|                                 | ИИА   | 20/36 | 42/30 | 34/37 | 1/0   | —     | —     | —     | 41/50 |
|                                 | СОН   | 16/37 | 42/29 | 34/37 | 1/0   | —     | —     | —     | 41/51 |
| Cb                              | ДЯФ   | 8/11  | 49/35 | 50/54 | 5/2   | —     | —     | —     | 26/34 |
|                                 | МAM   | 10/12 | 53/37 | 49/54 | 3/2   | —     | —     | —     | 24/33 |
|                                 | ИИА   | 14/12 | 52/37 | 53/56 | 3/2   | —     | —     | —     | 23/32 |
|                                 | СОН   | 10/12 | 43/37 | 52/57 | 3/2   | —     | —     | —     | 26/32 |
| Небосвод<br>закрит ту-<br>маном | ДЯФ   | 1/1   | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
|                                 | МAM   | 0/1   | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
|                                 | ИИА   | 1/2   | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
|                                 | СОН   | 1/1   | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
| Ясное небо                      | ДЯФ   | 23/5  | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
|                                 | МAM   | 21/6  | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
|                                 | ИИА   | 22/5  | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |
|                                 | СОН   | 22/5  | —     | —     | —     | —     | —     | —     | —     |



### 3.3.7. Повторяемость облаков над территорией СССР по данным самолетного зондирования

Самолетное зондирование — по существу единственный метод, который позволяет определять наличие облаков одновременно на разных уровнях и хотя бы грубо определять их количество. В связи с этим повторяемость облаков среднего и верхнего ярусов при регулярном самолетном зондировании оценивается более точно, чем по наземным и судовым данным. В табл. 1 (3.3.7)

Таблица 1 (3.3.7)

Повторяемость (%) облаков основных форм над территорией СССР (по [5])

| Сезон | Sc | St | Ns,<br>Ns—Alb | Cu, Cb | As | Ac | Число<br>зондиро-<br>ваний |
|-------|----|----|---------------|--------|----|----|----------------------------|
| Зима  | 47 | 18 | 23            | 2      | 23 | 31 | 9531                       |
| Весна | 39 | 4  | 16            | 13     | 21 | 44 | 7919                       |
| Лето  | 27 | 3  | 7             | 32     | 11 | 68 | 6483                       |
| Осень | 49 | 11 | 15            | 6      | 16 | 44 | 9686                       |
| Год   | 42 | 10 | 16            | 11     | 18 | 45 | 33619                      |

представлена повторяемость основных форм облаков над территорией СССР в различные сезоны [5].

О повторяемости облаков верхнего яруса над разными районами СССР можно судить по рис. 1 (3.3.7). На этом рисунке, в частности, приведена повторяемость ясного неба при наблюдении с высоты 6 км (кривые  $\epsilon$ ). Дополнение этих кривых до 100 % определяет повторяемость облаков верхнего яруса. Так, например, в районе Ташкента повторяемость облаков верхнего яруса  $P$  меняется примерно от 60 % зимой до 15 % летом, а во Владивостоке, наоборот, примерно от 30 % зимой до более чем 60 % летом. В Москве  $P$  колеблется в течение всего года между 35 и 45 %.

Как следует из рис. 1 (3.3.7), частота появления облаков того или иного яруса для разных географических районов СССР различается (сравним также табл. 1 (3.3.7) с табл. 1 и 2 (3.2.1)). Климатологические данные о повторяемости облаков различных форм по наземным наблюдениям содержатся в многотомном Климатическом справочнике СССР [18].

Как следует из табл. 2 (3.3.6) и 1 (3.3.7), а также рис. 1 (3.3.7), для всего земного шара характерна сравнительно высокая повторяемость облаков нижнего яруса  $St+Sc$ , которая составляет около 30 % в низких широтах ( $30^\circ$  ю. ш. —  $30^\circ$  с. ш.) и превы-

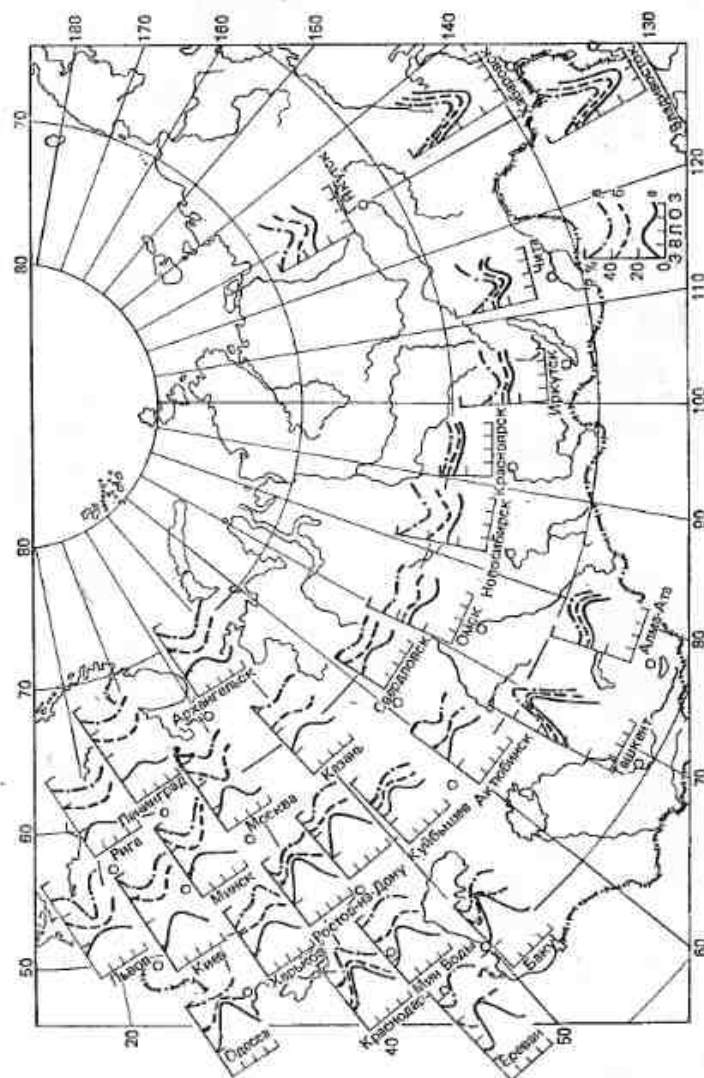


Рис. 1 (3.3.7). Вероятность (%) ясного неба по наблюдениям на разных высотах.

а — с поверхности Земли, б — с высоты 3 км, в — с высоты 6 км; 3 — зима, 4 — весна, 5 — лето, 6 — осень

шает 50 % в более высоких широтах. Почти такие же значения повторяемости отмечаются и для облаков среднего яруса As+Ac. Повторяемость облаков Ns и Cb значительно (в 3—5 раз) ниже. Облака Sl+Sc и Cu отличаются резким сезонным ходом. Географическая зависимость вплоть до изменения сезонного хода четко выражена в случаях облаков верхнего яруса и конвективных облаков.

## Пространственная структура облаков

### 4.1. Введение

Наземные и судовые наблюдения позволили накопить довольно подробные и систематические данные об облачных слоях и облаках, видимых снизу; спутниковые наблюдения характеризуют облака, видимые сверху. Наблюдения такого рода позволяют судить о степени покрытия небосвода облаками и о климатологии облачности над различными регионами и над земным шаром в целом (см. главу 3). По сути дела лишь самолетное и в какой-то степени радиолокационное зондирование дают возможность исследовать вертикальную структуру облаков, их расслоенность, высоту облачных границ и т. д. Данные о строении облаков, основанные на радиолокационных наблюдениях, содержатся в главе 11. Здесь же излагаются результаты, основанные главным образом на материалах самолетного зондирования атмосферы, краткая характеристика которых дается ниже.

На территории Советского Союза в период с 1957 по 1963 г. в 31 пункте (рис. 1 (4.1)) было организовано регулярное самолетное зондирование атмосферы по разработанной в ЦАО под руководством А. М. Боровикова методике [35]. Распределено это зондирование по сезонам и особенно по регионам неравномерно. Пункты зондирования, входящие в тот или иной из восьми выделенных регионов, приведены в табл. 1 (4.1), а сами регионы очерчены на рис. 1 (4.1). Малое число (всего восемь) выделенных регионов связано с необходимостью обеспечения в каждом из них достаточно большой статистики наблюдений.

Полеты проводились преимущественно в облачную погоду на самолетах-зондировщиках типа Ли-2 два раза в сутки — утром (3—6 ч по местному времени) и днем (15—18 ч). В некоторых пунктах зондирование проводилось часто только один раз в сутки — в утренние либо в дневные часы. Потолок подъема составлял в среднем около 6 км. Иногда по разным причинам зондирование не проводилось: например, когда высота нижней границы облаков была менее 50 м или видимость — менее 0,5 км. Однако наибольшее число пропусков приходилось на ясную погоду. В целом на безоблачную погоду пришлось примерно 10 % общего числа подъемов. Таким образом, накопленная статистика

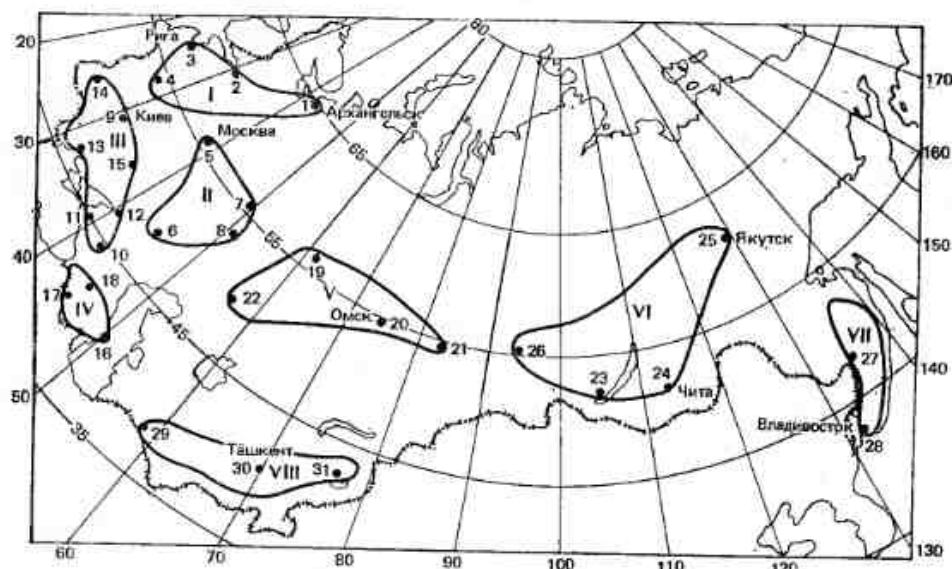


Рис. 1 (4.1). Пункты самолетного зондирования атмосферы (арабские цифры) и номера выделенных регионов (римские цифры).

Таблица 1 (4.1)  
Распределение пунктов самолетного зондирования по регионам

| I  | II  | III   | IV   |
|--|---|---|--|
| 1. Архангельск<br>2. Ленинград<br>3. Рига<br>4. Минск          | 5. Москва<br>6. Волгоград<br>7. Казань<br>8. Куйбышев   | 9. Киев<br>10. Мин. Воды<br>11. Краснодар<br>12. Ростов-на-Дону<br>13. Одесса<br>14. Львов<br>15. Харьков | 16. Баку<br>17. Ереван<br>18. Тбилиси      |
| V  | VI  | VII   | VIII                                       |
| 19. Свердловск<br>20. Омск<br>21. Новосибирск<br>22. Актыбинск | 23. Иркутск<br>24. Чита<br>25. Якутск<br>26. Красноярск | 27. Хабаровск<br>28. Владивосток  | 29. Ашхабад<br>30. Ташкент<br>31. Алма-Ата |

Примечание. Номера каждого пункта в таблице соответствуют номерам пунктов на рис. 1 (4.1).

Таблица 2 (4.1)

Распределение общего числа прозондированных облачных слоев по регионам, сезонам и срокам

| Сезон               | Срок  | Регион* |       |       |      |       |      |      |      | Сумма |
|---------------------|-------|---------|-------|-------|------|-------|------|------|------|-------|
|                     |       | I       | II    | III   | IV   | V     | VI   | VII  | VIII |       |
| Весна               | Утро  | 1571    | 1698  | 3456  | 937  | 1278  | 1419 | 163  | 706  | 11002 |
|                     | День  | 1173    | 1746  | 3257  | 465  | 845   | 508  | 63   | 715  | 8639  |
|                     | Сумма | 2744    | 3444  | 6713  | 1402 | 2123  | 1927 | 216  | 1421 | 19641 |
| Лето                | Утро  | 1953    | 1537  | 1448  | 400  | 1675  | 1652 | 431  | 218  | 9313  |
|                     | День  | 1427    | 1741  | 1948  | 200  | 1192  | 884  | 62   | 193  | 7677  |
|                     | Сумма | 3380    | 3278  | 3396  | 600  | 2867  | 2566 | 493  | 410  | 16990 |
| Осень               | Утро  | 2327    | 2016  | 2717  | 859  | 1984  | 1628 | 201  | 388  | 12020 |
|                     | День  | 1845    | 2121  | 2537  | 580  | 1458  | 734  | 51   | 419  | 9745  |
|                     | Сумма | 4172    | 4137  | 5143  | 1439 | 3442  | 2362 | 252  | 807  | 21765 |
| Зима                | Утро  | 2120    | 2341  | 3229  | 1041 | 1552  | 1026 | 102  | 724  | 12135 |
|                     | День  | 1549    | 2243  | 2913  | 829  | 1092  | 255  | 24   | 755  | 9659  |
|                     | Сумма | 3669    | 4584  | 6142  | 1869 | 2664  | 1281 | 126  | 1479 | 21794 |
| В целом за все годы | Утро  | 7971    | 7592  | 10750 | 3237 | 6489  | 5725 | 897  | 2035 | 44470 |
|                     | День  | 5994    | 7851  | 10655 | 2073 | 4587  | 2381 | 190  | 2082 | 35720 |
|                     | Сумма | 13965   | 15443 | 21405 | 5310 | 11076 | 8106 | 1087 | 4117 | 80190 |

\* См. табл. 1 (4.1).



должна несколько завышать вероятность паличия облачности. Данные о последней можно найти в Климатическом справочнике СССР [21].

По материалам самолетного зондирования во ВНИИГМИ—МЦД под руководством Л. С. Дубровиной был создан архив данных, который в дальнейшем совместно с архивом метеонаблюдений был перенесен с перфокарт на магнитные носители и послужил основой для разработок ЦАО и ВНИИГМИ—МЦД и приводимых ниже результатов.

О числе зондирований облачных слоев, результаты которых имеются на магнитных лентах, и их распределении по регионам, сезонам и срокам наблюдений, можно судить по табл. 2 (4.1). Общее число использованных зондирований (самолетных подъемов) составило при этом около 34 тысяч.

Как видно из табл. 1 (4.1), число пунктов зондирования в регионах колебалось от двух (VII регион) до семи (III регион). Именно с этим прежде всего связано уменьшение числа наблюдений в VII и IV регионах. Особенно мала статистика подъемов в регионе VII. Еще одна особенность статистики заключается в том, что в I, IV, V и особенно в VI и VII регионах число зондирований в утренние сроки заметно больше, чем в вечерние. Ниже мы будем неоднократно обращаться к табл. 2 (4.1) при анализе экспериментальных данных.

При рассмотрении ряда характеристик будут также использованы данные самолетных зондирований над Украиной, накопленные в УкрНИГМИ. Зондирования эти проводились в Киеве, Львове и Харькове в 1950—1964 гг.

Об объеме использованного в УкрНИГМИ материала и его распределении по формам облаков и сезонам можно судить по табл. 3 (4.1). В ней, в частности, указано число случаев зондирования, когда количество облаков превышало 5 баллов. Только эти случаи и учитывались при обработке.

Таблица 3 (4.1).

Распределение числа случаев зондирования облаков различных форм над районом Украины по Т. Н. Заболотной [15]

| Форма облаков | Относительная повторяемость, % |       |      |       | Число случаев |
|---------------|--------------------------------|-------|------|-------|---------------|
|               | Зима                           | Весна | Лето | Осень |               |
| St            | 51                             | 15    | 5    | 29    | 1303          |
| Sc            | 32                             | 25    | 8    | 35    | 2807          |
| Ns            | 41                             | 28    | 7    | 24    | 809           |
| Ns—As         | 37                             | 29    | 9    | 25    | 176           |
| Ac            | 20                             | 28    | 27   | 25    | 1494          |
| As            | 31                             | 25    | 16   | 28    | 2076          |

## 4.2. Распределение облачности по высоте

При самолетном зондировании бортаэролог отмечал наличие облачных слоев и форму облаков часто находясь ниже или выше облачного покрова примерно на 100—200 м или более. Иными словами, наблюдения проводились в непосредственной близости от облачных слоев.

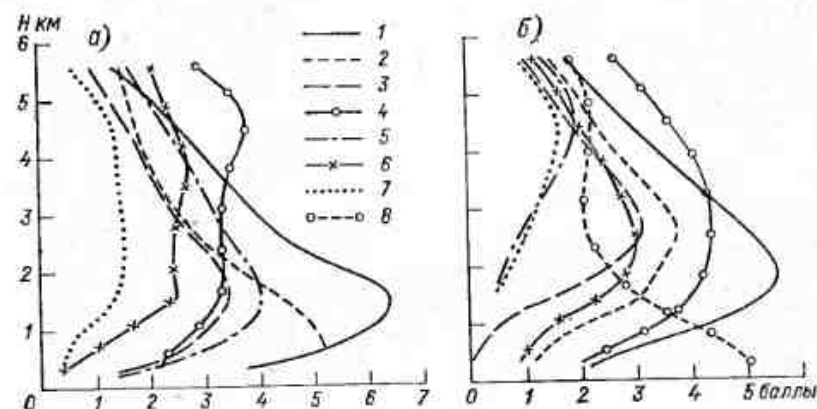


Рис. 1 (4.2). Вертикальное распределение среднего количества облаков над разными физико-географическими районами СССР для зимы (а) и для лета (б) (по [14]).

а) 1—север ЕТС, 2—остальные районы ЕТС, 3—Кавказ, 4—Средняя Азия, 5—Западная Сибирь, 6—Восточная Сибирь, 7—Хабаровский край, Приморье; б) 1—север ЕТС, 2—остальные районы ЕТС, 3—Кавказ, 4—Армянское нагорье, 5—Средняя Азия, 6—Западная Сибирь, 7—Восточная Сибирь, 8—Приморье.

Представление о среднем количестве облаков  $N$  на тех или иных высотах дает рис. 1 (4.2). Среднее количество облаков рассчитывалось по отношению к общему числу подъемов. Поскольку отсутствие зондирований относилось в основном к ясным дням, максимальные значения  $N$  здесь, вероятно, завышены примерно на 1 балл.

Из рис. 1 (4.2) видно, что облачность над СССР чаще всего образуется в нижней тропосфере, на высоте 1—2 км над поверхностью Земли, и в среднем покрывает большую часть небосвода. Летом высота, на которой среднее количество облаков достигает максимума, несколько возрастает. В Средней Азии летом, а в Приморье зимой среднее количество облаков составляет не более 2 баллов. Выше уровня 1—2 км общей характерной чертой для всех регионов (см. рис. 1(4.2)) является уменьшение повторяемости облаков с высотой, более быстрое зимой и более медленное летом. Большое количество облаков и слабо выраженный их максимум отличают север европейской части СССР (весь год), а малое количество и резкий максимум характерны для Армянского нагорья и Средней Азии, хотя в последней, как и в Восточной Сибири, заметен второй небольшой максимум облаков.

Рисунок 2(4.2) характеризует сезонные различия среднего высотного распределения количества облаков в различных пунктах СССР. Эти различия очень малы на севере европейской части СССР (например, в Архангельске). К югу они возрастают лишь в нижней тропосфере. Сезонные различия очень велики над Сред-

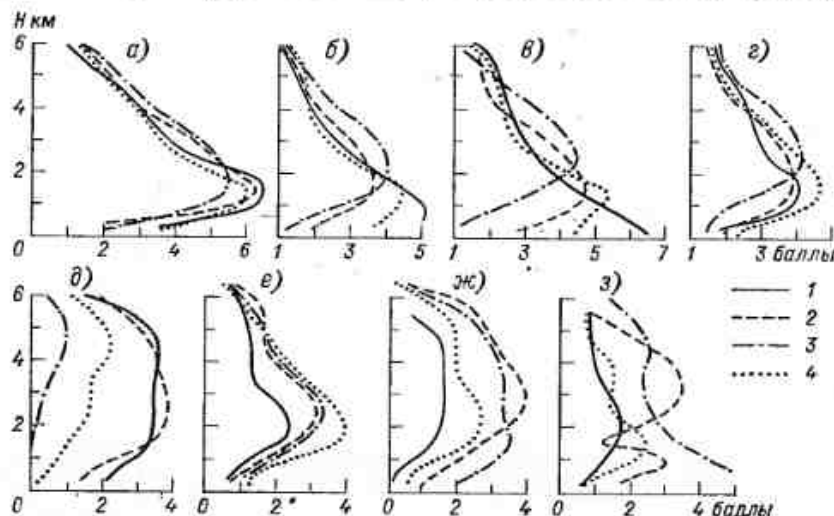


Рис. 2 (4.2). Сезонный ход вертикального распределения среднего количества облаков зимой (1), весной (2), летом (3) и осенью (4) (по [14]).

а — Архангельск, б — Москва, в — Харьков, г — Новосибирск, д — Ташкент, е — Хабаровск, ж — Якутск, з — Владивосток.

ней Азией, для которой характерно почти безоблачное лето, и над Восточной Сибирью (Якутск), где зимний мощный антициклон неблагоприятен для образования облаков всех ярусов.

Большое значение для физики облаков и для практики имеют данные о высоте расположения облаков разных форм, перечисленных и охарактеризованных ранее в п. 3.2. В пределах одной и той же формы облаков высота нижней границы может также заметно меняться в зависимости от сезона, географического положения и ото дня ко дню. Подробные данные о высоте облачных границ и толщине облаков различных форм см. в п. 4.4.

### 4.3. Суммарная толщина облаков ниже фиксированной высоты

В табл. 1 (4.3) приведены средние значения суммарной толщины облаков  $\Delta \bar{H}_z$  ниже фиксированного уровня  $H$  для ряда характерных пунктов СССР.

Вероятность  $P$  (%) наблюдения суммарного слоя облаков толщиной, не превосходящей заданное значение  $\Delta H_z$ , при известной средней суммарной толщине слоя  $\Delta \bar{H}_z$  легко находится по номо-

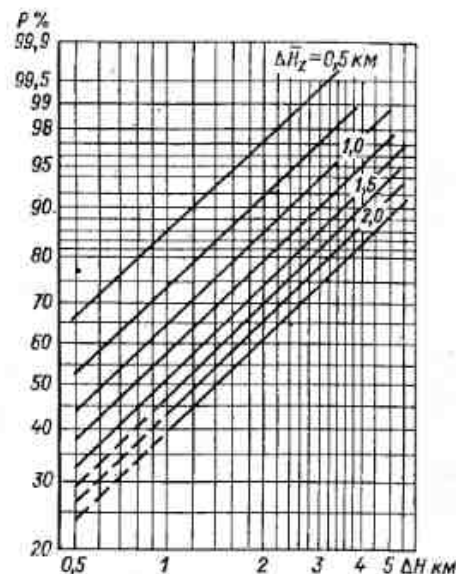


Рис. 1 (4.3). Номограмма для определения вероятности того, что суммарный слой облаков не превосходит заданное значение  $\Delta H$  (км) при известной средней толщине слоя  $\Delta \bar{H}_z$  (км).

От заданного значения  $\Delta H$  следует подняться по вертикали до известного значения  $\Delta \bar{H}_z$  и с оси ординат снять искомую вероятность.

грамме (рис. 1 (4.3)) [14]. Номограмма построена для  $\Delta H_z \geq 0,5$  км, т. е., согласно табл. 1 (4.3), для  $z \geq 2$  км.

Таблица 1 (4.3)

Средняя суммарная толщина облаков  $\Delta \bar{H}_z$  (км) ниже фиксированной высоты  $z$  (по данным Л. С. Дубровиной [14])

| Пункт зондирования          | z км |     |     |     |     |     |
|-----------------------------|------|-----|-----|-----|-----|-----|
|                             | 1    | 2   | 3   | 4   | 5   | 6   |
| <b>Зима</b>                 |      |     |     |     |     |     |
| Рига, Минск, Москва, Казань | 0,4  | 0,6 | 0,7 | 0,8 | 0,9 | 1,0 |
| Свердловск, Красноярск      | 0,2  | 0,4 | 0,5 | 0,6 | 0,7 | 0,8 |
| Новосибирск, Иркутск        | 0,3  | 0,5 | 0,7 | 0,9 | 1,0 | 1,0 |
| Архангельск                 | 0,2  | 0,6 | 0,8 | 1,0 | 1,1 | 1,2 |
| Харьков, Ростов-на-Дону     | 0,4  | 0,5 | 0,7 | 0,8 | 0,9 | 1,0 |
| Минеральные Воды            | 0,3  | 0,5 | 0,6 | 0,6 | 0,8 | 0,9 |
| Ташкент, Алма-Ата           | 0,4  | 0,7 | 0,9 | 1,1 | 1,3 | 1,4 |

| Пункт зондирования          | z, км |     |     |     |     |     |
|-----------------------------|-------|-----|-----|-----|-----|-----|
|                             | 1     | 2   | 3   | 4   | 5   | 6   |
| Лето                        |       |     |     |     |     |     |
| Рига, Минск, Москва, Казань | 0,3   | 0,5 | 0,8 | 0,9 | 1,1 | 1,2 |
| Свердловск, Красноярск      | 0,3   | 0,6 | 0,9 | 1,2 | 1,4 | 1,5 |
| Новосибирск, Иркутск        | 0,3   | 0,6 | 0,9 | 1,1 | 1,3 | 1,4 |
| Архангельск                 | 0,3   | 0,6 | 0,8 | 1,1 | 1,2 | 1,4 |
| Харьков, Ростов-на-Дону     | 0,2   | 0,5 | 0,8 | 1,1 | 1,3 | 1,4 |
| Минеральные Воды            | 0,2   | 0,3 | 0,6 | 0,8 | 0,9 | 1,0 |
| Ташкент, Алма-Ата           | —     | 0,3 | 0,6 | 0,8 | 1,1 | 1,2 |

#### 4.4. Вертикальная структура облачности

В этом параграфе рассматриваются данные о высоте облачных границ, о толщине облаков и о возможном количестве облачных слоев. Первичные данные непосредственных наблюдений, проведенных на сети пунктов самолетного зондирования, хранятся на магнитных носителях во ВНИИГМИ—МЦД и ЦАО. Частично эти материалы были обработаны еще в [11, 12, 14]. При подготовке Справочника они были вновь детально проанализированы. Более подробные сведения об объеме накопленного материала приведены в [14]. Представление об этом дает также табл. 2 (4.1).

Отдельно стоит сказать несколько слов об облаках конвективного развития. В отличие от слоистообразных облаков разновидности Си являются не самостоятельными облачными формами, а лишь той или иной стадией развития облачной конвекции. Так, при наблюдениях с Земли облака Си *hum.* и Си *med.* выглядят приблизительно одинаково и их разделение в большей степени отражает индивидуальный подход наблюдателя, чем фактическое их различие. Поэтому Си удобнее всего подразделять на разновидности исходя не из их внешнего вида, а из размеров, в первую очередь вертикальных [28, 44, 45]. К сожалению, вплоть до настоящего времени нет общепринятой методики такого разделения. Так, в [10, 42] к Си *cong.* отнесены облака толщиной  $\Delta H \geq 1,5$  км, в [37] — с  $\Delta H > 0,8$  км. В работах [25, 27], материалы которых будут широко использоваться ниже, облака с  $\Delta H < 1$  км отнесены к Си *hum.*, с  $\Delta H = 1 \dots 2$  км — к Си *med.* и с  $\Delta H > 2$  км — к Си *cong.* При подготовке Справочника мы исходили из того, что и формально, и генетически наиболее обосновано подразделение Си на облака мелкой (в [6] — «низкой») и глубокой (в [6] — «высокой») конвекции. К первой группе относятся Си *hum.* и Си *med.*, ко второй — Си *cong.* и Си *b.* Одной из наиболее характерных черт облаков глубокой конвекции является то, что они очень часто

являются следствием так называемой проникающей конвекции, т. е. развиваются при наличии в атмосфере нескольких конвективно-неустойчивых слоев, между которыми стратификация устойчива (см. [25, 27, 45]).

Обобщение литературных данных о характеристиках Си сильно затрудняется не только условностью их подразделения на разновидности, но также и большой суточной и годовой изменчивостью их толщины, высоты расположения, продолжительности жизни и т. д.

В настоящем Справочнике приводятся сведения об основных характеристиках Си для наиболее типичных случаев, когда эти облака не затоплены внутри слоистообразной облачности. Это означает, что большая часть использованных данных о них получена в условиях внутримассовой облачности.

##### 4.4.1. Расслоенность облаков

Облачные слои могут присутствовать одновременно на разных уровнях. Такая расслоенность облаков является важной характеристикой их пространственной структуры. Согласно [14], расслоенность облаков над СССР отличается сравнительным постоянством в течение года. Обычно появление двух и более облачных слоев связано с атмосферными фронтами или с распадом мощных кучевых и кучево-дождевых облаков. По горизонтали слои St, Sc, As и As простираются на десятки и сотни километров, слои перистых облаков могут иметь протяженность до тысячи километров.

Сравнительно хорошее представление о расслоенности облаков над различными районами СССР дает табл. 1 (4.4.1). Она содержит повторяемость разного числа слоев (при наличии облачности). Поскольку эта таблица построена по данным самолетного зондирования, потолок которого составлял около 6 км, она дает представление лишь о расслоенности облаков нижнего и среднего ярусов (без учета перистых облаков).

Над территорией СССР, таким образом, без учета верхнего яруса в 30—50 % случаев облачность однослойная, примерно в 30 % случаев двухслойная и примерно в 20 % случаев зимой и в 30 % случаев летом — трех- или четырехслойная.

Таблица 1 (4.4.1) свидетельствует о том, что в среднем число слоев зимой несколько меньше, чем летом. В среднем облачность состоит из одного слоя зимой примерно в 35—50 % случаев (а в Алма-Ате и Хабаровске — в 60—80 % случаев), а летом — в 20—40 % случаев (в Алма-Ате и Хабаровске — в 50—70 % случаев). Особенно многослойна облачность в Красноярске — летом в 12 % случаев, а зимой в 30 % она состоит из четырех и более слоев. В среднем по СССР число облачных слоев при наличии облачности в 80—90 % случаев не превосходит трех.



Таблица 1 (4.4.1)

Повторяемость (%) различного числа облачных слоев над разными районами СССР [14] и над СССР в целом [38]

| Пункт зондирования | Число слоев |    |    |    |       |     |     |     | Число под-<br>лее-<br>мов* |
|--------------------|-------------|----|----|----|-------|-----|-----|-----|----------------------------|
|                    | 1           | 2  | 3  | 4  | 5     | 6   | 7   | 8   |                            |
| Зима               |             |    |    |    |       |     |     |     |                            |
| Архангельск        | 52          | 36 | 10 | 2  | (-)** | 0   | 0   | 0   | 367                        |
| Москва             | 40          | 36 | 17 | 5  | 1     | (-) | (-) | 0   | 729                        |
| Ростов-на-Дону     | 42          | 32 | 16 | 7  | 2     | 1   | (-) | 0   | 412                        |
| Львов              | 38          | 41 | 16 | 4  | 1     | 0   | 0   | 0   | 289                        |
| Свердловск         | 34          | 36 | 19 | 7  | 3     | 1   | (-) | 0   | 347                        |
| Алма-Ата           | 62          | 29 | 8  | 2  | 0     | 0   | 0   | 0   | 230                        |
| Красноярск         | 35          | 31 | 22 | 11 | 1     | (-) | 0   | 0   | 297                        |
| Хабаровск          | 77          | 18 | 5  | 0  | 0     | 0   | 0   | 0   | 44                         |
| В среднем по СССР  | 51          | 32 | 13 | 4  | 1     | (-) | (-) | 0   | 8126                       |
| Лето               |             |    |    |    |       |     |     |     |                            |
| Архангельск        | 30          | 38 | 22 | 7  | 2     | (-) | (-) | 0   | 329                        |
| Москва             | 41          | 30 | 17 | 7  | 4     | 1   | (-) | 0   | 653                        |
| Ростов-на-Дону     | 32          | 29 | 14 | 10 | 6     | 2   | (-) | 0   | 153                        |
| Львов              | 30          | 30 | 26 | 10 | 3     | 1   | 0   | 0   | 203                        |
| Свердловск         | 33          | 32 | 16 | 10 | 4     | 4   | 1   | 0   | 361                        |
| Алма-Ата           | 72          | 21 | 6  | 0  | 1     | 0   | 0   | 0   | 98                         |
| Красноярск         | 20          | 24 | 26 | 18 | 9     | 2   | (-) | 1   | 313                        |
| Хабаровск          | 47          | 24 | 20 | 7  | 2     | 0   | 0   | 0   | 107                        |
| В среднем по СССР  | 44          | 30 | 16 | 7  | 3     | (-) | (-) | (-) |                            |

\* Случай, когда облачность отсутствовала, в статистику не вошла.

\*\* Повторяемость менее 1 %.

## 4.4.2. Высота нижней границы облаков

Высота облаков, вообще говоря, характеризуется некоторой географической, сезонной и суточной изменчивостью. Так, по мере приближения к экватору высота облаков в среднем возрастает, и в соответствии с Атласом облаков [47] в экваториальной зоне уровень, отделяющий облака одного яруса от другого, располагается на 1—2 км выше, чем в умеренных широтах (см. главу 3).

Приводимые ниже статистические характеристики высоты границ облаков основаны на обработке материалов самолетного зондирования на сети станций СССР за 1957—1963 гг. (см. п. 4.1) и на данных, накопленных в УкрНИГМИ, по результатам зондирования над Украиной в 1950—1964 гг. Прежде чем переходить к описанию статистических характеристик распределения высоты облачных границ, сделаем некоторые методические замечания.

1. Характеристики облаков данной формы (высота границ, температура на границах и др.) несколько различаются в зависимости от того, имеются ли под ними другие облачные слои, или они представляют собой 1-й (считая от поверхности Земли) облачный слой. Поэтому обработка материалов наблюдений велась отдельно для 1-го, 2-го и т. д. облачных слоев.

2. Обработка велась отдельно не только для каждого облачного слоя, но и для каждого региона (см. табл. 1 (4.1)), сезона и срока наблюдений. Однако не для каждой группы облаков удалось набрать достаточную статистику. Так, сравнительно мало данных наблюдений для Приморского края (регион VII, табл. 1 (4.4.2.1)), где в основном они приходится на утренний срок.

Колебания высоты нижней границы облаков  $H_{нг}$  были, как правило, не очень велики, однако в отдельных случаях  $H_{нг}$  довольно сильно отклонялась от средних значений для данной группы облаков. Поэтому, построив для каждой группы наблюдений кривые распределения (повторяемости)  $H_{нг}$ , мы отсекали крылья распределений и ограничились анализом 10, 50 и 90 %-ных квантилей. И даже при таком подходе в ряде групп число наблюдений оказалось недостаточным, чтобы надежно судить о значениях указанных квантилей. В связи с этим в настоящем Справочнике мы в основном ограничиваемся приведением медианных (50 %-ный квантиль) значений высоты облачных границ и толщины облаков, являющихся наиболее надежным показателем, и указываем, по какому числу наблюдений определены эти значения. О характере колебаний можно судить по приводимым значениям оценок стандартного отклонения  $S$ .

## 4.4.2.1. Облака нижнего яруса (St, Sc, Ns)

По определению к облакам нижнего яруса умеренных широт относятся облака, нижняя граница которых расположена на высоте не более 2 км над земной поверхностью. В экваториальной зоне к ним относят облака с  $H_{нг} < 3$  км.

Учитывая ограниченность количества данных, а также то, что при самолетном зондировании наблюдатель не всегда четко разделяет облака типа St и Sc, в дальнейшем облака типа St и Sc рассматриваются совместно.

В табл. 1 (4.4.2.1) приведены значения  $H_m$  — 50 %-ных квантилей высоты нижней границы облаков St, Sc и Ns. Здесь же даны оценки среднеквадратического отклонения  $S_H$  и указано число наблюдений  $N$ . Напомним, что повторяемость облаков той или иной формы обсуждается в п. 3.4.6.

Как следует из табл. 1 (4.4.2.1), относительно малое число наблюдений приходится на VII регион (Хабаровск, Владивосток) для всех форм облаков, а для слоисто-дождевых облаков — на летний сезон и другие регионы. Заметно, что в среднем высота облаков возрастает на юге СССР (IV и VIII регионы). Отчетливо

Медианные значения высоты нижней границы ( $H_m$ ) облаков St, Sc и Ns, оценка стандартного отклонения  $S_H$  и число наблюдений  $N$  по сезонам и слоям

| Номер<br>региона<br>(см. табл.<br>1 (4.1)) | $H_m$ км     |              |              |              | $S_H$ км    |              |              |              | $N$  |     |     |     |
|--|--------------|--------------|--------------|--------------|-------------|--------------|--------------|--------------|------|-----|-----|-----|
|  | З            | В            | Л            | О            | З           | В            | Л            | О            | З    | В   | Л   | О   |
| St, Sc, 1-й слой                           |              |              |              |              |             |              |              |              |      |     |     |     |
| I  | 0,50         | 0,73<br>1,10 | 0,72<br>1,20 | 0,67         | 0,4         | 0,6          | 0,6          | 0,5          | 757  | 398 | 357 | 715 |
| II   | 0,55         | 0,93         | 1,45         | 0,85         | 0,4         | 0,55         | 0,65         | 0,5          | 569  | 303 | 185 | 580 |
| III  | 0,55         | 0,69<br>0,90 | 1,15<br>1,40 | 0,79         | 0,45        | 0,5          | 0,75         | 0,6          | 785  | 378 | 268 | 562 |
| IV   | 1,05         | 1,67<br>1,47 | 2            | 1,58         | 0,7         | 0,7          | 0,5          | 0,6          | 740  | 347 | 139 | 573 |
| V  | 0,80         | 0,95         | 1,35<br>1,43 | 0,94         | 0,45        | 0,60         | 0,65         | 0,5          | 1049 | 609 | 231 | 765 |
| VI   | 1,24         | 1,15<br>1,60 | 1,40         | 1,25         | 0,55        | 0,55         | 0,65         | 0,6          | 865  | 534 | 143 | 755 |
| VII  | 1,0          | 0,7          | 0,45         | 1,0          | 0,5         | 0,5          | 0,55         | 0,5          | 362  | 253 | 92  | 245 |
| VIII                                       | 1,05         | 1,75         | —            | 1,7          | 0,7         | 0,8          | 0,7          | 0,8          | 272  | 116 | 31  | 164 |
| St, Sc, 2-й слой                           |              |              |              |              |             |              |              |              |      |     |     |     |
| I  | 1,3          | 1,33<br>1,56 | 1,27<br>1,66 | 1,4          | 0,4<br>0,67 | 0,44<br>0,43 | 0,53<br>0,34 | 0,48<br>0,40 | 202  | 119 | 115 | 238 |
| II   | 1,3          | 1,42         | 1,55         | 1,4          | 0,44        | 0,55         | 0,55         | 0,56         | 253  | 103 | 81  | 244 |
| III  | 1,27         | 1,4          | 1,65         | 1,35         | 0,46        | 0,52         | 0,52         | 0,45         | 294  | 223 | 84  | 239 |
| IV   | 1,33         | 1,7          | —            | 1,63         | 0,42        | 0,43         | 0,45         | 0,45         | 305  | 154 | 68  | 243 |
| V  | 1,49         | 1,62         | 1,53<br>1,93 | 1,51         | 0,49        | 0,71         | 0,32         | 0,6          | 60   | 44  | 4   | 45  |
| VI   | 1,61         | 1,53         | 1,78         | 1,65         | 0,32        | 0,44         | 0,71         | 0,62         | 57   | 9   | 2   | 30  |
| VII  | —            | —            | 1,2          | 1,68         | 0,22        | 0,37         | 1,39         | 1,03         | 131  | 78  | 92  | 161 |
| VIII                                       | 1,55         | 1,87         | —            | —            | 0,0         | 0,63         | 0,92         | 0,36         | 77   | 45  | 39  | 132 |
| Ns, 1-й слой                               |              |              |              |              |             |              |              |              |      |     |     |     |
| I  | 0,60         | 0,56         | 0,4<br>0,9   | 0,47         | 0,45        | 0,5          | 0,6          | 0,45         | 41   | 92  | 71  | 128 |
| II   | 0,5          | 0,58         | 0,35         | 0,44         | 0,5         | 0,55         | 0,4          | 0,5          | 6    | 5   | 40  | 43  |
| III  | 0,7          | 0,8          | 1,3          | 0,8          | 0,55        | 0,55         | 0,65         | 0,7          | 1    | 6   | 34  | 9   |
| IV   | 1,1          | 1,28<br>1,10 | —            | 1,3<br>1,05  | 1,2         | 0,75         | 1,1          | 0,8          | 18   | 1   | 4   | 58  |
| V  | 1,08         | 0,93         | 0,60         | 0,85         | 0,55        | 0,80         | 0,7          | 0,55         | 24   | 29  | 2   | 10  |
| VI   | 1,35<br>1,70 | 1,33         | 1,40         | 0,95<br>1,55 | 0,50        | 0,6<br>1,20  | 0,70         | 0,90         | 36   | 27  | 4   | 14  |
| II   | 0,60         | 0,56         | 0,4<br>0,9   | 0,47         | 0,45        | 0,5          | 0,6          | 0,45         | 235  | 129 | 42  | 132 |
| III  | 0,5          | 0,58         | 0,35         | 0,44         | 0,5         | 0,55         | 0,4          | 0,5          | 213  | 88  | 29  | 101 |
| IV   | 0,7          | 0,8          | 1,3          | 0,8          | 0,55        | 0,55         | 0,65         | 0,7          | 152  | 77  | 19  | 79  |
| V  | 1,1          | 1,28<br>1,10 | —            | 1,3<br>1,05  | 1,2         | 0,75         | 1,1          | 0,8          | 128  | 66  | 11  | 60  |
| VI   | 1,08         | 0,93         | 0,60         | 0,85         | 0,55        | 0,80         | 0,7          | 0,55         | 170  | 99  | 15  | 63  |
|  |              |              |              |              |             |              |              |              | 136  | 82  | 8   | 57  |
|  |              |              |              |              |             |              |              |              | 124  | 91  | 5   | 75  |
|  |              |              |              |              |             |              |              |              | 67   | 39  | 2   | 34  |
|  |              |              |              |              |             |              |              |              | 112  | 75  | 18  | 84  |
|  |              |              |              |              |             |              |              |              | 84   | 50  | 11  | 66  |
|  |              |              |              |              |             |              |              |              | 29   | 28  | 31  | 44  |
|  |              |              |              |              |             |              |              |              | 16   | 18  | 15  | 29  |

| Номер<br>региона<br>(см. табл.<br>1 (4.1)) | $H_m$ км |      |      |      | $S_H$ км |      |      |      | $N$ |    |    |    |
|--|----------|------|------|------|----------|------|------|------|-----|----|----|----|
|  | З        | В    | Л    | О    | З        | В    | Л    | О    | З   | В  | Л  | О  |
|  |          |      |      |      |          |      |      |      |     |    |    |    |
| VII  | —        | —    | 0,33 | 0,64 | 0,45     | 0,45 | 0,5  | 0,6  | 5   | 7  | 16 | 15 |
| VIII                                       | 1,45     | 1,14 | —    | 1,45 | 0,65     | 0,6  | 0,9  | 0,65 | 3   | 3  | 2  | 3  |
|  |          |      |      |      |          |      |      |      | 73  | 45 | 1  | 28 |
|  |          |      |      |      |          |      |      |      | 66  | 33 | 2  | 16 |
| I  | 1,39     | 1,05 | 0,82 | 1,13 | 0,44     | 0,39 | 0,87 | 0,44 | 79  | 47 | 37 | 87 |
| II   | 1,37     | 1,12 | 1,46 | 0,95 | 0,41     | 0,37 | 0,89 | 0,46 | 49  | 27 | 29 | 80 |
| III  | 1,12     | 1,28 | 1,0  | 1,4  | 0,60     | 0,52 | 0,56 | 0,49 | 69  | 38 | 18 | 66 |
| IV   | 1,22     | 1,05 | 1,3  | 1,25 | 0,60     | 0,53 | 0,78 | 0,62 | 75  | 26 | 18 | 55 |
| V  | 1,1      | 1,42 | 1,26 | 1,25 | 0,47     | 0,52 | 0,54 | 0,63 | 107 | 93 | 32 | 85 |
| VI   | —        | 1,44 | 1,5  | 1,54 | 0,54     | 0,67 | 0,44 | 0,62 | 100 | 70 | 14 | 58 |
| VII  | —        | 1,45 | 1,4  | 1,26 | 0,51     | 1,00 | 0,43 | 0,51 | 34  | 18 | 3  | 31 |
| VIII                                       | 1,6      | 1,59 | 1,64 | 1,32 | 0,50     | 0,64 | 0,44 | 0,48 | 25  | 6  | 14 | 26 |
|  | 1,42     |      |      |      | 0,58     | 0,74 | 0,80 | 0,48 | 39  | 29 | 18 | 55 |
|  |          |      |      |      | 1,21     | 0,29 | 0,52 | 0,46 | 28  | 11 | 18 | 39 |
|  |          |      |      |      | 0,15     | 0,57 | 0,46 | 0,83 | 6   | 21 | 27 | 35 |
|  |          |      |      |      | 0        | 1,33 | 1,38 | 1,73 | 2   | 14 | 14 | 12 |
|  |          |      |      |      |          | 0,44 | 0,84 | 0,39 | 1   | 5  | 10 | 7  |
|  |          |      |      |      |          | 1,23 | 1,36 | 1,38 | 1   | 17 | 15 | 21 |
|  |          |      |      |      |          | 1,03 | 0    | 0,52 | 19  | 25 | 1  | 6  |
|  |          |      |      |      |          | 0,56 | 1,36 | 0,49 | 22  | 20 | 15 | 14 |

Ns, 2-й слой

Примечание. Значения в числителе относятся к утреннему сроку наблюдений (3—6 ч), в знаменателе — к днев-  
ному (15—18 ч). При отсутствии заметных различий указано одно значение, относящееся к обоим срокам.

виден сезонный ход высоты (см. рис. 1 (4.4.2.1)): высота облаков St, Sc обычно заметно увеличивается летом и уменьшается зимой, и лишь в Приморском районе изменения имеют обратный знак. В Ns сезонный ход  $H_m$  не столь отчетлив. В то же время над Украиной (III регион)  $H_m$  заметно возрастает к лету.

Значительно большее число наблюдений на Украине (1950—1964 гг.) позволило Заболоцкой рассмотреть отдельно облака St,

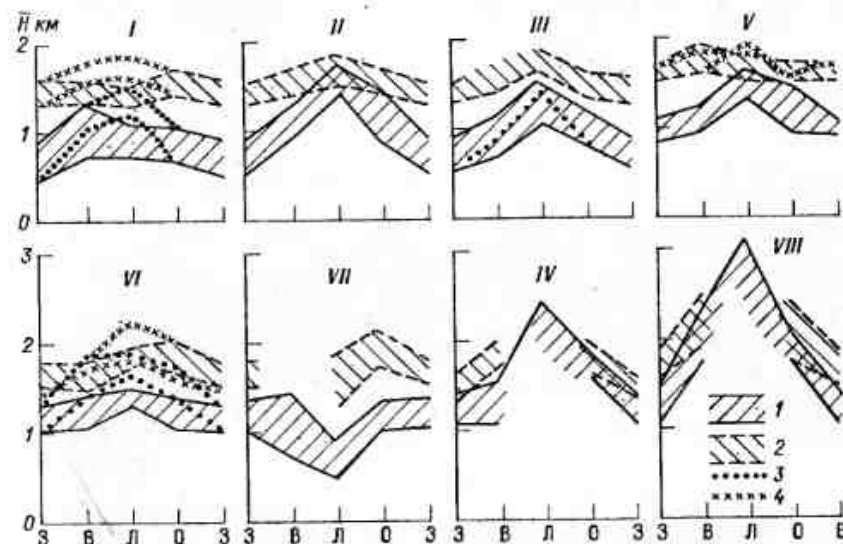


Рис. 1 (4.4.2.1). Сезонный ход 50 %-ной квантили высоты нижней и верхней границ облаков St, Sc в I—VIII регионах СССР.

1 — первый облачный слой, 2 — второй облачный слой; в регионах I, V и VI днем облака в среднем несколько поднимаются, при этом 3 — границы первого слоя, 4 — границы второго слоя.

Sc и Ns. Она показала, что для облаков St среднемесячные значения  $\bar{H}_{нг} \approx 0,4$  км и что колеблются они от месяца к месяцу незначительно. Незначительны также и внутримесячные колебания — стандартное отклонение  $\sigma_H$  колеблется в пределах 0,1—0,2 км. Облака Sc в среднем располагаются несколько выше. Так,  $\bar{H}_{нг}$  колебалось от 0,97 км в феврале до 1,25 км в июне и 1,31 км в сентябре. Стандартные отклонения от средних месячных значений возрастают для Sc до 0,4—0,5 км.  $\bar{H}_{нг}$  Ns примерно равна  $\bar{H}_{нг}$  Sc, однако разброс  $H_{нг}$  вдвое больше и  $\sigma_H$  колеблется от месяца к месяцу от 0,8 до 1,1 км.

В тех случаях, когда слой облаков St, Sc или Ns является не первым, а вторым, т. е. когда между ним и земной поверхностью находится еще одна облачная прослойка, высота нижней границы



облаков несколько возрастает. Как видно из рис. 1 (4.4.2.1), даже в летние месяцы медиана распределения  $H_m$  для 2-го слоя увеличивается по сравнению с  $H_m$  для 1-го слоя на 0,1—0,5 км, а в другие сезоны — на 0,5—0,8 км. Сезонный ход  $H_m$  2-го слоя выражен значительно слабее. Соответствующие характеристики распределений ( $H_m$  и  $S_H$ ) для 2-го слоя, так же как и число наблюдений  $N$  (в утренние и дневные сроки), приведены в табл. 1 (4.4.2.1).

#### 4.4.2.2. Облака среднего яруса (Ac, As).

По определению  $H_{нг}$  облаков среднего яруса колеблется в умеренных широтах от 2 до 6 км, в тропических широтах от 3 до 7 км. Облака Ac, As могут одновременно присутствовать на разных уровнях, формируя многослойную (иногда до 4—6 слоев) систему. Толщина безоблачных прослоек между ними может составлять от десятков метров до километров. Обычно такая многослойная облачность образуется на атмосферных фронтах. По мере удаления от фронта, ближе к краям облачной системы, число прослоек возрастает. Облака As—Ac покрывают площади, линейные размеры которых составляют от сотни до тысячи километров. Соседние облачные поля могут находиться на разных уровнях, высота которых над поверхностью Земли различается на сотни и тысячи метров. Облака Ac обычно довольно тонкие (см. 4.4.4.2), As могут быть значительно мощнее.

Статистические характеристики  $H_{нг}$  для Ac и As над территорией СССР приведены в табл. 1—3 (4.4.2.2) и на рис. 1 (4.4.2.2). Здесь обращают на себя внимание следующие особенности распределения этих характеристик. Во-первых, в отличие от облаков нижнего яруса высота нижней границы As, Ac слабо зависит от наличия или отсутствия нижележащего слоя, хотя некоторая тенденция к такой связи и проявляется. Так, в среднем, при наличии нижележащего слоя  $H_m$  возрастает на 0,2—0,3 км.

Интересно проследить, как для разных географических районов меняется относительная повторяемость ситуаций, когда под Ac, As нет нижележащих слоев и когда последние присутствуют (это могут быть облака как нижнего, так и среднего яруса). Для этого можно сравнить число случаев измерений  $N$  в утренние и дневные сроки в табл. 1 (4.4.2.2) (когда ниже нет облачных слоев) со значениями  $N$  в табл. 2 и 3 (4.4.2.2) (когда ниже лежат еще один или два облачных слоя). Выводы о повторяемости соответствующих ситуаций в разных регионах, в разные сроки наблюдений и различные сезоны мы оставляем читателю. Заметим только, что, когда число наблюдений  $N$  становится меньше ста, на результаты анализа может накладываться влияние недостаточности статистики наблюдений.

Для сравнения с полученными выше результатами на рис. 2 (4.4.2.2) приведен годовой ход среднемесячных значений  $H_{нг}$

для облаков Ac и As над Украиной. Эти результаты получены Заболоцкой при обработке данных за 1961—1964 гг. Заметим, что, вообще говоря,  $\bar{H} > H_m$  и обычно  $\bar{H}$  соответствует 60—70 %-ной

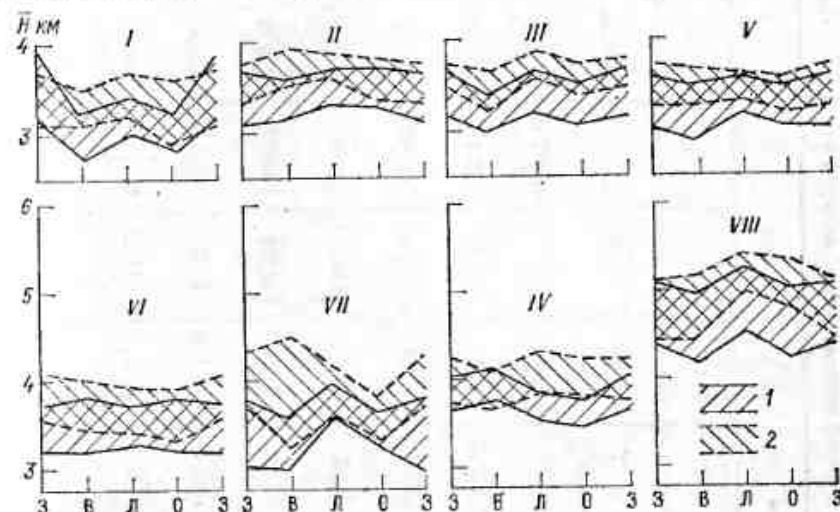


Рис. 1 (4.4.2.2). Сезонный ход 50 %-ной квантили высоты нижней и верхней границ облаков Ac, As в различных регионах СССР.

1 — первый облачный слой, 2 — второй облачный слой.

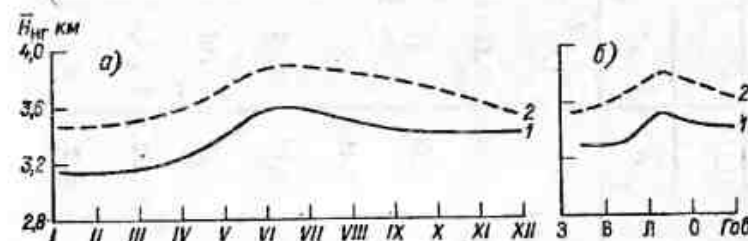


Рис. 2 (4.4.2.2). Средние месячные (а) и сезонные (б) значения высоты нижней границы облаков среднего яруса над Украиной [15].

1 — Ac, 2 — As.

квантили. Среднеквадратичные отклонения  $\sigma$  от среднемесячных значений колебались, согласно Заболоцкой, от 0,85 до 1,09 км для Ac и от 0,96 до 1,10 км для As.

#### 4.4.2.3. Облака верхнего яруса

Обычно облака верхнего яруса располагаются ниже тропопавзы. На рис. 1 и 2 (4.4.2.3) представлены плотности и накопленные повторяемости высоты нижней границы облаков  $H_{нг}$  в раз-

Таблица 1 (4.4.2.2)

Медианные значения высоты нижней границы  $H_m$  облаков As, Ac, оценка стандартного отклонения  $S_H$  и число наблюдений  $N$  в разные сезоны в ситуациях, когда между As, Ac и поверхностью Земли не было других облачных слоев

| Регион | $H_m$ км |      |      |          | $S_H$ км |         |         |         | $N$     |         |         |         |
|--------|----------|------|------|----------|----------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
|        | З        | В    | Л    | О        | З        | В       | Л       | О       | З       | В       | Л       | О       |
| I      | 3,18     | 2,72 | 3,0  | 2,8      | 1,05     | 1,05    | 1,25    | 1,2     | 117/85  | 205/138 | 299/136 | 154/96  |
| II     | 3,1      | 3,15 | 3,32 | 3,25     | 1,25     | 1,5/1,2 | 1,2     | 1,35    | 151/157 | 294/201 | 301/112 | 204/143 |
| III    | 3,2      | 3,0  | 3,24 | 3,10     | 1,3      | 1,1     | 1,0/1,3 | 1,2     | 274/215 | 282/185 | 275/228 | 318/213 |
| IV     | 3,64     | 3,76 | 3,5  | 3,44     | 1,0      | 1,25    | 1,1/1,7 | 0,85    | 156/109 | 207/97  | 119/51  | 147/92  |
| V      | 3,10     | 2,95 | 3,28 | 3,10     | 1,45     | 1,55    | 1,45    | 0,95    | 205/161 | 204/95  | 266/97  | 223/114 |
| VI     | 3,16     | 3,2  | 3,56 | 3,15     | 1,40     | 1,35    | 1,80    | 1,25    | 232/78  | 198/78  | 177/73  | 149/102 |
| VII    | 3,05     | 3,0  | 3,6  | 3,22/2,4 | 1,4/1,0  | 1,15    | 0,9/1,3 | 1,6/1,0 | 40/9    | 45/13   | 52/9    | 41/13   |
| VIII   | 4,35     | 4,16 | 4,5  | 4,2      | 1,3      | 1,9/1,4 | 3,4/2,5 | 2,0/1,7 | 140/124 | 140/114 | 93/59   | 108/108 |

Примечание. Когда данные, относящиеся к утреннему и дневному срокам, различаются, то утренние приводятся в числителе, а дневные — в знаменателе.

Таблица 2 (4.4.2.2)

Медианные значения высоты нижней границы  $H_m$  облаков As, Ac, оценка стандартного отклонения  $S_H$  и число наблюдений  $N$  в разные сезоны в ситуациях, когда под облаками As, Ac лежит еще один облачный слой

| Регион | $H_m$ км |     |     |     | $S_H$ км |         |          |         | $N$     |         |         |         |
|--------|----------|-----|-----|-----|----------|---------|----------|---------|---------|---------|---------|---------|
|        | З        | В   | Л   | О   | З        | В       | Л        | О       | З       | В       | Л       | О       |
| I      | 3,1      | 3,1 | 3,2 | 2,8 | 1,4      | 1,0/1,7 | 1,5/1,2  | 1,45    | 280/223 | 230/191 | 356/270 | 317/279 |
| II     | 3,3      | 3,5 | 3,6 | 3,4 | 1,5      | 1,5     | 1,6/1,3  | 1,4/2,1 | 329/314 | 299/276 | 283/297 | 281/279 |
| III    | 3,5      | 3,2 | 3,6 | 3,4 | 1,4      | 1,2     | 1,35     | 1,25    | 501/448 | 404/455 | 275/421 | 410/399 |
| IV     | 3,8      | 3,6 | 3,8 | 3,8 | 1,8      | 1,7     | 1,4/0,9  | 1,4/1,7 | 161/113 | 179/90  | 91/33   | 147/97  |
| V      | 3,3      | 3,4 | 3,4 | 3,3 | 1,1      | 1,55    | 1,4      | 1,30    | 234/179 | 21/148  | 303/227 | 297/207 |
| VI     | 3,5      | 3,4 | 3,4 | 3,2 | 1,3      | 1,5/2,5 | 1,8/2,30 | 1,7/2,5 | 234/57  | 248/105 | 333/171 | 309/149 |
| VII    | 3,7      | 3,2 | 3,6 | 3,3 | 1,2/0,6  | 1,8/0,9 | 2,1/1,2  | 1,0/1,1 | 13/5    | 27/11   | 72/9    | 28/9    |
| VIII   | 4,4      | 4,4 | 5,0 | 4,7 | 2,1      | 2,6/2,3 | 1,7/3,3  | 1,8/2,5 | 143/129 | 121/131 | 35/34   | 87/90   |

Таблица 3 (4.4.2.2)

Медианные значения высоты нижней границы  $H_m$  облаков As, Ac, оценка стандартного отклонения  $S_H$  и число наблюдений  $N$  в разные сезоны в ситуациях, когда под облаками As, Ac лежат еще два облачных слоя

| Регион | $H_m$ км |      |      |          | $S_H$ км |           |         |          | $N$     |         |         |         |
|--------|----------|------|------|----------|----------|-----------|---------|----------|---------|---------|---------|---------|
|        | З        | В    | Л    | О        | З        | В         | Л       | О        | З       | В       | Л       | О       |
| I      | 3,55     | 3,65 | 3,75 | 3,30     | 1,6      | 2,0       | 2,0     | 2,3/1,3  | 149/91  | 119/71  | 208/125 | 200/151 |
| II     | 3,67     | 3,90 | 3,90 | 3,70     | 1,4/1,8  | 1,4/2,4   | 2,1     | 1,8      | 213/199 | 158/161 | 164/180 | 191/207 |
| III    | 3,80     | 3,70 | 3,95 | 3,80     | 1,4      | 1,3/1,3   | 2,0/1,3 | 1,4      | 299/273 | 260/241 | 178/219 | 257/252 |
| IV     | 3,90     | 4,00 | 3,96 | 4,0/3,61 | 1,3      | 2,6/1     | 0,9     | 1,4/1,1  | 49/42   | 59/17   | 17/7    | 65/39   |
| V      | 4,00     | 3,60 | 3,90 | 3,60     | 1,05     | 1,35      | 1,4/1,8 | 1,25     | 130/101 | 99/61   | 197/108 | 203/135 |
| VI     | 4,03     | 3,95 | 3,75 | 3,70     | 1,45     | 1,25/2,15 | 2,3     | 1,5/2,00 | 105/18  | 166/43  | 223/119 | 225/75  |
| VII    | —        | —    | 3,87 | 4,15     | 0        | 0,9       | 2,8/1   | 2,4/0    | 1/1     | 10/3    | 52/6    | 17/1    |
| VIII   | 4,65     | 4,60 | —    | 5        | 1,0/2,1  | 2,7/1,6   | 3,2/3,8 | 2,0/2,0  | 50/70   | 60/65   | 9/7     | 38/32   |

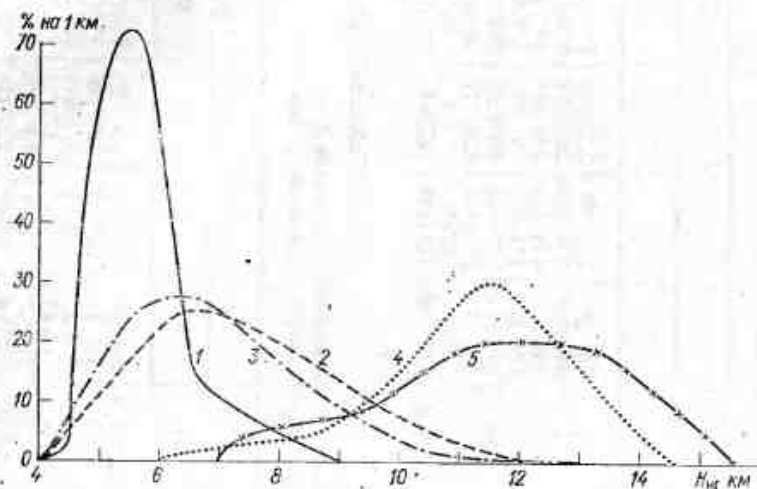


Рис. 1 (4.4.2.3). Плотность повторяемости высоты нижней границы  $H_{НГ}$  облаков верхнего яруса в разных географических районах.

1 — море Лаптевых (44 измерения) [2], 2 — ЕТС (6900 измерений) [17], 3 — ЕТС (3012 измерений) [3], 4 — Индия (435 измерений) [50], 5 — экваториальная часть Юго-Восточной Азии (278 измерений) [55].

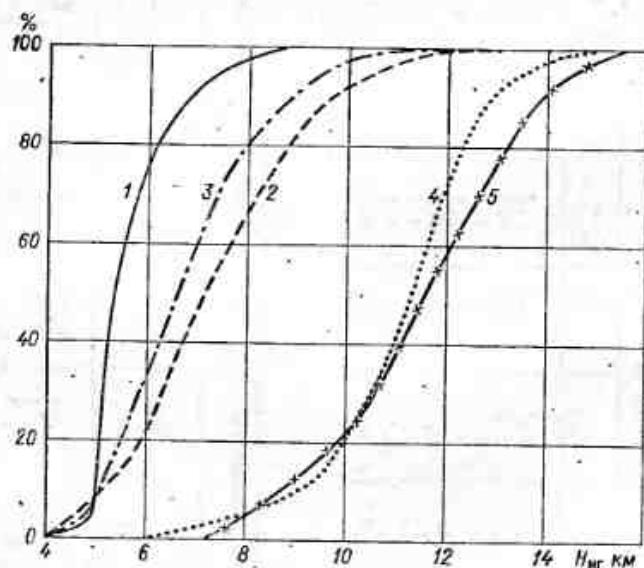


Рис. 2 (4.4.2.3). Накопленная повторяемость высоты нижней границы облаков верхнего яруса в разных географических районах.

Усл. обозначения см. рис. 1 (4.4.2.3).

ных географических районах. Основным материалом наблюдений служили при этом сообщения экипажей самолетов-разведчиков погоды, доклады пилотов рейсовых самолетов, а также результаты специальных полетов реактивных самолетов-зондировщиков до высот порядка 15 км [2, 3, 17, 50, 55]. Хотя статистика этих наблюдений неодинакова (в круглых скобках в подписи к рисункам указано использованное число наблюдений), все же можно отметить, что и здесь в среднем высота нижней границы возрастает от высоких широт к низким. Так, если в Арктике  $H_{НГ}$  облаков верхнего яруса более чем в 90 % случаев составляет менее 7 км, то в средних широтах  $H_{НГ} < 7$  км лишь примерно в 50 % случаев, а в низких широтах, вблизи экватора, высота нижней границы всегда более 7 км. В средних широтах максимальная повторяемость приходится на значения  $H_{НГ}$ , равные 6—8 км, а в низких — на 11—13 км. Высота нижней границы облаков имеет четко выраженный сезонный ход: летом облака располагаются несколько выше (на несколько сот метров — до 1,5 км), чем зимой [3, 49]. Обычно с увеличением количества облаков высота нижней границы уменьшается, а мощность облаков увеличивается [24, 41]. В целом значение высоты облаков верхнего яруса в средних широтах над европейской частью СССР и над Англией [58] и Канадой [49] близки.

#### 4.4.2.4. Облака конвективного развития

Над равнинными районами умеренных широт высота нижней границы  $C_u$  над поверхностью Земли колеблется от 0,5 до 1,5—2,0 км. Над большей частью Европы и США максимальная повторяемость в околополуденное время приходится на значения  $H_{НГ}$ , равные 1,2—1,6 км (см. [6, 7, 45]).

Главной причиной суточного хода  $H_{НГ}$  является наличие суточного хода относительной влажности у поверхности Земли  $f_0$  (%), которая связана с  $H_{НГ}$  (м) эмпирическим соотношением

$$H_{НГ} \approx -A \lg f_0 + B. \quad (1)$$

С увеличением  $f_0$  значения  $H_{НГ}$  уменьшаются, поэтому в районах с сухим климатом  $H_{НГ}$  больше, чем во влажных районах. Так, в Киеве, где значения  $f_0$  летом малы,  $H_{НГ}$  более чем в 50 % случаев превышает 1800 м, тогда как в Ленинграде с его влажным климатом в 80 % случаев  $H_{НГ} < 1400$  м [37].

Значения коэффициентов  $A$  и  $B$  слабо зависят от температуры у поверхности ( $T_0$ ). Например, в районе Москвы при  $10 \leq T \leq 20^\circ\text{C}$ ,  $A=3751$  м,  $B=310$  м. При  $T_0 > 20^\circ\text{C}$   $A=3771$  м,  $B=-326$  м [6]. Для района Ленинграда  $A \approx 4000$  м,  $B \approx 200$  м [37]. Вообще говоря, со значением  $f_0$  непосредственно связана высота уровня конденсации  $H_K$ . Основания  $C_u$  чаще всего располагаются



несколько выше  $H_K$ . Значения  $H_{НГ} - H_K$  обычно близки к 50—100 м, но иногда достигают 150—200 м (о причинах расхождения между значениями  $H_{НГ}$  Си и  $H_K$  см. в [45]).

Средняя высота основания Си минимальна утром и максимальна в 16—18 ч местного времени, причем амплитуда суточного

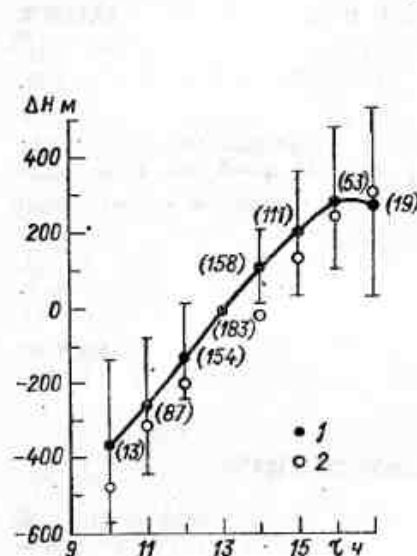


Рис. 1 (4.4.2.4). Суточный ход  $\Delta H = H_{НГ}(13 \text{ ч}) - H_{НГ}(\tau)$  (в скобках — число случаев).

1 — Украина, 2 — Флорида.

колебания  $\bar{H}_{НГ}$  может превышать 600—800 м (рис. 1 (4.4.2.4)).

Над Москвой наиболее вероятное значение  $\bar{H}_{НГ}$  утром равно 1000—1200, а днем — 1600—1800 м [37].

Точное определение  $H_{НГ}$  в случае Сб весьма затруднительно. Это связано с тем, что из-за выпадения из этих облаков интенсивных осадков значения  $H_{НГ}$  при визуальном их определении (в том числе, с борта самолетов) занижаются на несколько десятков метров, поскольку наблюдатель невольно объединяет верхнюю часть слоя осадков с облаком. При радиолокационных наблюдениях из-за объединения радиозона от Сб и осадков определение значений  $H_{НГ}$  затруднено.

В среднем  $H_{НГ}$  Сб примерно равна  $H_{НГ}$  Си. В умеренных широтах над территорией СССР  $\bar{H}_{НГ}$  (Сб)  $\approx 1... 1,5$  км, причем

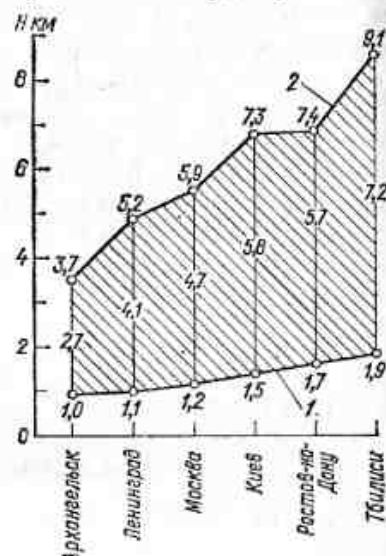


Рис. 2 (4.4.2.4). Средняя высота нижней (1) и верхней (2) границ кучево-дождевых облаков над различными районами ЕТС летом.

обычно значения  $H_{НГ}$  максимальны летом и минимальны зимой. Как видно из рис. 2 (4.4.2.4), по мере перемещения с севера на юг значения  $\bar{H}_{НГ}$  в среднем возрастают.

В каждый момент времени значения  $H_{НГ}$  индивидуальных облаков из одного и того же облачного поля Си, Сб различаются на несколько десятков метров. Такое различие увеличивается с расширением спектра размеров облакообразующих конвективных элементов (термиков) [45], который в свою очередь зависит от характера подстилающей поверхности. Над участками подстилающей поверхности, где отмечаются резкие изменения теплофизических параметров, различия в индивидуальных значениях  $H_{НГ}$  максимальны.

#### 4.4.3. Высота верхней границы облаков \*

Деление облаков на ярусы определяется высотой их нижней границы. Что касается высоты верхней границы, то даже в случае облаков нижнего яруса типа Ns она может быть очень велика, когда Ns вместе с As и Cs образуют один мощный слой Ns—As—Cs. Как и в п. 4.4.2, мы рассмотрим здесь отдельно облака нижнего, среднего и верхнего ярусов и облака конвективного разветвления.

##### 4.4.3.1. Облака нижнего яруса (St, Sc, Ns)

Статистические характеристики высоты верхней границы облаков нижнего яруса несколько меняются в зависимости от того, образуют эти облака 1-й, 2-й или 3-й слой (счет идет от земной поверхности). Для каждого последующего слоя высота облаков в табл. 1 (4.4.3.1) включены значения 50 %-ной (медианной) квантили  $H_m$ , определяемой достаточно надежно по накопленной статистике. Приведенная оценка среднеквадратического отклонения  $S_H$  от соответствующего среднего значения достаточно хорошо характеризует для выделенных регионов СССР (см. табл. 1 (4.1)) колебания  $H_{НГ}$  от случая к случаю. В табл. 1 (4.4.3.1) указано также и число измерений  $N$ , по которым рассчитывались соответствующие характеристики. Средние значения  $\bar{H}_{НГ}$  несколько превышают медианные значения  $H_m$  и соответствуют обычно более высоким (от 60 до 70 %) квантилям.

\* Поскольку приводимые ниже данные основаны во многом на материалах самолетного зондирования, читателю следует ознакомиться с методическими замечаниями, приведенными в п. 4.4.2.

Медианные значения высоты верхней границы  $H_m$  облаков St, Sc и Ns, оценка стандартного отклонения  $S_H$  и число измерений  $N$  по сезонам и слоям

| Номер региона    | $H_m$ км |                     |                     |      | $S_H$ км            |                     |      |      | $N$                |                   |                   |                   |
|------------------|----------|---------------------|---------------------|------|---------------------|---------------------|------|------|--------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
|                  | З        | В                   | Л                   | О    | З                   | В                   | Л    | О    | З                  | В                 | Л                 | О                 |
| St, Sc, 1-й слой |          |                     |                     |      |                     |                     |      |      |                    |                   |                   |                   |
| I                | 0,88     | 1,29                | $\frac{1,1}{1,5}$   | 1,06 | 0,45                | 0,60                | 0,65 | 0,50 | $\frac{755}{568}$  | $\frac{397}{302}$ | $\frac{346}{182}$ | $\frac{711}{578}$ |
| II               | 0,92     | 1,30                | 1,77                | 1,20 | 0,45                | 0,55                | 0,65 | 0,55 | $\frac{781}{734}$  | $\frac{376}{340}$ | $\frac{264}{134}$ | $\frac{564}{567}$ |
| III              | 0,9      | 1,16                | 1,54                | 1,20 | 0,50                | 0,55                | 0,60 | 0,55 | $\frac{1047}{963}$ | $\frac{608}{534}$ | $\frac{229}{141}$ | $\frac{766}{754}$ |
| IV               | 1,36     | 1,80                | 2,40                | 1,80 | 0,70                | 0,80                | 0,60 | 0,60 | $\frac{362}{273}$  | $\frac{246}{116}$ | $\frac{89}{30}$   | $\frac{245}{143}$ |
| V                | 1,08     | 1,27                | 1,70                | 1,24 | 0,50                | 0,60                | 0,60 | 0,53 | $\frac{429}{273}$  | $\frac{279}{158}$ | $\frac{245}{97}$  | $\frac{492}{372}$ |
| VI               | 1,48     | $\frac{1,46}{2,00}$ | $\frac{1,77}{1,94}$ | 1,65 | 0,44                | 0,60                | 0,70 | 0,60 | $\frac{230}{42}$   | $\frac{272}{73}$  | $\frac{278}{106}$ | $\frac{380}{150}$ |
| VII              | 1,35     | 1,40                | 0,90                | 1,32 | 0,80                | $\frac{0,80}{0,35}$ | 0,60 | 0,55 | $\frac{30}{1}$     | $\frac{95}{6}$    | $\frac{106}{9}$   | $\frac{57}{9}$    |
| VIII             | 1,40     | 2,30                | 3,08                | 2,00 | 0,75                | 0,85                | 0,80 | 0,85 | $\frac{157}{151}$  | $\frac{116}{93}$  | $\frac{17}{12}$   | $\frac{60}{64}$   |
| St, Sc, 2-й слой |          |                     |                     |      |                     |                     |      |      |                    |                   |                   |                   |
| I                | 1,60     | $\frac{1,60}{1,77}$ | $\frac{1,48}{1,86}$ | 1,70 | $\frac{0,40}{0,65}$ | 0,40                | 0,40 | 0,45 | $\frac{201}{129}$  | $\frac{119}{60}$  | $\frac{115}{66}$  | $\frac{236}{152}$ |

|              |      |      |                     |      |      |                     |                     |                     |                   |                   |                 |                   |
|--------------|------|------|---------------------|------|------|---------------------|---------------------|---------------------|-------------------|-------------------|-----------------|-------------------|
| II           | 1,56 | 1,72 | 1,86                | 1,72 | 0,50 | 0,65                | $\frac{0,55}{0,85}$ | 0,55                | $\frac{281}{253}$ | $\frac{135}{103}$ | $\frac{96}{80}$ | $\frac{220}{243}$ |
| III          | 1,58 | 1,25 | 1,90                | 1,63 | 0,45 | 0,50                | 0,50                | 0,45                | $\frac{294}{305}$ | $\frac{222}{152}$ | $\frac{84}{68}$ | $\frac{239}{243}$ |
| IV           | 1,60 | 2,00 | —                   | 1,96 | 0,45 | 0,60                | 0,25                | 0,55                | $\frac{60}{57}$   | $\frac{43}{9}$    | $\frac{4}{2}$   | $\frac{45}{30}$   |
| V            | 1,72 | 1,93 | $\frac{1,74}{2,13}$ | 1,73 | 0,42 | 0,47                | 0,45                | 0,43                | $\frac{130}{77}$  | $\frac{77}{45}$   | $\frac{91}{39}$ | $\frac{160}{132}$ |
| VI           | 1,92 | 1,84 | $\frac{2,02}{2,30}$ | 2,06 | 0,33 | 0,45                | 0,47                | 0,65                | $\frac{41}{6}$    | $\frac{92}{5}$    | $\frac{71}{38}$ | $\frac{128}{43}$  |
| VII          | 1,80 | —    | 1,86                | 2,10 | 0,55 | 0,65                | $\frac{0,90}{0,40}$ | $\frac{0,35}{0,95}$ | $\frac{1}{18}$    | $\frac{6}{1}$     | $\frac{34}{3}$  | $\frac{9}{58}$    |
| VIII         | 1,85 | 2,44 | —                   | 2,40 | 0,60 | $\frac{1,15}{0,50}$ | 0,45                | $\frac{0,50}{1,00}$ | $\frac{24}{35}$   | $\frac{29}{27}$   | $\frac{2}{3}$   | $\frac{10}{14}$   |
| Ns, 1-й слой |      |      |                     |      |      |                     |                     |                     |                   |                   |                 |                   |
| I            | 1,90 | 2,48 | 3,10                | 2,00 | 1,40 | 1,45                | 1,65                | $\frac{1,25}{1,50}$ | $\frac{204}{142}$ | $\frac{112}{72}$  | $\frac{40}{26}$ | $\frac{115}{87}$  |
| II           | 2,10 | 2,00 | 1,60                | 1,80 | 1,35 | 1,30                | $\frac{1,20}{0,60}$ | 1,40                | $\frac{147}{120}$ | $\frac{69}{63}$   | $\frac{18}{11}$ | $\frac{77}{56}$   |
| III          | 2,10 | 2,50 | 2,40                | 2,52 | 1,25 | 1,20                | 1,25                | 1,25                | $\frac{160}{119}$ | $\frac{91}{76}$   | $\frac{15}{6}$  | $\frac{61}{52}$   |
| IV           | 2,00 | 2,70 | —                   | 2,40 | 0,75 | 1,30                | 1,0                 | 1,00                | $\frac{130}{74}$  | $\frac{84}{32}$   | $\frac{5}{1}$   | $\frac{71}{34}$   |
| V            | 2,35 | 2,60 | 1,90                | 2,60 | 1,30 | 1,35                | 1,05                | 1,40                | $\frac{105}{80}$  | $\frac{71}{45}$   | $\frac{17}{10}$ | $\frac{79}{62}$   |
| VI           | 2,70 | 2,45 | $\frac{2,20}{2,90}$ | 2,70 | 1,00 | $\frac{1,00}{1,40}$ | $\frac{0,95}{1,15}$ | $\frac{1,40}{1,00}$ | $\frac{29}{16}$   | $\frac{25}{15}$   | $\frac{29}{15}$ | $\frac{42}{24}$   |

| Номер<br>региона | $H_m$ км     |      |              |      | $S_H$ км     |              |              |              | N         |          |          |          |
|------------------|--------------|------|--------------|------|--------------|--------------|--------------|--------------|-----------|----------|----------|----------|
|                  | З            | В    | Л            | О    | З            | В            | Л            | О            | З         | В        | Л        | О        |
|                  |              |      |              |      |              |              |              |              |           |          |          |          |
| VII              | —            | —    | —            | 1,5  | 1,90<br>1,35 | 0,95<br>1,75 | 1,25<br>0,65 | 0,95<br>2,30 | 5<br>3    | 4<br>3   | 15<br>2  | 12<br>3  |
| VIII             | 3,46         | 3,20 | —            | 3,60 | 1,55         | 1,45         | —            | 1,55         | 60<br>63  | 33<br>25 | 1<br>1   | 23<br>13 |
| Ns, 2-й слой     |              |      |              |      |              |              |              |              |           |          |          |          |
| I                | 2,15         | 2,42 | 2,80         | 2,03 | 1,25         | 1,65         | 1,45         | 1,20         | 74<br>44  | 39<br>25 | 34<br>25 | 77<br>74 |
| II               | 2,05         | 2,00 | 2,20         | 2,00 | 0,95<br>1,25 | 1,05         | 1,05         | 1,05         | 67<br>70  | 37<br>22 | 16<br>18 | 61<br>52 |
| III              | 2,30         | 2,48 | 2,50         | 2,30 | 0,90<br>1,30 | 1,15         | 1,35         | 0,95<br>1,25 | 105<br>95 | 90<br>64 | 31<br>12 | 82<br>52 |
| IV               | 1,66         | 2,50 | 2,10         | 2,15 | 0,60         | 1,30         | —            | 0,80         | 34<br>25  | 18<br>5  | 2<br>12  | 31<br>26 |
| V                | 2,12<br>2,68 | 2,10 | 2,20<br>2,40 | 2,45 | 0,90<br>1,40 | 1,10<br>1,30 | 1,35         | 1,55         | 39<br>27  | 26<br>10 | 16<br>18 | 52<br>37 |
| VI               | —            | 2,42 | 2,50         | 2,50 | 1,10<br>0,40 | 1,30         | 1,65         | 1,40         | 6<br>2    | 21<br>13 | 25<br>11 | 32<br>10 |
| VII              | —            | 2,0  | —            | 2,60 | —            | 0,55<br>1,20 | 1,50<br>0,75 | 0,95<br>1,35 | 1<br>1    | 4<br>16  | 10<br>12 | 6<br>19  |
| VIII             | 2,85         | 3,30 | 2,75         | —    | 1,30<br>0,90 | 1,20<br>0,90 | 0<br>0,75    | 1,50         | 18<br>17  | 24<br>19 | 1<br>12  | 4<br>10  |

Примечания. 1. Значения  $S$  округлены до 0,05 км. 2. Значения в числителе относятся к утреннему сроку наблюдений (3—6 ч), в знаменателе — к дневному (15—18 ч); при отсутствии заметных различий указано одно значение, относящееся к обоим срокам.

Таблица 1 (4.4.3.1) характеризует ряд особенностей в повторяемости облаков нижнего яруса и их высотах, например их сравнительно малую повторяемость в Приморском крае. Кроме того, если в случае St, Sc высота как верхней, так и нижней границы для облаков 2-го слоя в среднем на 0,2—0,4 км больше, чем для облаков 1-го слоя, то в случае Ns эта тенденция не проявляется. Подчеркнем и здесь, что для многих групп облаков статистика  $N_{вг}$  чрезвычайно бедна, число наблюдений составляет десятки, а порой и единицы (см. таблицу). Приведенные для такой группы облаков данные о  $H_m$  и  $S_H$  носят сугубо ориентировочный характер.

#### 4.4.3.2. Облака среднего яруса (As, Ac)

В среднем, если между облаками Ac, As и земной поверхностью находится один или несколько облачных слоев, высота верхней границы As, As несколько возрастает. Как видно из рис. 1 (4.4.2.2), это изменение, вообще говоря, незначительно и для 50 %-ной квантили (т. е. для  $H_m$ ) составляет около 0,2—0,4 км. Значения  $H_m$  для верхней границы As, As в случае, когда они представляют собой 2 или 3-й слой, приведены в табл. 1 (4.4.3.2). О разбросе данных можно судить по оценке среднеквадратического отклонения  $S_H$ , а о степени статистической обеспеченности — по числу измерений  $N$ .

#### 4.4.3.3. Облака верхнего яруса

В настоящее время спутниковые данные о высоте верхней границы облаков  $H_{вг}$  не достаточно точны и поэтому результаты, приводимые ниже, опираются на более надежные, хотя и статистически менее обеспеченные данные наблюдений с самолетов.

Кривые повторяемости  $H_{вг}$  в разных географических районах [2, 3, 17, 50, 55] представлены на рис. 1 и 2 (4.4.3.3). На рис. 1 и 2 (4.4.3.3) хорошо видна зависимость  $H_{вг}$  от широты, отмеченная ранее для  $H_{пг}$  (см. п. 4.4.2.3). Так, если в Арктике  $H_{пг}$  примерно в 50 % случаев составляет более 8 км, над Европейской территорией СССР — более 9—9,5 км, то в экваториальных районах в 50 % случаев  $H_{вг}$  — более 12—14 км. Хорошо видно, что в средних широтах  $H_{вг}$  может достигать 12—14 км, а в экваториальных районах — даже 17 км. Примерно в 10—15 % случаев облака верхнего яруса проникают в стратосферу [3, 58]. В остальных случаях верхняя граница облаков располагается в основном в 2—3-километровом слое под тропопаузой.



Медианные значения высоты верхней границы  $H_m$  облаков  $A_c$ ,  $A_s$ , оценка стандартного отклонения  $S_H$  и число измерений  $N$  по сезонам и слоям

| Номер региона    | $H_m$ км |                     |                     |      | $S_H$ км |      |                     |                     | $N$               |                   |                   |                   |
|------------------|----------|---------------------|---------------------|------|----------|------|---------------------|---------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
|                  | З        | В                   | Л                   | О    | З        | В    | Л                   | О                   | З                 | В                 | Л                 | О                 |
| Ас, Аs, 1-й слой |          |                     |                     |      |          |      |                     |                     |                   |                   |                   |                   |
| I                | 3,90     | 3,23                | 3,40                | 3,20 | 1,25     | 1,05 | 1,00                | 1,20                | $\frac{95}{72}$   | $\frac{190}{124}$ | $\frac{282}{129}$ | $\frac{146}{86}$  |
| II               | 3,65     | 3,60                | 3,68                | 3,70 | 1,10     | 1,10 | 1,00                | 1,15                | $\frac{131}{145}$ | $\frac{270}{180}$ | $\frac{286}{107}$ | $\frac{192}{135}$ |
| III              | 3,70     | 3,40                | 3,60                | 3,54 | 1,20     | 1,10 | 1,05                | 1,15                | $\frac{253}{187}$ | $\frac{266}{170}$ | $\frac{265}{222}$ | $\frac{307}{194}$ |
| IV               | 4,00     | 4,14                | 3,80                | 3,70 | 1,05     | 1,05 | 1,10                | 1,05                | $\frac{171}{126}$ | $\frac{192}{88}$  | $\frac{115}{48}$  | $\frac{145}{92}$  |
| V                | 3,70     | 3,55                | 3,65                | 3,52 | 1,10     | 1,00 | 0,92                | 1,06                | $\frac{189}{144}$ | $\frac{190}{86}$  | $\frac{256}{91}$  | $\frac{290}{107}$ |
| VI               | 3,60     | $\frac{3,85}{4,30}$ | $\frac{3,60}{4,36}$ | 3,70 | 1,13     | 1,14 | 1,10                | 1,10                | $\frac{225}{74}$  | $\frac{183}{72}$  | $\frac{165}{62}$  | $\frac{141}{91}$  |
| VII              | 3,80     | 3,55                | 4,00                | 3,66 | 1,05     | 1,00 | $\frac{0,90}{1,20}$ | $\frac{1,00}{0,60}$ | $\frac{39}{8}$    | $\frac{38}{11}$   | $\frac{47}{9}$    | $\frac{33}{8}$    |

|      |      |      |      |      |      |      |      |      |                  |                  |                 |                 |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------------------|------------------|-----------------|-----------------|
| VIII | 5,02 | 4,90 | 5,20 | 4,96 | 1,00 | 1,10 | 0,80 | 1,10 | $\frac{111}{99}$ | $\frac{117}{89}$ | $\frac{81}{50}$ | $\frac{97}{96}$ |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------------------|------------------|-----------------|-----------------|

Ас, Аs, 2-й слой

|      |      |      |      |      |                     |      |                     |                     |                   |                   |                   |                   |
|------|------|------|------|------|---------------------|------|---------------------|---------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| I    | 3,70 | 3,50 | 3,70 | 3,60 | 1,10                | 1,05 | 1,05                | 1,20                | $\frac{250}{200}$ | $\frac{214}{171}$ | $\frac{327}{252}$ | $\frac{281}{242}$ |
| II   | 3,75 | 3,90 | 3,84 | 3,80 | 1,20                | 1,05 | 1,00                | $\frac{1,05}{1,20}$ | $\frac{297}{288}$ | $\frac{279}{253}$ | $\frac{273}{290}$ | $\frac{261}{256}$ |
| III  | 3,80 | 3,70 | 3,90 | 3,76 | 1,20                | 1,10 | 1,05                | 1,20                | $\frac{448}{403}$ | $\frac{381}{414}$ | $\frac{268}{404}$ | $\frac{384}{379}$ |
| IV   | 4,20 | 4,06 | 4,30 | 4,20 | 1,20                | 1,05 | $\frac{1,05}{0,70}$ | 1,10                | $\frac{143}{105}$ | $\frac{155}{78}$  | $\frac{85}{29}$   | $\frac{142}{92}$  |
| V    | 3,88 | 3,75 | 3,70 | 3,68 | 1,10                | 1,07 | 1,10                | 1,00                | $\frac{228}{169}$ | $\frac{203}{142}$ | $\frac{293}{224}$ | $\frac{282}{194}$ |
| VI   | 3,98 | 4,00 | 3,80 | 3,80 | 1,01                | 1,15 | 1,25                | 1,05                | $\frac{225}{55}$  | $\frac{239}{95}$  | $\frac{319}{152}$ | $\frac{297}{141}$ |
| VII  | 4,30 | 4,50 | 4,15 | 3,76 | $\frac{0,80}{0,30}$ | 1,10 | $\frac{1,00}{0,80}$ | 1,00                | $\frac{11}{5}$    | $\frac{21}{10}$   | $\frac{60}{8}$    | $\frac{23}{7}$    |
| VIII | 5,05 | 5,10 | 5,34 | 5,30 | 1,10                | 1,10 | 0,80                | 1,00                | $\frac{120}{116}$ | $\frac{92}{107}$  | $\frac{28}{28}$   | $\frac{79}{76}$   |

| Номер<br>региона | $H_m$ км     |             |            |      | $S_H$        |              |              |              | $N$        |            |            |            |
|------------------|--------------|-------------|------------|------|--------------|--------------|--------------|--------------|------------|------------|------------|------------|
|                  | З            | В           | Л          | О    | З            | В            | Л            | О            | З          | В          | Л          | О          |
| I                | 3,95         | 4,0         | 4,1        | 3,66 | 1,18<br>1,35 | 1,21<br>1,10 | 1,04<br>1,07 | 1,15<br>1,14 | 125<br>77  | 111<br>64  | 191<br>117 | 176<br>140 |
| II               | 4,1          | 4,3         | 4,25       | 4,15 | 1,11<br>1,15 | 1,00<br>1,08 | 1,06<br>1,04 | 1,05<br>1,16 | 201<br>178 | 143        | 155<br>172 | 174<br>196 |
| III              | 4,10         | 4,0         | 4,39       | 4,1  | 1,18<br>1,15 | 1,10<br>1,34 | 1,09<br>1,16 | 1,15<br>1,20 | 262<br>244 | 248<br>219 | 166<br>210 | 233<br>234 |
| IV               | 4,18<br>4,00 | 4,5<br>4,33 | 4,8<br>5,5 | 4,35 | 1,2<br>1,18  | 1,14<br>0,87 | 0,89<br>0,76 | 1,13<br>1,08 | 47<br>40   | 55<br>14   | 16<br>7    | 59<br>39   |
| V                | 4,4          | 3,95        | 4,16       | 3,9  | 1,08<br>1,04 | 0,95<br>1,12 | 1,1<br>0,86  | 1,12<br>1,15 | 127<br>97  | 93<br>60   | 187<br>100 | 195<br>131 |
| VI               | 4,36<br>4,88 | 4,38        | 4,3        | 4,1  | 1,09<br>0,88 | 1,06<br>0,84 | 0,99<br>1,01 | 1,12<br>1,15 | 100<br>18  | 159<br>39  | 221<br>107 | 216<br>71  |
| VII              | —            | 3,6         | 4,4        | 4,31 | 0            | 0,83<br>0,92 | 1,72<br>0,76 | 1,17<br>1,15 | 1<br>1     | 8<br>3     | 46<br>6    | 16<br>82   |
| VIII             | 5,15         | 5,14<br>4,8 | 5,5<br>5,8 | 5,5  | 1,12<br>1,11 | 1,01<br>1,04 | 0,48<br>0,79 | 1,07<br>0,73 | 44<br>57   | 50<br>48   | 8<br>7     | 35<br>28   |

Примечание. См. примечание к табл. I (4.4.3.1).

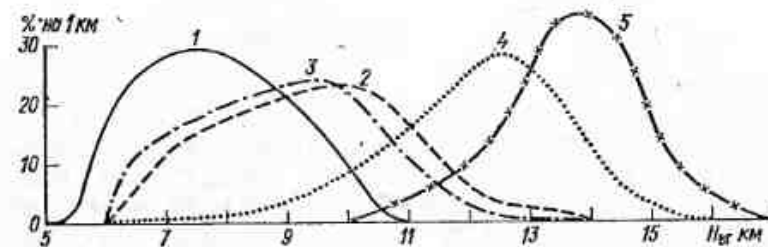


Рис. 1 (4.4.3.3). Плотность повторяемости высоты верхней границы облаков  $H_{вг}$  верхнего яруса в разных географических районах. 1 — море Лаптевых (44 измерения) [2], 2 — ЕТС (8179) [17], 3 — ЕТС (3012) [3], 4 — Индия (518) [50], 5 — экваториальная часть Юго-Восточной Азии (295) [55].

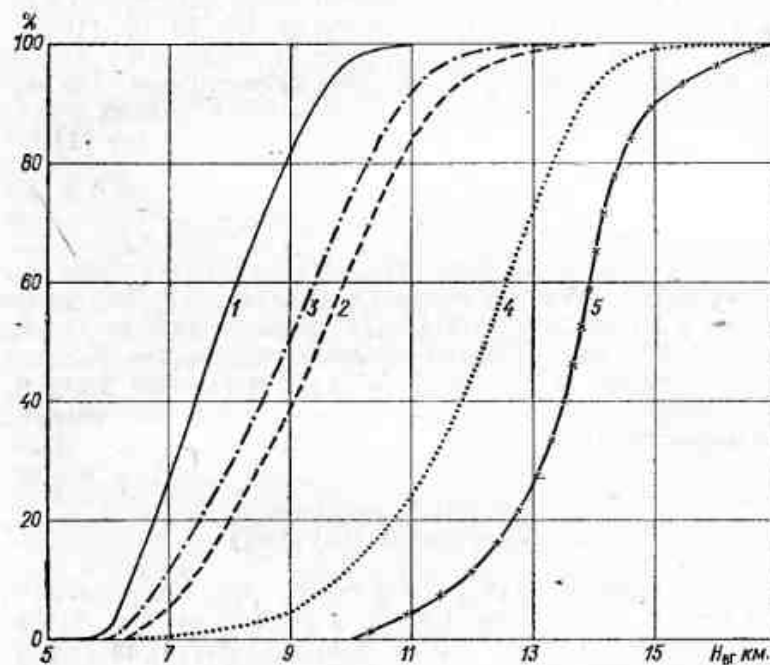


Рис. 2 (4.4.3.3). Накопленная повторяемость (%) высоты верхней границы облаков  $H_{вг}$  верхнего яруса в разных географических районах.

Усл. обозначения см. рис. 1 (4.4.3.3).

## 4.4.3.4. Облака конвективного развития

Высоты верхней границы индивидуальных облаков, являющихся элементами одного и того же облачного поля, могут довольно сильно различаться, поскольку в данный момент времени эти облака могут находиться в разных стадиях развития. Даже в период наибольшего развития конвекции в поле облаков можно встретить *Сu*, мощность которых составляет десятки и сотни метров, *Сu* толщиной 1—2 км, а порой и более мощные *Сu cong.* и даже *Сb*.

Мощность конвективных облаков, а следовательно, и  $H_{вг}$  в среднем хорошо коррелируют с их горизонтальными размерами, возрастая с увеличением последних (см. п. 4.4.4.4). Особенно мощными являются кучево-дождевые облака. Хорошо развитые по вертикали *Сb* пронизывают большую часть тропосферы и порой поднимаются выше тропопаузы, достигая 16—20 км ([5, 7, 28, 34, 45, 48, 62] и др.). Представление о возможных значениях высоты верхней границы облаков конвективного развития можно получить также по данным о мощности таких облаков (п. 4.4.4.4) и по радиолокационным данным (см. главу 11).

## 4.4.4. Толщина (мощность) облаков

О возможной мощности облаков ( $H$ ) различных форм можно судить по данным о высоте нижних и верхних границ облаков, приведенным в п. 4.4.2 и 4.4.3. Однако нередко данные о толщине облаков представляют самостоятельный интерес, так что целесообразно привести статистические характеристики этого параметра отдельно. Как и выше, рассмотрим эти характеристики для разных форм облаков.

4.4.4.1. Слоистые (*St*), слоисто-кучевые (*Sc*) и слоисто-дождевые (*Ns*) облака

В подавляющем большинстве случаев толщина слоисто-кучевых облаков не превосходит 0,6 км, а слоистых — 1 км. Нередко наблюдатели относят к *Sc* более мощные облака; по-видимому, при этом они ошибочно определяют их форму. Облака нижнего яруса мощностью более 1 км вероятнее всего следует относить к *Ns*. Однако в массиве данных самолетного зондирования встречаются и случаи, когда к *St* или даже *Sc* относятся облака толщиной более 1 км, а к *Ns* — облака толщиной менее 0,5 км. Эти данные затем попадают в статистическую обработку и повторяются в монографиях и учебниках. Причиной появления в эмпирической статистике случаев мощных ( $H > 1$  км) *St* и *Sc* и тонких

( $H < 0,5$  км) *Ns* следует, по-видимому, считать отсутствие четких и просто различимых признаков облаков нижнего яруса при самолетных наблюдениях.

В то же время, несомненно, встречаются расслоившиеся *Ns*, толщина отдельных слоев которых может быть небольшой и даже меньше 0,5 км. Такие облачные слои бортнаблюдатель, естественно, относит к облакам *Ns*. Таким образом малые значения толщины в статистике *Ns* относятся скорее к отдельным прослойкам расслоившихся *Ns*, а не ко всему слою облаков.

В основном можно считать, что в случае *Sc* толщина облаков  $H$  колеблется в пределах 0,1—0,6 км, а в случае *St* — в пределах 0,2—1,0 км; диапазон колебаний  $H$  облаков *Ns* значительно шире — обычно от 0,8—1 до 3 км и более. В табл. 1 (4.4.4.1) приведены 10, 50 и 90 %-ные квантили толщины облаков нижнего яруса над различными регионами СССР по сезонам. Среднемесячные значения отклоняются от среднегодовых не более чем на 0,1—0,15 км для *St* и *Sc*. Разброс толщины *Ns* намного выше этих значений. Более того, иногда *Ns* объединяются с *As* и *Сs* в одну сплошную систему *Ns—As—Cs* толщиной до 6 км и более. Чаше же, однако, система *Ns—As—Cs* не является сплошной и состоит из нескольких слоев. Толщина отдельных облачных слоев, как и просветов между ними, может быть самой различной — от нескольких десятков и сотен метров до 2—3 км и более. О числе измерений, по которым построена табл. 1 (4.4.4.1), а следовательно, и о статистической обеспеченности приведенных в ней значений, можно судить по данным об  $N$ , содержащимся в табл. 1 (4.4.3.1).

Средние значения, как обычно, несколько выше 50 %-ной квантили, что видно из сравнения табл. 2 (4.4.4.1) с табл. 1 (4.4.4.1). О географической и сезонной зависимости средней толщины облаков можно судить и по табл. 1 (4.4.4.1).

Следует подчеркнуть, что значения  $H_{10}$  и  $H_{90}$  находятся практически на краях распределения, и хотя точность их определения не очень высока (в силу большого влияния случайных ошибок измерения и малой статистики), они дают правильное представление именно о разбросе возможных значений толщины облаков. Естественно, это утверждение относится к тем группам облаков, для которых число измерений  $N$  (см. табл. 1 (4.4.3.1)) составляет не менее нескольких десятков. Медианы распределений  $H_{50}$  определены для этих групп облаков (регионов, сезонов) достаточно надежно.

Можно ожидать, что основные характеристики, такие как медианы распределения высоты облачных границ и толщины облаков, полученные по данным об облаках умеренных широт на пунктах самолетного зондирования СССР, не сильно отличаются от аналогичных характеристик облаков других регионов умеренных широт северного полушария.

Что касается толщины облаков нижнего яруса, то, как следует из табл. 1 (4.4.4.1), значения  $H_{50}$  не обнаруживают резко вы-



Значения 10, 50 и 90 %-ных квантилей толщины облаков St, Sc и Ns в случаях, когда они представляют собой 1-й или 2-й слой

| Регион<br>(см. табл.<br>1 (4.1)) | $H_{10}$ км |      |       |                       | $H_{50}$ км |      |      |      | $H_{90}$ км |      |      |      |
|----------------------------------|-------------|------|-------|-----------------------|-------------|------|------|------|-------------|------|------|------|
|                                  | З           | В    | Л     | О                     | З           | В    | Л    | О    | З           | В    | Л    | О    |
| St, Sc, 1-й слой                 |             |      |       |                       |             |      |      |      |             |      |      |      |
| I                                | 0,05        | 0,07 | 0,1   | 0,07                  | 0,28        | 0,24 | 0,23 | 0,26 | 0,62        | 0,55 | 0,58 | 0,57 |
| II                               | 0,09        | 0,09 | 0,09  | $\frac{0,08^*}{0,36}$ | 0,25        | 0,25 | 0,29 | 0,28 | 0,56        | 0,68 | 0,70 | 0,73 |
| III                              | 0,06        | 0,08 | 0,03  | 0,06                  | 0,25        | 0,25 | 0,27 | 0,26 | 0,56        | 0,60 | 0,63 | 0,48 |
| IV                               | 0,06        | 0,06 | —     | 0,03                  | 0,23        | 0,22 | —    | 0,22 | 0,61        | 0,51 | —    | 0,70 |
| V                                | 0,05        | 0,07 | 0,08  | 0,09                  | 0,25        | 0,25 | 0,23 | 0,25 | 0,60        | 0,65 | 0,65 | 0,58 |
| VI                               | 0,12        | 0,12 | 0,13  | 0,12                  | 0,21        | 0,25 | 0,28 | 0,25 | 0,45        | 0,70 | 0,70 | 0,65 |
| VII                              | 0,41        | 0,17 | 0,08  | 0,07                  | 0,43        | 0,39 | 0,28 | 0,48 | 0,45        | 0,81 | 1,50 | —    |
| VIII                             | 0,08        | 0,10 | —     | 0,06                  | 0,22        | 0,31 | —    | 0,19 | 0,55        | 0,88 | —    | 1,40 |
| St, Sc, 2-й слой                 |             |      |       |                       |             |      |      |      |             |      |      |      |
| I                                | 0,10        | 0,09 | 0,09  | 0,11                  | 0,31        | 0,28 | 0,26 | 0,30 | 0,74        | 0,75 | 0,72 | 0,70 |
| II                               | 0,09        | 0,08 | 0,08  | 0,09                  | 0,29        | 0,26 | 0,23 | 0,28 | 0,72        | 0,72 | 0,69 | 0,70 |
| III                              | 0,10        | 0,09 | 0,08  | 0,10                  | 0,30        | 0,34 | 0,25 | 0,30 | 0,72        | 0,85 | 0,67 | 0,72 |
| IV                               | 0,08        | 0,06 | 0,02  | 0,10                  | 0,27        | 0,22 | 0,12 | 0,18 | 0,70        | 0,51 | 0,58 | 0,65 |
| V                                | 0,07        | 0,09 | 0,07  | 0,07                  | 0,23        | 0,24 | 0,20 | 0,22 | 0,53        | 0,60 | 0,57 | 0,54 |
| VI                               | 0,13        | 0,18 | 0,12  | 0,15                  | 0,23        | 0,29 | 0,32 | 0,33 | 0,60        | 0,63 | 0,90 | 0,78 |
| VII                              | 0,11        | 0,11 | 0,12  | <0,10                 | 0,32        | 0,32 | 0,36 | 0,28 | 1,10        | 2,0  | 0,84 | 0,77 |
| VIII                             | 0,08        | 0,07 | <0,01 | 0,03                  | 0,27        | 0,33 | 0,27 | 0,26 | 0,75        | 0,90 | 0,82 | 0,75 |
| Ns, 1-й слой                     |             |      |       |                       |             |      |      |      |             |      |      |      |
| I                                | 0,30        | 0,26 | 0,40  | 0,30                  | 0,74        | 1,00 | 1,46 | 0,80 | 3,40        | 4,20 | 4,00 | 2,90 |
| II                               | 0,30        | 0,30 | 0,44  | 0,36                  | 0,78        | 0,76 | 1,20 | 0,98 | 2,40        | 2,76 | 2,70 | 2,80 |
| III                              | 0,32        | 0,33 | 0,36  | 0,30                  | 0,94        | 1,14 | 0,96 | 0,90 | 3,10        | 2,88 | 2,90 | 2,20 |
| IV                               | 0,23        | 0,30 | —     | —                     | 0,45        | 0,85 | —    | 0,56 | 1,16        | 2,80 | —    | 2,25 |
| V                                | 0,40        | 0,55 | 0,97  | 0,45                  | 1,20        | 1,65 | 1,23 | 1,64 | 3,50        | 3,60 | 2,40 | 3,60 |
| VI                               | 0,40        | 0,40 | 0,40  | 0,36                  | 1,08        | 1,10 | 1,10 | 1,44 | 2,78        | 2,90 | 3,40 | 4,40 |
| VII                              | 0,24        | 0,90 | —     | —                     | 0,70        | 1,95 | —    | —    | 1,18        | 2,65 | —    | —    |
| VIII                             | 0,30        | 0,55 | —     | 0,60                  | 1,10        | 1,80 | —    | 2,10 | 3,40        | 3,00 | —    | >4   |
| Ns, 2-й слой                     |             |      |       |                       |             |      |      |      |             |      |      |      |
| I                                | 0,36        | 0,52 | 0,70  | 0,50                  | 1,20        | 1,90 | 2,10 | 1,44 | 3,70        | 4,10 | >4   | 4,2  |
| II                               | 0,40        | 0,32 | 0,56  | 0,38                  | 1,20        | 1,40 | 1,05 | 1,26 | 3,80        | 3,50 | 2,60 | 3,90 |
| III                              | 0,41        | 0,58 | 0,38  | 0,48                  | 1,23        | 1,44 | 0,90 | 1,43 | 3,50        | 3,50 | 3,00 | 3,50 |
| IV                               | 0,30        | 0,05 | —     | 0,40                  | 0,90        | 0,26 | —    | 1,00 | 2,80        | 0,85 | —    | 2,50 |
| V                                | 0,28        | 0,30 | 0,38  | 0,32                  | 0,66        | 1,00 | 1,00 | 0,90 | 2,98        | 2,70 | 2,40 | 3,50 |
| VI                               | —           | 0,32 | 0,30  | 0,32                  | —           | 1,00 | 0,86 | 1,00 | —           | 2,60 | 2,40 | 3,40 |
| VII                              | 0,30        | —    | 0,20  | 0,36                  | 1,30        | —    | 0,60 | 1,14 | 3,10        | —    | 2,50 | 2,90 |
| VIII                             | 0,56        | 0,70 | —     | 0,75                  | 2,00        | 2,10 | —    | 2,00 | 4,30        | >4   | —    | >4   |

\* В числителе значение  $H_{10}$  за утренний, а в знаменателе — за дневной срок.

Таблица 2 (4.4.4.1)

| Среднегодовая толщина облаков нижнего яруса $\bar{H}$ над территорией СССР и оценка соответствующих стандартных отклонений $S_H$ (по [14]) |       |      |           |
|--|-------|------|-----------|
| Форма облаков  | Sc    | St   | Ns, Ns—As |
| $\bar{H}$ км   | 0,31  | 0,36 | 1,72      |
| $S_H$ км   | 0,23  | 0,24 | 1,32      |
| $N$  | 14117 | 3328 | 5349      |

раженных сезонных колебаний или географической зависимости. Внутри же групп облаков того или иного рода колебания могут быть в основном небольшими для St и Sc или весьма значительными для отдельных слоев Ns.

## 4.4.4.2. Облака среднего яруса

Толщина облаков As и As в среднем заметно различается, что видно из таблицы П. 4 (см. с. 602). Облака As заметно тоньше As. Что же касается географических и сезонных различий, а также разности средних значений толщины облаков 1-го и 2-го слоя, то в целом они невелики и не выделяются на фоне обычной изменчивости. Приведенная таблица дает довольно полное представление о статистике толщины облаков среднего яруса. Здесь, так же как и в п. 4.4.4.1, следует отметить, что значения  $H_{50}$ , т. е. медианы распределений, найдены достаточно надежно, в то время как квантили  $H_{10}$  и  $H_{90}$  определены скорее ориентировочно и дают лишь представление о возможном разбросе значений  $H$ . О числе измерений для каждой группы облаков можно судить по значениям  $N$  в табл. 1 (4.4.3.2).

## 4.4.4.3. Облака верхнего яруса

Кривые повторяемости значений мощности облаков ( $H$ ) верхнего яруса в разных географических районах [3, 19, 50, 55] представлены на рис. 1 и 2 (4.4.4.3). Хорошо видно, что в южных районах примерно в 50 % случаев  $H < 1,0$  км, в то время как в более северных районах, где хорошо развита циклоническая деятельность в 50 % случаев  $H > 1,5$  км. В то же время и в районе экватора [55] можно встретить перистые облака мощностью более 5—6 км. Здесь необходимо отметить, что в статистику  $H$  вошли только те случаи, когда можно было определить нижнюю границу облаков. При наличии же активных фронтов, когда отмечается сплошная система Ns—As—Cs, мощность облаков верхнего яруса может существенно превышать 3—4 км. Действительно, из рис. 2 (4.4.3.3) отчетливо видно, что в средних широтах примерно в 30 % случаев высота верхней границы облаков составляет бо-

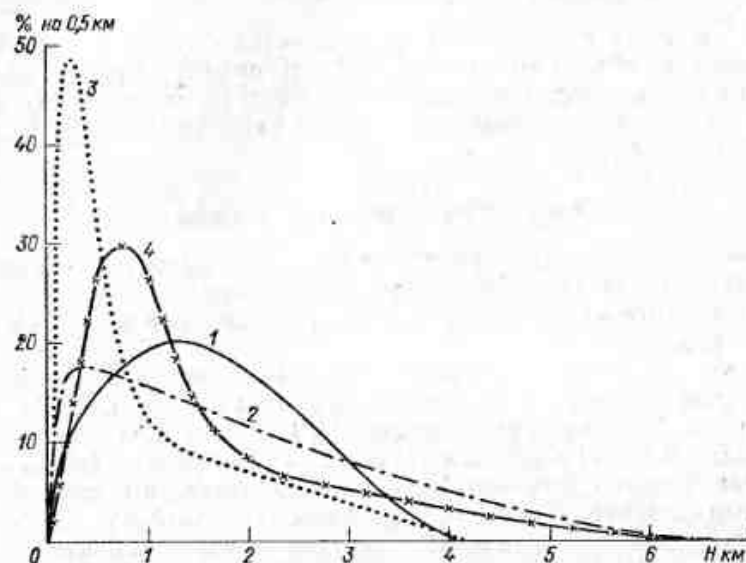


Рис. 1 (4.4.4.3). Плотность повторяемости значений мощности облаков  $H$  верхнего яруса в разных географических районах. 1 — море Лаптевых (44 измерения) [2], 2 — ЕТС (3012) [3], 3 — Индия (296) [50], 4 — экваториальная часть Юго-Восточной Азии (272) [55].

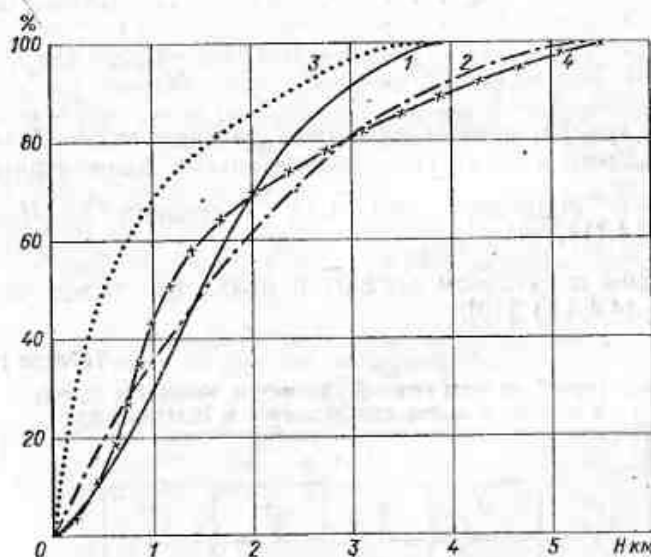


Рис. 2 (4.4.4.3). Накопленная повторяемость значений мощности облаков  $H$  верхнего яруса в разных географических районах.

Усл. обозначения см. рис. 1 (4.4.4.3).

лее 10 км. Если учесть, что в ряде случаев сплошная облачность смыкается с облаками типа Ns—As и принять высоту нижней границы Cs равной 6 км, то можно сказать, что повторяемость  $H > 4$  км достигает существенно больших значений, чем указано на рис. 1 (4.4.4.3).

#### 4.4.4.4. Облака конвективного развития

Довольно часто в период наибольшего развития конвекции в полях кучевых облаков одновременно присутствуют облака, мощность которых составляет от десятков метров до нескольких километров.

По данным [10], над Украиной средние значения  $H$  составляют 0,5 км для  $Cu\ hup.$ , 1,13 для  $Cu\ med.$  и 2,38 для  $Cu\ cong.$  Над Москвой и Ленинградом, согласно [37],  $H$  для  $Cu\ hup.$ ,  $Cu\ med.$  составляет 0,4—0,6 км, а для  $Cu\ cong.$  — 1,9—2,0 км. Приведенные значения, конечно, в большей степени характеризуют применяемое авторами деление конвективных облаков на  $Cu\ hup.$ ,  $Cu\ med.$  и  $Cu\ cong.$  чем какие-либо другие их характеристики. В табл. 1 (4.4.4.4) приводится заимствованная из [25] повторяемость разных значений толщины кучевых облаков над Украиной.

Таблица 1 (4.4.4.4)

| Повторяемость разных значений мощности кучевых облаков над Украиной |  |           |           |           |
|---|--|-----------|-----------|-----------|
| $H$ км  |  | <0,50     | 0,51—1,00 | 1,01—1,50 |
| Повторяемость %   |  | 2         | 14        | 24        |
| $H$ км  |  | 1,51—2,00 | 2,01—2,50 | 2,51—3,00 |
| Повторяемость %   |  | 24        | 16        | 9         |
|   |  |           |           | >3,00     |
|   |  |           |           | 11        |

Вообще говоря, кривые плотности распределения  $H$  являются одномодальными с заметной положительной асимметрией, т. е. модальные значения меньше средних ( $H_{mod} < \bar{H}$ ) (рис. 1 (4.4.4.4)).

О годовом и суточном ходе  $\bar{H}$  в полях  $Cu$  можно судить по табл. 2 и 3 (4.4.4.4) [10].

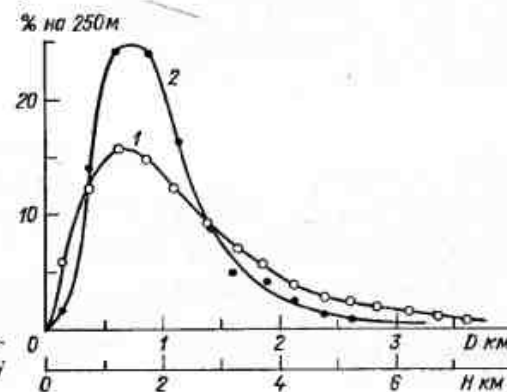
Таблица 2 (4.4.4.4)

Годовой ход средней высоты нижней границы и мощности кучевых облаков в облачных полях над Украиной и Молдавией

| Параметр          | Месяц |      |      |      |      |      | Число случаев |
|-------------------|-------|------|------|------|------|------|---------------|
|                   | IV    | V    | VI   | VII  | VIII | IX   |               |
| $\bar{H}_{нг}$ км | 1,42  | 1,62 | 1,63 | 1,77 | 1,77 | 1,76 | 710           |
| $\bar{H}$ км      | 0,50  | 0,68 | 1,06 | 1,06 | 1,09 | 0,73 | 636           |

Наиболее развитые по вертикали  $Cb$  могут проникать даже выше тропопаузы [7, 44, 45, 51, 56]. Иногда значения  $H_{вг}$   $Cb$  достигают 16—18 км, а в тропиках даже превышают 20 км [7, 44, 45, 51—54, 56, 57]. Такие «сверхвысокие» тропические  $Cb$  получили название «горячих башен» (см., например, [45]).

Над ЕТС и, по-видимому, над другими регионами северного полушария, мощность  $Cb$  увеличивается с севера на юг (рис. 2 (4.4.4.4)). Медиана распределения толщины  $Cb$  над ЕТС

Рис. 1 (4.4.4.4). Плотность распределения облаков по их диаметру  $D$  (1) и мощности  $H$  (2).

летом близка к 4 км; в 90 % случаев  $H < 9$  км. В переходные сезоны значения  $H$  (особенно максимальные) меньше, чем летом, в 1,5—2 раза.

Зимой изолированные  $Cb$  в средних широтах (особенно в континентальных районах) наблюдаются крайне редко, а в высоких широтах вообще не встречаются. Однако в форме затопленных внутри Ns—As конвективных образований они отмечаются и зимой [28].

Над центром и югом СССР медианные значения толщины  $Cb$  близки к 2—3 км [7]. Иногда значения  $H$  превышают 6—7 км. Подробнее о размерах  $Cb$  и об их мощности см. в главе 11.

Таблица 3 (4.4.4.4)

Суточный ход средней высоты нижней границы и мощности кучевых облаков в облачных полях над Украиной и Молдавией

| Параметр           | Время суток, ч |       |       |       |       |       |       |       | Число случаев |
|--------------------|----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------------|
|                    | 10—11          | 11—12 | 12—13 | 13—14 | 14—15 | 15—16 | 16—17 | 17—18 |               |
| $\bar{H}_{ниг}$ км | 1,18           | 1,35  | 1,51  | 1,57  | 1,65  | 1,70  | 1,88  | 1,95  | 710           |
| $\bar{H}$ км       | 0,70           | 1,07  | 1,14  | 1,08  | 1,07  | 0,83  | 0,71  | 0,65  | 636           |

Примечание. Здесь рассмотрена та же совокупность данных, что и в табл. 2 (4.4.4.4), т. е. за период с апреля по сентябрь.



## 4.5. Горизонтальная структура облачности

## 4.5.1. Слоистообразные облака

Оценка горизонтальных размеров полей слоистообразных облаков производится по данным наблюдений (измерений) с Земли и с самолетов или по фотографиям облачности с искусственных спутников Земли (ИСЗ). При наблюдениях с ИСЗ удается измерять лишь размеры всего облачного поля, включающего в себя иногда однослойную облачность, а иногда совокупность одновременно наблюдающихся нескольких облачных слоев. Площадь полей слоистообразных облаков ( $S$ ) часто настолько велика ( $S \approx 10^5 \dots 10^7 \text{ км}^2$ ), что даже над континентами, где плотность сети метеорологических станций достаточно велика, наземными наблюдениями охватывается не более 15–20 % общей площади облачного поля.

Наиболее точными являются измерения размеров облаков с самолета. Только они позволяют по отдельности измерять размеры нескольких одновременно наблюдающихся слоев облачности. К сожалению, количество самолетных данных пока еще очень мало и поэтому большая часть сведений о горизонтальных размерах облаков получена по материалам наблюдений с Земли или с ИСЗ.

В табл. 1 (4.5.1) по материалам измерений с ИСЗ за 1965–1970 гг. приведена повторяемость различных значений площади  $S$  (млн.  $\text{км}^2$ ), занимаемой сплошными полями слоистообразных облаков над умеренными широтами Евразии и Северной Америки в различные периоды года [26]. Общее число индивидуальных облачных полей составляло 2796; примерно половина из них наблюдалась над Евразией, а половина — над Северной Америкой.

Близки к данным, содержащимся в табл. 1 (4.5.1), и оценки, приведенные в [29]. В этой работе для определения значений  $S$

использовались синоптические карты северного полушария за трехлетний период, составленные по данным наземных наблюдений за облаками. Оказалось, что в 70 % случаев площадь полей слоистообразных облаков составляла от 0,25 млн. до 4 млн.  $\text{км}^2$ . Наибольшая повторяемость (около 50 %) приходится на  $S=0,6 \dots 3 \text{ млн. км}^2$  в холодное полугодие и  $S=0,6 \dots 2 \text{ млн. км}^2$  в теплое. Уменьшение  $\bar{S}$  и  $S_{\text{max}}$  летом (см. табл. 1 (4.5.1)) отражает тот факт, что крупные поля слоистообразных облаков в 60–70 % случаев связаны с циклонами, а циклоническая деятельность летом ослабевает и, кроме того, в этот период над северным полушарием реже наблюдается стационарирование обширных циклонов.

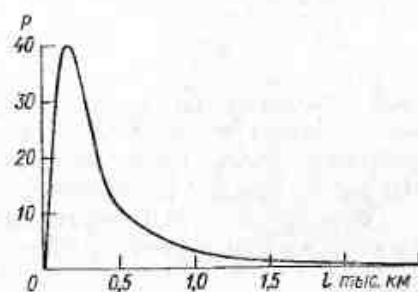


Рис. 1 (4.5.1). Распределение горизонтальных размеров  $l$  полей  $C_i$  и  $C_s$ .

В [26, 29] были объединены результаты измерений  $S$  для случаев с однослойными и многослойными облаками. Поэтому при интерпретации приведенных в этих работах материалов следует учитывать, что при одновременном наличии нескольких не обязательно расположенных точно друг над другом слоев облачности измеренные значения  $S$  не соответствуют истинным размерам отдельных облачных слоев, а превышают их. В результате такие композиционные облачные поля подчас занимают громадные площади, которые, согласно [26], достигают 45–48 млн.  $\text{км}^2$ , а значит, одно облачное поле иногда покрывает около 20 % общей площади северного полушария. Площадь поля облаков верхнего яруса может составлять миллионы квадратных километров. По данным [39], площадь облаков верхнего яруса почти в 30 % случаев превышает  $4 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ . Подчеркнем, что при этом количество облачности далеко не всегда составляло 10 баллов.

В [36] приведены результаты измерений линейных размеров ( $l$ ) полей  $C_i$  и  $C_s$  с борта самолета Ту-104 Б на трассах Новосибирск—Ташкент—Тбилиси и Москва—Ташкент. На рис. 1 (4.5.1) показана кривая плотности распределения значений  $l$ . Примерно 40 % случаев (в области моды распределения) приходится на облака с  $l=100 \dots 200 \text{ км}$ . Сплошные поля  $C_i$  и  $C_s$ , протяженность которых составляет несколько тысяч километров, отмечаются редко.

Ширина облачных систем  $N_s$ — $A_s$ — $C_s$ , связанных с фронтами, чаще всего составляет 200–300 км (иногда 500–700 км). На-

Таблица 1 (4.5.1)

Средние ( $\bar{S}$ ) и максимальные ( $S_{\text{max}}$ ) значения площади (млн.  $\text{км}^2$ ) индивидуальных полей сплошных слоистообразных облаков в умеренных широтах

|                  | Январь |           |                  | Апрель |           |                  | Июль |           |                  | Октябрь |           |                  |
|------------------|--------|-----------|------------------|--------|-----------|------------------|------|-----------|------------------|---------|-----------|------------------|
|                  | $N$    | $\bar{S}$ | $S_{\text{max}}$ | $N$    | $\bar{S}$ | $S_{\text{max}}$ | $N$  | $\bar{S}$ | $S_{\text{max}}$ | $N$     | $\bar{S}$ | $S_{\text{max}}$ |
| Евразия          | 204    | 11,0      | 45,0             | 348    | 4,0       | 34,9             | 460  | 3,0       | 36,5             | 317     | 7,7       | 52,5             |
| Северная Америка | 309    | 9,8       | 48,8             | 414    | 3,9       | 28,8             | 455  | 2,2       | 32,5             | 388     | 4,7       | 52,5             |

Примечание.  $N$  — число случаев.

более широкие облачные системы характерны для теплых фронтов и фронтов окклюзии. В случае холодных фронтов ширина облачных полей  $Ns$ — $As$ — $Cs$  редко превышает 100—200 км.

Общая длина облачных полей вдоль фронтов иногда достигает 7—8 тыс. км.

#### 4.5.2. Кучевые облака

Пространственные характеристики облаков конвективного развития изучены довольно обстоятельно, причем обобщены данные как о размерах и формах индивидуальных  $Cu$ , так и об их скоплениях (кластерах) и об облачных полях (см. [45]).

Внешний контур горизонтального сечения конвективного облака обычно очень изрезан и далеко не всегда похож на окружность. Большинство исследователей это сечение аппроксимируют эллипсом, а максимальный его размер называют диаметром  $D$ . Мы также будем придерживаться этой терминологии.

Горизонтальные и вертикальные размеры  $Cu$  подвержены большому суточному ходу. Они минимальны в период образования облаков, т. е. в ранние утренние часы. В среднем горизонтальные размеры  $Cu$  несколько превышают их толщину  $H$ , причем в большей части толщи облака значения  $D$  с высотой меняются незначительно. Лишь в верхней части  $Cu$ , в слое толщиной  $(0,2 \dots 0,3)H$ ,  $D$  быстро уменьшается.

В табл. 1 (4.5.2) приведена повторяемость значений  $D$  для совокупности  $Cu$  *himp.*,  $Cu$  *med.* и  $Cu$  *cong.* Измерения проводились над Украиной в направлении, случайном относительно ветра.

Таблица 1 (4.5.2).

Повторяемость различных значений диаметра кучевых облаков над Украиной [25] ( $N=12\,368$ )

|                            |      |         |         |         |         |        |
|----------------------------|------|---------|---------|---------|---------|--------|
| $D$ км . . . . .           | $<1$ | 1,1—2,0 | 2,1—3,0 | 3,1—4,0 | 4,1—5,0 | $>5,0$ |
| Повторяемость, % . . . . . | 26   | 42      | 18      | 8       | 3       | 3      |

Как видно из таблицы, почти в 70 % случаев диаметр облака не превышал 2 км, т. е. в исследованных облачных полях преобладали облака мелкой конвекции. По совокупности полученных данных были построены кривые плотности распределения  $n(D)$ , которые в диапазоне  $D$  от 0,1 до 3,5 км хорошо аппроксимировались бета-распределением [25, 27]

$$n(D) = \begin{cases} 3,047 \cdot 10^{-3} D \left(1 - \frac{D}{3,75}\right)^{4,35} & \text{при } D \leq 3,75 \text{ км,} \\ 0 & \text{при } D > 3,75 \text{ км,} \end{cases} \quad (1)$$

или логарифмически нормальным распределением [61]

$$n(D) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma D} \exp\left[-\frac{(\ln D - \ln D_0)^2}{2\sigma^2}\right]. \quad (2)$$

В формулах (1) и (2)  $n(D)$  нормировано на единицу, т. е.  $\int_0^\infty n(D) dD = 1$ . В распределении (2)  $\ln D_0 = \overline{\ln D}$  (черта означает осреднение по всему диапазону размеров),  $\sigma^2$  — дисперсия величины  $\ln D$ . Среднее значение диаметра  $\bar{D}$  связано с параметрами  $D_0$  (медианой распределения) и  $\sigma^2$  соотношением

$$\bar{D} = D_0 \exp(\sigma^2/2). \quad (3)$$

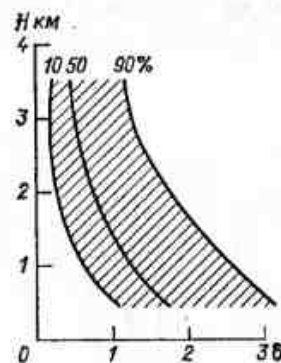


Рис. 1 (4.5.2). Зависимость 10, 50 и 90 %-ных квантилей относительных диаметров  $Cu$   $\delta$  от их мощности  $H$  [25].

Над Украиной для  $Cu$  *himp.*  $\bar{D}=0,8$  км, для  $Cu$  *med.*  $\bar{D}=1,2$  км, для  $Cu$  *cong.*  $\bar{D}=1,6$  км [10].

Диаметр облаков в среднем хорошо коррелирует с их толщиной, и относительный диаметр  $\delta = D/H$  меняется незначительно. На рис. 1 (4.5.2) приведены зависимости 10, 50 и 90 %-ных квантилей  $\delta$  от толщины облаков [27], из которых следует, что в 80 % случаев  $\delta$  отклоняется от  $\delta_{50}$  не более чем вдвое. Причем при  $H=1$  км  $\delta_{50} \approx 1,3$ , а при  $H=3$  км  $\delta_{50} \approx 0,5$ . Иногда встречаются свечеобразные облака с  $\delta \approx 0,2 \dots 0,3$ . При  $H < 1,5$  км горизонтальные размеры облаков обычно больше вертикальных. Более мощные облака чаще вытянуты вверх. Согласно [25, 27], медианное значение ( $\delta_{50}$ ) связано с  $H$  соотношением

$$\delta_{50} = 1,5/H^{1/4}. \quad (4)$$

#### 4.5.3. Кучево-дождевые облака (Cb)

На горизонтальные размеры и даже форму  $Cb$  сильно влияет их мезоструктура. Так, большая часть одноячейковых облаков типа  $Cb$  *calv.* приблизительно цилиндрична, тогда как форма и размеры многоячейковых облаков могут быть самыми разнообразными в зависимости от количества, размеров и главным образом

взаимного расположения конвективных ячеек внутри облака. Часто многоячейковые Сб внешне напоминают кочан цветной капусты. Независимо от числа ячеек вершины зрелых Сб inc. вытянуты вдоль вектора вертикального сдвига ветра в верхней тропосфере. Наковальни мощных многоячейковых Сб иногда настолько велики, что закрывают всю видимую часть небосвода. Применительно к фронтальным Сб понятие размера облака подчас вообще становится неопределенным, поскольку они могут (особенно на линиях шквалов) объединяться в почти сплошные облачные валы. Особенно характерна такая ситуация для верхней половины Сb inc.

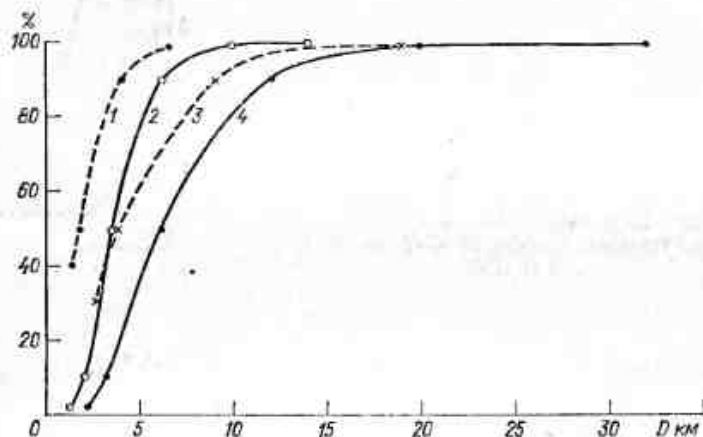


Рис. 1 (4.5.3). Накопленная повторяемость (%) горизонтальных размеров  $D$  Сb cong. и Сb [57].

1 — Флорида и Калифорния, 2 — Огайо, 3 — атолл Энниветок, 4 — Массачусетс.

Наибольшее количество эмпирических данных о размерах Сб получено с помощью МРЛ. Они обобщены в главе II и поэтому здесь мы приводим лишь некоторые из основных результатов измерений параметров Сб с помощью МРЛ. Объектом изучения в этом случае, как правило, является не облако в целом, а отдельные радиолокационные «очаги», т. е. области повышенной радиолокационной отражаемости, обычно совпадающие с индивидуальными или сомкнутыми друг с другом конвективными ячейками. Естественно, что размеры их в одноячейковых Сб близки к размеру облака, тогда как в многоячейковых Сб ситуация совсем иная. К сожалению, авторы конкретных исследований не всегда указывают, какой метод идентификации очагов ими используется. В связи с этим данные о размерах облаков, основанные на радиолокационных измерениях, следует считать в контексте данной модели ориентировочными.

На рис. 1 (4.5.3) приведены данные, полученные в различных регионах [56], о средних геометрических значениях минимального и максимального диаметра  $D = \sqrt{D_{\min} \cdot D_{\max}}$  наибольшего по площади горизонтального сечения радиоэха. Видно, что, как правило, значения  $D$  заключены в интервале от 2—5 до 8—10 км. Площади радиоэха  $S$  составляют от десятков до сотен км<sup>2</sup>.

В районе Москвы площадь радиоэха ливневых и грозовых Сб как целого составляет обычно 25—60 км<sup>2</sup>. Для Киева  $\bar{D} \approx 7$  км, а  $S \approx 42$  км<sup>2</sup>. В районе Ленинграда и случае внутримассовых ливневых Сб наибольшая повторяемость приходится на  $S \approx 10$  км<sup>2</sup>, а в случае гроз — на  $S \approx 40$  км<sup>2</sup>. В 88 % случаев  $S$  ливневых Сб не превышает 70 км<sup>2</sup>, тогда как для грозовых облаков, возможно значение  $S > 100$  км<sup>2</sup> [7, 9, 30, 31, 33, 34].

В табл. 1 (4.5.3) приведены сведения о горизонтальных размерах Сб над СССР, накопленные по данным опроса летного и диспетчерского состава МГА СССР [4]. Из этой таблицы видно, что по оценкам пилотов горизонтальные размеры Сб чаще всего составляют от 11 до

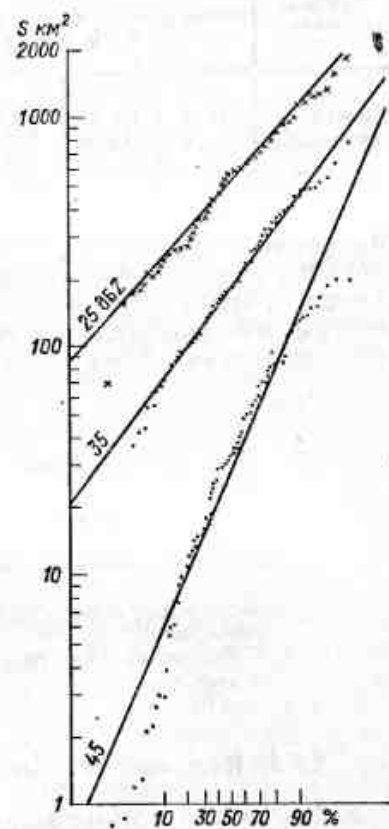


Рис. 2 (4.5.3). Плотность распределения площади радиоэха  $S$  Сб над Южной Африкой для трех значений радиолокационной отражаемости [53].

20 км, а по оценкам диспетчеров — 6—20 км. Следует, однако, учитывать, что полеты гражданских самолетов в большинстве случаев проходят над Сб и поэтому значения  $D$ , приведенные в этой таблице, в основном относятся к вершинам облаков. В случаях когда самолет находится над наковальной Сб определенные пилотом значения  $D$  могут в несколько раз превышать диаметр средней или нижней частей облака [44].

Функция распределения 95—98 % индивидуальных значений  $S$  хорошо аппроксимируется логарифмически нормальным распределением [52, 53, 56], но, как видно из рис. 2 (4.5.3), экстремально большие  $S$  наблюдаются несколько чаще, чем этого следовало бы ожидать при таком распределении. Подчеркнем, что стандартные



Таблица 1 (4.5.3)

Повторяемость (%) различных значений диаметров кучево-дождевых облаков

| Источник данных | D км |      |       |       |       |       |     | Число случаев |
|-----------------|------|------|-------|-------|-------|-------|-----|---------------|
|                 | ≤5   | 6-10 | 11-20 | 21-30 | 31-50 | 51-70 | >70 |               |
| Пилоты          | 16,9 | 25,0 | 26,2  | 15,7  | 10,2  | 3,6   | 2,4 | 420           |
| Диспетчеры      | 6,2  | 17,9 | 33,1  | 15,2  | 15,2  | 7,6   | 4,8 | 145           |

отклонения среднегеометрического диаметра  $\sigma_D$  от одной популяции  $S_b$  к другой могут изменяться очень сильно (табл. 2 (4.5.3)). Очевидно, и тип, и особенно размеры  $S_b$  зависят от синоптико-метеорологических условий, времени года и суток, характера подстилающей поверхности, широты и т. д.

Таблица 2 (4.5.3)

Горизонтальные размеры радиозаха  $S_b$  [56]

| Регион                 | D км    | $\sigma$ км |
|------------------------|---------|-------------|
| Различные районы США   | 1,8-6,2 | 1,3-4,0     |
| Венесуэла              | 2,4     | 4,9         |
| Северо-запад Атлантики | 4,5     | 8,4         |
| о. Барбадос            | 2,3     | 8,2         |

#### 4.5.4. Поля конвективных облаков ( $S_u$ htm., $S_u$ med.)

Как показали фотографии с ИСЗ и с самолетов, индивидуальные ансамбли (поля)  $S_u$  покрывают площади, достигающие  $10^5$ — $10^6$  км<sup>2</sup>, причем пространственная структура полей может быть нерегулярной (хаотической) либо представлять собой «упорядоченные» различные формы ячейковой конвекции.

Важнейшей климатической характеристикой полей  $S_u$  является занятая ими доля небосвода  $P$ . Обычно она оценивается в долях единицы или в баллах (от 0 до 10).\*

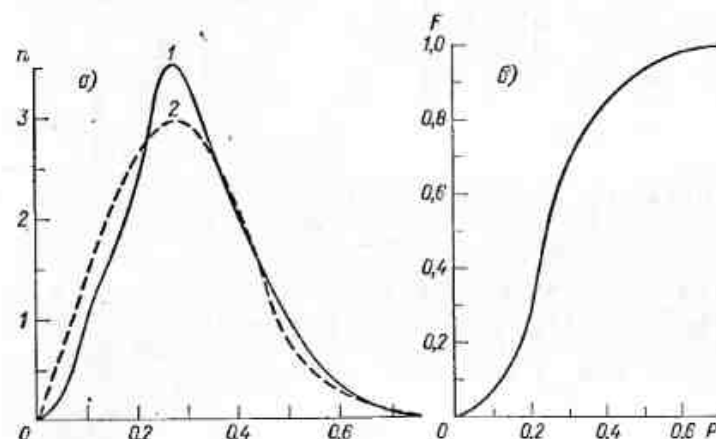
Согласно результатам исследований полей нерегулярной конвективной облачности  $S_u$  htm.,  $S_u$  med.,  $S_u$  cong. над Украиной

\* При оценке количества кучевых облаков с земли  $P$  завышается на 2, а иногда и 3 балла из-за того, что, кроме оснований  $S_u$ , наблюдатель видит также и часть их боковой поверхности [10, 25].

[25, 27], кривую плотности распределений  $n(P)$  можно описать эмпирической формулой

$$n(P) = 1,745 \cdot 10^3 P^{3,59} (1 - P)^{9,23}. \quad (1)$$

Кривая  $n(P)$  является одномодальной с положительной асимметрией (правая ее ветвь менее крутая, чем левая). Как видно из рис. 1 (4.5.4), модальное значение  $P_{\text{mod}} \approx 0,28$  (т. е. составляет примерно 3 балла).

Рис. 1 (4.5.4). Повторяемость степени  $P$  закрытия неба облаками [25].

а — плотность вероятности  $n(p)$ , б — накопленная вероятность  $F(p)$ :  
1 — эмпирические данные, 2 — аппроксимация  $\beta$ -распределением.

Значения  $P$  наиболее сильно зависят от скорости крупномасштабных (синоптических) вертикальных движений [46]. Чем больше скорость крупномасштабных восходящих движений, тем больше и  $P$ . Наоборот, в слоях с крупномасштабным оседанием воздуха просветы между облаками постепенно увеличиваются и, следовательно, значения  $P$  убывают. При наличии сильных нисходящих движений  $P$  может стать равным нулю, поскольку облака исчезнут.

Над крупными водоемами и количество, и размеры облаков меньше, чем над сушей [22].

В общем чем больше  $P$ , тем больше и средние диаметры облаков. По наблюдениям над Украиной, при увеличении  $P$  от 1—3 до 7—9 баллов значения  $\bar{D}$  возрастали от 1,3 до 1,6 км [25].

В табл. 1 и 2 (4.5.4) приведены сведения о годовом и суточном ходе параметров полей  $S_u$  [10, 25]. Хотя данные, вошедшие в эти таблицы, накоплены в основном над территориями Украины и Молдавии, они показательны и для других регионов умеренных широт.

Таблица 1 (4.5.4)

Годовой ход средних значений статистических параметров полей Си

| Параметр                      | Месяц |      |      |      |      |      | Число случаев |
|-------------------------------|-------|------|------|------|------|------|---------------|
|                               | IV    | V    | VI   | VII  | VIII | IX   |               |
| $P$ баллы                     | 3,7   | 3,7  | 4,1  | 4,1  | 4,1  | 3,5  | 791           |
| $\chi$ (100 км) <sup>-1</sup> | 25    | 26   | 29   | 24   | 24   | 28   | 772           |
| $D$ км                        | 0,54  | 1,09 | 1,20 | 1,41 | 1,37 | 1,22 | 629           |
| $L$ км                        | 2,15  | 3,30 | 3,29 | 4,19 | 4,03 | 2,75 | 581           |
| $H_{нг}$ км                   | 1,42  | 1,62 | 1,63 | 1,77 | 1,76 | 1,76 | 710           |
| $H$ км                        | 0,50  | 0,88 | 1,06 | 1,06 | 1,09 | 0,73 | 636           |

Примечание.  $\chi$  — линейная концентрация Си, равная числу облаков, приходящемуся на 100 км;  $L$  — ширина межоблачных промежутков.

Исследования, проведенные в СССР [10, 25] и США [13, 59], показали, что структура утренних и вечерних полей Си не одинакова. Утром облака распределены по небосводу более или менее равномерно и их локальные группы сравнительно редки. После полудня наиболее крупные («материнские») Си (обычно это Си cong.) часто бывают окружены большим количеством более мелких облаков, т. е. образуются группы Си. Тогда налицо дефицит Си средних размеров по сравнению с их количеством утром. При этом суммарный объем облаков, входящих в популяцию утром и днем, в основном определяется облаками промежуточных размеров с  $D \approx (0,4 \dots 0,6) D_{\max}$ , а в вечерние часы — наиболее крупными Си [59].

Характеристики около- и послеполуденных групп Си над Украиной, т. е. типичные для умеренных широт, приведены в табл. 2 (4.5.4) [25].

Таблица 2 (4.5.4)

Суточный ход средних значений статистических параметров полей облаков Си

| Параметр                      | Время суток, ч |       |       |       |       |       |       |       | Число случаев |
|-------------------------------|----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------------|
|                               | 10—11          | 11—12 | 12—13 | 13—14 | 14—15 | 15—16 | 16—17 | 17—18 |               |
| $P$ баллы                     | 3,1            | 4,0   | 4,3   | 5,0   | 4,8   | 4,6   | 3,6   | 3,8   | 791           |
| $\chi$ (100 км) <sup>-1</sup> | 37             | 38    | 32    | 28    | 24    | 19    | 17    | 17    | 772           |
| $D$ км                        | 0,86           | 0,99  | 1,07  | 1,29  | 1,37  | 1,56  | 1,42  | 1,55  | 629           |
| $L$ км                        | 2,91           | 2,86  | 3,65  | 4,00  | 4,81  | 4,54  | 5,03  | 4,81  | 581           |
| $H_{нг}$ км                   | 1,18           | 1,36  | 1,51  | 1,57  | 1,65  | 1,70  | 1,88  | 1,95  | 710           |
| $H$ км                        | 0,70           | 1,07  | 1,14  | 1,09  | 1,07  | 0,83  | 0,71  | 0,65  | 636           |
| $H/D$                         | 0,61           | 0,84  | 1,01  | 1,08  | 1,16  | 0,96  | 0,68  | 0,76  | 499           |

Группы Си в целом имеют форму, близкую к круговой, причем их горизонтальные размеры над Украиной обычно не превышают 2—3 км, а над Флоридой — 8—9 км [10, 25, 59]. При этом

над Украиной у материнского облака  $\bar{D} \approx 1,5$  км, тогда как диаметр окружающих его более мелких Си имеет порядок сотен метров.

Следует отметить, что в разных полях Си и в разное время суток количественные оценки, приведенные в таблице, могут меняться в широких пределах.

#### 4.5.5. Поля облаков глубокой конвекции (Си cong., Сb)

В умеренных и особенно в низких широтах редко наблюдаются одиночные мощные кучевые и кучево-дождевые облака. Гораздо типичнее их групповое (кластерное) распределение. Оно характеризуется либо наличием мезомасштабных полосовых структур, либо приблизительно круглыми (в плане) локальными облачными скоплениями. Наряду с такими упорядоченными мезообразованиями, часто наблюдается и неупорядоченное (хаотическое) расположение облаков глубокой конвекции.

Полосовое расположение Си cong. и Сb наиболее типично для фронтальных облаков, особенно связанных с быстро перемещающимися холодными фронтами. Локальные скопления облаков глубокой конвекции в умеренных широтах чаще всего образуются в неустойчиво стратифицированном морском воздухе около фронтальных разделов. В тропиках такие скопления могут образовываться и вдали от фронтов, чаще всего вблизи линий сходимости (конвергенции).

«Хаотические» поля Си cong. и Сb наиболее типичны как для внутримассовых ситуаций, так и для зон медленно перемещающихся (квазистационарных) атмосферных фронтов.

Объем экспериментальных данных о зависимости размеров, продолжительности существования, осадкогенерирующей активности и других параметров облаков глубокой конвекции от особенностей их пространственного распределения еще очень мал. При прочих равных условиях указанные параметры в случае облаков, являющихся элементами облачных мезоскоплений, больше, чем в случае изолированных Си и Сb (подробнее см. [25, 27, 45]).

В заключение остановимся на практически важных данных о повторяемости различных значений расстояния ( $l_x$ ) между конвективными ячейками, из которых выпадают осадки. Наиболее подробные сведения такого рода приведены в статье [54], в которой обобщены результаты радиолокационных исследований мезоструктуры полей ливневых Сb над средней частью Атлантического побережья США в мае—августе 1973 г. При этом были определены значения для более чем 4800 пар конвективных ячеек, наблюдавшихся в виде локальных зон с радиолокационной отра-

жаемостью, превышающей 30 дБЗ. Значения  $l_x$  измерялись как расстояния между центрами таких ячеек.

На рис. 1 (4.5.5) приведена функция распределения и плотность распределения  $l_x$ . Видно, что модальное значение  $l_{x, \text{mod}} \approx 22$  км, а медианное  $l_{x, \text{med}} \approx 33$  км.

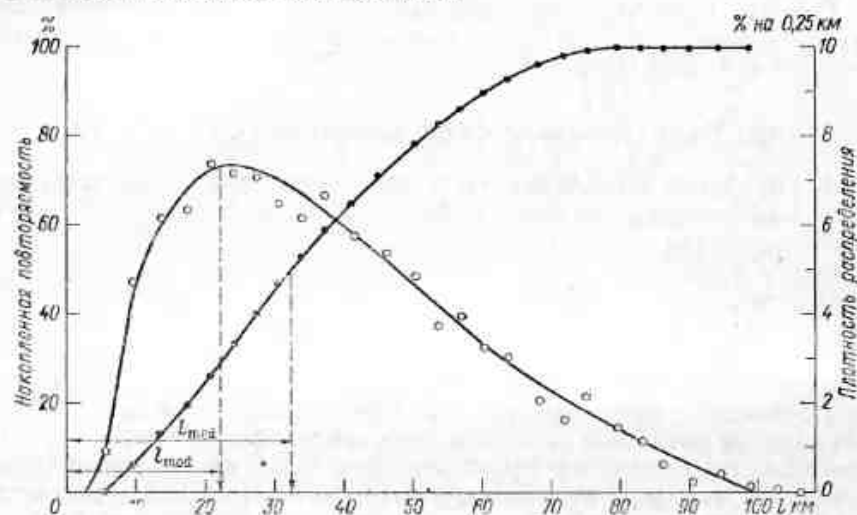


Рис. 1 (4.5.5). Плотность и функция распределения расстояний между индивидуальными конвективными ячейками в поле Cb [54].

Автор [53] считает, что значение  $l_{x, \text{med}}$  несколько занижено, поскольку горизонтальные размеры изученных облачных полей были меньше максимально возможных. Вместе с тем значение  $l_{x, \text{mod}}$ , по-видимому, близко к реально наблюдаемому в крупных облачных популяциях (полях), о чем свидетельствуют результаты сходных измерений в других регионах.

## Термодинамические характеристики облаков

### 5.1. Введение

В этой главе рассматривается температурный режим и влажность в облаках и их окрестности. Прежде чем переходить к изложению фактического материала и построенному на этой основе описанию гигротермического состояния облачной атмосферы, полезно ознакомиться с некоторыми общими замечаниями и определениями из физики облаков.

Температурный режим облаков зависит от многих факторов — времени года, синоптической обстановки, района и др. Существенным фактором, во многом определяющим температуру на облачных границах, является высота облаков. И высота облаков, и температура на нижней ( $T_{\text{нг}}$ ) и верхней ( $T_{\text{вг}}$ ) границах облака меняются в пространстве и во времени, поэтому единичное значение температуры воздуха в какой-либо конкретной точке пространства у облачной границы есть некоторая случайная и в этом смысле малоинформативная величина. Кроме того, само понятие «высота нижней (верхней) границы облаков» зависит от способа измерения и предполагает известную неопределенность, достигающую обычно нескольких десятков метров. Соответствующая этому неопределенность определения температуры  $T_{\text{нг}}$  ( $T_{\text{вг}}$ ) составляет десятые доли °С. В силу сказанного значительно больший физический смысл и практическое значение имеют понятия «высота границы облака» и «температура на границе облака» для конкретного облака в целом, означающие некоторые осредненные значения этих величин. Именно о такой температуре, если это не оговорено особо, т. е. о  $T_{\text{нг}}$  и  $T_{\text{вг}}$  для всего облака в целом, и будет идти речь ниже.

Точность приводимой температуры воздуха на границе конкретного облака, таким образом, не может быть очень высока, даже если измерения проводятся самолетными методами, когда температура фиксируется в каждой точке со сравнительно высокой точностью, достигающей 0,1—0,2 °С. Отсюда следует, что данные о температуре на границах конкретных облаков вряд ли оправдано приводить с точностью до десятых долей °С. В связи с этим в таблицах в этой главе значения  $T_{\text{нг}}$  и  $T_{\text{вг}}$  даны с округлением



до  $1^{\circ}\text{C}$ , т. е. с точностью до  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Однако для различных приложений может иметь значение средняя для коллектива облаков данного рода температура у их нижней границы. В этом случае мы будем допускать округление до  $0,1^{\circ}\text{C}$ .

## 5.2. Температура на нижней границе облаков

### 5.2.1. Облака нижнего яруса

Формы St и Sc широко распространены над большей частью территории СССР, где они часто образуют протяженные облачные поля, охватывающие как циклонические, так и антициклонические области. Реже, но также довольно часто, встречаются и Ns (об их повторяемости см. п. 3.4.6).

Температура на нижней границе ( $T_{\text{нг}}$ ) облаков нижнего яруса тесно коррелирует с температурой у поверхности Земли и имеет отчетливо выраженный годовой ход. В то же время суточный ход  $T_{\text{нг}}$  в среднем выражен довольно слабо. Так, обычно утренние значения  $T_{\text{нг}}$  (по измерениям в период 3—6 ч) отличаются от  $T_{\text{нг}}$  в дневные сроки (от 15 до 18 ч) не более, чем на  $1-2^{\circ}\text{C}$ .

В табл. 1 (5.2.1) приведены сезонные значения 10, 50 и 90 %-ных квантилей распределения  $T_{\text{нг}}$  в разных регионах СССР, по данным сети самолетного зондирования атмосферы за 1957—1963 гг. (см. п. 4.1). И если, как обычно, значения на краях распределения ( $T_{10}$  и  $T_{90}$ ) не гарантируют высокой точности, то медиана сезонного распределения температуры у нижней границы St, Sc ( $T_{50}$ ) определена довольно надежно. Отчетливо прослеживается годовой ход  $T_{50}$ , особенно хорошо заметный на рис. 1а (5.2.1). Очевидно, что для годового хода ежемесячных значений  $T_{50}$  характерна и несколько большая амплитуда. Амплитуда суточного хода медианы и среднего значения  $T_{\text{нг}}$  обычно не превосходит  $1-2^{\circ}\text{C}$ , а годовой ход (разность  $T_{50}$  для зимы и для лета) составляет для разных регионов около  $15^{\circ}\text{C}$ . С точки зрения географического распределения заметно выделяются два региона: IV южный (Баку, Ереван, Тбилиси) и VII дальневосточный (Хабаровск, Владивосток). На юге  $T_{\text{нг}}$  заметно выше. На Дальнем Востоке  $T_{\text{нг}}$  резко возрастает летом.

Близки к приведенным выше и данные о  $T_{\text{нг}}$  для Ns, о чем свидетельствуют табл. 2 (5.2.1) и рис. 1б (5.2.1). О степени обеспеченности полученных кривых сезонного хода  $T_{\text{нг}}$  говорит число наблюдений ( $N$  в табл. 1 и 2 (5.2.1)). Об этом также можно судить, сравнивая данные о  $T_{\text{нг}}$  для региона III на рис. 1 (5.2.1).

Таблица 1 (5.2.1)

Сезонные значения квантилей (10, 50 и 90 %) распределений температуры у нижней границы 1-го и 2-го слоев облаков St, Sc для разных регионов СССР

| Регион   | T <sub>10</sub> °C |       |       |       |      |     | T <sub>50</sub> °C |      |       |     |     |      | T <sub>90</sub> °C |     |      |   |   |   | Число измерений N |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |  |  |
|----------|--------------------|-------|-------|-------|------|-----|--------------------|------|-------|-----|-----|------|--------------------|-----|------|---|---|---|-------------------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|--|--|
|          | З                  |       |       | Л     |      |     | З                  |      |       | Л   |     |      | З                  |     |      | Л |   |   | З                 |   |   | Л |   |   | З |   |   | Л |   |   | О |  |  |
|          | З                  | В     | О     | В     | Л    | О   | З                  | В    | Л     | О   | З   | В    | Л                  | О   | З    | В | Л | О | З                 | В | Л | О | З | В | Л | О | З | В | Л | О |   |  |  |
| 1-й слой |                    |       |       |       |      |     |                    |      |       |     |     |      |                    |     |      |   |   |   |                   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |  |  |
| I        | -13                | -11   | -7,5  | -6    | -3,5 | 0,5 | -0,5               | 3,5  | 13,5  | 7,5 | 5,5 | 1172 | 544                | 380 | 1061 |   |   |   |                   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |  |  |
| II       | -14,5              | -10,5 | -10,5 | -7,5  | -4   | 7,5 | -1,5               | 4    | 13,5  | 5,5 | 5,5 | 1308 | 532                | 194 | 122  |   |   |   |                   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |  |  |
| III      | -10,5              | -9,5  | -5,5  | -3,5  | -1,8 | 10  | 2                  | 7    | 15    | 8   | 8   | 1789 | 910                | 206 | 1228 |   |   |   |                   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |  |  |
| IV       | -8                 | -6    | -3    | -0,5  | 0    | 8   | 5                  | 6,5  | 11,5  | 10  | 10  | 515  | 245                | 70  | 211  |   |   |   |                   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |  |  |
| V        | -17,0              | -13,0 | -14,0 | -9,5  | -5,0 | 7,0 | -4,0               | 2,5  | 13,5  | 3,0 | 3,0 | 585  | 346                | 290 | 712  |   |   |   |                   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |  |  |
| VI       | -22,5              | -15,0 | -17,0 | -14,0 | -6,0 | 7,5 | -7,0               | 1,0  | 13,0  | 3,0 | 3,0 | 100  | 151                | 149 | 269  |   |   |   |                   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |  |  |
| VII      | -22*               | -12,5 | -7    | -11*  | -3,5 | 14* | -4*                | 5,5  | 19,5* | 9   | 9   | 19*  | 37                 | 84* | 38   |   |   |   |                   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |  |  |
| VIII     | -17                | -12,5 | -14   | -8,5  | -3   | 7   | -1,5               | 4    | 13    | 3   | 3   | 368  | 226                | 65  | 276  |   |   |   |                   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |  |  |
| 2-й слой |                    |       |       |       |      |     |                    |      |       |     |     |      |                    |     |      |   |   |   |                   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |  |  |
| I        | -12,5              | -10,5 | -7    | -7    | -3,5 | 5   | -1,5               | 3,5  | 10,5  | 5   | 5   | 313  | 163                | 136 | 345  |   |   |   |                   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |  |  |
| II       | -13                | -11   | -10,5 | -7,5  | -5   | 6   | -2,5               | 12,5 | 12    | 4,5 | 4,5 | 471  | 184                | 102 | 353  |   |   |   |                   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |  |  |
| III      | -11,5              | -10   | -7    | -5    | -2,5 | 7,5 | 0,5                | 4,5  | 12    | 7   | 7   | 556  | 323                | 105 | 421  |   |   |   |                   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |  |  |
| IV       | -8                 | -8    | -4    | -2    | -3   | —   | 3,5                | —    | —     | —   | —   | 109  | 46                 | 5   | 70   |   |   |   |                   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |  |  |
| V        | -16                | —     | -12,0 | -10,0 | —    | 6,5 | -3,5               | —    | —     | —   | —   | 187  | 0                  | 91  | 248  |   |   |   |                   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |  |  |
| VI       | —                  | —     | -15,0 | -14,0 | —    | 3,0 | -4,0               | —    | —     | —   | —   | 18*  | 0                  | 62  | 110  |   |   |   |                   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |  |  |
| VII      | -17                | —     | -14*  | -9,5  | —    | —   | -5*                | —    | —     | —   | —   | 14   | 7                  | 25  | 8/41 |   |   |   |                   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |  |  |
| VIII     | -10,5              | -1,5  | —     | -6    | -1   | —   | —                  | 4,5  | —     | —   | —   | 56   | 50                 | 5   | 17   |   |   |   |                   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |   |  |  |

Примечание. 1. Описание регионов см. п. 4.1—2. Приведенные цифры являются результатом осреднения крайних распределений за утренние и дневные сроки; звездочкой помечены значения, полученные только по данным утренних сроков зондирования, двумя звездочками — по данным дневных сроков; в числителе указаны значения, полученные по данным утренних сроков, а в знаменателе — вечерних, когда они существенно различались.

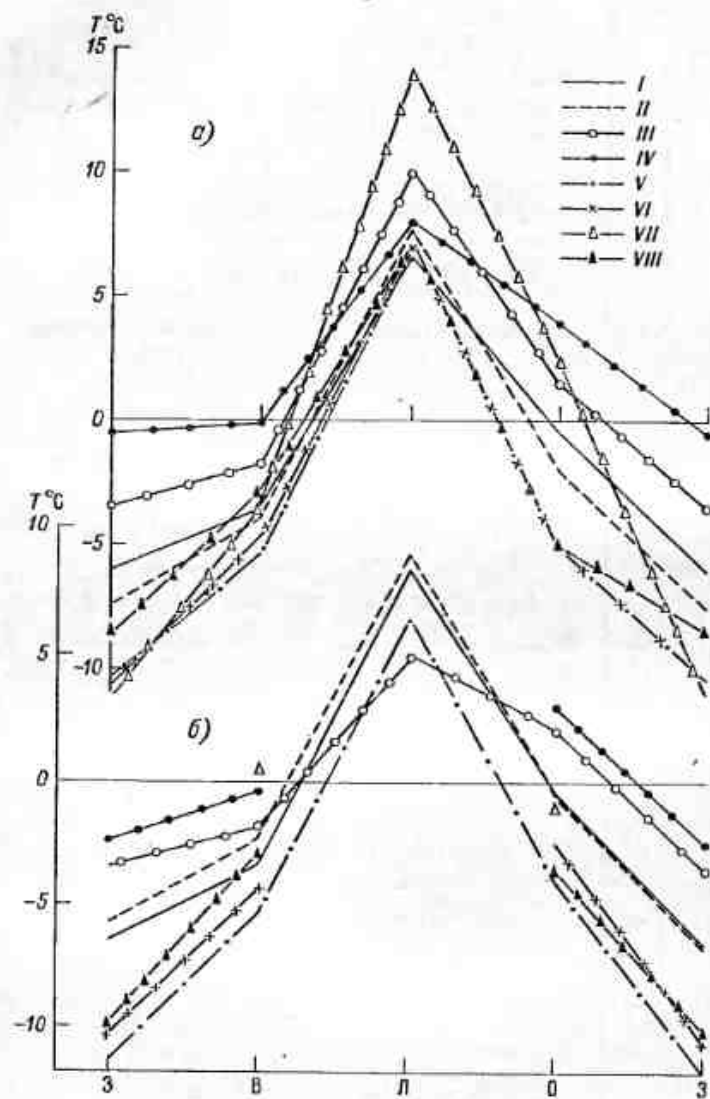


Рис. 1 (5.2.1). Сезонный ход 50 %-ной квантили температуры у нижней границы 1-го слоя облаков St, Sc (а) и Ns (б) для разных регионов.

Римскими цифрами указаны номера регионов (см. табл. 1 (4.1)).

Таблица 2 (5.2.1)

Сезонные квантили (10, 50 и 90 %) распределений температуры у нижней границы 1-го и 2-го слоев облаков Ns для разных регионов СССР

| Регион          | $T_{10}, ^\circ\text{C}$ |       |       |       | $T_{50}, ^\circ\text{C}$ |      |     |      | $T_{90}, ^\circ\text{C}$ |      |       |     | $N$  |     |     |     |
|-----------------|--------------------------|-------|-------|-------|--------------------------|------|-----|------|--------------------------|------|-------|-----|------|-----|-----|-----|
|                 | З                        | В     | Л     | О     | З                        | В    | Л   | О    | З                        | В    | Л     | О   | З    | В   | Л   | О   |
| <b>1-й слой</b> |                          |       |       |       |                          |      |     |      |                          |      |       |     |      |     |     |     |
| I               | -13                      | -10,5 | 0     | -7,5  | -6,5                     | -3,5 | 8,5 | -0,5 | -1,5                     | 2,5  | 13,5  | 5,5 | 425  | 196 | 57  | 218 |
| II              | -13                      | -10,5 | -13,4 | -9    | -6                       | -2,5 | 9   | -0,5 | -0,5                     | 3,5  | 14,5  | 6,5 | 238  | 105 | 26  | 102 |
| III             | -11                      | -9    | 0     | -3,5  | -3,5                     | -2   | 5   | 2    | 2                        | 5,5  | 13    | 7   | 289  | 179 | 19  | 115 |
| IV              | -9                       | -6    | -4    | -4    | -2,5                     | -0,5 | -   | 3    | 2,5                      | 5    | -     | 9   | 200  | 119 | 8   | 104 |
| V               | -18                      | -13   | -3,5  | -11,0 | -11,0                    | -5,0 | 6,0 | -3,5 | -4                       | 1,0  | 13,0  | 2,5 | 184  | 122 | 27* | 145 |
| VI              | -24,0                    | -13,0 | 0,0   | -14,0 | -15,0                    | -5,0 | 6,0 | -3,0 | -7,0                     | 1,0  | 11,5  | 5,0 | 43   | 44  | 44  | 69* |
| VII             | -                        | -6    | -     | -15   | -                        | 0,5  | -   | -1   | -                        | 3    | -     | 8   | 8    | 9   | 18  | 89  |
| VIII            | -15,5                    | -12   | -     | -11,5 | -8                       | -3   | -   | -3,5 | -1                       | 2,5  | -     | 1,0 | 189  | 109 | 3   | -   |
| <b>2-й слой</b> |                          |       |       |       |                          |      |     |      |                          |      |       |     |      |     |     |     |
| I               | -14                      | -7,5  | -1,5  | -6    | -6,5                     | -2,5 | 5   | 0    | -1                       | 2,5  | 10    | 5,5 | 121  | 73  | 63  | 156 |
| II              | -11                      | -10,5 | -1    | -6,5  | -5,5                     | -3   | 6   | 0    | -1                       | 3    | 13,5  | 6   | 124  | 55  | 28  | 91  |
| III             | -11,5                    | -9    | -1    | -5,5  | -4,5                     | -1   | 6   | 0,5  | -                        | 4    | 11    | 6   | 204  | 165 | 45  | 141 |
| IV              | -10                      | -7*   | -1*   | -6    | -3                       | 0*   | 7*  | 0,5  | 3                        | 9,5* | 11,5* | 9,5 | 58   | 18* | 14* | 53  |
| V               | -17,0                    | -     | 0,0   | -10,0 | -9,0                     | -    | 5,0 | -3   | -3,5                     | -    | 10,0  | 2,0 | 63   | 0/0 | 17  | 92  |
| VI              | -                        | -     | -1,5  | -14,5 | -                        | -    | 13* | -4,5 | -                        | -    | 10,5  | 1,5 | 7    | 0/0 | 38  | 42  |
| VII             | -                        | -9,5  | 8*    | -11   | -                        | -3,5 | 5*  | -1,5 | -                        | 3    | 15*   | 4   | 17   | 17  | 10* | 25  |
| VIII            | -11*                     | -6,5  | -1,5  | -6    | -6*                      | -0,5 | 5   | -1,5 | -1,5*                    | 4,5  | 11*   | 4,5 | 15*  | 48  | 12  | 20  |
|                 | -7,5**                   | -     | -     | -     | -2,5**                   | -    | -   | -    | 2**                      | -    | 11    | -   | 22** | -   | -   | -   |

Примечание. См. примечание к табл. 1 (5.2.1).

Таблица 3 (5.2.1)

Средние многолетние для центральных месяцев сезонов значения температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ) на нижней границе облаков нижнего яруса (по Л. С. Дубровиной [7] с округлением)

| Пункт зондирования | Январь | Апрель | Июль | Октябрь | Пункт зондирования  | Январь | Апрель | Июль | Октябрь |
|--------------------|--------|--------|------|---------|---------------------|--------|--------|------|---------|
| Архангельск        | -10    | -4     | 5    | -1      | Куйбышев            | -9     | -2     | 7    | -2      |
| Ленинград          | -7     | -2     | 9    | 1       | Волгоград           | -6     | 0      | 8    | 0       |
| Рига               | -5     | -1     | 10   | 2       | Актюбинск           | -8     | -3     | 6    | 4       |
| Минск              | -6     | -3     | 9    | 1       | Ашхабад             | -2     | 4      | —    | 3       |
| Москва             | -8     | -4     | 8    | 0       | Алма-Ата            | -7     | -1     | 2    | 3       |
| Харьков            | -5     | 0      | 9    | 0       | Ташкент             | -4     | 3      | —    | 2       |
| Киев               | -7     | -1     | 10   | 2       | Свердловск          | -12    | -3     | 9    | -3      |
| Львов              | -7     | -2     | 9    | 2       | Омск                | -12    | -5     | 8    | -7      |
| Ростов-на-Дону     | -4     | 2      | 14   | 2       | Новосибирск         | -14    | -5     | 8    | -6      |
| Минеральные Воды   | -5     | 0      | 8    | 4       | Красноярск          | -16    | -6     | 8    | -7      |
| Краснодар          | -2     | 2      | —    | 3       | Чита                | —      | -9     | 6    | -8      |
| Одесса             | -4     | 1      | —    | 4       | Иркутск             | -16    | -5     | 8    | -5      |
| Тбилиси            | -2     | 1      | 7    | 4       | Хабаровск           | —      | -5     | 12   | -3      |
| Ереван             | -7     | -2     | —    | -1      | Владивосток         | —      | 0      | 16   | —       |
| Баку               | -1     | 3      | —    | 6       | Николаевск-на-Амуре | —      | —      | —    | —       |
| Казань             | -9     | -1     | 8    | 0       | Якутск              | —      | -10    | 8    | -14     |

с годовым ходом среднемесячных значений  $\bar{T}_{\text{нг}}$  для районов Украины на рис. 2 (5.2.1) [8]. Различия, как мы видим, сравнительно невелики и не выходят за пределы среднеквадратического отклонения месячных значений  $T_{\text{нг}}$  от среднего многолетнего значения  $\bar{T}_{\text{нг}}$ .

Табл. 3 (5.2.1) содержит данные о средних многолетних значениях  $\bar{T}_{\text{нг}}$  для центральных месяцев сезона по 32 пунктам СССР.

Данные о средних месячных значениях  $\bar{T}_{\text{нг}}$  позволяют оценить и другие статистические характеристики повторяемости температуры облаков. Так, по сравнительно простой номограмме (рис. 3 (5.2.1)) можно, зная  $\bar{T}_{\text{нг}}$ , легко найти значения повторяемости  $n$  температур не ниже заданного значения  $T_n$  или определить интервалы температуры  $T_N - T_n$ , внутрь которых попадает  $N - n$  (%) наблюдавшихся значений  $T_{\text{нг}}$ . Приведенная номограмма спрямляет аналогичную номограмму Дубровиной [7],

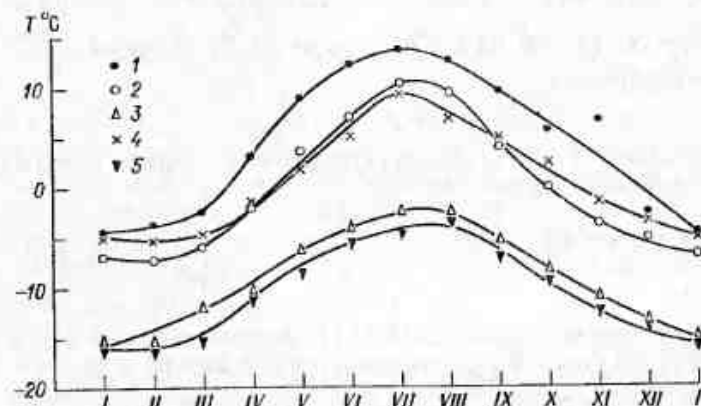


Рис. 2 (5.2.1). Годовой ход средней температуры на нижней границе облаков для Украины.

1 — Ст (3,5  $^{\circ}\text{C}$ ), 2 — Сс (4,5  $^{\circ}\text{C}$ ), 3 — Ас (6,0  $^{\circ}\text{C}$ ), 4 — Нв (5,0  $^{\circ}\text{C}$ ) и 5 — Аз (7,0  $^{\circ}\text{C}$ ). В скобках указаны средние значения среднеквадратичных отклонений от средних многолетних значений.

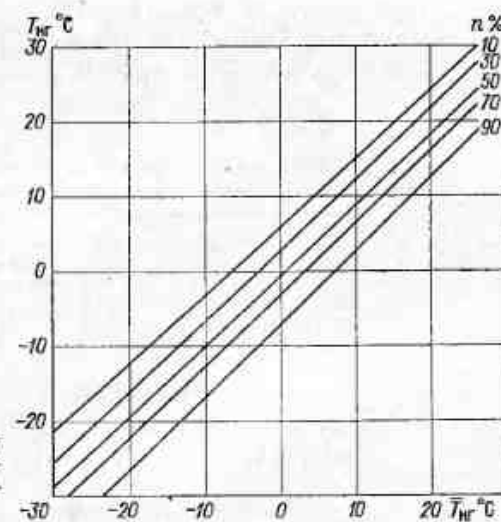


Рис. 3 (5.2.1). Номограмма для определения квантилей распределения  $T_{\text{нг}}$  по известному среднему значению  $\bar{T}_{\text{нг}}$ .



и в диапазоне  $n$  от 10 до 90 % найденные по рис. 3 (5.2.1) значения  $T_n$  отличаются от значений, найденных по диаграмме Дюбуа-Ройной не более чем на 0,5 °C. Значения  $T_n$  связаны с  $\bar{T}_{нг}$  простым соотношением

$$T_n = A_n + B_n \bar{T}_{нг}, \quad (1)$$

где константы  $A_n$  и  $B_n$ , соответствующие  $n$  %-ным квантилям  $T_n$ , имеют следующие значения:

|          |       |       |       |       |      |
|----------|-------|-------|-------|-------|------|
| $n$ %    | 10    | 30    | 50    | 70    | 90   |
| $A_n$ °C | 5,7   | 2,7   | -0,7  | -3,3  | -7,2 |
| $B_n$    | 0,952 | 0,943 | 0,943 | 0,950 | 0,98 |

Из номограммы (рис. 3 (5.2.1)) и соотношения (1) следует, что в 80 % случаев  $T_{нг}$  отклоняется от своего среднего многолетнего значения  $\bar{T}_{нг}$  не более чем на 7—8 °C, а в половине случаев не более чем на 3—4 °C.

Высота нижней границы и  $T_{нг}$  в среднем несколько меняются в зависимости от расслоенности облачности, т. е. от того, сколько насчитывается облачных слоев. Степень такого влияния иллюстрируется данными, приведенными в табл. 1 и 2 (5.2.1), а также табл. 4 (5.2.1), в которой на примере Москвы можно видеть, как различаются средние значения температуры у границ облаков для однослойной облачности и для 1-го и 2-го слоев двуслойной облачности. Соответствующим образом меняются и  $T_{вг}$  (см. табл. 4 (5.2.1)) и высота слоев  $H_{нг}$  и  $H_{вг}$  (см. рис. 1 (4.4.2.1)).

Таблица 4 (5.2.1)

Средняя температура (°C) на нижней границе облаков типа St, Sc (Москва) [4, 5]

| Холодное полугодие            |             | Теплое полугодие |            |
|-------------------------------|-------------|------------------|------------|
| $\bar{T}$                     | $\sigma T$  | $\bar{T}$        | $\sigma T$ |
| <b>Однослойная облачность</b> |             |                  |            |
| Нижняя граница (НГ)           | -8,6   5,0  | 0,1   5,8        |            |
| Верхняя граница (ВГ)          | -11,0   4,7 | -2,0   5,5       |            |
| <b>Двуслойная облачность</b>  |             |                  |            |
| НГ 1-го слоя                  | -4,8   3,6  | 3,5   5,2        |            |
| ВГ 1-го слоя                  | -5,9   3,5  | 1,9   5,4        |            |
| НГ 2-го слоя                  | -8,5   4,5  | -0,7   5,5       |            |
| ВГ 2-го слоя                  | -10,3   4,8 | -2,7   5,2       |            |

Однослойная облачность

|                      |             |            |
|----------------------|-------------|------------|
| Нижняя граница (НГ)  | -8,6   5,0  | 0,1   5,8  |
| Верхняя граница (ВГ) | -11,0   4,7 | -2,0   5,5 |

Двуслойная облачность

|              |             |            |
|--------------|-------------|------------|
| НГ 1-го слоя | -4,8   3,6  | 3,5   5,2  |
| ВГ 1-го слоя | -5,9   3,5  | 1,9   5,4  |
| НГ 2-го слоя | -8,5   4,5  | -0,7   5,5 |
| ВГ 2-го слоя | -10,3   4,8 | -2,7   5,2 |

Здесь следует подчеркнуть, что параметры 1-го от поверхности Земли слоя облачности (вне зависимости от того, есть ли выше еще облака или нет) и 2-го слоя различаются не столь существенно (см. табл. 1 и 2 (5.2.1) и рис. 1 и 2 (5.2.1)). Если же сравнивать параметры 1-го слоя для однослойной и двуслойной облачности, то по данным Девятовой для облаков района Москвы [4, 5], как видно из табл. 4 (5.2.1), различия становятся более существенными. Это означает, что в среднем облака нижнего яруса в случае однослойной облачности располагаются несколько выше, чем в случае многослойной облачности.

Обнаруживается определенная связь температуры вблизи облачных границ также и с барическим полем. Так, в тыловой части циклона и в передней части антициклона  $T_{нг}$  и  $T_{вг}$  в среднем на 1—2 °C ниже соответствующей температуры в передней части циклона и в тыловой части антициклона, о чем свидетельствует табл. 5 (5.2.1), построенная по данным дневных наблюдений в районе Москвы.

Таблица 5 (5.2.1)

Средние за дневной срок значения температуры (°C) на нижней и верхней границах облаков нижнего яруса St и Sc в различных частях барических образований (Москва)

| Сезон | Граница | Тыл. циклона, передняя часть антициклона |               | Передняя часть циклона, тыл антициклона |               | $T_2 - T_1$ °C |
|-------|---------|--|---------------|---|---------------|----------------|
|       |         | $T_1$ °C                                 | Число случаев | $T_2$ °C                                | Число случаев |                |
| Зима  | НГ      | -9                                       | 134           | -7                                      | 158           | 2              |
|       | ВГ      | -11                                      | 138           | -9                                      | 157           | 2              |
| Весна | НГ      | -5                                       | 66            | -4                                      | 62            | 1              |
|       | ВГ      | -8                                       | 68            | -7                                      | 55            | 1              |
| Лето  | НГ      | 6  | 64            | 10                                      | 30            | 4              |
|       | ВГ      | 2  | 66            | 6                                       | 30            | 4              |
| Осень | НГ      | -2                                       | 146           | -1                                      | 94            | 1              |
|       | ВГ      | -5                                       | 154           | -3                                      | 92            | 2              |

## 5.2.2. Облака среднего яруса

На примере Украины видно (см. рис. 2 (5.2.1)), что годовой ход  $T_{нг}$  для облаков среднего яруса подобен ходу  $T_{нг}$  для облаков нижнего яруса. Однако здесь средние квадратические отклонения температуры от средних многолетних значений за эти месяцы в 1,5—2 раза выше (см. значения  $\sigma$ , приведенные в скобках в подписи к упомянутому рисунку). Это связано с большей

амплитудой колебания высоты границ облаков среднего яруса. Средние многолетние значения  $T_{нг}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) облаков среднего яруса для различных пунктов СССР приведены в табл. 1 (5.2.2).

Таблица 1 (5.2.2)

Средние многолетние значения температуры  $T_{нг}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) облаков среднего яруса для центральных месяцев сезонов по [7] (с округлением до  $1^{\circ}\text{C}$ )

| Пункт зондирования | Январь | Апрель | Июль | Октябрь | Пункт зондирования  | Январь | Апрель | Июль | Октябрь |
|--------------------|--------|--------|------|---------|---------------------|--------|--------|------|---------|
| Архангельск        | -20    | -14    | -6   | -12     | Куйбышев            | -20    | -11    | -5   | -13     |
| Ленинград          | -18    | -11    | -6   | -10     | Волгоград           | -18    | -10    | -5   | -10     |
| Рига               | -19    | -13    | -4   | -10     | Актюбинск           | -17    | -12    | -4   | -14     |
| Минск              | -17    | -13    | -4   | -10     | Ашхабад             | -14    | -7     | -    | -4      |
| Москва             | -18    | -13    | -5   | -12     | Алма-Ата            | -19    | -14    | -6   | -16     |
| Харьков            | -16    | -10    | -5   | -12     | Ташкент             | -16    | -8     | -    | -13     |
| Київ               | -19    | -10    | -5   | -8      | Свердловск          | -20    | -12    | -5   | -14     |
| Львов              | -16    | -11    | -5   | -8      | Омск                | -18    | -12    | -3   | -14     |
| Ростов-на-Дону     | -15    | -10    | -4   | -8      | Новосибирск         | -21    | -17    | -5   | -17     |
| Минеральные Воды   | -18    | -11    | 0    | -11     | Красноярск          | -25    | -16    | -5   | -16     |
| Краснодар          | -15    | -9     | -2   | -8      | Чита                | -      | -18    | -4   | -19     |
| Одесса             | -15    | -9     | -5   | -9      | Иркутск             | -31    | -19    | -4   | -17     |
| Тбилиси            | -15    | -10    | 1    | -8      | Хабаровск           | -28    | -15    | -2   | -14     |
| Ереван             | -16    | -11    | -    | -20     | Владивосток         | -      | -      | -2   | -       |
| Баку               | -14    | -6     | -    | -4      | Николаевск-на-Амуре | -      | -16    | -2   | -       |
| Казань             | -16    | -10    | -4   | -11     | Иркутск             | -      | -      | -    | -19     |

О сезонном ходе квантилей распределения температур на нижней границе облаков среднего яруса можно судить по табл. 2 (5.2.2). Здесь, как и в п. 5.2.1, наиболее достоверны медианные значения  $T_{50}$ , значения же на краях распределения  $T_{10}$  и  $T_{90}$  больше подвержены влиянию случая и недостаточной статистики.

О влиянии барических образований на  $T_{нг}$  облаков среднего яруса можно судить по табл. 3 (5.2.2), составленной по дневным наблюдениям в Москве.

Как и  $T_{нг}$  облаков нижнего яруса, температура на нижней границе облаков среднего яруса в среднем на  $2-3^{\circ}\text{C}$  выше в передней части циклонов и в тыловой части антициклонов по сравнению с тыловой частью циклонов и передней частью антициклонов.

Таблица 2 (5.2.2) Сезонные квантили (10, 50 и 90 %) распределения температуры на нижней границе  $A_c$ ,  $A_s$  для разных регионов СССР

| Регион   | $T_{10}^{\circ}\text{C}$ |        |       |       | $T_{50}^{\circ}\text{C}$ |        |      |       | $T_{90}^{\circ}\text{C}$ |      |     |      | $N$ |     |     |     |
|----------|--------------------------|--------|-------|-------|--------------------------|--------|------|-------|--------------------------|------|-----|------|-----|-----|-----|-----|
|          |                          |        |       |       |                          |        |      |       |                          |      |     |      |     |     |     |     |
|          | З                        | В      | Л     | О     | З                        | В      | Л    | О     | З                        | В    | Л   | О    | З   | В   | Л   | О   |
| 1-й слой |                          |        |       |       |                          |        |      |       |                          |      |     |      |     |     |     |     |
| I        | -28                      | -23,5  | -11   | -19   | -19                      | -10,5  | -2,5 | -7    | -11                      | -1,5 | 3   | -1   | 176 | 248 | 194 | 192 |
| II       | -28,5                    | -22    | -19   | -20   | -17,5                    | -11    | -2   | -9,5  | -8,5                     | -2   | 4   | -1,5 | 225 | 285 | 205 | 234 |
| III      | -24,5                    | -16,5  | -10   | -19,5 | -13                      | -6,5   | -0,5 | -8    | -4,5                     | -0,5 | 4,5 | -1   | 413 | 299 | 202 | 402 |
| IV       | -24                      | -15    | -9,5  | -16   | -12,5                    | -4,5   | 0    | -5,5  | -6                       | -4,5 | 7   | 3,5  | 173 | 187 | 95  | 135 |
| V        | -27,0                    | -23,0  | -12,0 | -24,0 | -18,0                    | -11,0  | -3,0 | -11,5 | -10,5                    | -2,0 | 2,5 | -2,5 | 290 | 221 | 338 | 261 |
| VI       | -35,0                    | -26,5  | -14,0 | -26,0 | -25,0                    | -17,0  | -4,5 | -15,0 | -16,5                    | -8,0 | 2,0 | -3,0 | 197 | 151 | 141 | 161 |
| VII      | -36*                     | -30    | -14   | -22   | -24,5                    | -16    | -2   | -12   | -19*                     | -5   | 5   | -0,5 | 29* | 35  | 46  | 34  |
| VIII     | -26,5                    | -24    | -12,5 | -24   | -12,5                    | -11,5  | -5   | -12,5 | -9                       | -2   | 1,5 | -3,5 | 283 | 203 | 30  | 216 |
| 2-й слой |                          |        |       |       |                          |        |      |       |                          |      |     |      |     |     |     |     |
| I        | -27                      | -22,5  | -13   | -21   | -16,5                    | -11    | -3,5 | -9,5  | -8                       | -4   | 2   | -1,5 | 417 | 321 | 431 | 474 |
| II       | -28                      | -23    | -12   | -22   | -17,5                    | -12    | -4,5 | -10,5 | -7                       | -4   | 1   | -3   | 486 | 352 | 297 | 402 |
| III      | -26                      | -20,5  | -11,5 | -19   | -15                      | -10    | -4   | -7,5  | -5,5                     | -2   | 3,5 | -1   | 802 | 611 | 429 | 621 |
| IV       | -25,5                    | -19    | -11,5 | -18   | -13                      | -9     | -2   | -6,5  | -5,5                     | -1   | 5   | 2    | 206 | 205 | 85  | 182 |
| V        | -28,5                    | -29    | -13   | -24,0 | -18,5                    | -14    | -3,5 | -12,0 | -9,5                     | -4,5 | 2   | -3,0 | 327 | 254 | 353 | 383 |
| VI       | -36,0                    | -26    | -13,0 | -27,5 | -24,5                    | -13,5  | -4   | -15,5 | -16,0                    | -6,5 | 2,5 | -5,0 | 161 | 212 | 268 | 277 |
| VII      | -29,5*                   | -29,5* | -12   | -21   | -                        | -15,5* | -0,5 | -4,5  | -                        | -4*  | 5,5 | 5    | -   | 21* | 49  | 21  |
| VIII     | -27                      | -23    | -15   | -24   | -17,5                    | -12,5  | -8,5 | -14,5 | -8,5                     | -3   | -1  | -5   | 193 | 186 | 39  | 107 |

Примечание. Звездочкой обозначены результаты измерений в утренние сроки.

Таблица 3 (5.2.2)

Средние за дневной срок значения температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ) на нижней и верхней границах облаков среднего яруса в различных барических образованиях (Москва)

| Сезон | Граница | Тыл циклона, передняя часть антициклона |               | Передняя часть циклона, тыл антициклона |               | $T_2 - T_1, ^{\circ}\text{C}$ |
|-------|---------|---|---------------|---|---------------|-------------------------------|
|       |         | $T_1, ^{\circ}\text{C}$                 | Число случаев | $T_1, ^{\circ}\text{C}$                 | Число случаев |                               |
| Зима  | НГ      | -21                                     | 33            | -19                                     | 83            | 2                             |
|       | ВГ      | -23                                     | 28            | -22                                     | 69            | 1                             |
| Весна | НГ      | -16                                     | 23            | -14                                     | 60            | 2                             |
|       | ВГ      | -18                                     | 27            | -15                                     | 45            | 3                             |
| Лето  | НГ      | -8                                      | 39            | -4                                      | 45            | 4                             |
|       | ВГ      | -9                                      | 35            | -7                                      | 36            | 2                             |
| Осень | НГ      | -12                                     | 45            | -13                                     | 71            | -1                            |
|       | ВГ      | -16                                     | 44            | -14                                     | 63            | 2                             |

### 5.2.3. Облака верхнего яруса

Статистика результатов измерений температуры облаков верхнего яруса сравнительно мала. Тем не менее сотни измерений [9,

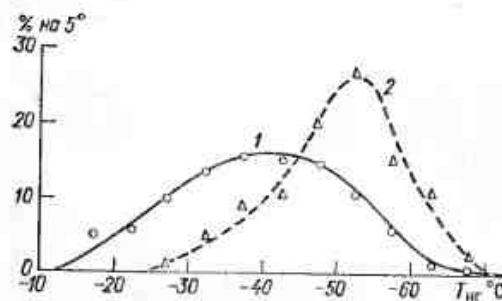


Рис. 1 (5.2.3). Плотность повторяемости значений температуры на нижней границе облаков верхнего яруса ( $T_{\text{НГ}}$ ) в разных географических районах.

1 — ЕТС (322 измерения) [9], 2 — Индия (262 измерения) [30].

16, 30, 35] свидетельствуют о том, что разброс  $T_{\text{НГ}}$  не столь уж велик (рис. 1 (5.2.3)). Температура на нижней границе облаков в умеренных широтах Европейской территории СССР в основном (80 % случаев) заключена в пределах  $-25 \dots -55^{\circ}\text{C}$ , причем на интервал  $-30 \dots -50^{\circ}\text{C}$  приходится 60 % всех случаев (рис. 2 (5.2.3)). Распределение  $T_{\text{НГ}}$  над Англией [33] в целом хорошо согласуется с результатами измерений над ЕТС. В более южных широтах (Индия) [30] максимальная повторяемость  $T_{\text{НГ}}$

приходится на интервал  $-45 \dots -55^{\circ}\text{C}$  (47 %). Понижение  $T_{\text{НГ}}$  по направлению к экватору связано с известным увеличением средней высоты облаков (см. главу 4). Вероятно, существенно и то, что в низких широтах облака верхнего яруса образуются чаще всего при развитии мощных Сб, а не в результате циклонической деятельности, как в средних и высоких широтах.

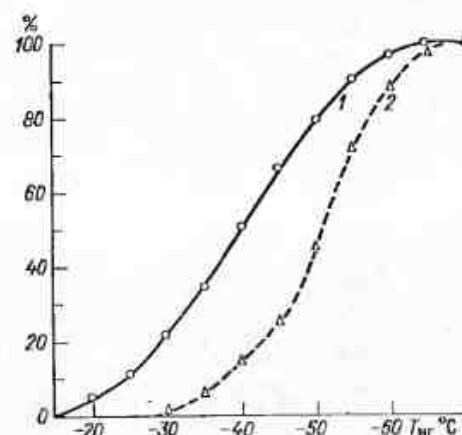


Рис. 2 (5.2.3). Накопленная повторяемость (%) значений температуры на нижней границе облаков верхнего яруса ( $T_{\text{НГ}}$ ) в разных географических районах.

Усл. обозначения см. рис. 1 (5.3.3).

## 5.3. Температура на верхней границе облаков

### 5.3.1. Облака нижнего яруса

Температура на верхней границе облаков  $T_{\text{ВГ}}$  нижнего яруса и среднем сравнительно мало (на  $1-4^{\circ}\text{C}$ ) отличается от  $T_{\text{НГ}}$  для облаков типа St, Sc и на  $5-10^{\circ}\text{C}$  для Ns. Разница температур ( $\Delta T = \bar{T}_{\text{НГ}} - \bar{T}_{\text{ВГ}}$ ) определяется почти полностью толщиной облаков, ибо в среднем градиент температуры в облаке колеблется в сравнительно небольших пределах (см. п. 5.5).

Пример годового хода  $\bar{T}_{\text{ВГ}}$  для облаков над территорией Украины приведен на рис. 1 (5.3.1). Здесь же (в подписи в скобках) указаны и средние значения стандартных отклонений температуры  $\sigma$  от среднемесячных многолетних значений  $\bar{T}_{\text{ВГ}}$ .

В табл. 1 (5.3.1) приведены сезонные медианные значения температуры  $T_{50}$  на верхней границе первого от Земли слоя облаков St, Sc по восьми выделенным регионам СССР. Как видно, сезонный ход  $T_{50}$  довольно значителен и составляет для разных районов  $10-15^{\circ}\text{C}$ . Географические же различия для территории СССР особенно заметны зимой и осенью, когда они доходят до



10 °С, и сравнительно невелики летом, когда они не превосходят 5 °С.

При определении  $T_{50}$  наблюдения в утренние и послеполуденные сроки включались в общую статистику. Учет только утренних

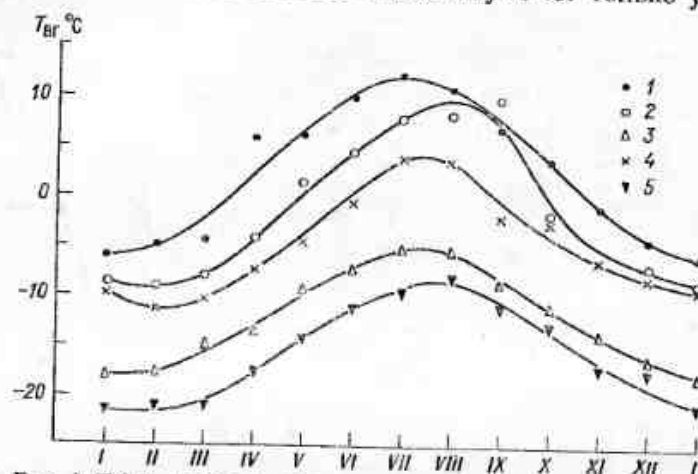


Рис. 1 (5.3.1). Годовой ход средней температуры на верхней границе облаков ( $T_{вг}$ ) над территорией Украины.  
1 — St (3,5 °С), 2 — Sc (4,5 °С), 3 — Ac (6,5 °С), 4 — Ns (5,5 °С), 5 — As (8,0 °С).

или только вечерних сроков сдвигал  $T_{50}$  по сравнению с приведенными в табл. 1 (5.3.1) обычно не более чем на 1 °С. Соответствующие средние значения  $\bar{T}_{вг}$  отличаются от приведенных значений

Таблица 1 (5.3.1)

Сезонные медианные значения температуры  $T_{50}$  (°С) на верхней границе первого от земли слоя облаков St, Sc для восьми регионов СССР (в скобках указано число измерений)

| Регион | Лето          | Осень       | Зима        | Весна      |
|--------|---------------|-------------|-------------|------------|
| I      | 5 (342)       | -2 (1023)   | -8 (1113)   | -6 (512)   |
| II     | 4,5 (185)     | -4 (811)    | -9 (1248)   | -6 (476)   |
| III    | 7 (187)       | -0,5 (1168) | -5,5 (1682) | -4 (865)   |
| IV     | 5 (66)        | 1,5 (203)   | -3 (430)    | -2,5 (188) |
| V      | 6,5/3,5 (259) | -7,0 (663)  | -6,5 (532)  | -6,5 (304) |
| VI     | 5,0 (161)     | -7,0 (265)  | 17,0 (90)   | -8,5 (149) |
| VII    | 11,5* (82*)   | 2 (32)      | -14* (16*)  | -4 (32)    |
| VIII   | 5,5 (55)      | -7,5 (248)  | -9 (329)    | -4,5 (192) |

Примечание. Звездочкой отмечены результаты наблюдений только в утренние сроки.

$T_{50}$  также обычно не более чем на 1 °С (сравните табл. 1 и 2 (5.3.1)). Значения  $\bar{T}_{вг}$ , рассчитанные по данным наблюдений в утренние и вечерние сроки, и соответствующие стандартные отклонения приведены в табл. 2 (5.3.1). Отклонения различных квантилей повторяемости температуры  $T_n$ , (в  $n$  (%) случаев  $T < T_n$ ) от медианного значения  $T_{50}$  практически пропорциональны стандартному отклонению  $\sigma$ .

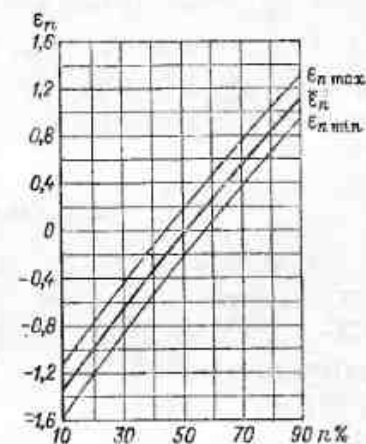


Рис. 2 (5.3.1). Средние относительные (в долях  $\sigma$ ) отклонения  $n$  %-ной квантили температуры у верхней границы облаков нижнего яруса ( $\epsilon_n$ ) от медианного значения  $T_{50}$ .

Тонкие кривые ограничивают возможный разброс  $\epsilon_n$  для разных регионов СССР вокруг  $\epsilon_n$ .

Среднее значение отношения  $\bar{\epsilon}_n = (T_n - T_{50})/\sigma$  приведено на рис. 2 (5.3.1). На крыльях распределения ( $n < 10\%$  и  $n > 90\%$ ) разброс значений  $T_{вг}$  становится значительным и вместе с тем вероятность ошибочных измерений (за счет неправильного опре-

Таблица 2 (5.3.1)

Средние сезонные значения температуры  $\bar{T}_{вг}$  (°С) на верхней границе первого от Земли слоя облаков St, Sc (числитель) и соответствующие стандартные отклонения  $\sigma_T$  (°С) (знаменатель) для утренних и вечерних сроков наблюдений

| Регион | Утренний срок |       |       |       | Вечерний срок |       |       |       |
|--------|---------------|-------|-------|-------|---------------|-------|-------|-------|
|        | Лето          | Осень | Зима  | Весна | Лето          | Осень | Зима  | Весна |
| I      | 6/6           | 1/6   | -8/5  | -5/6  | 3/5           | -3/6  | -8/5  | -6/6  |
| II     | 6/5           | -4/7  | -10/5 | -6/6  | 4/5           | -1/6  | -5/5  | -6/6  |
| III    | 9/5           | 0/6   | -6/5  | -3/7  | 5/6           | -1/5  | -5/5  | -4/6  |
| IV     | 5/3           | 1/5   | -4/5  | -3/6  | 8/3           | 1/5   | -3/5  | -2/5  |
| V      | 8/5           | -6/7  | -11/5 | -5/6  | 5/5           | -5/6  | -10/5 | -6/6  |
| VI     | 7/5           | -5/7  | -16/6 | -6/7  | 7/5           | -7/7  | -15/6 | -6/6  |
| VII    | 12/4          | 2/6   | -14/6 | -6/8  | 9/5           | -2/5  | -     | -5/4  |
| VIII   | 6/6           | -8/7  | -10/6 | -5/6  | 4/5           | -7/6  | -9/5  | -6/7  |

деления формы облаков и по другим причинам) резко возрастает. Поэтому значения  $\bar{\epsilon}_n$  указаны только в диапазоне  $n$  от 10 до 90 %. Значения  $\bar{\epsilon}_n$  в разных регионах несколько колеблются около приведенной кривой  $\bar{\epsilon}_n(n)$ , но не выходят за пределы ограничивающих сверху и снизу линий. Учитывая, что  $\sigma$  составляет обычно 5–7 °C, значения  $T_n = T_{50} + \bar{\epsilon}_n \sigma$ , где  $T_{50}$  найдены по табл. 1 (5.3.1),  $\sigma$  — по табл. 2 (5.3.1), а  $\bar{\epsilon}_n$  — по рис. 2 (5.3.1), отличаются от непосредственно определенных  $T_n$  для каждого из регионов не более чем на 1–2 °C.

### 5.3.2. Облака среднего яруса

О годовом ходе  $T_{\text{вг}}$  облаков среднего яруса можно судить по данным для ряда районов Украины (табл. 1 (5.3.2), рис. 1 (5.3.1)). Число измерений в облаках As и As, по которым рассчитывались  $\bar{T}_{\text{вг}}$  и  $\sigma$ , сравнительно велико, и приведенные в табл. 1 (5.3.2) и на рис. 1 (5.3.1) данные достаточно надежны. Выделенные особо данные для фронтальных облачных систем Ns—As не столь многочисленны и относящиеся к ним значения нельзя считать статистически достаточно обеспеченными. Тем не менее они свидетельствуют о том, что в среднем фронтальные системы Ns—As распространяются до больших высот, чем обычные облака среднего яруса As и As, и в силу этого температура на их верхней границе более низкая.

Для различных регионов СССР повторяемость значений температуры на верхней границе облаков среднего яруса можно достаточно полно охарактеризовать квантилями соответствующих распределений. В табл. 2 (5.3.2) приведены значения 10, 50 и 90 %-ных квантилей, а также число измерений, по которым построены распределения  $T_{\text{вг}}$  того или иного региона в том или ином сезоне. Как видно из таблицы, облака As, As примерно с одинаковой частотой образуют 1-й, 2-й и даже 3-й от Земли облачные слои. При этом характер распределения  $T_{\text{вг}}$  меняется не очень сильно.

Среднемесячные значения отличаются от среднесезонных не более чем на 2–3 °C.

### 5.3.3. Облака верхнего яруса

Максимальная повторяемость (около 40 %) приходится на значения температуры на верхней границе облаков в средних широтах (Европейская территория СССР) —45... —55 °C, в Индии

Таблица 1 (5.3.2)  
Средняя для территории Украины температура на верхней границе облаков среднего яруса  $\bar{T}_{\text{вг}}$  (°C), стандартное отклонение единичного измерения  $\sigma$  (°C) и общее число измерений  $N$  (по Т. Н. Заболотской)

| Форма облаков | Характеристика        | I   | II  | III | IV  | V    | VI  | VII | VIII | IX  | X   | XI  | XII | Зима | Весна | Лето | Осень |
|---------------|-----------------------|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|------|-------|------|-------|
| Ac            | $\bar{T}_{\text{вг}}$ | —18 | —18 | —15 | —14 | —10  | —8  | —6  | —6   | —9  | —11 | —14 | —17 | —18  | —12   | —6   | —11   |
|               | $\sigma$              | 7,3 | 7,0 | 5,9 | 6,6 | 5,0  | 5,5 | 4,7 | 4,6  | 5,7 | 6,9 | 8,5 | 7,8 | 7,4  | 6,3   | 5,1  | 7,2   |
|               | $N$                   | 106 | 89  | 97  | 139 | 177  | 153 | 112 | 147  | 144 | 137 | 93  | 100 | 295  | 413   | 412  | 374   |
| As            | $\bar{T}_{\text{вг}}$ | —22 | —21 | —21 | —18 | —14  | —11 | —10 | —8   | —12 | —14 | —18 | —18 | —20  | —18   | —10  | —15   |
|               | $\sigma$              | 9,5 | 8,3 | 9,4 | 8,2 | 10,1 | 6,9 | 6,5 | 6,9  | 7,5 | 8,3 | 9,1 | 8,7 | 9,0  | 9,6   | 6,9  | 8,8   |
|               | $N$                   | 209 | 187 | 201 | 195 | 127  | 122 | 111 | 103  | 182 | 153 | 233 | 253 | 649  | 523   | 336  | 568   |
| Ns—As         | $\bar{T}_{\text{вг}}$ | —30 | —27 | —23 | —27 | —24  | —12 | —13 | —7   | —17 | —15 | —22 | —24 | —26  | —25   | —11  | —18   |
|               | $\sigma$              | 8,3 | 5,4 | 6,3 | 5,5 | 7,0  | 3,3 | 4,8 | 0,5  | 4,1 | 6,6 | 5,6 | 6,7 | 7,3  | 6,4   | 4,5  | 6,5   |
|               | $N$                   | 19  | 25  | 18  | 19  | 14   | 5   | 7   | 4    | 7   | 21  | 15  | 22  | 66   | 51    | 16   | 43    |

Примечание. Значения  $\bar{T}_{\text{вг}}$  округлены до 1 °C, значения  $\sigma$  — до 0,1 °C.

Сезонные квантили (10, 50, 90 %) распределений температуры на верхней границе облаков среднего яруса для разных регионов СССР

| Регион   | $T_{10}^{\circ}\text{C}$ |       |       |       | $T_{50}^{\circ}\text{C}$ |       |       |       | $T_{90}^{\circ}\text{C}$ |       |      |      | Число измерений $N$ |     |      |     |
|----------|--------------------------|-------|-------|-------|--------------------------|-------|-------|-------|--------------------------|-------|------|------|---------------------|-----|------|-----|
|          | З                        | В     | Л     | О     | З                        | В     | Л     | О     | З                        | В     | Л    | О    | З                   | В   | Л    | О   |
| 1-й слой |                          |       |       |       |                          |       |       |       |                          |       |      |      |                     |     |      |     |
| I        | -39                      | -31   | -19   | -29   | -27                      | -14   | -6,5  | -10,5 | -15                      | -5,5  | 0    | -2   | 163                 | 228 | 238  | 171 |
| II       | -35                      | -29   | -12   | -26   | -22,5                    | -14   | -5,0  | -11,5 | -10,5                    | -4    | 1    | -4   | 208                 | 267 | 176  | 195 |
| III      | -30,5                    | -25   | -13   | -21,5 | -16,5                    | -11   | -3,5  | -8    | -5,5                     | -3    | 3    | -0,5 | 334                 | 157 | 236  | 338 |
| IV       | -31                      | -25   | -11   | -18   | -17,5                    | -13   | -3,5  | -9    | -8,5                     | -4    | 4,5  | 1,5  | 142                 | 145 | 62   | 100 |
| V        | -35                      | -31   | -14,5 | -29,0 | -23                      | -16,0 | -5,0  | -15,5 | -14,5                    | -5,0  | 1,5  | -4,5 | 265                 | 192 | 267  | 233 |
| VI       | -43                      | -36,0 | -17,5 | -32,0 | -29                      | -23,0 | -8,0  | -19,0 | -18,0                    | -11,0 | -1,0 | -6,5 | 180                 | 161 | 119  | 146 |
| VII      | -41*                     | -37   | -16*  | -27   | -31,5*                   | -22   | -5*   | -14   | -22*                     | -4    | 0*   | -1   | 23*                 | 33  | 32*  | 25  |
| VIII     | -35                      | -32   | -15   | -30,5 | -24                      | -18,5 | -3,5  | -17   | -14                      | -6    | 0,5  | -7   | 244                 | 166 | 109  | 183 |
| 2-й слой |                          |       |       |       |                          |       |       |       |                          |       |      |      |                     |     |      |     |
| I        | -36                      | -30,5 | -18,5 | -28   | -22                      | -15   | -6,5  | -13   | -11,5                    | -6    | -0,5 | -4   | 387                 | 298 | 352  | 415 |
| II       | -32                      | -29   | -15   | -26   | -21                      | -15,5 | -6,5  | -13   | -10                      | -6,5  | -0,5 | -5   | 434                 | 296 | 245  | 340 |
| III      | -31,5                    | -26   | -14   | -24   | -18                      | -12,5 | -6    | -10   | -7,5                     | -4    | 0,5  | -3   | 640                 | 518 | 340  | 514 |
| IV       | -28                      | -25   | -17   | -21,5 | -16                      | -13   | -5    | -9,5  | -8                       | -4    | 5    | 0,5  | 148                 | 298 | 36*  | 140 |
| V        | -32,5                    | -28,0 | -15   | -27,5 | -22                      | -13   | -5,5  | -16   | -11,5                    | -7,3  | 0    | -6,0 | 297                 | 214 | 278  | 338 |
|          |                          |       |       |       |                          | -16,5 |       |       |                          | -5,0  |      |      |                     |     |      |     |
| VI       | -35,0                    | -31,0 | -17   | -32,0 | -24,5                    | -19,0 | -6,5  | -19   | -16,0                    | -8    | -0,5 | -8,0 | 161                 | 209 | 253  | 278 |
| VII      | -                        | -40   | -14   | -23   | -                        | -22,5 | -4,5  | -9    | -                        | -8    | 3    | 0,5  | -                   | 19  | 46*  | 17  |
| VIII     | -32,5                    | -28   | -17   | -27,5 | -21,5                    | -16,5 | -10,5 | -18   | -11                      | -6    | -3   | -6,5 | 165                 | 147 | 25   | 83  |
| 3-й слой |                          |       |       |       |                          |       |       |       |                          |       |      |      |                     |     |      |     |
| I        | -37,5                    | -32,0 | -19,5 | -24,0 | -22,0                    | -16,5 | -9,0  | -12,0 | -11,0                    | -8,0  | -1,5 | -3,5 | 173                 | 127 | 198  | 231 |
| II       | -31,5                    | -29,0 | -17,5 | -21,0 | -21,5                    | -16,0 | -7,5  | -10,0 | -11,0                    | -6,5  | -1,5 | -2,0 | 259                 | 159 | 151  | 238 |
| III      | -29,0                    | -26,0 | -18,0 | -25,0 | -19,0                    | -13,5 | -8,5  | -11,5 | -9,5                     | -5,0  | 0,0  | -4,0 | 404                 | 319 | 208  | 316 |
| IV       | -26,0                    | -23,5 | -     | -24,0 | -14,5                    | -16,5 | -     | -11,5 | -6,5                     | -7,5  | -    | -0,5 | 55                  | 47  | 10   | 69  |
| 4-й слой |                          |       |       |       |                          |       |       |       |                          |       |      |      |                     |     |      |     |
| V        | -34,5                    | -28,0 | -16,0 | -27,5 | -24,0                    | -14,5 | -7,0  | -17,0 | -12,0                    | -6,0  | -0,5 | -7,5 | 155                 | 76  | *153 | 223 |
| VI       | -43,0                    | -34,5 | -18,0 | -31,0 | -30,0                    | -20,0 | -7,5  | -19,0 | -19,0                    | -10,0 | -0,5 | -6,5 | 74                  | 117 | 180  | 177 |
| VII      | -42,0                    | -     | -11,5 | -29,0 | -27,5                    | -     | -2    | -19   | -18                      | -     | 5,6  | -6   | 90                  | 9   | 30   | 67  |
|          |                          |       |       | -27,0 | -32,0                    | -     | -     | -16   | -23                      | -     | -    | -2,5 |                     |     |      |     |
| VIII     | -34,0                    | -27,0 | -     | -29,0 | -23,0                    | -16,0 | -     | -18,0 | -11,0                    | -6,0  | -    | -6,0 | 72                  | 74  | 6    | 38  |
| 4-й слой |                          |       |       |       |                          |       |       |       |                          |       |      |      |                     |     |      |     |
| I        | -35,0                    | -30   | -18,0 | -25,0 | -24,0                    | -25,5 | -8,5  | -17,0 | -11,0                    | -10   | 0    | -6,5 | 49                  | 32  | 86   | 77  |
|          |                          | -     |       |       |                          | -     |       |       |                          | -     |      |      |                     |     |      |     |
| II       | -35,0                    | -27,5 | -14,5 | -22,0 | -18,5                    | -15   | -8,5  | -13,5 | -9,5                     | -6    | -2,5 | -6,0 | 73                  | 33  | 31   | 116 |
|          |                          | -34   | -20   |       |                          | -21,5 | -10   |       |                          | -9,5  | -5   |      |                     | 21  | 32   |     |
| III      | -30,0                    | -27,5 | -19,5 | -24,0 | -19,5                    | -15,5 | -9,5  | -14,5 | -10,5                    | -7,5  | -2,5 | -7,0 | 120                 | 116 | 80   | 111 |
| IV       | -                        | -     | -19,5 | -     | -                        | -     | -9,5  | -     | -                        | -     | -2,5 | -    | 6/3                 | 7/3 | 80   | 5/7 |
| V        | -32                      | -29,0 | -18   | -30,0 | -22,0                    | -17,0 | -8,5  | -18,5 | -12,5                    | -13,0 | -1   | -7,5 | 30                  | 29  | 63   | 96  |
|          | -29                      |       | -12   |       |                          | -5    |       |       |                          |       | 1    |      | 21                  |     | 21   |     |
| VI       | -43,0                    | -32,5 | -20,0 | -32,0 | -30,0                    | -19   | -9,0  | -17,5 | -20,0                    | -7,5  | -2,0 | -8,0 | 13                  | 35  | 47   | 62  |
|          |                          | -     |       |       |                          | -     |       |       |                          | -     |      |      | 1                   | 8   | 16   |     |
| VII      | -42                      | -     | -12   | -34,0 | -28                      | -     | -5,5  | -18,0 | -17                      | -     | 5    | -8,0 | 15                  | 2   | 10   | 23  |
|          | -                        |       | -22,5 |       | -                        | -10   |       |       |                          | -3    |      |      | 3                   | 9   | 16   |     |
| VIII     | -28,0                    | -25,0 | -10   | -     | -18,0                    | -17,5 | -5    | -     | -13,0                    | -1,0  | 6    | -    | 25                  | 20  | 10   | 7   |
|          |                          |       | -22   |       |                          | -10   |       |       |                          | -3    |      |      |                     |     | 16   | 5   |

Примечание. В числителе указаны значения, полученные по данным за утренние сроки, а в знаменателе — за вечерние сроки, когда они существенно различались.



—60...—65 °C (рис. 1 (5.3.3)). Заметное понижение  $T_{\text{вг}}$  по направлению к низким широтам (рис. 2 (5.3.3)) связано с тем, что

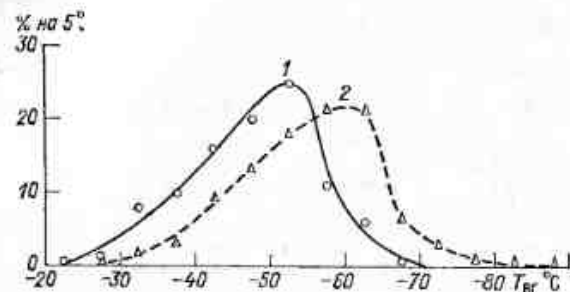


Рис. 1 (5.3.3). Плотности повторяемости значений температуры на верхней границе облаков верхнего яруса ( $T_{\text{вг}}$ ) в разных географических районах. 1 — ЕТС (287 измерений) [9], 2 — Индия (336 измерений) [30].

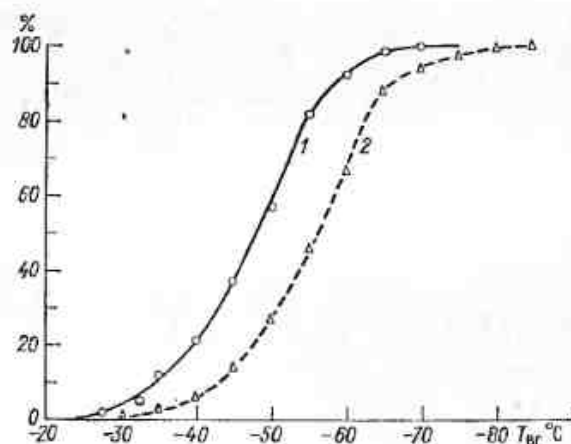


Рис. 2 (5.3.3). Накопленные повторяемости значений температуры на верхней границе облаков верхнего яруса ( $T_{\text{вг}}$ ).

Усл. обозначения см. рис. 1 (5.3.3).

в среднем высота границ облаков возрастает по направлению экватора. Как отмечалось в п. 4.4.3.3, в 10—15 % случаев верхняя граница облаков верхнего яруса расположена выше тропопазузы. Данные измерений, выполненных в Англии [35], близки к результатам, полученным над ЕТС.

### 5.3.4. Облака вертикального развития

Сведения о температурах на нижней и верхней границах  $\text{Cu}$  и  $\text{Cb}$  см. в п. 5.5.3.2.

## 5.4. Различия между температурой на границах облаков, в атмосфере на тех же высотах и у подстилающей поверхности

### 5.4.1. Различия между значениями температуры на нижней и верхней границах облаков

Разность температур на нижней и верхней границах облаков  $\Delta \bar{T} = \bar{T}_{\text{нг}} - \bar{T}_{\text{вг}}$  определяется прежде всего их толщиной и от месяца к месяцу изменяется в среднем на 1—3 °C. Таблица 1 (5.4.1) на примере территории Украины иллюстрирует годовой ход  $\Delta \bar{T}$ . В ней также указано число наблюдений, характеризующее степень статистической обеспеченности данных.

На Украине в сравнительно тонких слоистых облаках типа  $\text{St}$  среднемесячные значения  $\Delta \bar{T}$  составляют 1,5—3,0 °C, в слоисто-кучевых 2—3 °C, в высоко-кучевых 2,5—3,5 °C. В более мощных облаках типа  $\text{Ns}$ ,  $\text{Ns—As}$ ,  $\text{As}$  значения  $\Delta \bar{T}$  заключены в пределах 4,0—7,0 °C. Годовой ход  $\Delta \bar{T}$  аналогичен годовому изменению средней толщины облаков  $\bar{H}$ . Такая же аналогия проявляется и в зависимости  $\Delta \bar{T}$  от географических условий.

### 5.4.2. Различия между температурой на границах облаков и у подстилающей поверхности

При наличии облаков температура у поверхности Земли зимой в среднем примерно на 2—4 °C выше средней для этого периода температуры поверхности, а летом ниже. Для примера в табл. 1 (5.4.2) приведены для ряда пунктов средние значения температуры у поверхности Земли в дни с облачностью  $\bar{T}_3$  и во все дни вне зависимости от наличия облаков  $\bar{T}_0$  и указана их разность  $\bar{T}_0 - \bar{T}_3$ . Заметим, что разность между средней температурой у поверхности Земли, вычисленная только за ясные дни ( $\bar{T}_{\text{я}}$ ), и  $\bar{T}_0$  была бы больше на 1—2 °C.

В таблице приведены также среднемесячные значения температуры у нижней границы облаков  $\bar{T}_{\text{нг}}$  и разность  $\bar{T}_{\text{нг}} - \bar{T}_3$ , ко-

Годовой ход  $\Delta \bar{T} = \bar{T}_{\text{НГ}} - \bar{T}_{\text{ВГ}}$  над районами Украины

| Форма облаков | Характеристика   | I   | II  | III | IV  | V   | VI  | VII | VIII | IX  | X   | XI  | XII | Диапазон |
|---------------|------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|----------|
| St            | $\Delta \bar{T}$ | 1,5 | 1,6 | 2,0 | 2,1 | 2,4 | 2,0 | 1,6 | 1,8  | 2,7 | 2,1 | 8,0 | 1,7 | 1,5—3,0  |
|               | N                | 249 | 118 | 116 | 44  | 32  | 15  | 26  | 22   | 32  | 94  | 252 | 303 |          |
| Sc            | $\Delta \bar{T}$ | 2,1 | 2,0 | 2,2 | 2,4 | 2,6 | 2,6 | 2,8 | 1,9  | 2,8 | 2,3 | 2,0 | 2,0 | 2,0—3,0  |
|               | N                | 282 | 297 | 381 | 208 | 100 | 62  | 71  | 87   | 161 | 376 | 445 | 337 |          |
| Ac            | $\Delta \bar{T}$ | 2,8 | 2,5 | 3,0 | 3,6 | 2,9 | 3,3 | 2,7 | 3,2  | 2,9 | 2,7 | 2,8 | 2,8 | 2,5—3,5  |
|               | N                | 106 | 89  | 97  | 139 | 177 | 153 | 112 | 147  | 144 | 137 | 93  | 100 |          |
| Ns            | $\Delta \bar{T}$ | 4,8 | 6,1 | 5,1 | 6,4 | 6,7 | 5,8 | 6,1 | 3,8  | 7,0 | 5,2 | 4,9 | 4,5 | 4,0—7,0  |
|               | N                | 94  | 105 | 92  | 87  | 45  | 26  | 20  | 13   | 35  | 70  | 91  | 131 |          |
| As            | $\Delta \bar{T}$ | 5,6 | 5,1 | 5,8 | 6,8 | 5,7 | 5,5 | 5,0 | 4,7  | 4,6 | 4,8 | 5,1 | 5,0 | 4,5—7,0  |
|               | N                | 209 | 187 | 201 | 195 | 127 | 122 | 111 | 103  | 182 | 153 | 233 | 253 |          |

Таблица 1 (5.4.2)

Годовой ход температуры у поверхности Земли в дни с облачностью ( $\bar{T}_3$ ) и вне зависимости от облачности ( $\bar{T}_0$ ), а также температура у нижней границы слоистых и слоисто-кучевых облаков ( $\bar{T}_{\text{НГ}}$  °C)

|                                   | Я     | Ф     | М    | А    | М    | И    | И    | А    | С    | О    | Н    | Д     | Год  |
|-----------------------------------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|
| Рига                              |       |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |       |      |
| $\bar{T}_3$                       | -2,4  | -4,0  | -1,5 | 5,3  | 8,5  | 13,0 | 15,2 | 14,4 | 10,7 | 7,6  | 1,8  | 0,0   | 5,7  |
| $\bar{T}_0$                       | -4,3  | -4,1  | -1,3 | 4,9  | 11,4 | 15,5 | 17,5 | 16,0 | 11,8 | 6,7  | 1,3  | -2,9  | 6,0  |
| $\bar{T}_0 - \bar{T}_3$           | -1,9  | -0,1  | 0,2  | -0,4 | 2,9  | 2,5  | 2,3  | 1,6  | 1,1  | -0,9 | -0,5 | -2,9  | 0,3  |
| $\bar{T}_{\text{НГ}}$             | -6    | -8    | -6   | -4   | 2    | 6    | 11   | 12   | 5    | 2    | -2   | -4    | 0    |
| $\bar{T}_3 - \bar{T}_{\text{НГ}}$ | 4     | 4     | 5    | 9    | 7    | 7    | 4    | 3    | 6    | 5    | 4    | 4     | 5    |
| Свердловск                        |       |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |       |      |
| $\bar{T}_3$                       | -11,4 | -11,4 | -4,5 | 0,6  | 5,9  |      | 13,4 | 11,4 | 7,0  | 3,0  | -5,1 | -7,7  | -4,6 |
| $\bar{T}_0$                       | -16,2 | -13,1 | -7,6 | 1,6  | 9,9  |      | 17,2 | 14,6 | 8,8  | 0,4  | -7,8 | -13,5 | 0,8  |
| $\bar{T}_0 - \bar{T}_3$           | -4,8  | -1,7  | -3,1 | 1,0  | 4,0  |      | 3,8  | 3,2  | 1,8  | -2,6 | -2,7 | -5,8  | -0,5 |
| $\bar{T}_{\text{НГ}}$             | -13   | -14   | -12  | -8   | -1   |      | 7    | 5    | -3   | -4   | -10  | -11   | -5   |
| $\bar{T}_3 - \bar{T}_{\text{НГ}}$ | 2     | 3     | 7    | 9    | 7    |      | 7    | 6    | 10   | 7    | 5    | 3     | 6    |
| Актюбинск                         |       |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |       |      |
| $\bar{T}_3$                       | -8,9  | -7,2  | -8,4 | 0,8  | 11,8 | 8,1  | 13,1 | 10,9 | 7,7  | 2,0  | -4,4 | -7,5  | 1,5  |
| $\bar{T}_0$                       | -15,6 | -14,3 | -7,8 | 4,0  | 14,7 | 19,7 | 22,5 | 20,1 | 13,1 | 3,9  | 5,1  | -11,6 | 3,6  |
| $\bar{T}_0 - \bar{T}_3$           | -6,7  | -7,1  | 0,6  | 3,2  | 2,9  | 11,6 | 9,4  | 9,2  | 5,4  | 1,9  | -0,7 | -4,1  | 2,1  |
| $\bar{T}_{\text{НГ}}$             | -10   | -9    | -8   | -2   | 4    | 2    | 3    | *    | -5   | -5   | -7   | -10   | -3   |
| $\bar{T}_3 - \bar{T}_{\text{НГ}}$ | 1     | 2     | 0    | 3    | 8    | 6    | 10   |      | 13   | 7    | 3    | 2     | 4    |

\* В августе было всего лишь одно измерение (один подъем).

торая в среднем сравнительно невелика зимой (2—4 °С) (что, видимо, связано с меньшей высотой облаков и большей вероятностью наличия инверсионных слоев вблизи земной поверхности) и может достигать 10 °С и даже более в другие сезоны.

Средняя температура у верхней границы облаков той или иной формы ( $\bar{T}_{\text{вг}}$ ) также имеет отчетливый годовой ход, однако ам-

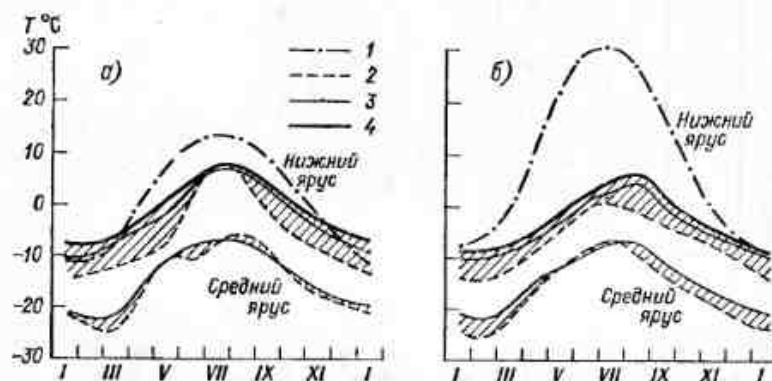


Рис. 1 (5.4.2). Годовой ход температуры в районе Москвы ночью (а) и днем (б).

1 — у поверхности Земли  $T_{\text{з}}$ ; 2 — на верхней границе облаков, открытых сверху; 3 — на верхней границе облаков, закрытых вышележащей облачностью; 4 — на верхней границе облаков без учета состояния неба сверху [7].

плитуда ее для облаков типа St, Sc, Ac, As обычно меньше амплитуды температуры подстилающей поверхности. На рис. 1 (5.4.2) приведены для примера кривые  $\bar{T}_{\text{вг}}$  для облаков нижнего и среднего ярусов над Москвой. Видно, что амплитуда колебаний  $\bar{T}_{\text{вг}}$  заметно меньше, чем  $\bar{T}_{\text{з}}$ , особенно для дневного времени.

В случаях облаков, открытых сверху (когда выше рассматриваемого слоя количество облаков не превосходит 3 баллов),  $\bar{T}_{\text{вг}}$ , как видно из рисунка, в среднем на несколько градусов ниже, чем в случаях, когда выше имеются облака.

#### 5.4.3. Различия средних значений температуры на границах облаков и температуры в атмосфере на тех же высотах

Средняя температура на границах облаков в общем несколько отличается от средней температуры воздуха на той же высоте. Из рис. 1 (5.4.3) видно, что летом над Москвой температура на

обеих облачных границах в среднем на 2—4 °С ниже средней температуры вне облака на той же высоте, а зимой — близка к ней или ниже ее на 1—2 °С.

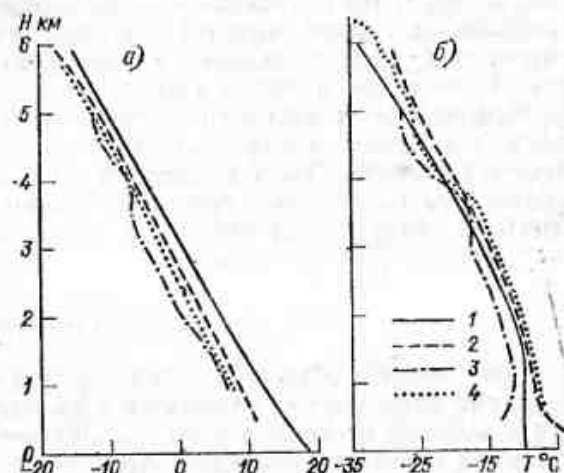


Рис. 1 (5.4.3). Вертикальное распределение средней температуры в районе Москвы летом (а) и зимой (б).

1 — в атмосфере; 2 —  $\bar{T}_{\text{нг}}$ ; 3 —  $\bar{T}_{\text{вг}}$  облаков, открытых сверху; 4 —  $\bar{T}_{\text{вг}}$  без учета состояния неба сверху [7].

### 5.5. Пространственная изменчивость температуры в облаках

#### 5.5.1. Вертикальное распределение и вертикальный градиент температуры в облаках слоистых форм и в их окрестности

##### 5.5.1.1. Методические замечания

Измерение температуры в облаках представляет собой непростую задачу. Это связано с тем, что при полете в облаках температура самолетного термометра (точнее самого термометрического тела) отличается от температуры наружного воздуха. И если учесть аэродинамического нагрева при скоростях полета, много меньших скорости звука, сравнительно прост (перегрев (°С) примерно равен  $\Delta T = \gamma u^2 / 2000$ , где  $u$  — скорость полета самолета (м/с),  $\gamma \approx 0,7 \dots 0,9$  — коэффициент восстановления), то учет испарения со смачиваемой поверхности термометрического тела требует знания коэффициента смачиваемости [11], который, как правило, неизвестен.

На сети самолетного зондирования, материалы которого используются в данной главе, полеты проводились на самолете Ли-2, скорость которого  $u \approx 55$  м/с. Аэродинамический нагрев термометрического тела при полете в ясном небе составляет при этом около 1,5 К. При полете в капельном облаке перегрев за счет испарения [11] уменьшается примерно вдвое. Если облако переохлажденное, то термометрическое тело покрывается льдом, что



также вносит неопределенность в измерения температуры наружного воздуха. Возникающая при этом ошибка имеет другой знак. Поскольку в существовавшей методике обработки данных [17] ни смачивание, ни обледенение не учитывались, ошибки при измерении температуры в облаках могли доходить до 0,5—0,7 К.

Эффекты смачиваемости и обледенения не остаются постоянными во время полета и зависят как от температуры, так и от влажности облака. Следует ожидать, что особенно сильно они меняются при пересечении облачных границ и вблизи нулевой изотермы. В связи с этим именно здесь точность определения градиента температуры понижается.

### 5.5.1.2. Стратификация температуры \*

При наличии облачных слоев температура атмосферы далеко не всегда равномерно понижается с высотой. Характер ее изменения с высотой может быть весьма различен, а повторяемость тех или иных типов стратификации (распределения температуры с высотой) зависит от формы облаков.

Из большого многообразия стратификаций температуры в облаках и вблизи них выделим три типа.\*\*

1. Начиная с некоторого уровня под облачным слоем и вплоть до некоторой высоты над ним температура непрерывно понижается.

2. Над облаком расположен слой с инверсией температуры. Иногда облако частично проникает в слой инверсии или немного не достигает его.

Высота изотермических поверхностей, как и высота верхней границы облаков, обычно несколько колеблется — они не являются ровными горизонтальными поверхностями. Это приводит к тому, что самолетные измерения вертикального распределения температуры не всегда могут быть точно сопоставлены с оценками уровня расположения верхней границы, поэтому по данным самолетного зондирования не всегда можно с уверенностью судить о деталях относительного расположения инверсии и верхней границы облаков. Сказанное оправдывает отнесение к одному типу случаев, когда по данным самолетного зондирования нижняя граница инверсии совпадает с верхней границей облаков или несколько отклоняется от нее в ту или иную сторону.

3. Слой температурной инверсии охватывает весь облачный слой, или, по крайней мере, его существенную часть.

\* Раздел подготовлен в соавторстве с Т. Н. Заболоткой.

\*\* Учитывая методические замечания, изложенные в п. 5.5.1.1, к приводимым ниже данным следует относиться как к ориентировочным, ибо ошибки с определением градиентов температуры при пересечении облачных границ могут быть значительными.

4. К отдельному типу отнесем случаи, когда один слой инверсии находится непосредственно над облаком, а другой — внутри облака.

Таблица 1 (5.5.1.2) свидетельствует о том, что только в сравнительно мощных слоях Ns и As встречаются более сложные типы вертикального распределения температуры, не входящие в четыре выделенные группы.

В табл. 1 (5.5.1.2) приведена повторяемость перечисленных типов стратификации, вычисленная на основе анализа результатов около 10 тысяч самолетных зондирований облачных слоев, выполненных над территорией Украины в период 1950—1964 гг.

Таблица 1 (5.5.1.2)

Повторяемость (%) основных типов стратификации температуры в облаках различных форм над территорией Украины

| Форма облаков | Общее число наблюдений | Тип стратификации |    |    |    |       |
|---------------|------------------------|-------------------|----|----|----|-------|
|               |                        | 1                 | 2  | 3  | 4  | Сумма |
| St            | 1262                   | 12                | 64 | 14 | 10 | 100   |
| Sc            | 2803                   | 21                | 67 | 8  | 4  | 100   |
| Ac            | 1455                   | 43                | 46 | 9  | 2  | 100   |
| Ns            | 809                    | 44                | 24 | 22 | 6  | 96    |
| Ns—As         | 176                    | 49                | 3  | 37 | 3  | 92    |
| As            | 2040                   | 64                | 23 | 11 | 1  | 99    |

Таким образом, облака нижнего яруса St и Sc — преимущественно подынверсионные (>60 % всех случаев). В облаках Ac такая стратификация встречается примерно в половине случаев, а в Ns и As — примерно в четверти случаев. В Ns и As примерно в половине случаев (40—60 %) температура непрерывно понижается с высотой, в том числе и над облаками.

Над Москвой однослойные St и Sc примерно в 90 % случаев являются подынверсионными [4, 5], причем почти в 80 % случаев нижняя граница слоя инверсии температуры практически совпадает с верхней границей облаков.

Мощность (толщина) слоя инверсии вблизи верхней границы и над ней может достигать 600 м и более, но в подавляющем большинстве случаев она составляет 100—400 м. Для упоминавшегося выше района Украины медианы распределения толщины инверсионного слоя ( $h_{50}$ ) и 90 %-ные квантили ( $h_{90}$ ) для облаков различных форм представлены в табл. 2 (5.5.1.2).

Более глубокие инверсии (большие значения  $|\gamma| = \text{grad } T$ ) присущи задерживающим слоям над облаками St, а затем (в порядке убывания  $|\gamma|$ ) Sc, Ac, As, Ns. Чем тоньше слой инверсии, тем более глубокой она может быть. Средний градиент темпера-

Таблица 2 (5.5.1.2)

50 и 90 %-ные квантили  $h_0$  (м) распределения толщины слоя инверсии над облаками разных форм

| n % | St  | Sc  | Ac  | As  | Ns  | Ns-As |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-------|
| 50  | 230 | 180 | 110 | 130 | 180 | 220   |
| 90  | 550 | 460 | 280 | 270 | 470 | 650   |

туры имеет в районе Украины следующие значения: для St и Sc  $\bar{\gamma} = -1,4 \dots -1,6^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ ; для Ac, As  $\bar{\gamma} \approx -0,9^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ ; для Ns  $\bar{\gamma} \approx -0,5^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ . Интенсивность же задерживающих слоев  $\Delta T = \gamma h$  в среднем равна около  $-5^\circ\text{C}$  для St,  $-4^\circ\text{C}$  для Sc,  $-2^\circ\text{C}$  для Ac,  $-1,5^\circ\text{C}$  для As и  $-1,3^\circ\text{C}$  для Ns. В других регионах значения  $\bar{h}$ ,  $\bar{\gamma}$  и  $\Delta T$  могут несколько отличаться от приведенных. Может также несколько отличаться от значений, приведенных в табл. 1 (5.5.1.2), и повторяемость различных типов стратификации температуры в облаках слоистых форм в других областях СССР.

#### 5.5.1.3. Вертикальный градиент температуры. Степень устойчивости температурной стратификации в облаках различных форм\*

Самолетные измерения градиента температуры в облаках представляют собой непростую задачу. Кроме причин, указанных в п. 5.5.1.1, следует отметить также, что облака обычно неоднородны, а горизонтальная скорость самолета составляет около 100 м/с, в то время как вертикальная его скорость не превосходит нескольких м/с. Следовательно, если зондирование проводится на прямолинейном участке полета, то на измеряемый градиент температуры может влиять ее горизонтальная изменчивость. Таким образом, точность определения вертикальных градиентов температуры в облаках при самолетном зондировании не могла быть высокой.

Можно ожидать, что в среднем градиент\*\*  $\gamma = -dT/dz$  в капельных облаках должен быть близок к влажноадиабатическому  $\gamma_{\text{ва}}$  (см. п. 2.1.2). Однако наличие восходящих и нисходящих упорядоченных и турбулентных потоков и вовлечение в облака более

\* Подготовлен в соавторстве с Т. Н. Заболоткой.

\*\* Напомним, что  $\gamma$  — градиент температуры в метеорологическом смысле, т. е.  $\gamma = -\text{grad } T$ .

сухого воздуха (см. п. 6.3) должны приводить к отклонению от  $\gamma_{\text{ва}}$ .

Трудности измерения градиента температуры в облаках обусловили очень малое количество опубликованных в литературе данных о нем. Сравнительно большой объем материалов, накопленных в УкрНИГМИ, включающий результаты около 10 тысяч самолетных подъемов в облаках над районами Украины, проанализирован в [8]. Найденные в [8] средние значения градиентов температуры в облачном слое  $\bar{\gamma} = (\bar{T}_{\text{вг}} - \bar{T}_{\text{нг}})/H$  представлены в табл. 1 (5.5.1.3).

Таблица 1 (5.5.1.3)

Средние значения градиентов температуры в облачном слое для различных типов стратификации в районе Украины и Молдавии

| Форма облаков | Тип стратификации |      |       |
|---------------|-------------------|------|-------|
|               | 1                 | 2    | 3     |
| St            | 0,61              | 0,66 | -0,37 |
| Sc            | 0,64              | 0,74 | -0,47 |
| Ns            | 0,51              | 0,56 | 0,30  |
| Ac            | 0,68              | 0,78 | 0,26  |
| Ns-As         | 0,56              | 0,56 | 0,08  |
| As            | 0,65              | 0,70 | 0,33  |

Напомним, что повторяемость соответствующих типов стратификаций дана в табл. 1 (5.5.1.2).

В более узких слоях внутри облака, особенно вблизи его границ, градиент температуры может заметно отличаться от среднего значения как в ту, так и в другую сторону.

О степени устойчивости атмосферы в облаках можно судить по отклонению градиента температуры от влажноадиабатического, т. е. по величине  $\Delta\gamma = \gamma - \gamma_{\text{ва}}$ . Выше говорилось о трудностях измерения градиента температуры, да и вообще температуры в облаках. Следовательно, рассчитывать на высокую точность измерения  $\Delta\gamma$  в облаках нет оснований. Однако можно думать, что при рассмотрении большого количества данных характерные значения  $\Delta\gamma$ , такие как модальные или медианные, в кривых распределения  $f(\Delta\gamma)$  определяются достаточно надежно.

Ниже рассматриваются значения  $\Delta\gamma$ , рассчитанные по средним для облачного слоя значениям  $\gamma$ . При этом  $\gamma_{\text{ва}}$  рассчитывались для средней для этого слоя температуры и давления 1000 гПа для St, 800 гПа для Sc и 600 гПа для Ns-As, Ac и As. Отклонения фактических значений  $\Delta\gamma$  от вычисленных при этих допущениях согласно [8] заведомо меньше ошибок определения реальных  $\gamma$  в облаках. Большая точность расчета не была таким образом необходимой.

Таблица 2 (5.5.1.3)

Медиана (50 %-ный квантиль) отклонения ( $^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$ ) среднего по всему слою градиента температуры от влажноадиабатического ( $\Delta\gamma = \gamma - \gamma_{\text{ад}}$ ) в облаках различных форм при разных значениях  $T_{\text{нг}}$  ( $N$  — число зондирований)

| Форма облаков | $\Delta\gamma, N$   | $T_{\text{нг}}, ^{\circ}\text{C}$ |                   |                   |                   |                   |                   |                   |                   |                   |             |
|---------------|---------------------|-----------------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------|
|               |                     | $< -10$                           | $-10 \dots -14,9$ | $-14,9 \dots -19$ | $-19 \dots -24,9$ | $-24,9 \dots -29$ | $-29 \dots -34,9$ | $-34,9 \dots -39$ | $-39 \dots -44,9$ | $-44,9 \dots -49$ | $> -49$     |
| St            | $\Delta\gamma$<br>N | 0,16<br>72                        | 0,09<br>92        | -0,02<br>159      | -0,01<br>137      | -0,06<br>35       | -0,04<br>304      | -0,01<br>137      | -0,02<br>159      | -0,06<br>35       | -0,10<br>30 |
| Sc            | $\Delta\gamma$<br>N | 0,23<br>107                       | 0,17<br>180       | 0,13<br>341       | 0,03<br>560       | 0,02<br>233       | 0,05<br>620       | 0,03<br>560       | 0,02<br>233       | 0,02<br>233       | -0,10<br>30 |
| Ac            | $\Delta\gamma$<br>N | —                                 | 0,23<br>15        | 0,16<br>106       | 0,02<br>347       | -0,02<br>206      | 0,10<br>279       | 0,02<br>347       | -0,02<br>206      | -0,07<br>84       | -0,16<br>69 |
| As            | $\Delta\gamma$<br>N | —                                 | —                 | 0,07<br>115       | -0,03<br>412      | -0,05<br>328      | -0,03<br>274      | -0,03<br>412      | -0,05<br>328      | -0,11<br>154      | -0,35<br>27 |
| Ns            | $\Delta\gamma$<br>N | 0,04<br>19                        | 0,00<br>54        | -0,08<br>124      | -0,08<br>124      | -0,13<br>33       | -0,11<br>174      | -0,08<br>85       | -0,13<br>33       | —                 | —           |
| Ns—As         | $\Delta\gamma$<br>N | —                                 | -0,01<br>14       | -0,05<br>27       | -0,07<br>14       | —                 | -0,05<br>32       | -0,07<br>14       | —                 | —                 | —           |

В табл. 2 (5.5.1.3) приведены медианные значения  $\Delta\gamma$  для облаков различных форм при разных значениях  $T_{\text{нг}}$ . Из таблицы видно, что в облаках типа St, As, Ns, Ns—As в среднем стратификация в облачном слое близка к безразличной или слабо устойчивой ( $\Delta\gamma$  составляет от 0 до  $-0,1^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$ ). В среднем только при высокой температуре проявляется некоторая неустойчивость. В группе облаков Sc и Ac, наоборот, в среднем наблюдается влажнонеустойчивая стратификация и только при очень низких температурах ( $T_{\text{нг}} < -10^{\circ}\text{C}$ ) стратификация становится в среднем влажноустойчивой.

Повторяемость неустойчивой средней по облачному слою стратификации приведена в табл. 3 (5.5.1.3). Несмотря на то, что приведенные в табл. 2 и 3 (5.5.1.3) цифры вряд ли очень точны (ошибки в них вполне могут достигать 20 %), можно с уверенностью сказать, что в облаках слоистых форм в среднем по облачному слою примерно в 25—35 % случаев стратификация близка к влажнобезразличной ( $|\Delta\gamma| < 0,1^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$ ) и примерно в 40—50 % случаев наблюдается влажнонеустойчивость для облаков типа Sc и Ac и влажноустойчивость для облаков типа St, As, Ns. В отдельных более тонких слоях внутри облака, разброс  $\Delta\gamma$  может быть значительно больше, характеризуя возможность появления как инверсий, так и сверхадиабатических градиентов.

Таблица 3 (5.5.1.3)

Повторяемость (%) неустойчивой ( $\Delta\gamma > 0$ ) стратификации в слое облаков различных форм при разных  $T_{\text{нг}}$

| Форма облаков | $T_{\text{нг}}, ^{\circ}\text{C}$ |                  |                 |                  |                   |                     |                     |                     |                     |                     |
|---------------|-----------------------------------|------------------|-----------------|------------------|-------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
|               | $> 10$                            | $10,0 \dots 5,1$ | $5,0 \dots 0,1$ | $0,0 \dots -4,9$ | $-5,0 \dots -9,9$ | $-10,0 \dots -14,9$ | $-15,0 \dots -19,9$ | $-20,0 \dots -24,9$ | $-25,0 \dots -29,9$ | $-30,0 \dots -34,9$ |
| St            | 75                                | 75               | 48              | 43               | 47                | 40                  | —                   | —                   | —                   | —                   |
| Sc            | 86                                | 82               | 70              | 60               | 57                | 55                  | 45                  | —                   | —                   | —                   |
| Ns            | 63                                | 50               | 25              | 17               | 27                | 23                  | —                   | —                   | —                   | —                   |
| Ac            | —                                 | 85               | 85              | 75               | 50                | 43                  | 40                  | 35                  | 25                  | —                   |
| As            | —                                 | —                | 67              | 43               | 43                | 36                  | 30                  | 20                  | 18                  | 3                   |

### 5.5.2. Горизонтальный градиент температуры в облаках слоистых форм

В безоблачной атмосфере в однородной воздушной массе горизонтальный градиент температуры составляет обычно около  $10^{-2}^{\circ}\text{C}/\text{км}$ , на отдельных участках вблизи фронтов  $|\text{grad } T|$  мо-



жет возрасти до  $10^{-1}^{\circ}\text{C}/\text{км}$ , а в самой фронтальной зоне протяженностью 30—60 км значения  $\text{grad } T$  в перпендикулярном к линии фронта направлении могут на коротких участках достичь и нескольких десятых градуса на километр. На расстоянии до 500 км от фронта можно встретить области повышенных горизонтальных градиентов температуры (до  $0,2^{\circ}\text{C}/\text{км}$ ) шириной порядка 20 км, вытянутые параллельно фронту.

В облаках горизонтальные градиенты температуры могут быть заметно выше, чем в безоблачной атмосфере. На коротких участках протяженностью в десятки и сотни метров, например при пересечении термических неоднородностей,  $|dT/dx|$  может достигать  $10^{\circ}\text{C}/\text{км}$  и более. Довольно больших значений, вплоть до  $2^{\circ}\text{C}/\text{км}$  горизонтальный градиент температуры достигает вблизи верхней границы облаков. По мере удаления от нее вверх или вниз на 100—200 м значение градиента уменьшается более чем вдвое. Внутри слоистообразных облаков среднее значение  $|dT/dx|$  вряд ли превосходит десятки доли градуса на 1 км.

Пространственную неоднородность в поле температур полнее характеризуют амплитуда и масштаб пульсаций температуры. В облаках слоистых форм протяженность пульсаций составляет обычно сотни метров и несколько возрастает (до 0,5—1 км) при увеличении мощности облаков. Средние значения амплитуды пульсаций колеблются от  $0,2\text{—}0,3^{\circ}\text{C}$  до  $0,8\text{—}1,0^{\circ}\text{C}$ , возрастая особенно заметно вблизи верхней границы.

Трудности надежного измерения температуры в облаках являются причиной сравнительно малого количества опубликованных данных о ее пространственной изменчивости. Не располагая надежной статистикой данных такого рода мы ограничимся приведенными оценками и характерными значениями пределов колебаний градиентов, амплитуд и масштабов пульсаций температуры в облаках слоистых форм.

### 5.5.3. Структура поля температуры в зонах кучевых и кучево-дождевых облаков

#### 5.5.3.1. Общие замечания

Значения температуры воздуха на фиксированной высоте в ясном небе вдали от облака ( $T_e$ ) и внутри него ( $T_i$ ) чаще всего не одинаковы, т. е.  $\Delta T = T_i - T_e \neq 0$ ; это означает, что облако не находится в термическом равновесии с окружающей атмосферой [12, 13]. Главной причиной этого является пространственная неоднородность полей вертикальных движений и турбулентности внутри облака и, следовательно, различия в интенсивности и характере процессов фазовых переходов воды в разных частях  $\text{Cu}(\text{Cb})$ .

В окрестностях  $\text{Cu}$  и  $\text{Cb}$  знак  $\Delta T$  зависит от того, какой из процессов превалирует: охлаждение из-за испарения попадающих

сюда облачных элементов или адиабатическое нагревание воздуха в нисходящих потоках. Процесс адиабатического охлаждения воздуха, происходящий внутри восходящих потоков, наиболее интенсивен под облаком.

Преобладающая часть данных о температуре внутри и в окрестностях  $\text{Cu}(\text{Cb})$  получена с помощью ее измерений термометрами, установленными на самолетах. Методика температурных измерений на самолетах описана в монографиях [2, 11, 23]. Отметим, что индивидуальные значения температуры в облаках чаще всего измеряются с погрешностями, превышающими  $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$ . Средние значения и спектры температуры пульсаций оцениваются с несколько большей точностью.

В последние годы для измерения температуры в облаках стали применяться ИК-радиометры. С их помощью определяется так называемая радиационная температура, т. е. температура абсолютно черного тела, излучающего в данном диапазоне длин волн такой же поток энергии, как и исследуемый участок облака. Толщина облачного слоя, формирующего принимаемый поток энергии, составляет, например, для ИК-радиометра, использовавшегося в работе [20], от десятков до 100 м или несколько более.

Приведенные ниже значения характерных параметров пульсаций температуры в облаках получены путем непосредственных измерений с помощью самолетных термометров. Некоторые данные о радиационных температурах в  $\text{Cu}$  и  $\text{Cb}$  приводятся в п. 5.5.3.5 и 5.5.3.6.

Наряду со значениями  $\Delta T$  и средними квадратическими отклонениями от них  $\sigma_{\Delta T}$ , как правило, мы будем приводить также данные о горизонтальном масштабе пульсации (возмущения)  $l$ , т. е. о длине участка, на котором сохраняется ее знак, а также об экстремальных амплитудах значений  $\Delta T$  ( $\Delta T_{\max}$ ,  $\Delta T_{\min}$ ).

При описании температурного режима  $\text{Cu}$  и  $\text{Cb}$  используются понятия о стадиях роста, стабилизации (зрелости) и распада (диссипации) облака. К первой из них относится период постепенного увеличения высоты вершины ( $H_{\text{вг}}$ ) и, следовательно, толщины облака  $H$ , ко второй — период максимального развития облака, во время которого  $H \approx H_{\max}$  и со временем меняется слабо. В стадии распада толщина облака постепенно уменьшается, поскольку прекращается конвективный подъем воздуха внутри  $\text{Cu}(\text{Cb})$ . Быстрее всего это происходит с капельной, т. е. нижней частью  $\text{Cu}(\text{Cb})$ . Такие стадии наиболее четко видны при наблюдениях за  $\text{Cb}$ . В  $\text{Cu}$ , особенно мелких, стадия «зрелости» может быть настолько кратковременной, что часто ее зафиксировать не удается.

Следует учитывать, что имеется очень мало экспериментальных данных о температуре внутри конвективных облаков. В частности, сведения о  $\Delta T(x, y, z)$  для  $\text{Cu}$  опубликованы лишь для нескольких сотен пересечений, а для  $\text{Cb}$  — для нескольких десятков. Накопленные материалы относятся к различным стадиям развития облаков, неодинаковым высотам и т. д. Кроме того, измерения ве-

лись в разное время суток, разные годы и, что особенно важно, в различных географических районах. По указанным причинам приводимые ниже количественные оценки являются ориентировочными.

### 5.5.3.2. Температура на нижней и верхней границах $Cu$ и $Cb$

На рис. 1 (5.5.3.2) и в табл. 1 (5.5.3.2) приведены данные о повторяемости  $T_{нг}$  — различных значений температуры на ниж-

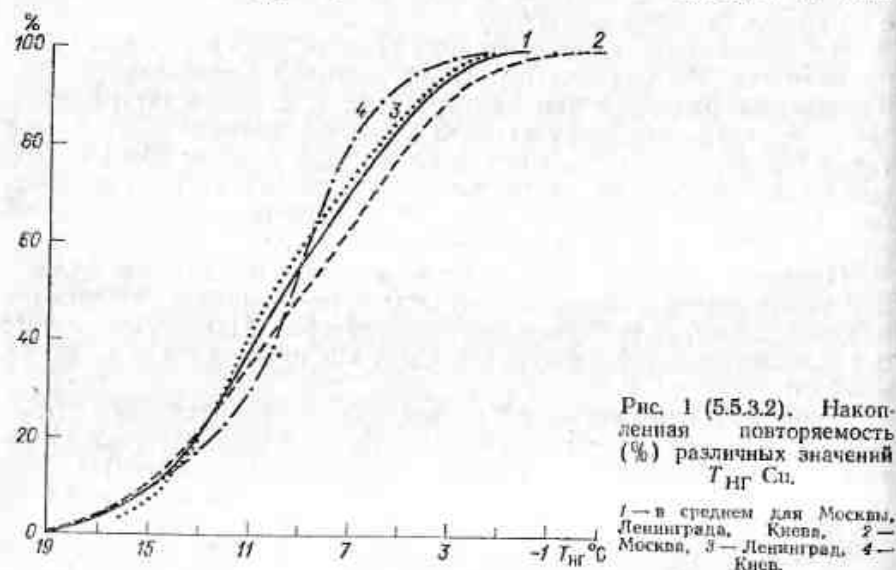


Рис. 1 (5.5.3.2). Накопленная повторяемость (%) различных значений  $T_{нг}$   $Cu$ .

1 — в среднем для Москвы, Ленинграда, Киева. 2 — Москва. 3 — Ленинград. 4 — Киев.

ней границе  $Cu$  летом без подразделения на разновидности облаков [19]. Видно, что в подавляющем большинстве случаев  $T_{нг} =$

Таблица 1 (5.5.3.2)

Значения различных квантилей температуры  $T_n$  ( $^{\circ}C$ ) на нижней границе  $Cu$  в разных районах

| Район      | Квантиль, % |      |     | Число случаев |
|------------|-------------|------|-----|---------------|
|            | 10          | 50   | 90  |               |
| Ленинград  | 14,9        | 10,0 | 4,4 | 173           |
| Москва     | 15,0        | 9,0  | 3,2 | 120           |
| Киев       | 15,2        | 9,4  | 5,7 | 42            |
| Все пункты | 15,0        | 9,6  | 4,2 | 335           |

Примечание. Квантиль  $T_n$  означает, что в  $n$  % случаев  $T_{нг} > T_n$ .

$= 3 \dots 15^{\circ}C$ . Такая закономерность выполняется не только для ЕТС, но и для всех регионов земного шара, расположенных в умеренных широтах. При этом в течение дня из-за суточного хода температуры в нижней тропосфере и особенно благодаря показанным на рис. 1 (4.4.2.4) изменениям высоты основания  $Cu$  (к полудню  $H_{нг}$  растет) колебания  $T_{нг}$  составляют  $\pm (2 \dots 3)^{\circ}C$ .

Основания  $Cb$  над ЕТС в основном располагаются на тех же высотах, что и основания  $Cu$ . В связи с этим в теплое время года, когда, как правило, и образуются кучево-дождевые облака,  $T_{нг}$   $Cb$  колеблется в том же диапазоне, что и  $T_{нг}$   $Cu$ .

Увеличение высоты нижней границы  $Cb$ , происходящее по мере продвижения с севера на юг (см. главу 4), не сопровождается существенным уменьшением  $T_{нг}$ , поскольку в этом случае рост  $H_{нг}$  компенсируется увеличением температуры у поверхности Земли, а следовательно, и в подоблачном слое.

Поскольку вертикальная мощность (толщина) облаков мелкой конвекции  $Cu_{hnp.}$ ,  $Cu_{med.}$  в подавляющем большинстве случаев не превышает 1—2 км,  $T_{вг}$  ниже, чем  $T_{нг}$ , не более чем на  $13-15^{\circ}C$ .

Это означает, что  $Cu_{hnp.}$  и даже  $Cu_{med.}$  преимущественно «теплые» облака, т. е. температура в них выше  $0^{\circ}C$ .

Верхняя половина облаков  $Cu_{cong.}$ , более мощных, чем  $Cu_{hnp.}$  и  $Cu_{med.}$ , обычно является переохлажденной. Несмотря на то, что вершины  $Cu_{cong.}$  в отличие от  $Cb$  обычно не имеют внешних признаков оледенения, в них, наряду с каплями, имеются в довольно большом количестве и ледяные кристаллы.

Как видно из табл. 2 (5.5.3.2) и рис. 2 (5.5.3.2), температура на верхней границе  $Cu_{cong.}$  более чем в половине случаев, а над Киевом даже в 85 % случаев отрицательна. В районах Ленинграда, Москвы и Киева почти в половине случаев значения  $T_{вг}$   $Cu_{cong.}$  заключены в интервале от  $-1,5$  до  $-7,5^{\circ}C$ .

Толщина кучево-дождевых облаков значительно больше толщины  $Cu_{cong.}$ , поэтому в среднем  $T_{вг}$   $Cb$  намного ниже, чем

Таблица 2 (5.5.3.2)

Значения различных квантилей  $T_n$  ( $^{\circ}C$ ) температуры на уровне верхней границы  $Cu_{cong.}$  в разных районах

| Район     | Квантиль $n$ (%) |      |       | Число случаев |
|-----------|------------------|------|-------|---------------|
|           | 10               | 50   | 90    |               |
| Ленинград | 4,0              | -3,5 | -8,7  | 62            |
| Москва    | 3,3              | -1,9 | -9,7  | 40            |
| Киев      | 0,7              | -5,9 | -15,5 | 27            |

Примечание. В  $n$  (%) случаев  $T_{вг} > T_n$ .

$T_{\text{вг}}$  Си сопг. Так, в случае Сб наибольшую повторяемость приходится на значения  $T_{\text{вг}} = -13 \dots -17^\circ\text{C}$ . Что касается наиболее низких температур, то в не столь уж редких случаях, когда об-

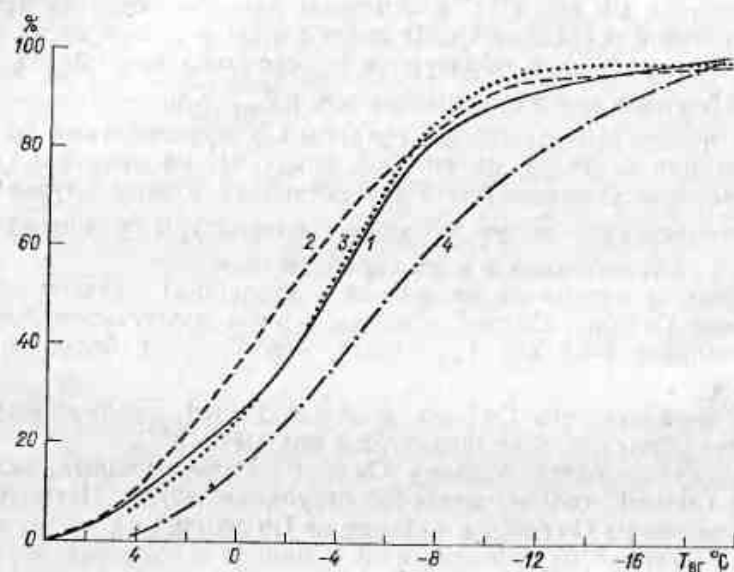


Рис. 2 (5.5.3.2). Накопленные повторяемости (%) различных значений  $T_{\text{вг}}$  Си сопг.

Усл. обозначения см. рис. 1 (5.5.3.2).

лака достигают уровня тропопавзы или «пробивают» ее,  $T_{\text{вг}}$  может в умеренных широтах составлять  $-55 \dots -60^\circ\text{C}$ , а в тропиках — даже  $-70 \dots -90^\circ\text{C}$ . Из вышеизложенного вытекает, что в подавляющем большинстве случаев от 50 до 70—80 % толщ Сб располагается выше изотермы  $0^\circ\text{C}$ . В умеренных широтах превышение верхней кромки Сб уровня нулевой изотермы чаще всего равно  $3,0 \pm 0,5$  км. Наиболее низкие температуры характерны для вершин градовых и грозных облаков, т. е. самых высоких Сб.

Значения 10, 50 и 90 %-ных квантилей  $T_{\text{вг}}$  грозных Сб приведены в табл. 3 (5.5.3.2). Температура на уровне верхней кромки Сб рассчитывалась по данным о высоте верхней границы ( $H_{\text{вг}}$  Сб на рис. 3 (5.5.3.2)) в предположении, что вертикальное распределение  $T^\circ\text{C}$  совпадает с распределением в стандартной атмосфере (ГОСТ 44401-81), т. е. в первом приближении, соответствует вертикальному профилю  $T$  на широте  $\varphi = 45^\circ 32' 33''$ .

Поскольку в среднем  $H_{\text{вг}}$  ливневых Сб на 3—3,5 км меньше, чем  $H_{\text{вг}}$  грозных облаков (см. главу 11),  $T_{\text{вг}}$  ливневых Сб на  $15\text{—}20^\circ\text{C}$  выше значений, приведенных в табл. 2 (5.5.3.2). При использовании этой таблицы следует также иметь в виду, что

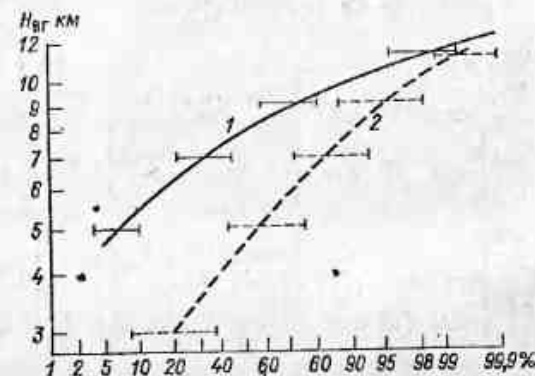


Рис. 3 (5.5.3.2). Распределение над СССР высоты верхней границы радиозвух грозных, Сб (1), а также грозных, ливневых и градовых Сб (2).

Горизонтальные отрезки — разброс вероятности тех или иных значений  $H_{\text{вг}}$  для трех районов СССР (45, 56 и  $59^\circ$  с. ш.); измерения производились в радиусе 30 км от места установки РЛС.

средние квадратические отклонения от значений  $T_{\text{вг}}$  достигают  $10\text{—}15^\circ\text{C}$ , т. е. очень значительны.

Таблица 3 (5.5.3.2)

Средние квантили  $T_{\text{вг}}$  грозных Сб над СССР

| $\varphi^\circ$ с. ш. | Квантиль п % |     |     |
|-----------------------|--------------|-----|-----|
|                       | 10           | 50  | 90  |
| 45                    | -25          | -40 | -56 |
| 56                    | -21          | -34 | -50 |
| 59                    | -18          | -31 | -47 |

### 5.5.3.3. Температура внутри Си

Конвективные облака могут состоять из нескольких конвективных ячеек, случайно расположенных (при рассмотрении большого числа случаев) относительно центральной (осевой) части облака. Для полетов метеорологических элементов внутри них, включая температуру, характерна большая пространственная, в том числе горизонтальная, неоднородность. В частности, хотя на каждом из уровней в облаке наименьшие значения отклонений температуры от окружающей  $\Delta T = T_i - T_e$  чаще всего наблюдаются на участках, прилегающих к боковым границам Си, в индивидуальных случаях так бывает не всегда. Кроме того, температура по мере удаления от границ облака изменяется не плавно, причем каждой из стадий развития облака присущи свои особенности в распределении  $\Delta T(x, y, z)$ .



Значения  $\Delta T$  сильно зависят от стратификации температуры и влажности в окружающей атмосфере [11, 13, 25]. Вообще, условия в окружающей атмосфере оказывают значительное влияние на развитие Cu cong. и Cb.

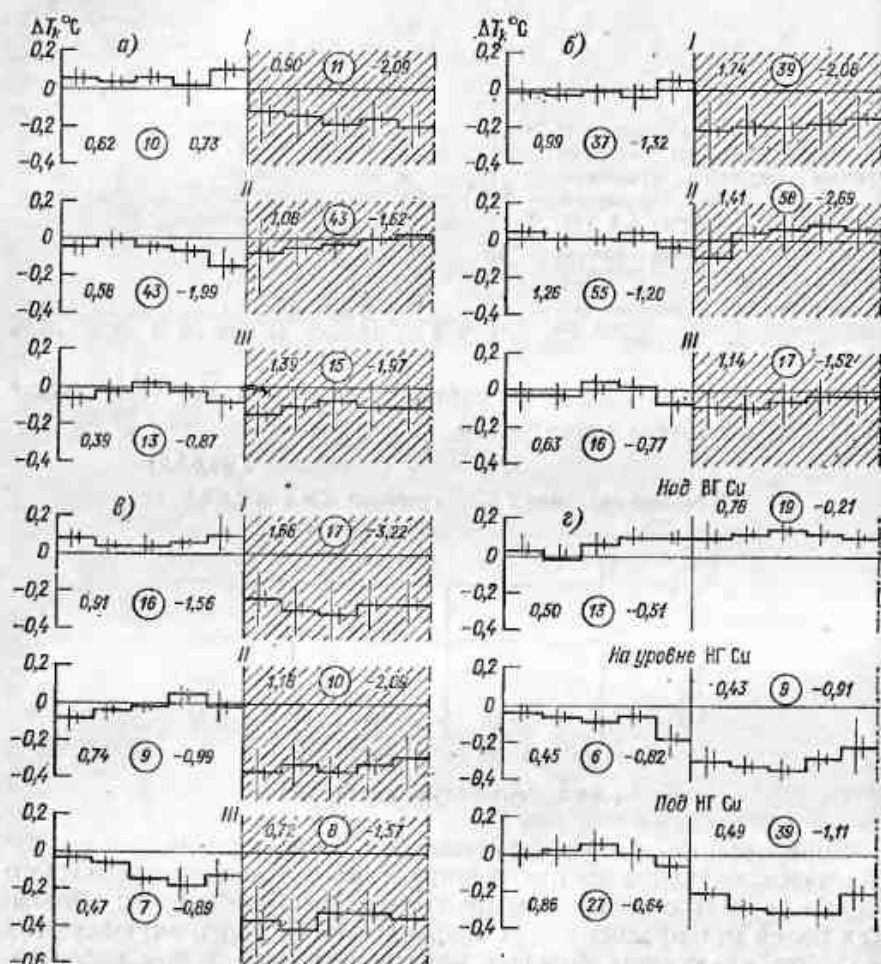


Рис. 1 (5.5.3.3). Возмущения температуры в верхней (I), средней (II) и нижней (III) трети кучевых облаков разной мощности.

а)  $H=0,5 \dots 1$  км, б)  $H=1 \dots 2$  км, в)  $H=2 \dots 3$  км. Заштрихована внутрислойная зона. В кружках указано число пересечений облака: слева от кружков указаны максимальные, а справа — минимальные значения пульсаций  $\Delta T_k$  [12].

На рис. 1 (5.5.3.3) приведены осредненные горизонтальные профили  $\Delta T_k$  в разных частях кучевого облака (в нижней, средней

и верхней трети) а также на различном удалении от центра (в плане) Си. Горизонтальный участок пересечения облака здесь делится на пять равных частей ( $\Delta T_1, \Delta T_2, \dots, \Delta T_5$ ). Участки с номерами  $k=1$  и  $k=5$  прилегают к боковым границам Си. Вертикальными отрезками по обе стороны от  $\Delta T_k$  показан среднеквадратический разброс индивидуальных значений  $\Delta T_k$ , т. е.  $\sigma_{\Delta T_k} =$

$$= \frac{\sqrt{\sum (\Delta T_{k,j} - \Delta T_k)^2}}{n-1}. \text{ Ширина каждого из участков равнялась } D_c/5, \text{ где } D_c \text{ — горизонтальный размер облака в месте его пересечения. Хотя для построения рисунка использованы результаты измерений в около- и послеполуденное время над Украиной [12],}$$

общие закономерности вертикального распределения  $\Delta T_k$ , равно как и абсолютные значения  $\Delta T_k$  и  $\sigma_{\Delta T_k}$ , в разных регионах приблизительно одинаковы [3, 29, 34, 37].

В табл. 1 (5.5.3.3) приведены данные о значениях  $\Delta T$  и  $\sigma_{\Delta T}$  внутри Си hup. и Си med. над Украиной [11].

Таблица 1 (5.5.3.3)

Характеристики пульсаций температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ) в нижней (I), средней (II) и верхней (III) третях облаков Си hup. ( $H < 1$  км) и Си med. ( $H \geq 1$  км) над Украиной

| Характеристика      | Часть облака                |       |       |                           |       |       |
|---------------------|-----------------------------|-------|-------|---------------------------|-------|-------|
|                     | I                           | II    | III   | I                         | II    | III   |
|                     | $\Delta H = 0,5 \dots 1$ км |       |       | $\Delta H = 1 \dots 2$ км |       |       |
| $\Delta T$          | -0,10                       | -0,02 | -0,17 | -0,08                     | 0,00  | -0,22 |
| $\sigma_{\Delta T}$ | 0,23                        | 0,20  | 0,25  | 0,22                      | 0,32  | 0,36  |
| $\Delta T_{k \max}$ | 1,39                        | 1,08  | 0,90  | 1,14                      | 0,41  | 1,74  |
| $\Delta T_{k \min}$ | -1,97                       | -1,62 | -2,09 | -1,52                     | -2,69 | -2,08 |
| Число пересечений   | 15                          | 43    | 11    | 17                        | 58    | 39    |

Из рис. 1 (5.5.3.3) и табл. 1 (5.5.3.3) видно, что в данном случае (измерения в основном велись в период с 10—12 до 15—17 ч местного солнечного времени) Си в среднем «холодные», поскольку  $\langle \Delta T \rangle < 0$  (угловыми скобками обозначено осреднение по всей толще облака). Аналогичный вывод приводится и в работах [6, 27, 34], в которых описаны Си тропического пояса. Вместе с тем облака, или, по крайней мере, некоторые слои внутри них, бывают и «теплыми». Так, при измерениях, описанных в [11], индивидуальные значения  $\Delta T_{k \max}$  и  $\Delta T_{k \min}$  в Си hup. и Си med. до-

стигали 1,7 и  $-2,7^{\circ}\text{C}$  соответственно. В *Cu cong.* значения  $\Delta T_{h, \max}$  и  $|\Delta T_{h, \min}|$  в 1,5–2 раза больше, чем в более мелких *Cu* [20].

Значение  $\Delta T$  зависит от стадии развития облака. Большая часть толщ растущих облаков является теплой, тогда как основная часть зрелых (стабилизировавшихся) и, особенно, распадающихся — холодными. При этом в частях облака, которые прилегают к боковым границам и к верхней кромке *Cu*, почти всегда  $\Delta \bar{T}_h < 0$  [11, 20].

Из изложенного следует, что по облачной совокупности (популяции) в целом чаще всего  $\Delta \bar{T} < 0$ , так как, согласно [20, 34], в типичном облачном поле растущие облака обычно составляют меньшинство. Как указывалось в [27, 34], на их долю приходится лишь около 20 % *Cu*.<sup>\*</sup> Очевидно, что при пересечении *Cu*, вероятность попасть внутрь «холодного» облака больше, чем в «теплое».

Сказанное не означает, что в холодных облаках конвективный подъем воздуха невозможен, поскольку сила плавучести (сила Архимеда) определяются не обычной ( $T$ ), а виртуальной ( $T_v$ ) температурой; при этом  $\Delta T_v = T_{i, v} - T_{e, v} > \Delta T$ . Случаи с  $\Delta \bar{T}_v > 0$  встречаются гораздо чаще, чем с  $\Delta \bar{T} > 0$  (см. [11, 13]).

Чаще всего наибольшие положительные значения  $\Delta T$  и  $\Delta T_v$  наблюдаются несколько выше середины облака. Вблизи основания облака обычны значения  $\Delta \bar{T} < 0$ . Это связано с тем, что температура облакообразующих термиков на уровнях, близких к  $H_{\text{нг}}$  *Cu*, как правило, на несколько десятых долей градуса ниже, чем в окружающей атмосфере (см. п. 5.5.3.3).

В случае *Cu cong.*, которые являются элементами проникающей конвекции, т. е. пронизывают два или более конвективно-неустойчивых слоя, на вертикальном профиле  $\Delta T$  внутри каждого из этих слоев имеются частные максимумы.

Вертикальные градиенты температуры внутри *Cu* ( $\gamma_i$ ) не равны градиентам в окружающей атмосфере. Значения  $\bar{\gamma}_i$  обычно близки к влажноадиабатическим ( $\gamma_{\text{ва}}$ ) [11, 12, 25], хотя в некоторых внутриоблачных слоях они могут быть как больше, так и меньше их.

Значения  $\Delta \bar{\gamma} = \bar{\gamma}_i - \gamma_{\text{ва}}$  редко превышают  $\pm (0,05 \dots 0,1)^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$ .

#### 5.5.3.4. Температура в окрестностях *Cu*

Наличие возмущений в поле температуры характерно не только для *Cu*, но и для околооблачной части атмосферы.

<sup>\*</sup> Относительное количество растущих, зрелых и распадающихся *Cu* зависит от времени суток. Чем ближе к вечеру, тем меньше растущих облаков.

Поскольку верхняя часть подоблачного слоя, как правило, стратифицирована устойчиво [24], под *Cu*, в слое толщиной до нескольких сотен метров значения  $\Delta T_j = T_j - T_{\infty}$  чаще всего отрицательны ( $T_j$  — текущее значение  $T$  вне облака,  $T_{\infty}$  — невозмущенное значение). Это хорошо видно из рис. 1 (5.5.3.4), на котором показана зависимость средних для подоблачного участка от-

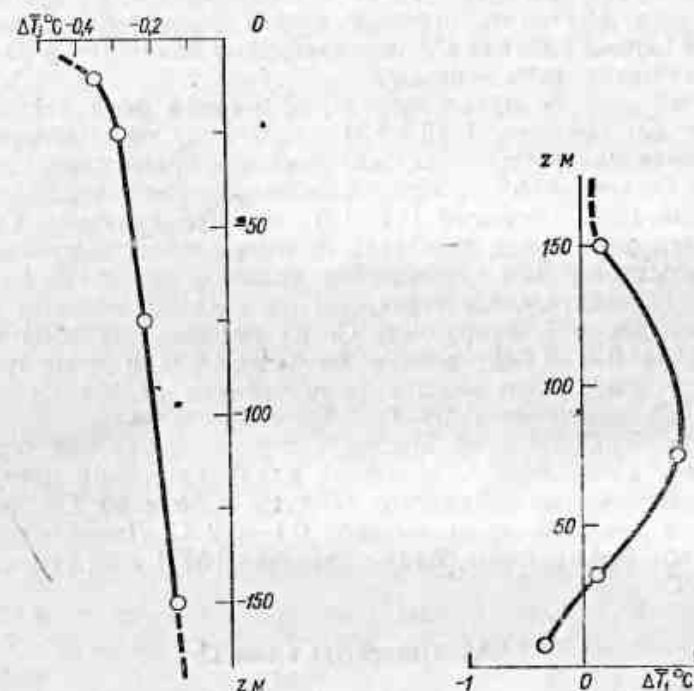


Рис. 1 (5.5.3.4). Зависимость средних отклонений температуры ( $\Delta T_j$ ) под облаком от расстояния  $z$  между уровнем измерений и нижней границей *Cu* [12].

Рис. 2 (5.5.3.4). Зависимость средних отклонений температуры ( $\Delta T_j$ ) над облаком от расстояния  $z$  между уровнем измерений и верхней границей *Cu* [12].

клонений температуры от расстояния между уровнем измерений и основанием *Cu*.

Под центральной (в плане) частью *Cu* значения  $|\Delta T_j|$  чаще всего составляют не более  $0,3\text{--}0,5^{\circ}\text{C}$ , но в отдельных случаях могут превышать эти значения в 1,5–2 раза.

На рис. 2 (5.5.3.4) показаны средние отклонения температуры над центральной частью вершины *Cu*. Непосредственно над *Cu*

$\Delta \bar{T}_j < 0$ , поскольку в этом слое охлаждение воздуха из-за испарения облачных элементов играет большую роль, чем адиабатическое нагревание воздуха, опускающегося над *Cu*. При больших превышениях картина обратная и поэтому здесь  $\Delta \bar{T}_j > 0$  [11, 13, 24]. Оседа-

ние надоблачного воздуха усиливает устойчивость стратификации над полями  $Cu$  и создает или интенсифицирует задерживающие слои над вершинами облаков.

Наличие надоблачной «холодной» прослойки наиболее характерно для растущих  $Cu$ , тогда как «нагретый» слой лучше всего выражен над облаками, находящимися в стадии наибольшего развития. В период распада  $Cu$  температурные возмущения над и под облаками постепенно исчезают.

Особый интерес представляет деформация поля температуры сбоку от  $Cu$  (см. рис. 1 (5.5.3.3)), поскольку она происходит во всем конвективном слое и служит наиболее ярким свидетельством влияния  $Cu$ -конвекции на метеорологические процессы более крупных масштабов. Согласно [11, 12], «радиус влияния»  $Cu$ , т. е. предельное расстояние от облака по горизонтали, вплоть до которого сказывается его термическое влияние, достигает  $1-1,5 D_c$ , где  $D_c$  — горизонтальный размер  $Cu$  на рассматриваемом уровне.

Вблизи боковой поверхности  $Cu$  на участках шириной, в среднем равной  $0,4-0,7 D_c$ , воздух холоднее, чем в невозмущенной атмосфере, а далее, вплоть до расстояния от облака, равного  $1,0 \dots 1,5 D_c$ , значения  $\Delta T_j = T_j - T_\infty$  положительны. «Холодные» участки возникают из-за потерь тепла на испарение облачных элементов, а «теплые» — благодаря адиабатическому нагреванию опускающегося околооблачного воздуха. Сбоку от  $Cu$  значения  $|\Delta T_j|$ , как правило, не превышают  $0,1-0,2^\circ C$ . Лишь непосредственно у боковой границы облака значения  $|\Delta T_j|$  иногда достигают  $0,3-0,5^\circ C$ .

#### 5.5.3.5. Температура в зоне $Cb$

Из-за опасности полетов вблизи и, особенно, внутри  $Cb$  данные о возмущениях в поле температуры в зоне этих облаков еще немногочисленны. Оценки, основанные на результатах более или менее большого числа измерений, приведены лишь в работах [23, 28, 32].

Внутри  $Cb$  всегда есть локальные участки с положительными и отрицательными значениями  $\Delta T = T_i - T_e$ . Их ширина обычно колеблется от нескольких сотен метров до 2—3 и даже более километров. Амплитуда отклонений температуры, по-видимому, может изредка достигать  $10^\circ C$  [26], а отдельные участки, на которых значения  $|\Delta T|$  равны нескольким градусам, — явление весьма обычное. Наибольшие  $\Delta T$  чаще всего локализуются несколько ниже уровня, где  $w = w_{max}$ . Как видно из рис. 1 (5.5.3.5), в среднем, чем больше вертикальная скорость  $w$ , тем больше и значения  $\Delta T$ .

В многоячейковых  $Cb$  может быть несколько локальных участков со значительными положительными и отрицательными  $\Delta T$ . В одноклеточных облаках и индивидуальных ячейках, являющихся

частью многоячейковых  $Cb$ , участки с наибольшими положительными значениями  $\Delta T$  обычно расположены несколько выше центра облака, а холодные участки совпадают с зоной осадков в нижней половине  $Cb$ .

В растущих и зрелых  $Cb$  в нижних двух третях облака  $\Delta \bar{T} \geq 0$ , а в верхней трети  $\Delta \bar{T} < 0$ . Распадающиеся  $Cb$  обычно «холодные» во всей своей толще. Лишь там, где еще сохраняются

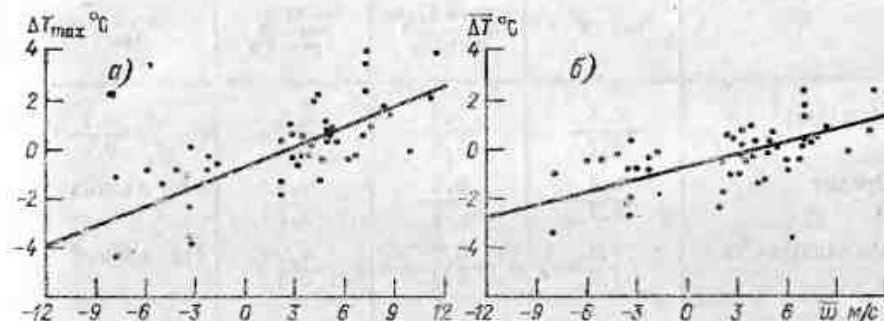


Рис. 1 (5.5.3.5). Зависимость амплитуды максимальных (а) и средних (б) возмущений температуры  $\Delta T = T_i - T_e$  внутри восходящих и нисходящих потоков в  $Cb$  от средней вертикальной скорости воздуха.

Наклонные прямые — линии регрессии.

(хотя и деградируют) восходящие движения, встречаются участки с  $\Delta \bar{T} \geq 0$ . В верхней части восходящего потока  $\Delta \bar{T} < 0$ . Такие выводы правильны для облаков, находящихся во всех стадиях эволюции.

Аномально низкие температуры наблюдаются в вершинах  $Cb$ , пробивших тропопазу [23, 33]. В [33] описаны случаи, когда радиационная температура внутри той части облака, которая превышала уровень тропопазы на 4—5 км, была на 7—11 $^\circ C$  ниже, чем на уровне тропопазы.

Довольно подробные данные о структуре температурного поля в окрестностях  $Cb$  приведены в [23—25]. В обобщенном виде они представлены в табл. 1 (5.5.3.5).

Поскольку при составлении табл. 1 (5.5.3.5) автор [23, 25] мог использовать результаты измерений в зоне лишь нескольких десятков  $Cb$ , приведенные количественные оценки являются приближенными. Это следует учитывать особенно по отношению к экстремальным значениям отклонения температуры.

Над  $Cb$  наибольшие возмущения температуры наблюдаются около быстро растущих и зрелых  $Cb$ , в первую очередь над купольной частью их вершин.

Горизонтальные размеры и локализация возмущенных участков в разных частях зоны  $Cb$  различны. Внутри облака возмуще-



Таблица 1 (5.5.3.5)

Абсолютные значения средних (числитель) и экстремальных (знаменатель) отклонений температуры  $\Delta T$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) в разных частях зоны Сб над СССР

| Стадия развития Сб | Участок           |                                       |                                 |                             |
|--------------------|-------------------|---------------------------------------|---------------------------------|-----------------------------|
|                    | над Сб            | внутри пред-<br>вершинной<br>части Сб | сбоку от<br>верхней<br>трети Сб | сбоку от нижней<br>трети Сб |
| Растущие           | $\frac{0,5}{4,7}$ | $\frac{0,3}{5,1}$                     | $\frac{0,2}{3,2}$               | $\frac{0,2}{0,9}$           |
| Зрелые             | $\frac{0,4}{3,4}$ | $\frac{0,2}{1,1}$                     | $\frac{0,4}{2,7}$               | Нет данных                  |
| Распадающиеся      | $\frac{0,2}{1,0}$ | $\frac{0,2}{0,9}$                     | $\frac{0,2}{1,4}$               | Нет данных                  |

ния температуры могут наблюдаться повсюду. Сбоку и над вершиной ширина и длина возмущенных участков близки к горизонтальным размерам Сб, а за подсдвиговой стороной облака — могут превосходить их.

На мезомасштабные отклонения температуры почти всегда налагаются сравнительно мелкие «теплые» и «холодные» участки, линейные размеры которых составляют от нескольких сотен метров до 1—2 км. Из-за того что воздух рядом с облаком обычно опускается, там иногда образуются теплые участки с  $\Delta T \geq 2^{\circ}\text{C}$  [38].

Возмущения температуры наблюдаются до превышений над Сб в 300—500 м, причем более чем в 50 % случаев над участками с  $\Delta T > 0$  располагаются участки с  $\Delta T < 0$ , т. е. с высотой происходит обращение изотерм. По мере удаления от облака вниз по потоку знак  $\Delta T$  также периодически меняется. Длины волн таких изменений приблизительно равны ширине облака, а их амплитуды достигают 0,1—0,3  $^{\circ}\text{C}$  [17].

#### 5.5.3.6. Мелкомасштабные пульсации температуры в зонах Си и Сб

Распределениям температуры в Си, Сб и в окружающем их воздухе присуща большая пространственная неоднородность (рис. 1 (5.5.3.6)). Внутри этих облаков монотонный рост или падение температуры наблюдается лишь на отдельных небольших участках (особенно в Си). При этом, хотя спектр линейных масштабов пульсаций температуры охватывает диапазон от метров до сотен метров в Си и до нескольких километров в Сб, имеются некоторые предпочтительные масштабы пульсаций  $\Delta T = \bar{T}_h - \bar{T}_i$ ,

где  $T_h$  — температура внутри облака на  $k$ -м участке. Пульсационный характер имеют и изменения  $T$  в окрестностях облаков, особенно под ними [2, 3, 11, 20, 37].

Внутри Си, Сб и в их окрестностях горизонтальные размеры индивидуальных пульсаций температуры  $\Delta l$ , т. е. участков, на которых  $\Delta T$  не меняет знак, колеблются в интервале от десятков

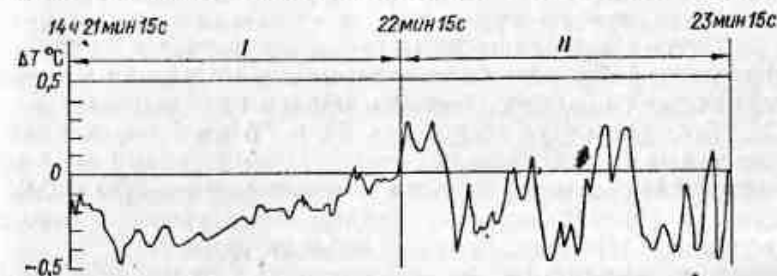


Рис. 1 (5.5.3.6). Горизонтальное распределение  $\Delta T$  вне облака (I) и внутри Си cong. (II), полученное при полете над районом Днепропетровска 26 июля 1974 г.

При обработке данных введены поправки на смачиваемость термодатчика [11].

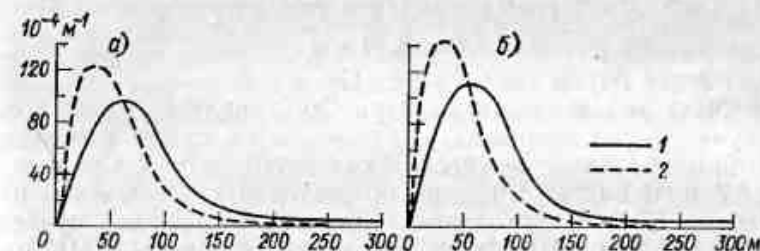


Рис. 2\* (5.5.3.6). Плотность распределения горизонтальных размеров участков  $\Delta T > 0$  (термиков) в облаках (1) и под ними (2) в предположении, что термики имеют форму струй (а) и пузырей (б).

метров или меньше, до нескольких сотен метров [2, 3, 20, 25, 37]. На спектре размеров пульсаций в облаках и под ними выделяются два частных максимума: один (низкочастотный) при  $\Delta l = 300 \dots 500$  м и второй (высокочастотный) при  $\Delta l = 30 \dots 80$  м [2, 20, 25, 37].

На рис. 2 (5.5.3.6) приведены плотности распределения размеров положительных ( $\Delta T > 0$ ) пульсаций температуры внутри облаков и под ними (по измерениям в этих же полетах) для участка спектра с  $\Delta l < 300$  м [3]. Приведенные данные получены по материалам исследований над ЕТС, но можно предположить, что они характерны и для других регионов умеренных широт.

Поскольку при измерениях на одном самолете определить геометрическую форму конвективных элементов (термиков) было нельзя, расчет сделан для двух вариантов, в одном из которых

предполагается, что термики являются эллипсоидами вращения (конвективными пузырями), а в другом — струями. Как видно из рис. 2 (5.5.3.6), общие закономерности распределения  $\Delta l$  мало зависят от геометрической формы термика. В обоих гипотетических случаях размеры пульсаций в облаках приблизительно в 1,5 раза больше, чем под ними, а спектр размеров термических неоднородностей в облаках значительно шире. Средняя концентрация термических неоднородностей в облаке наоборот меньше, чем под Си. Так, для струй она равна 64 и 76 км<sup>-2</sup> соответственно. В то же время относительный объем, занятый такими неоднородностями в облаках, втрое больше, чем под ними — 0,70 и 0,24 соответственно [3]. Приведенные данные согласуются с гипотезой об объединении термиков, происходящем внутри облака.

Типичные амплитуды мелкомасштабных пульсаций температуры внутри Си равны нескольким десяткам долям градуса. В Си cong. они могут превышать 1°C [3, 11]. В слое активной конвекции, т. е. там, где  $d\omega/dz > 0$ , значения  $\Delta T$  растут с высотой вдоль вертикальной оси термика приблизительно пропорционально  $\sqrt{h}$ :

$$\Delta T = 0,01 \sqrt{h}, \quad (1)$$

где  $h$  — высота (м) над основанием Си.

Как было указано выше, внутри Си, наряду с мелкомасштабными пульсациями температуры, отмечаются также и пульсации, для которых  $\Delta l$  достигает нескольких сотен метров. Средние значения  $\Delta T$  и  $\Delta l$  внутри Си cong. по результатам измерений на северо-западе ЕТС в нескольких десятках облаков приведены в табл. 1 (5.5.3.6) [20]. Измерения велись с помощью ИК радиометра.

Таблица 1 (5.5.3.6)

Средние амплитуда  $\Delta T$  и длина  $\Delta l$  пульсаций температуры в Си cong.

| $H$ км               | Число облаков | Среднее число пульсаций | $ \Delta T $ °C | $\sigma_{\Delta T}$ °C | $\Delta l$ км | $\sigma_l$ км |
|----------------------|---------------|-------------------------|-----------------|------------------------|---------------|---------------|
| Растущие облака      |               |                         |                 |                        |               |               |
| 0—1                  | 10            | 6,8                     | 0,6             | 0,4                    | 0,29          | 0,24          |
| 1—2                  | 27            | 4,8                     | 0,7             | 0,4                    | 0,32          | 0,25          |
| 2—3                  | 19            | 3,8                     | 0,9             | 0,4                    | 0,43          | 0,41          |
| 3—4                  | 10            | 4,1                     | 0,8             | 0,5                    | 0,31          | 0,20          |
| Распадающиеся облака |               |                         |                 |                        |               |               |
| 1—2                  | 17            | 4,8                     | 0,5             | 0,3                    | 0,27          | 0,21          |

Крупные подоблачные термики имеют следующие характеристики:  $w_{\max} = -4 \dots 7$  м/с,  $(\Delta T)_{\max} = 1,5$  °C,  $(\overline{\Delta T})_{\max} = 0,5$  °C,  $(\partial \Delta T / \partial x)_{\max} = 0,05$  °C/м,  $(\partial \overline{\Delta T} / \partial x)_{\max} = 0,02$  °C/м.

В заключение укажем, что систематизированных экспериментальных данных о пульсациях температуры внутри и под Си еще нет. Судя по имеющимся результатам измерений, значения  $|\Delta T|$  и  $\Delta l$  внутри, над и под Си могут быть в 2—3 раза больше, чем в соответствующих частях зоны Си cong.

## 5.6. Влажность в облаках и околооблачном пространстве

### 5.6.1. Основные соотношения

В метеорологии широко используются понятия относительной  $f$  и абсолютной  $a$  влажности, а также массовой доли влаги  $q$  (устаревший термин — удельная влажность). Влажность можно также характеризовать парциальным давлением водяного пара  $e$ , которое измеряют в гектопаскалях. Величина  $f$  измеряется в долях единицы или процентах,  $a$  — в г/см<sup>3</sup> или г/м<sup>3</sup>, а  $q$  — безразмерная величина, иногда измеряемая в промилле (‰). Величины  $e$ ,  $f$ ,  $a$  и  $q$  связаны между собой и могут быть получены одна из другой, если известны температура и плотность воздуха (см. п. 2.2.6):

$$f = e/E, \quad (1)$$

$$e = aR_v T = \frac{1}{\mu_v} aRT, \quad (2)$$

$$q = \frac{a}{\rho_a} = \frac{\mu_v}{\mu_a} \frac{e}{p}. \quad (3)$$

Парциальное давление насыщенного водяного пара  $E$  зависит от температуры. Значения  $E(T)$  над плоской поверхностью чистой воды и чистого льда приведены в приложении (см. П.2.2.7). Здесь  $R_v$  — газовая постоянная водяного пара,  $\mu_v$  и  $\mu_a$  — молекулярная масса водяного пара и воздуха соответственно,  $p$  — давление воздуха.

### 5.6.2. Влажность в облаках

В капельных облаках влажность близка к влажности при состоянии насыщения над водой, т. е.  $f \approx 100$  %. В облаках слоистых форм пересыщение  $S = (e - E)/E$  обычно составляет сотые, редко десятые доли процента. В облаках конвективного происхождения  $S$  составляет десятые доли, но может достигать 1—2 % и даже более. При вовлечении безоблачного воздуха в облако (сверху или с боков) или при турбулентных потоках, направленных вниз, внутри облаков могут образоваться полости, в которых влажность ниже 100 %. В таких полостях капли могут полностью испариться,

а влажность, по-видимому, может быть несколько менее 100 %. Мы не располагаем экспериментальными данными о влажности воздуха в бескапельных зонах. Однако можно полагать, что если горизонтальные размеры этих зон не превосходят десятков метров, то вряд ли  $f$  может опуститься ниже 90 %.

Примерно то же можно сказать о влажности в смешанных облаках — в среднем она должна быть близка к состоянию насыщения над водой.

В чисто кристаллических облаках влажность, естественно, ниже значения, соответствующего состоянию насыщения над водой. В то же время она может быть как выше, так и ниже значения, соответствующего состоянию насыщения над льдом. В настоящее время отсутствуют надежные статистические данные об этом важном параметре атмосферы в кристаллических облаках. Можно считать, по-видимому, что в стабильных и активных кристаллических облаках влажность заключена между значениями, соответствующими состоянию насыщения над водой и над льдом. В диссипирующих облаках она должна быть ниже насыщения над льдом.

Поскольку первоначально в облаке могут присутствовать довольно крупные кристаллы (размером в сотни микрометров), их испарение протекает не столь быстро, как испарение облачных капель в смешанных или капельных облаках. В итоге кристаллы могут сравнительно долго жить при влажности ниже значения, соответствующего состоянию насыщения над льдом.

Естественно, в смешанных облаках (смешанными называют не только облака, в которых одновременно присутствуют и капли, и кристаллы, но и такие облака, в которых фазовое строение разное в разных участках облака; например, вверху кристаллы, внизу капли) относительная влажность также может меняться от значений, близких к насыщению над водой, до значений, близких к насыщению над льдом и даже ниже.

### 5.6.3. Влажность под облаками и над ними

В атмосфере вне зависимости от наличия облаков влажность в среднем уменьшается с высотой. Ее распределение хорошо описывается экспонентой. Так, для района Москвы А. Х. Хргиан нашел, что [22]

$$q = q_0 e^{-bz - cz^2}, \quad (1)$$

где  $z$  — высота в километрах. Параметры  $q_0$ ,  $b$  и  $c$ , приведенные в табл. 1 (5.6.3), несколько различаются для разных сезонов.

В среднем более медленное убывание влажности с высотой зимой объясняется более высокой повторяемостью приземных инверсий влажности в этот период года.

В дни, когда присутствуют облака нижнего яруса, влажность с высотой уменьшается медленнее. Так, при наличии Sc в среднем по данным самолетного зондирования [15]

$$q = q_0 e^{-bz}, \quad (2)$$

где  $b \approx 0,23 \dots 0,25 \text{ км}^{-1}$ .

Относительная влажность под облаками растет с высотой, достигая 100 % на несколько десятков метров ниже основания облака.

Над облаками слоистых форм часто наблюдается инверсия температуры (см. п. 5.5.1.1). Соответственно на верхней границе

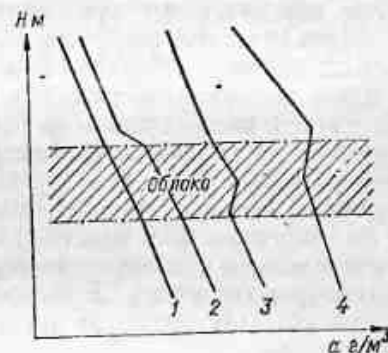


Рис. 1 (5.6.3). Типичные вертикальные распределения абсолютной влажности в слоистых облаках.

чаще всего начинается резкое убывание относительной влажности (иногда на несколько десятков процентов) в слое мощностью в 10—50 метров. Такое убывание часто наблюдается даже при отсутствии температурной инверсии на ВГ облачного слоя. При многослойной облачности на верхних границах облачных слоев резкого уменьшения относительной влажности обычно не наблюдается.

Примеры характерных вертикальных распределений абсолютной влажности на границах облаков приведены на рис. 1 (5.6.3).

Кривая 1 характеризует ситуацию, когда наблюдается монотонное убывание абсолютной влажности с высотой под нижней границей, затем обычно несколько более быстрое внутри облака; да-

Таблица 1 (5.6.3)

Значения параметров распределения влажности с высотой в формуле (1) в районе Москвы [22]

| Сезон | $q_0$ % | $b$ км <sup>-1</sup> | $c$ км <sup>-2</sup> |
|-------|---------|----------------------|----------------------|
| Лето  | 3,82    | 0,2167               | 0,0375               |
| Весна | 8,89    | 0,2180               | 0,0318               |
| Осень | 5,01    | 0,2084               | 0,0286               |
| Зима  | 1,50    | 0,1112               | 0,0364               |



лее влажность так же монотонно, хотя и с различными вертикальными градиентами, убывает над облаком. Такое распределение влажности характерно для нижних слоев облаков при многослойной облачности, в случаях когда эти слои не лежат на поверхности фронтального раздела, а также для фронтальных облаков, когда в поле температуры фронт выражен слабо — отсутствует фронтальная инверсия. Однако в случае фронтальной облачности вертикальный градиент абсолютной влажности в облаке может быть и меньше, чем в подоблачном пространстве, в связи с уменьшением вертикального градиента температуры в зоне фронта.

Кривая 2 соответствует монотонному убыванию абсолютной влажности под облаком и в облаке и резкому ее уменьшению в слое в несколько десятков метров на верхней границе (ВГ), после чего вновь происходит монотонное убывание с обычным вертикальным градиентом. Такое распределение характерно для внутримассовой слоистой облачности, чаще однослойной, в тех случаях, когда в надоблачном слое отмечается адвекция холодного сухого воздуха или облако формируется в антициклонических условиях и над облаком имеет место опускание сухого воздуха из вышележащих слоев. В последнем случае абсолютная влажность резко убывает несмотря на наличие температурной инверсии на ВГ облака.

Анализируя кривую 3, мы видим монотонное убывание абсолютной влажности под облаком, более или менее резкое возрастание ее на НГ облака или несколько выше нее, продолжающееся в слое мощностью в несколько сотен метров (в тонких облаках — до их верхней границы) и сменяющееся выше понижением влажности с высотой. На верхней границе убывание абсолютной влажности либо монотонное, либо более быстрое вблизи нее. Данное распределение характерно для фронтальной облачности, формирующейся на активном фронте в зоне фронтальной инверсии температуры.

В случае кривой 4 имеет место монотонное убывание абсолютной влажности под облаком, рост ее на нижней границе и внутри облака до некоторого уровня, лежащего выше верхней границы облака. Такое распределение наблюдается редко. Для его формирования необходимо наличие адвекции на высоте теплого влажного, но не насыщенного воздуха. Эти условия возникают при подъеме вдоль фронтальной поверхности воздушной массы, уровень конденсации в которой лежит высоко или в холодное время года над низкими холодными антициклонами, а также при адвекции влажного воздуха на холодную подстилающую поверхность. В первых двух случаях образование облачности обуславливается турбулентным переносом на границе раздела между воздушными массами.

При адвекции на холодную подстилающую поверхность турбулентное перемешивание обуславливает образование облачного слоя

под верхней границей слоя трения. Процесс образования облаков здесь аналогичен широко известному процессу образования туманов смешения. Образующаяся при этом облачность всегда имеет малую мощность — от нескольких десятков до сотни метров. Часто она бывает несплошной.

При непосредственных измерениях абсолютной влажности безинерционным гигрометром надоблачные инверсии влажности не встречались.

Распределение абсолютной влажности под НГ облаков, не дающих осадков, в горизонтальной плоскости достаточно однородно. При выпадении осадков, по-видимому, из-за неодинаковости их интенсивности в пространстве первоначально наблюдаются значительные колебания влажности по мере опускания под облако. Эти колебания наиболее заметны вблизи нижней границы и почти полностью затухают на некотором удалении от нее (не далее 100 м). Пространственная протяженность областей таких колебаний составляет от нескольких сотен метров до нескольких километров. Максимальное изменение абсолютной влажности достигает нескольких десятых долей ее значения. Наблюдающаяся неоднородность в поле влажности, очевидно, обусловлена в данном случае увлажнением подоблачного воздуха за счет испарения выпадающих осадков.

#### 5.6.4. Влажность в зоне облаков вертикального развития

Относительная влажность под нижней границей кучевых облаков монотонно возрастает, и насыщение над водой достигается обычно на несколько десятков метров ниже визуально определяемой нижней границы облака. Абсолютная влажность под кучевыми облаками монотонно убывает, и каких-либо особенностей в ее распределении при пересечении нижней границы облака не отмечается. У боковых границ Си по мере удаления от них в сторону от облака как относительная, так и абсолютная влажность убывают. При этом разность между относительной влажностью на большом удалении от облака и насыщающей в облаке увеличивается по мере подъема над его нижней границей. На достаточном удалении от облака на высоте его вершины влажность может составлять 30—50 %. Разность абсолютных значений влажности возрастает до некоторого уровня, выше которого она начинает уменьшаться. Над облаком в ряде случаев до уровня 500 м над верхней границей Си четко прослеживается понижение значения абсолютной влажности по сравнению с влажностью на том же уровне вдалеке от облака. Наличие пониженных значений влажности здесь, по-видимому, обусловлено нисходящими движениями воздуха над облаком.

Ряд конкретных примеров распределения влажности, полученных при пересечении кучевых облаков, приведен на рис. 1—5 (5.6.4).

На рис. 1 (5.6.4) представлены результаты пролета через поле *Cu med.* на высоте 2100 м над Землей и примерно на 700 м выше нижней границы облаков. Абсолютная влажность при переходе от

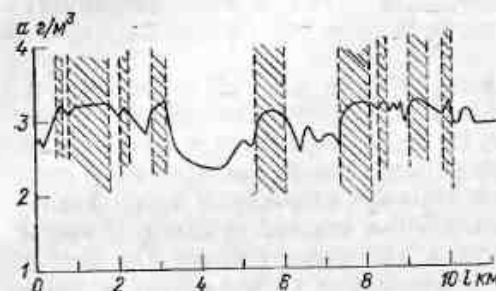


Рис. 1 (5.6.4). Пример горизонтального распределения абсолютной влажности на уровне, расположенном на 790 м выше нижней границы облака.

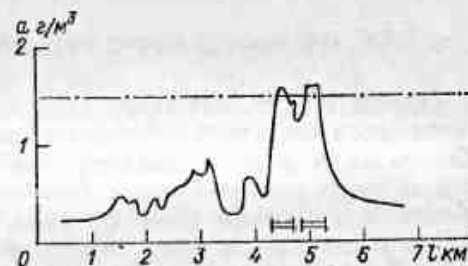
Штриховкой выделены облачные зоны. Полет происходил 3 июня 1982 г. на высоте 2140 м, на которой  $T = -5^\circ\text{C}$ ;  $H_{\text{НГ}} = 1410$  м,  $H_{\text{ВГ}} = 2200$  м.

окружающего пространства к облаку колеблется от 0,2 до 1 г/м³. Падение влажности наблюдается на расстоянии до 5 км от облака.

На рис. 2 (5.6.4) приведены данные, полученные при пересечении двухвершинного облака на высоте 6800 м, примерно на

Рис. 2 (5.6.4). Пример горизонтального распределения абсолютной влажности на уровне, расположенном на 440 м ниже верхней границы капельного *Cu cong.*

Полет происходил 1 июля 1981 г. на высоте 6700 м,  $T = -20^\circ\text{C}$ ,  $H_{\text{НГ}} = 2100$  м,  $H_{\text{ВГ}} = 7200$  м. Штрихпунктирная линия соответствует значению абсолютной влажности при насыщении относительно воды при температуре окружающего воздуха; указаны также отрезки пути самолета в облаке.



700 м ниже его верхней границы. Абсолютная влажность в облаке была в 6 раз выше, чем в окружающем воздухе. Между вершинами одного облака влажность была значительно выше, чем в окружающем воздухе и только на 20 % ниже, чем в облаке на том же уровне.

Результаты, полученные при пролете через облако на высоте 5000 м, на 3750 м выше нижней границы приведены на рис. 3 (5.6.4). Высота верхней границы облака составляла приблизительно 5500 м. Внутри облака в данном случае отмечаются зоны повышенных и пониженных значений абсолютной влажности, колебания которой составляют 0,1–0,2 г/м³. Между двумя вершинами, вне облака, влажность на 20 % ниже, чем в облаке. Рядом с облаком (слева на рис. 3 (5.6.4)) отмечается участок с линейными размерами около 150 м, расположенный на расстоянии около 100 м от границы облака, на котором влажность в 2 раза

превосходит влажность окружающего воздуха. Аналогичные локальные повышения влажности отмечаются довольно часто. Возможно это связано с испарением попадающих сюда облачных частиц.

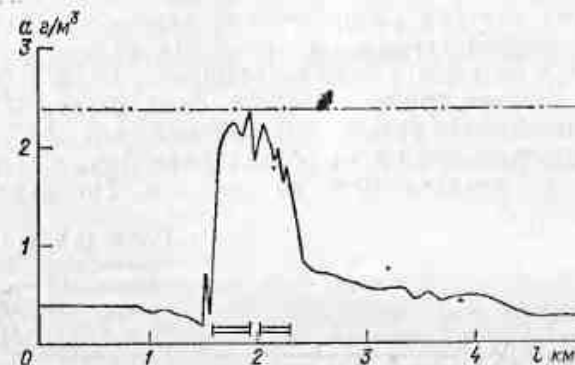


Рис. 3 (5.6.4). Пример горизонтального распределения абсолютной влажности на уровне, расположенном на 530 м ниже верхней границы капельного *Cu cong.*

Полет происходил 27 июня 1981 г. на высоте 4970 м,  $T = -10^\circ\text{C}$ ,  $H_{\text{НГ}} = 1200$  м,  $H_{\text{ВГ}} = 5500$  м. Усл. обозначения см. рис. 2 (5.6.4).

Данные, приведенные на рис. 4 (5.6.4), получены при полете через поле кучевых облаков на высоте 2100 м, на 50 м выше нижней границы. В окружающем воздухе абсолютная влажность



Рис. 4 (5.6.4). Пример горизонтального распределения абсолютной влажности на уровне, расположенном на 50 м выше нижней границы облаков *Cu med.*

Полет происходил 1 июля 1981 г. на высоте 2100 м,  $T = -5^\circ\text{C}$ ;  $H_{\text{НГ}} = 2050$  м,  $H_{\text{ВГ}} = 3000$  м. Усл. обозначения см. рис. 2 (5.6.4).

составляла около 5 г/м³, в большинстве облаков — 7,5 г/м³; значения ее не менялись от облака к облаку. Различия полученных значений  $\alpha$  и значений, соответствующих насыщению, находятся в пределах ошибок измерений. Между облаками минимальное значение влажности было равно 4,2 г/м³, а в большинстве случаев — около 5,5 г/м³ — несколько выше, чем на большом удалении от поля облаков.

На рис. 5 (5.6.4) представлено поле влажности вблизи полностью закристаллизованных, растекающихся вершин кучевых облаков, отличное от поля влажности вблизи капельных частей облака. Типичная картина распределения влажности получена при пролете оледеневшей вершины *Cu cong.* на 40 м ниже верхней границы облака на высоте 6760 м. Мощность облака была равна около 4500 м. Внутри кристаллической части облака, ближе к его краям, имело место резкое уменьшение влажности, иногда в 2 раза. В центральной части облака влажность колебалась незначительно — в пределах 10 % ее значения. По мере удаления

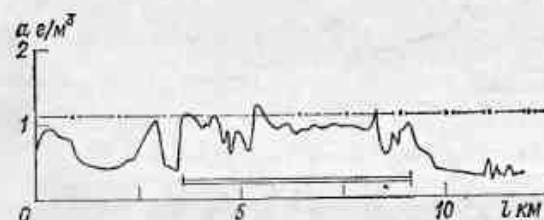


Рис. 5 (5.6.4). Пример горизонтального распределения абсолютной влажности на уровне, расположенном на 40 м ниже верхней границы растекающейся кристаллической вершины *Cu cong.*

Полет происходил 1 июля 1981 г. на высоте 6760 м,  $T = -20^\circ\text{C}$ ,  $H_{\text{НГ}} = 2100$  м,  $H_{\text{ВГ}} = 6200$  м. Усл. обозначения см. рис. 2 (5.6.4).

от облака влажность несколько возрастает и вдали от облака может достичь значений, близких к насыщению над льдом или даже превосходящих его.

Общим для всех кучевых облаков является наличие узкой (шириной 50—100 м) зоны пониженной влажности, примыкающей непосредственно к зоне резкого увеличения влажности на границе облака.

Такая зона пониженной влажности отмечается по крайней мере с одной стороны облака; уменьшение влажности в ней может достигать нескольких десятых г/м³. Уменьшение влажности непосредственно у границы облака, вероятно, связано с компенсационными нисходящими движениями воздуха вблизи его боковых границ.

Небольшое повышение влажности сбоку от облака начинается не более чем за 500—1000 м от него и составляет 10—15 %. В основном же влажность растет непосредственно у границ облака в слое 50—100 м. Горизонтальные градиенты абсолютной влажности здесь достигают 0,04 г/м³. Это самые большие градиенты влажности, наблюдавшиеся в атмосфере. Возможно, еще большие градиенты существуют в узких областях внутри облаков на границах безоблачных промежутков в облаках.

На уровне, лежащем несколько выше нижней границы, влажность между двумя близко расположенными облаками обычно на 10—15 % ниже, чем на большем удалении от облаков, что, по-видимому, также связано с наличием здесь нисходящих движений.

## Вертикальные движения в облаках

Направленные вверх вертикальные движения являются важнейшим фактором, определяющим образование облаков и поддерживающим их существование. При этом в формировании фронтальных облаков типа *Ns*, *As*, *Cs* главную роль играют упорядоченные вертикальные движения с линейными масштабами  $L_x$  порядка  $10^2$ — $10^3$  км, тогда как образование конвективной облачности (*Cu*, *Cb*) и волнистообразных облаков (*Sc*, *Ac*, *Cc*) связано с мезомасштабными потоками ( $L_x \approx 1 \dots 10$  км). В образовании некоторых облачных форм, в первую очередь облаков *St* и *Frnb*, большую, а иногда и определяющую роль играют турбулентные движения.

В этой главе приводятся данные о мезо- и макромасштабных «упорядоченных» движениях. Сведения о турбулентности будут приведены в главе 7.

### 6.1. Вертикальные движения во фронтальных облаках

#### 6.1.1. Методы измерений (оценок) скорости вертикальных движений

В умеренных широтах наиболее типичными формами фронтальной облачности являются *Ns*, *As*, *Cs*, слои которых или смыкаются друг с другом, или разделены безоблачными промежутками. Роль главного облакообразующего фактора играют крупномасштабные восходящие движения, наблюдающиеся одновременно на участках, линейные размеры которых в направлении вдоль фронта часто составляют тысячи, а поперек него — сотни километров. При этом, несмотря на особую диагностическую и прогностическую важность данных о скорости вертикальных движений во фронтальных зонах, и в первую очередь в облаках, количественных сведений о  $w$ ; еще очень мало, поскольку в преобладающей части облачных систем значения  $w$  не превышают 1—10 см/с, а непосредственные измерения столь малых скоростей пока еще остаются за пределами инструментальных возможностей. Поэтому



мы располагаем лишь косвенными сведениями о вертикальной скорости воздуха в слоистообразных облаках, рассчитанной по той или иной методике. При этом определяются не индивидуальные значения  $w_i$  (значения «в точке»), а скорости, осредненные по той или иной площади.

Оценка значений  $w_i$  чаще всего проводится следующим образом:

1) по данным сетевых радиозондовых измерений температуры и (или) ветра с последующим использованием какого-либо из уравнений гидротермодинамики атмосферы, например уравнения неразрывности, вихря скорости, переноса тепла;

2) с помощью уравнения неразрывности, в которое подставляются в качестве исходных данные о скорости ветра, измеренной с помощью доплеровских радиолокаторов.\*

В настоящее время широкое применение (прежде всего в синоптической практике) нашел лишь первый из методов, причем при современной густоте аэрологической сети определение  $w_i$  по радиозондовым данным фактически означает осреднение их значений по ячейкам вычислительной сетки, площади которых равны  $10^4$ — $10^5$  км<sup>2</sup>. Разрешающая способность радиолокационного метода по площади примерно в сто раз лучше. Перечисленные способы количественной оценки значений  $w_i$  не позволяют использовать их для пространственных масштабов, меньших  $10^2$  км<sup>2</sup>, хотя с практической точки зрения такие масштабы зачастую чрезвычай-

но интересны. Сравнение друг с другом значений  $w_i$ , определенных разными способами, осложняется еще и тем, что характерная скорость вертикальных движений сильно зависит от масштаба осреднения, убывая по модулю с увеличением последнего. Иногда изменение масштаба осреднения может даже сопровождаться изменением знака  $w_i$ .

В целом точность имеющихся оценок значений  $w_i$  невелика, и их ошибки могут достигать нескольких десятков и даже сотен процентов.

### 6.1.2. Скорость вертикальных движений во фронтальных облаках

В табл. 1 (6.1.2) приведены некоторые количественные оценки фоновых значений  $w_i$  в слоистообразных облаках типа Ns, As. Отметим, что хотя внутри областей, по которым осреднялись

\* Поскольку в облаках основными отражателями радиолокационного сигнала являются частицы осадков, эта методика наиболее пригодна для измерения скорости движений в Ns и плотных As. Мощность сигнала, отраженного от Cs, гораздо меньше, поэтому радиолокационные измерения  $w_i$  в Cs возможны не всегда.

Таблица 1 (6.1.2)

Значения вертикальной скорости ( $w$ ) внутри слоистообразных облаков, полученные по результатам расчета и с помощью радиолокационного (р/л) метода

| № п/п | Методика вычислений | Синоптическая ситуация    | $w$ см/с | Уровень     | Литературный источник |
|-------|---------------------|---------------------------|----------|-------------|-----------------------|
| 1     | Расчет              | Теплый фронт              | 16—18    | 500 гПа     | [5]                   |
| 2     | Р/л                 | Холодный фронт            | 6—9      | 1,5—2,0 км  | [6]                   |
|       |                     | То же                     | 8—20     | 3 км        |                       |
| 3     | Расчет              | Теплый фронт              | 4—9      | 2,5—3,0 км  | [14]                  |
|       |                     | То же                     | 2—3,5    | 2 км        |                       |
|       |                     | То же                     | 3—7      | 5—6 км      | [14]                  |
|       |                     | Фронт окклюзии            | 3—11     | 4 км        |                       |
| 4     | Р/л                 | Теплый фронт              | 10—20    | 3 км        | [20]                  |
| 5     | Р/л                 | Холодный фронт            | 10—40    | 2—4 км      | [20]                  |
| 6     | Р/л                 | Теплый фронт              | 10—20    | 4 км        | [25]                  |
| 7     | Расчет              | То же                     | до 10    | 4 км        | [28]                  |
| 8     | Расчет              | Фронт окклюзии            | 10—20    | 500 гПа     | [34]                  |
| 9     | Р/л                 | Холодный фронт            | 30—100   | 4 км        | [34]                  |
| 10    | Р/л                 | Фронт окклюзии            | 30—100   | 2,5 км      | [34]                  |
| 11    | Расчет              | Передняя часть циклона    | 2—4 *    | 800—600 гПа |                       |
| 12    | Расчет              | То же                     | 0—2 *    | 800—600 гПа |                       |
| 13    | Расчет              | "                         | 1—3 *    | 600—400 гПа |                       |
| 14    | Расчет              | Центральная часть циклона | 2—5 *    | 600—400 гПа |                       |

\* Значения получены в ЦАО Т. П. Капитановой по расчетам, основанным на вычислении дивергенции ветра внутри рассматриваемой области.

значения  $w_i$ , могли существовать локальные участки как с  $w_i > 0$ , так и с  $w_i < 0$ , в среднем внутри облаков  $w_i > 0$ , поскольку в областях, занятых нисходящими движениями, облака длительно существовать не могут.

Анализ литературных данных, показывает, что для тех частей фронтальных облачных систем, которые удалены от фронта на несколько сотен километров, наиболее характерны значения  $w_i \sim 10^{-1} \dots 10$  см/с. Чаще всего в разных участках облаков Ns, As, дающих осадки, значения  $w_i$  колеблются в диапазоне от 1—5 до 15—20 см/с. По некоторым данным, в дождевых облаках значения  $w_i$  больше, чем в облаках, из которых выпадает снег [6]. Кроме того, чем быстрее перемещается фронт, тем при прочих равных условиях больше и скорость подъема воздуха внутри фронтальной облачной системы. Так, в облачных полях, образующихся перед быстро перемещающимися холодными фронтами, значения  $w_i$  в 1,5—2 раза больше, чем около квазистационарных фронтальных

разделов [13]. Укажем также, что значения  $\bar{w}$  убывают по мере удаления от фронтального раздела.

Самолетные, радиолокационные и другие исследования фронтальных облаков, а также фотографии их внешнего вида снизу и с искусственных спутников Земли показали, что характеристикам фронтальных облаков и осадков присуща большая пространственная и временная изменчивость [4, 6, 20, 21, 28]. В «теле» фронтальной облачности и в полях осадков почти всегда наблюдаются полосовые структуры и (или) округлые «очаги», внутри которых микроструктура, водность, вертикальная скорость воздуха и другие физические характеристики сильно отличаются от фоновых (табл. 2 (6.1.2)). Интенсивность осадков и скорость вертикальных движений в «полосах» и «очагах» иногда на порядок выше, чем в окружающей более однородной слоистообразной облачности. Многомасштабная структура поля вертикальных скоростей наблюдается не только непосредственно около фронта, но и в облаках, дающих обложные осадки, удаленных от него на 100 км и даже далее [6].

Таблица 2 (6.1.2)

Характерные значения пространственных и временных параметров мезоструктуры фронтальных облаков и осадков (по [11])

| Параметр                             | Диапазон значений |
|--------------------------------------|-------------------|
| Площадь, км <sup>2</sup>             |                   |
| полосы                               | $10^3-10^4$       |
| очаги                                | $10^0-10^2$       |
| Расстояние между элементами, км      |                   |
| полосы                               | $10^1-10^2$       |
| очаги                                | $10^0-10^2$       |
| Продолжительность существования, мин |                   |
| полосы                               | $10^1-10^3$       |
| очаги                                | $10^0-10^2$       |

Наличие в полях осадков очаговых и полосовых образований обусловлено неоднородностью структуры поля  $w$  внутри облаков. Оно, в частности, отражает многомасштабность затопленных в Ns и As конвективных ячеек, причем ориентация мезонеоднородностей  $w$  в основном определяется строением наиболее крупных мезомасштабных структур, имеющих в облачном слое. Такие мезоструктуры могут порождаться как различными видами ячейковой (целлюлярной) конвекции, так и короткими гравитационными волнами. Могут они возникать и вследствие разрешения бароклинной неустойчивости потока (см. [11]).

Согласно [18, 23, 26], внутри Ns вероятность ячейковой конвекции наиболее велика в слое толщиной до нескольких сотен метров, прилегающем к слою таяния (рис. 1 (6.1.2)), поскольку здесь из-за понижения температуры под изотермой  $0^\circ\text{C}$ , вызываемого поглощением теплоты при таянии снежинок, возрастает неустойчивость. В результате поле  $w$  в нижней части облачного поля становится пространственно менее однородным, чем на большей вы-

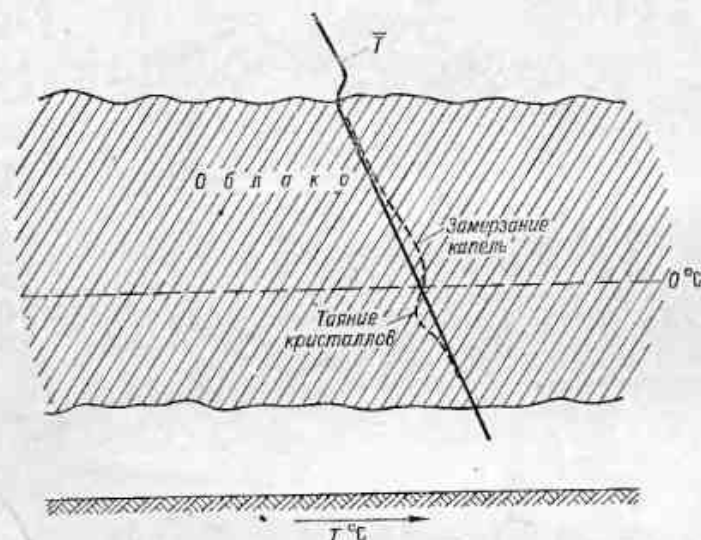


Рис. 1 (6.1.2). Деформация среднего вертикального профиля температуры вблизи нулевой изотермы.

соте. Как показали результаты измерений с помощью доплеровских РЛС [18, 26], в этом слое часто одновременно существуют ячейки с характерными горизонтальными размерами  $L_x \leq 1$  км и более крупные образования с  $L_x \approx 10 \dots 100$  км.

Наблюдается довольно тесная корреляция между участками, где максимальны  $w$  и  $I$ . Поэтому скорость и направление горизонтальных перемещений ( $u$ ) локальных максимумов скорости вертикальных движений и интенсивности осадков близки друг к другу [18]. Величина  $u$  мало отличается от скорости переноса элементов облака, генерирующих осадки [18], которая, в основном определяется средними значениями  $u$  на уровне ведущего потока, т. е., как правило, на высоте 3–5 км.

Конкретные примеры распределений  $w$  в облачных системах фронтов различного типа приведены на рис. 2 и 3 (6.1.2). На рис. 4 (6.1.2) приведена гипотетическая схема пространственного распределения значений  $w$  в облаках циклонов умеренных широт, построенная Н. А. Безруковой и С. М. Шметером.

Наибольшие значения  $w$ , иногда достигающие нескольких метров в секунду, наблюдаются в конвективных ячейках, затоплен-

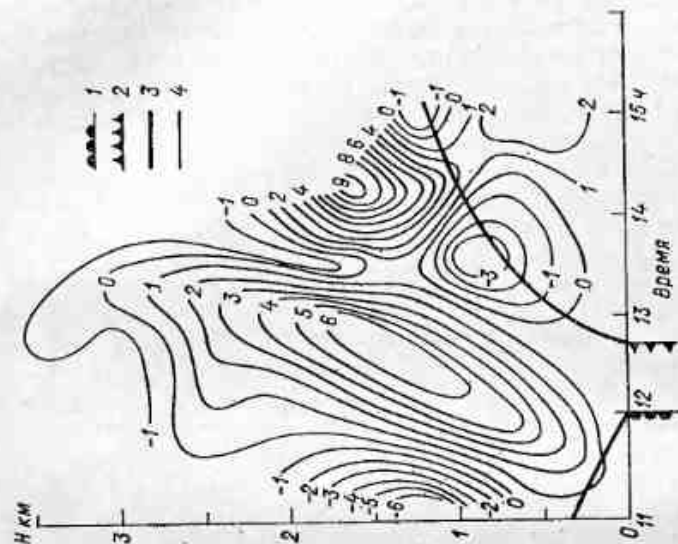


Рис. 3 (6.1.2). Распределение вертикальной скорости воздуха (см/с) по фронтальных облаках по данным за 6 февраля 1975 г. [7].  
1 — теплый фронт, 2 — холодный фронт, 3 — фронтальная поверхность, 4 — изолинии  $w$  (см/с).

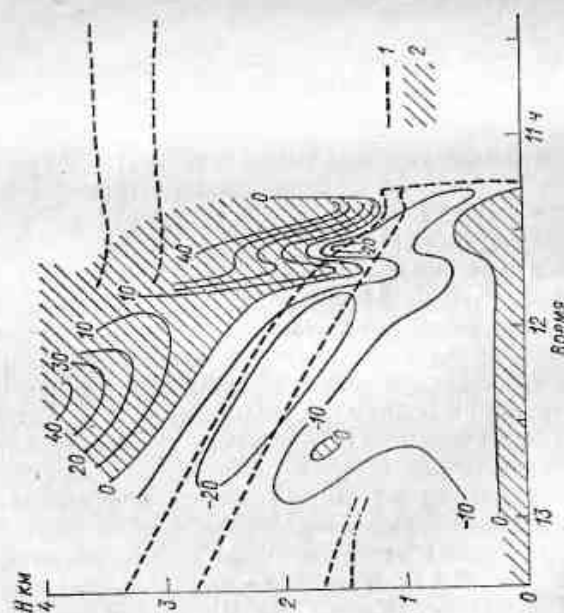


Рис. 2 (6.1.2). Распределение вертикальной скорости (изолинии  $w$  см/с) вблизи резко выраженного холодного фронта над Англией 6 февраля 1969 г.  
1 — границы фронта и слоев повышенной устойчивости, 2 — облака.

ных внутри слонстообразной части фронтальной облачности. В зоне быстро перемещающихся летних холодных фронтов, а иногда (преимущественно ночью) и обстроящихся теплых фронтов, часто развивается глубокая конвекция, при которой значения  $w$  могут достигать нескольких десятков метров в секунду.

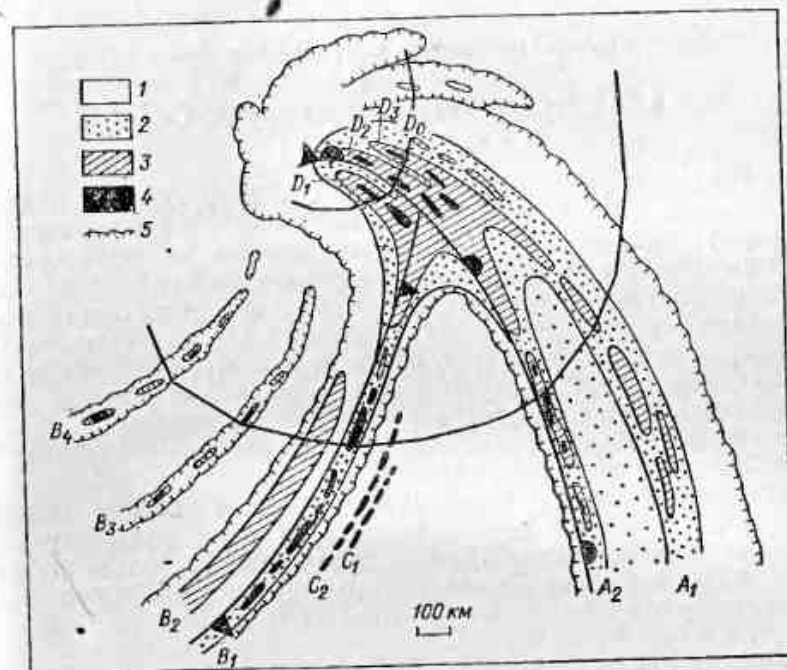


Рис. 4 (6.1.2). Распределение  $w$  во внутритропическом циклоне.

1)  $w < 5$  см/с, 2)  $w = 5 \dots 20$  см/с, 3)  $w = 20 \dots 40$  см/с, 4)  $w > 40$  см/с, 5) граница массива сплошной облачности;  $A_1$  — первая (передняя) полоса осадков теплого фронта;  $A_2$  — вторая (тыловая) полоса осадков теплого фронта;  $B_1$  — первая (передняя) полоса осадков холодного фронта;  $B_2$  — вторая (тыловая) полоса осадков холодного фронта;  $B_3, B_4$  — полосы осадков вторичных холодных фронтов;  $C_1, C_2$  — осадки префронтальных линий сигналов;  $D_1, D_2, D_3$  — полосы осадков фронта окклюзии;  $D_4$  — полоса осадков префронтального похолодания.

Как уже говорилось выше, пространственные неоднородности в поле  $w$  внутри фронтальных облаков могут располагаться как хаотически, так и регулярным образом. Хаотическое расположение наиболее типично для периферии облачной системы, а регулярное — для участков вблизи фронта (см. [11]). Мезомасштабные полосы с повышенными значениями  $w$  приблизительно параллельны приземной линии фронта (см. рис. 4 (6.1.2)). Полосы, ориентированные под большим углом к приземной линии фронта, встречаются редко.

Можно предположить, что характерное для последних лет, быстрое развитие мезометеорологических измерений позволит



уже в ближайшее время заменить приведенные оценки, базирующиеся на материалах единичных измерений, на надежные статистические данные о строении полей  $w_i$  в слоистообразных, и в первую очередь фронтальных, облаках.

## 6.2. Вертикальные движения в кучевообразных облаках

### 6.2.1. Вертикальные потоки внутри $Cu$ и в его окрестности

Как показали результаты измерений, внутри кучевых облаков горизонтальные профили вертикальных движений имеют изрезанную форму; при этом в большинстве случаев на фоне сравнительно высокочастотных пульсаций значений вертикальной скорости воздуха внутри облака ( $w_i$ ) без труда можно выделить мезомасштабные (конвективные) вертикальные потоки. Они обычно имеют струеобразный характер, но могут состоять и из нескольких поднимающихся друг за другом изелированных объемов воздуха — конвективных «пузырей» [16].

Типичный пример горизонтального распределения значений  $w_i$  внутри  $Cu$  приведен на рис. 1 (6.2.1).

В облаках  $Cu$  *hup.* и в большинстве  $Cu$  *med.*, обычно имеется лишь один восходящий поток, верхняя часть которого визуальна различима по наличию облачного купола. В наиболее крупных  $Cu$  *med.* и почти во всех  $Cu$  *cong.* восходящих потоков может быть два-три, а иногда и более. Из-за этого такие облака имеют многокупольную форму.

В нижних двух третях растущих и зрелых  $Cu$  *hup.* и  $Cu$  *med.* восходящие потоки занимают 60—80 % объема облака. Внутри  $Cu$  *cong.* на их долю приходится только 30—40 % объема облака. Вблизи верхней кромки всех видов  $Cu$  воздух сильно турбулизирован и определить преобладающее направление его движения не всегда удается. Особенно это относится к облакам, прекратившим расти по вертикали.

Внутри крупных  $Cu$  *med.* и в  $Cu$  *cong.* сбоку от восходящих потоков воздух обычно опускается ( $w_i < 0$ ). Область нисходящих движений окружает все облако, причем как внутри, так и вне облаков эти движения имеют преимущественно компенсационное\* происхождение. Общая площадь, занятая компенсационным оседанием воздуха, часто более чем в 2 раза превышает суммарную площадь участков, на которых  $w_i > 0$ , и поэтому скорость опуска-

\* В соответствии с уравнением неразрывности нисходящие движения компенсируют подъем воздушных масс внутри облака. При развитии  $Cu$  в слое с большими вертикальными сдвигами ветра сбоку от облака могут иметься участки с  $w > 0$ , которые обусловлены частичным обтеканием  $Cu$  внешним потоком [11, 16].

ния воздуха здесь в среднем меньше, чем скорость его подъема в восходящих потоках. Относительная площадь, занятая движе-

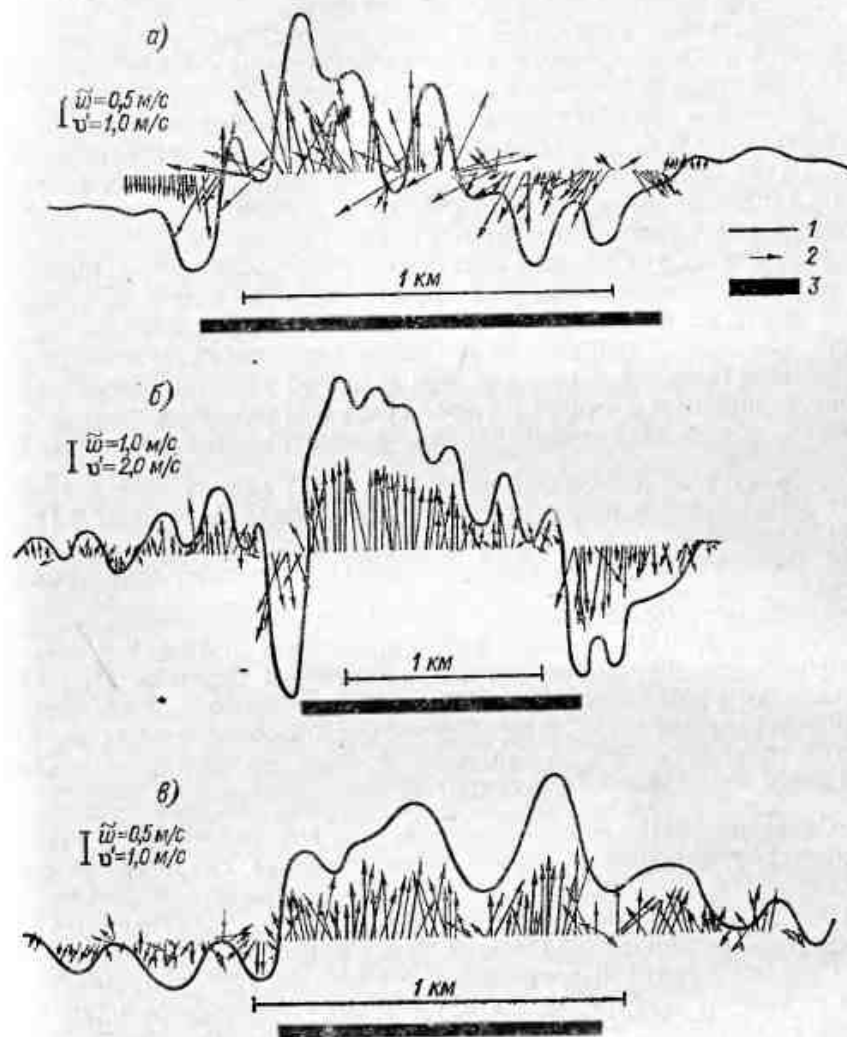


Рис. 1 (6.2.1). Скорость пульсаций ветра внутри  $Cu$  на высотах 1590 м (а), 850 м (б) и 140 м (в) над основанием облака.

1 — сглаженная вертикальная скорость воздуха  $\bar{w}$ , 2 — вектор скорости пульсаций  $w'$  через интервалы 0,2 или 0,4 с, 3 — горизонтальная протяженность облака на уровне полета.

ями с  $w < 0$ , около  $Cu$  *cong.* меньше, чем около  $Cu$  *hup.* и  $Cu$  *med.*, так как баланс масс, охваченных вертикальными движениями, в зоне  $Cu$  *cong.* в большей степени поддерживается внутриоблачными нисходящими движениями.

В слое толщиной в несколько десятков метров (иногда до 100—200 м) над всеми разновидностями кучевых облаков воздух опускается. Под основанием  $Cu$ , наоборот, преобладают восходящие движения.

В среднем уровне, на котором скорость восходящих движений максимальна, расположен несколько выше середины  $Cu$ . В слоях с влажнонеустойчивой стратификацией скорость восходящих движений растет с высотой. Наоборот, в устойчивых слоях восходящие движения постепенно ослабевают.

Над  $Cu$  воздух обычно стратифицирован устойчиво. При этом, если устойчивый надоблачный слой достаточно тонок, а значения  $w_i$  в вершине  $Cu$  велики, поднимающийся объем облачного воздуха может «пробить» устойчивый слой за счет накопленной ниже кинетической энергии и подняться до расположенного выше конвективно-неустойчивого слоя. На участке, где  $\gamma < \gamma_{da}$ , значения  $w_i$ , естественно, уменьшаются, а выше, в слое с  $\gamma > \gamma_{da}$ , они

вновь растут. В результате на кривой  $\bar{w}_i(z)$  образуются два частных максимума и она становится «двугорбой» (рис. 2 (6.2.1) [8, 10]). Очевидно, при наличии нескольких конвективно-неустойчивых слоев число частных максимумов на вертикальном профиле  $\bar{w}_i$  может превышать два.

На рис. 3 (6.2.1) приведено распределение значений  $w_i$  внутри  $Cu$  (без учета ширины конвективных потоков) в слое от основания облака до уровня, расположенного на несколько сотен метров выше верхней границы [35]. Поскольку в вероятностных координатах точки ложатся на прямую, функция распределения  $f(w_i)$  близка к нормальной (гауссовой).

Согласно [35], в слое, где  $\partial \bar{w}_i / \partial z > 0$  (на участках «активной» конвекции), среднее квадратическое значение скорости восходящих потоков ( $\sigma_w$ ) приблизительно линейно растет с ростом высоты ( $z$ ), увеличиваясь в среднем на 0,7 м/с на 1 км подъема. Коэффициент корреляции между  $\sigma_w$  и  $z$  близок к 0,6.

Средние квадратические значения скорости восходящих потоков в нижних двух третях  $Cu_{hum.}$  в центральной (в плане) их части равны 0,5—1,0 м/с, в  $Cu_{med.}$  1—2 м/с, а в  $Cu_{cong.}$  2—4 м/с. Максимальные значения  $w_i$  на некоторых участках могут более чем в 3 раза превышать приведенные оценки.

Скорость нисходящих внутривлажных потоков на 10—20 % меньше, чем скорость восходящих, причем это верно и для значений  $\bar{w}_i$ , осредненных по всему горизонтальному сечению потока, и для максимальных индивидуальных значений  $w_i$ . Согласно [8], над Украиной среднее квадратическое значение скорости восходящих потоков составляет примерно 1,6 м/с, а нисходящих 1,3 м/с.

Под облаком  $\sigma_w = 1 \dots 2$  м/с, а над ним  $-0,5 \dots -1,0$  м/с. Сбоку от  $Cu$  значения  $\sigma_w$  довольно редко превышают 0,3—0,4 м/с.

В одноячейковых (содержащих один восходящий конвективный поток)  $Cu$  диаметр восходящей струи составляет  $0,6-0,8 D_c$ , где  $D_c$  — «диаметр» облака. В многоячейковых  $Cu$  отдельные конвективные струи в несколько раз уже, чем облако в целом. Ши-

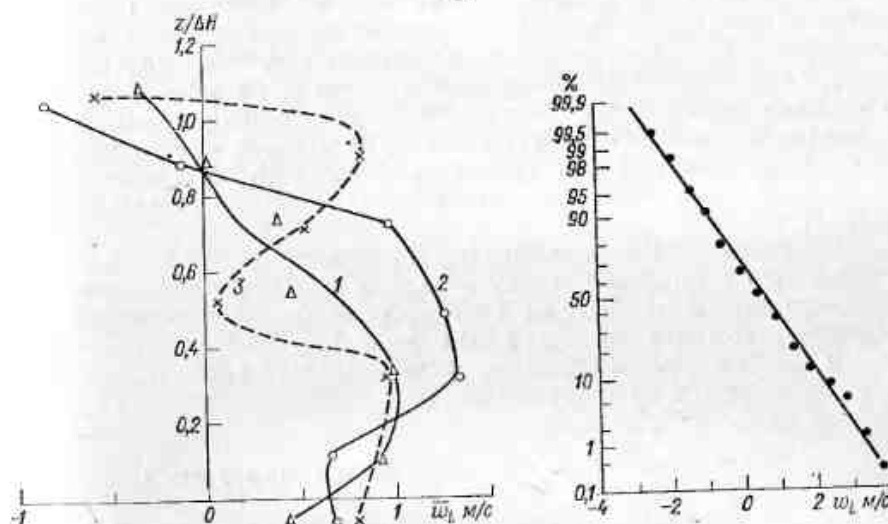


Рис. 2 (6.2.1). Вертикальные профили  $\bar{w}_i$  в центральной части облака [10].

1 —  $Cu_{hum.}$  и  $Cu_{med.}$ , 1973 г., число пересечений  $n=143$ ; 2 —  $Cu_{hum.}$  и  $Cu_{med.}$ , 1974 г.,  $n=194$ ; 3 —  $Cu_{cong.}$ , 1973 г.,  $n=56$ .

Рис. 3 (6.2.1). Накопленная повторяемость (%) различных значений вертикальной скорости воздуха в нижней половине  $Cu$  [35].

рина компенсационных потоков сбоку от  $Cu$  и над ними может превышать  $D_c$ .

Типичный горизонтальный профиль  $w_i$  в индивидуальных конвективных ячейках (он аналогичен и в мелких одноячейковых  $Cu$ ) характеризуется убыванием значений  $w_i$  от середины облака (ячейки) к его краям. В индивидуальных случаях из-за взаимного наложения мезомасштабных и турбулентных флуктуаций  $w_i$  такая закономерность может замаскироваться изрезанностью профиля  $w_i$ .

В крупных  $Cu$ , содержащих несколько восходящих потоков, горизонтальный профиль  $w_i$  имеет несколько частных максимумов.

## 6.2.2. Вертикальные потоки в зоне кучево-дождевых облаков

## 6.2.2.1. Структура воздушных потоков внутри Сб

Кучево-дождевые облака состоят из одной или (чаще) нескольких конвективных ячеек (КЯ) \*, горизонтальные размеры которых составляют от 1,0—1,5 до нескольких километров. Внутри этих ячеек содержатся квазистационарные струеобразные восходящие и нисходящие воздушные потоки. Облака, состоящие из одной КЯ, называются одноячейковыми, а наиболее мощные квазистационарные облака этого типа — суперячейковыми. Сб, которые состоят из нескольких ячеек, называются мульти- или многоячейковыми [11, 17].

Отдельные, даже смежные, ячейки довольно слабо взаимодействуют друг с другом, поэтому в первом приближении можно считать, что многоячейковые Сб состоят из автономных конвективных «блоков», которые по своим основным характеристикам аналогичны одноячейковым облакам. В этом смысле приводимые ниже данные относятся к Сб любого типа.

## 6.2.2.2. Скорости и размеры конвективных струй внутри Сб

На рис. 1 (6.2.2.2) приведены распределения значений  $w_i$  для восходящих ( $w_i > 0$ ) и нисходящих ( $w_i < 0$ ) потоков. Они построены по данным, приведенным в [12, 22, 24, 30], и относятся к умеренным широтам. Большая часть измерений была выполнена в нижней и средней частях ливневых облаков. Объем эмпирических данных для грозовых и градовых облаков был в несколько раз меньше.

Как правило, медианные значения  $w_i$  внутри грозовых и градовых Сб на 2—3 м/с больше, чем в ливневых. Максимальные значения  $w_{i \max}$  в наиболее мощных грозовых и градовых облаках могут превышать 50 м/с [30, 31]. В ливневых Сб  $w_{i \max} = 30 \dots 40$  м/с.

В первом приближении [16, 17] для внутриоблачного восходящего потока шириной  $D$  имеем

$$w_{i \max} \approx \sqrt{D \Delta T}, \quad (1)$$

где значения  $w_{i \max}$  выражены в м/с,  $D$  — в километрах,  $\Delta T$  — в кельвинах. (Возможные значения  $\Delta T$  см. в главе 5.)

\* На практике выделение КЯ внутри Сб может быть произведено с помощью радиолокационных «разрезов» этих облаков. За «ячейку» принимают области, внутри которых имеются локальные максимумы радиолокационной отражаемости, окаймленные несколькими замкнутыми линиями изоэха. Радиолокационные КЯ обычно связаны с локальными максимумами концентрации в облаке крупных частиц и повышенными скоростями восходящих потоков.

Ширина участков, на которых значения  $w_i$  близки к  $w_{i \max}$ , обычно не превышает 200—300 м. По вертикали наибольшие значения  $w_i$  чаще всего локализованы в середине или в верхней трети облака. Если облако пересекает несколько конвективно неустойчивых слоев, что типично для проникающей конвекции, в каждом из них формируется свой частный максимум  $w_i$ . Уровень с наибольшим частным максимумом в этих случаях не обязательно располагается в верхней половине облака.

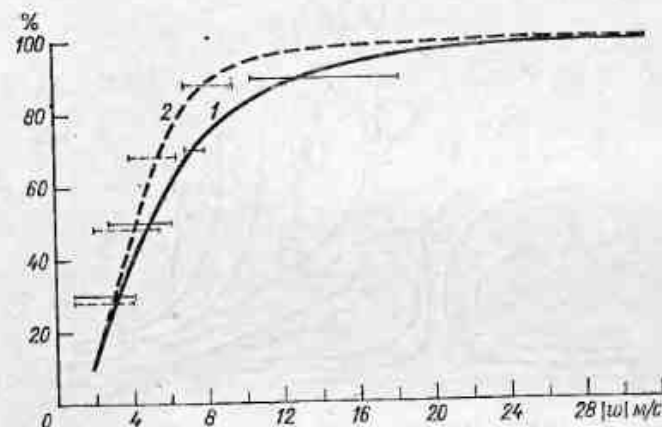


Рис. 1 (6.2.2.2). Накопленная повторяемость (%) модуля вертикальных скоростей  $|w_i|$  воздуха внутри Сб.

1)  $w_i > 0$ , 2)  $w_i < 0$ ; горизонтальные отрезки — разброс значений по данным разных исследователей.

Наряду с упомянутыми «основными» максимумами скорости подъема воздуха, в вертикальном профиле  $w_i$  всегда имеются более мелкие частные «пики», обусловленные сравнительно небольшими неоднородностями вертикальных потоков, размеры которых не превышают нескольких сотен метров [8, 19, 29]. Их наличие приводит к очень сильной изрезанности вертикальных профилей  $w_i$ .

Внутри Сб, особенно зрелых и диссипирующих, наряду с областями, где  $w_i > 0$ , всегда имеются и участки, на которых воздух опускается [16, 17, 22]. В растущих одноячейковых и суперячейковых облаках зоны оседания воздуха располагаются вблизи боковых границ облака, в первую очередь у тыловой относительно направления перемещения границы. В мультиячейковых облаках нисходящие потоки развиваются также и во внутриоблачных участках, удаленных от боковой поверхности Сб.

Наиболее мощный нисходящий поток локализуется в зоне осадков, и, по-видимому, инициируется и поддерживается ими. Более слабые нисходящие движения имеют компенсационное происхождение.



Как видно из рис. 1 (6.2.2.2), скорость восходящих потоков внутри Сб на 1—3 м/с больше, чем скорость нисходящих. Так, внутри ливневых облаков, медианные значения  $w_i$  в восходящих потоках на 2 м/с больше, чем в нисходящих.

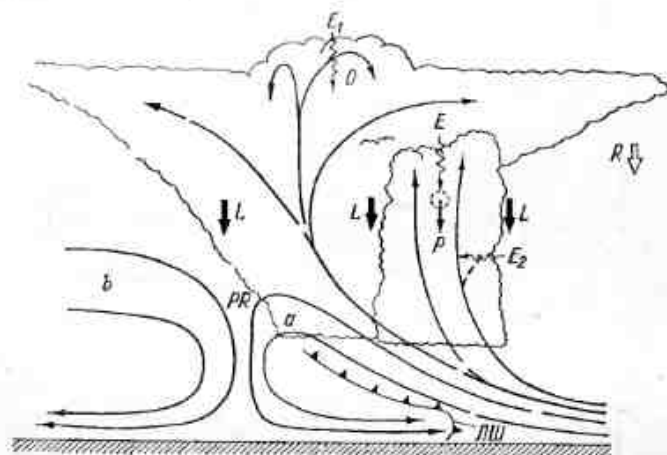


Рис. 2 (6.2.2.2). Воздушные потоки вблизи Сб и внутри него в системе координат, связанной с облаками [2].

PR — зона осадков, R — компенсационные нисходящие движения сбоку от облака, E<sub>1</sub> — вовлечение через его верхнюю кромку, O — поворот восходящего конвективного потока, L — боковые границы восходящего потока, E<sub>2</sub> — боковое вовлечение, P — движение частиц осадков, а и б — ветви подоблачного нисходящего потока, ЛШ — линия шквалов (подоблачный мезомасштабный холодный фронт).

Качественная схема распределения вертикальных потоков внутри Сб приведена на рис. 2 (6.2.2.2) [27].

Статистика горизонтальных размеров внутриоблачных вертикальных потоков (D) представлена на рис. 3 (6.2.2.2), для построения которого использованы эмпирические данные, содержащиеся в [12, 22, 24, 30]. Большая часть исходных данных относилась к нижним двум третям Сб. Поскольку кривые повторяемости

значений D для случаев  $w_i > 0$  и  $w_i < 0$  близки друг к другу, рисунок построен без разделения на восходящие и нисходящие потоки. С высотой значения D несколько увеличиваются. Существует весьма четкая связь между толщиной (H) Сб и значением D. Так, в не очень крупных ливневых облаках D<sub>i</sub> в среднем в 1,5—2 раза меньше, чем в мощных Сб, и почти втрое меньше, чем в ураганах.

Кривые плотности распределения значений  $w_i$  и D<sub>i</sub> имеют положительную асимметрию, т. е. модальные значения  $w_i$  и D<sub>i</sub> меньше

средних ( $\bar{w}$ ,  $\bar{D}$ ). Эмпирические данные удовлетворительно аппроксимируются гамма-распределениями:

а) для скоростей восходящих потоков

$$f(w_i) = 38,5 \left( \frac{w_i}{5} \right)^{k-1} e^{-\lambda(w_i-5)}, \quad (2)$$

где  $k=2,76$ ;  $\lambda=0,35 \text{ м}^{-1} \cdot \text{с}$ ;  $w$  — в м/с;

б) для скоростей нисходящих потоков

$$f(w_i) = 46,5 \left( \frac{w_i}{4,8} \right)^{k-1} e^{-\lambda(w_i-4,8)}, \quad (3)$$

где  $k=5,42$ ;  $\lambda=0,92 \text{ м}^{-1} \cdot \text{с}$ ;

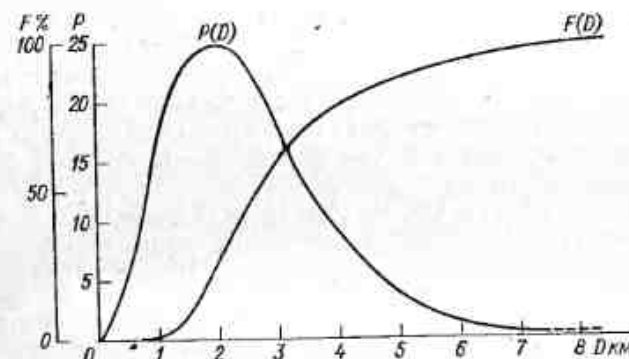


Рис. 3 (6.2.2.2). Повторяемость P(D) и накопленная повторяемость  $F(D) = \int_0^D P(D) dD$  горизонтальных размеров вертикальных конвективных потоков в Сб [5].

в) для горизонтальных размеров вертикальных потоков

$$f(D) = 25,5 \left( \frac{D}{0,18} \right)^{k-1} e^{-\lambda(D-0,18)}, \quad (4)$$

где  $k=3,51$ ;  $\lambda=13,94 \text{ км}^{-1}$ ; D — в километрах.

Коэффициенты эксцесса  $E_x$  и асимметрии  $A_s$  имеют следующие значения:

для потоков, в которых  $w_i < 0$ ,  $E_x=3,45$ ,  $A_s=1,3$ ;

для потоков, в которых  $w_i < 0$ ,  $E_x=4,83$ ;  $A_s=1,59$ ;

для значений D (независимо от знака  $w_i$ )  $E_x=1,18$ ;  $A_s=1,26$ .

### 6.2.2.3. Вертикальные движения в окрестностях Сб

Сбоку от верхней половины Сб в среднем воздух оседает со скоростью  $|\bar{w}_i| \approx 0,5 \dots 1,5 \text{ м/с}$ , хотя на отдельных участках могут наблюдаться и восходящие движения с  $\bar{w}_i=0,5 \dots 1,0 \text{ м/с}$ . Сум-

марная площадь, внутри которой  $w_i < 0$ , в облаках и вне их в 2—3 раза превышает площадь восходящих внутриоблачных потоков.

Если в окружающей атмосфере вертикальный сдвиг ветра  $u'_z = -dw/dz$  мал, то ширина участков, на которых околооблачный воздух опускается, с разных сторон от Сб приблизительно одинакова. При больших  $u'_z$  поле  $w_i$  вокруг облака асимметрично и на участке длиной в несколько  $D_0$ , расположенном перед передним (по направлению переноса) краем облака, находится зона знакопеременных вертикальных движений с длиной волн  $\lambda \approx D_0$  [15, 16].

Статистические данные о структуре вертикальных движений сбоку от нижней половины Сб пока отсутствуют, но, по-видимому, и здесь преобладает оседание воздуха.

Вблизи поверхности Земли перед передней (по направлению переноса) частью подоблачного нисходящего потока воздух поднимается, т. е. происходит вынужденная (динамическая) конвекция. Скорость подъема воздуха может достигать 5—7 м/с, а может и превышать это значение.

Под тыловой частью Сб, на участке, где выпадают осадки, скорость нисходящих движений наибольшая, причем она возрастает с усилением осадков и иногда превышает 10 м/с. Область, внутри

которой  $\bar{w}_i < 0$ , может занимать большую часть горизонтального сечения подоблачного участка, а по вертикали простирается вплоть до подстилающей поверхности. Слой, где  $|w_i| \approx |w_{i \max}|$ , приподнят на несколько десятков метров, поскольку непосредственно около поверхности Земли опускающийся воздух тормозится и растекается в стороны.

Над Сб в слое толщиной в несколько сотен метров воздух опускается. Однако непосредственно над верхней кромкой Сб имеется прослойка толщиной до 100—200 м, внутри которой происходит подъем воздуха. Наиболее типична такая ситуация для растущих Сб, а в случаях когда в потоке велики вертикальные сдвиги ветра такая ситуация характерна и для зрелых Сб [16, 17].

После перехода облаков в стадию диссипации значения  $\bar{w}_i$  во всех частях околооблачной зоны постепенно убывают.

### 6.3. Вовлечение

Согласно экспериментальным данным, между облаками и окружающим воздухом всегда происходит тепло- и массообмен. Это приводит к несовпадению фактических значений метеорологических параметров в облаке (температуры, влажности, концентрации и размеров облачных элементов и др.) и значений, которые

наблюдались бы, если бы процесс развития облака происходил адиабатически.

Главной причиной нарушения адиабатичности является так называемое вовлечение — проникновение внутрь облака воздуха из окружающей «сухой» атмосферы [16, 17, 22]. Из-за вовлечения часть облачных элементов (капель, кристаллов) испаряется, а влажность (ледность), температура и сила плавучести уменьшаются. Поскольку вовлечение осуществляется через боковые и верхнюю границы облака, указанные процессы наиболее интенсивны на его периферии и вблизи вершины.

Количественной мерой интенсивности (скорости) вовлечения служит коэффициент вовлечения ( $\mu_z$ ) — относительное изменение массы облачного воздуха на единичном расстоянии по вертикали:

$$\mu_z = \frac{1}{m} \frac{dm}{dz}, \quad (1)$$

где  $dm$  — масса окружающего облако сухого воздуха, которая втекает внутрь облака на участке толщиной  $dz$ . Если одновременно с втеканием происходит и истечение воздуха (ситуация, наиболее типичная для случая турбулентного обмена воздухом между Сп (Сб) и окружающей атмосферой), то в формуле (1)  $dm = dm^+ - dm^-$ , где  $m^+$  и  $m^-$  — масса втекающего и вытекающего воздуха соответственно.

Иногда вместо  $\mu_z$  рассматривается так называемый барический коэффициент вовлечения

$$\mu_p = \frac{1}{m} \frac{dm}{|dp|} = \frac{1}{\rho g} \mu_z, \quad (2)$$

где  $dp$  — изменение давления между рассматриваемыми уровнями,  $\rho$  — плотность воздуха,  $g$  — ускорение свободного падения.

Основными формами вовлечения являются компенсационное (динамическое) вовлечение, обусловленное неразрывностью потока в слоях, где его вертикальная скорость ( $w$ ) растет с высотой, и турбулентное вовлечение, связанное с турбулентным перемешиванием [17]. В слоях, где  $dw/dz = 0$ , динамическое вовлечение не происходит; при  $dw/dz < 0$  вместо вовлечения происходит истечение воздуха. Турбулентное вовлечение наблюдается повсеместно, причем его интенсивность при прочих равных условиях увеличивается с ростом термической неустойчивости атмосферы. Зависимость значений  $\mu_z$  от вертикальных градиентов скорости ветра  $dw/dz$  еще не изучена, однако, поскольку с ростом  $dw/dz$  возрастает интенсивность турбулентного перемешивания [3], следует ожидать, что и значения  $\mu_z$  в этом случае увеличиваются.

#### 6.3.1. Вовлечение в конвективные облака

В нижней части Сп и Сб, т. е. там, где  $dw/dz > 0$ , влияние динамического вовлечения скорее всего сравнимо с влиянием турбулентного вовлечения или даже более существенно. Чем больше

вертикальные градиенты  $w$ , тем интенсивнее динамическое вовлечение. Для турбулентного вовлечения такая зависимость отсутствует.

В слоях, где  $\partial w/\partial z < 0$ , динамическое вовлечение сменяется компенсационным истечением воздуха из облака и поэтому вовлечение здесь вызывается только турбулентностью.

На всех стадиях эволюции облаков происходит очень интенсивное турбулентное вовлечение через верхнюю кромку облака, причем воздушные «моли», попадая благодаря турбулентности в облако, охлаждаются в нем из-за испарения капель (кристаллов), становятся более плотными и могут опускаться внутрь облака на большую глубину, иногда даже пронизывая боль-

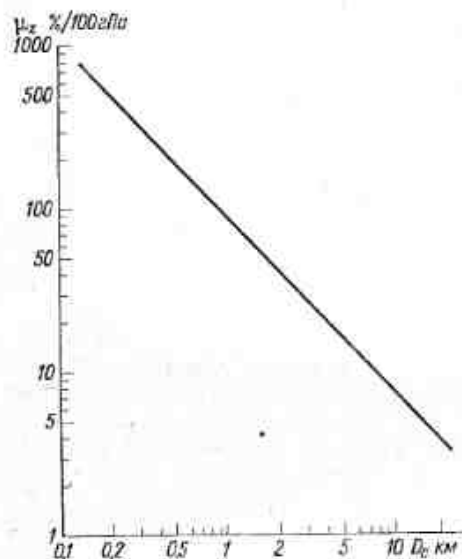


Рис. 1 (6.3.1). Зависимость интенсивности вовлечения  $\mu_z$  от горизонтальных размеров конвективных облаков  $D_c$ .

шую часть облачной толщи [17]. Поэтому во многих случаях в предвершинной части Cu (Cb) вклад вертикального перемешивания может превышать вклад горизонтального.

В среднем для всего Cu (Cb) вклады в  $\mu_z$  ( $\mu_p$ ) турбулентного и динамического вовлечения, по-видимому, близки друг к другу, о чем свидетельствуют результаты теоретических расчетов  $\mu_z$  по отдельности для обоих типов вовлечения.

Для определения  $\mu_z$  в настоящее время используется довольно много расчетных формул (см., например, [16, 17]). Практически все они разработаны с учетом того, что, согласно общим физическим соображениям, значения  $\mu_z$  должны быть пропорциональны площади поверхности и обратно пропорциональны объему облака. Поэтому  $\mu_z$  в большинстве расчетных формул берется обратно пропорциональным диаметру облака  $D_c$ . По данным лабораторных измерений, в тех случаях, когда конвективные элементы (термики) имеют форму струй,  $\mu_z \approx 0,2R^{-1}$ . Если конвективный подъем осуществляется в форме изолированных воздушных объемов (конвективных «пузырей»),  $\mu_z \approx 0,6R^{-1}$ , где  $R$  — радиус струй (пузырей). Этот вывод действителен и для сухих, и для облачных термиков [17].

На рис. 1 (6.3.1) приведены экспериментальные данные об интенсивности вовлечения в Cu и Cb по материалам [17, 22]. По оси абсцисс отложены данные о происходящем благодаря вовлечению увеличении массы облака при подъеме на каждые 100 гПа. Для Cu и нижней половины Cb в среднем это соответствует слою 0,9—1,1 км, а для верхней части Cb — слою 1,2—1,5 км.

Разброс экспериментальных данных очень велик, и хотя в индивидуальных конвективных ячейках значение  $\mu_z$  в первом приближении обратно пропорционально их горизонтальным размерам, в среднем для многоячейкового облака возможны отклонения, иногда достигающие порядка самой величины  $\mu_z$ . Это, в частности, связано с тем, что по мере эволюции Cu и Cb в облаке изменяются значения  $\partial w/\partial z$ , а значит, и  $\mu_z$ .

Следует иметь в виду, что данных о значениях  $\mu_z$  в Cb еще очень мало. По сведениям, приведенным в [9], при подъеме, соответствующем изменению давления на 100 гПа, увеличение массы облака в слое 700—500 гПа в среднем равно 40 %, в слое 850—700 гПа — 83 % и в слое от уровня 850 до основания Cb — 75 %.

В табл. 1 (6.3.1) указан порядок  $\mu_z$  в конвективных облаках.

Таблица 1 (6.3.1)

Порядок величины  $\mu_z$  в конвективных облаках

| Тип облака        | $\mu_z$ $\text{м}^{-1}$ |
|-------------------|-------------------------|
| Cu hum. — Cu med. | $10^{-3}$               |
| Cu cong.          | $10^{-4}$               |
| Cb                | $10^{-4}—10^{-5}$       |

Еще раз подчеркнем, что, как это следует и из таблицы, с ростом размера облака среднее вовлечение, отнесенное ко всей массе облака, уменьшается. Так, масса воздуха, содержащегося в облаках мощностью 1—2 км, увеличивается вдвое на пути подъема около 1 км, тогда как в облаках, мощность которых составляет 3 км и более, скорость вовлечения в десятки раз меньше.

### 6.3.2. Вовлечение в волнистообразные и слоистообразные облака

Механизмы вовлечения в волнистообразные облака, например в Sc и Ac, и в облака Cu и Cb приблизительно аналогичны. Однако из-за того, что скорость вертикальных движений (и ее градиенты) в Sc, Ac примерно в 10 раз меньше, чем в Cu и Cb, интенсивность упорядоченного вовлечения в Sc и Ac в  $10^2—10^3$  меньше, чем в случае развитых Cu [33]. В то же время интенсивность турбулентного вовлечения через границы Sc и Ac, по-видимому, имеет тот же порядок, что и в Cu.



В слонстообразных облаках (СО) компенсационные движения очень слабые, поэтому вовлечение практически полностью является турбулентным. При этом, поскольку горизонтальные размеры СО в  $10^2$ — $10^3$  раз больше вертикальных, определяющую роль играет турбулентное вовлечение через верхнюю границу облака. Проникший внутрь облака воздух из-за испарения в нем облачных элементов становится холоднее и, следовательно, плотнее, окружающего и должен опускаться. Поэтому вовлечение через верхнюю кромку облака может быть довольно интенсивным.

Точные количественные оценки интенсивности турбулентного вовлечения в СО пока отсутствуют. Однако, судя по косвенным данным, она на отдельных участках может быть значительной, вследствие чего в средней по вертикали части облака образуются своеобразные «пустоты», т. е. участки, внутри которых концентрация облачных элементов и влажность близки к нулю (см. п. 8.3.2). Укажем также, что большая горизонтальная перемежаемость турбулентности в слонстообразных облаках (см. в [3]) должна сопровождаться и значительной горизонтальной изменчивостью в них значений  $\mu_z$ .

## Турбулентность в облаках и околооблачном пространстве

Скорость движения воздуха и взвешенных в нем частиц весьма изменчива в пространстве и во времени. Она отражает как упорядоченное, так и турбулентное движение воздушных масс. Эти движения различаются прежде всего масштабами: крупномасштабные движения считаются упорядоченными, мелкомасштабные — турбулентными. Провести четкую границу между ними невозможно; она является чисто условной и зависит от решаемой задачи. Порой она существенно зависит и от методов измерений.

В этой главе речь пойдет о результатах самолетных измерений, и турбулентность будет характеризоваться пульсациями скоростей в масштабе 0,15—1,5 км и параметрами, определяющими статистику их распределения. Более высокочастотные (масштаб менее 150 м) и более низкочастотные (масштаб более  $1,5 \cdot 10^3$  м) пульсации отфильтровывались непосредственно в приборе и в процессе обработки.

Обычно в атмосфере, в том числе и в облаках, турбулентные зоны чередуются со спокойными. О такого рода перемежаемости турбулентности можно судить по размерам турбулентных и спокойных зон, их повторяемости и т. д. В настоящей главе под турбулентными зонами подразумеваются участки в атмосфере, на которых средние квадратические значения пульсаций компонент скорости  $\sigma_u$ ,  $\sigma_w$  превосходят 0,1 м/с. Спокойной зоной названы участки, на которых  $\sigma_u$ ,  $\sigma_w < 0,1$  м/с. Протяженности  $i$ -го турбулентного и  $j$ -го спокойного участков обозначены через  $l_i$  и  $\lambda_j$  соответственно;  $u$  — горизонтальная (продольная) компонента пульсаций скорости (под продольной здесь понимается компонента скорости ветра, ориентированная вдоль направления полета, независимо от направления ветра),  $w$  — вертикальная компонента пульсаций скорости,  $l = \sum l_i$  — суммарная протяженность всех турбулентных участков для определенного вида облачности,  $\lambda = \sum \lambda_j$  — суммарная протяженность спокойных участков,  $\alpha = l/(l + \lambda)$  — коэффициент турбулентного заполнения (относительная протяженность турбулентных зон).

## 7.1. Турбулентность в облаках слоистых форм \*

## 7.1.1. Пространственная перемежаемость турбулентности в облаках

О пространственной структуре турбулентности в облаках различных форм можно судить по табл. 1 (7.1.1). Средняя протяженность турбулентных и спокойных участков, как видно из таблицы, составляет десятки километров.

Таблица 1 (7.1.1)

Средняя протяженность турбулентных ( $\bar{l}_t$ ) и спокойных ( $\bar{\lambda}_j$ ) зон в облаках различных форм и коэффициент турбулентного заполнения  $\alpha$

|                            | Форма облаков |       |      |      |       |      |      | КЗ * |
|----------------------------|---------------|-------|------|------|-------|------|------|------|
|                            | As—Cs         | Ns—As | As   | Cs   | Ns—Sc | Sc   | Ac   |      |
| $\bar{l}_t$ км             | 2·10          | 2·10  | 2·10 | 3·10 | 2·10  | 2·10 | 2·10 | 2·10 |
| $\bar{\lambda}_j$ км       | 6·10          | 7·10  | 3·10 | 3·10 | 1·10  | 1·10 | 1·10 | 0    |
| $\alpha = l/(l + \lambda)$ | 0,2           | 0,2   | 0,4  | 0,5  | 0,7   | 0,8  | 0,9  | 1,0  |

\* Конвективные зоны (КЗ); к ним в облаках слоистых форм относились области с отчетливо выраженной болтанкой самолета, в которых, по мнению бортнаблюдателя, можно ожидать наличия «заполненных конвективных ячеек». Для них  $\bar{l}_t = 1,5$  км,  $\lambda_j = 0$ .

Накопленные повторяемости различных значений протяженностей турбулентных  $l_t$  и спокойных  $\lambda_j$  участков в облаках различных форм в умеренных широтах приведены на рис. 1 (7.1.1).

На кривых плотности распределения  $f(l_t) = d\Phi/dl_t$  и  $\varphi(\lambda_j) = \frac{d\Phi(\lambda_j)}{d\lambda_j}$  отчетливо выделяются максимумы в интервалах  $l_t$ ,  $\lambda_j$ , равных 10—20 км. В облаках слоистых форм типа Ns—As, As и Cs намечается и второй максимум в области 60—70 км.

## 7.1.2. Распределение пульсаций компонент скорости ветра внутри турбулентных зон

В турбулентных зонах вертикальная компонента скорости колеблется вокруг среднего нулевого значения. Горизонтальная (или продольная для движущегося самолета) компонента колеблется

вокруг некоторого среднего значения компоненты скорости ветра в данном направлении.

Случайные значения пульсаций  $u_{h,i}$  (продольная компонента  $i$ -й пульсации скорости на  $k$ -м турбулентном участке) и  $w_{h,i}$  (вертикальная компонента) подчиняются с высокой точностью (расхождения не более нескольких процентов) нормальному закону рас-

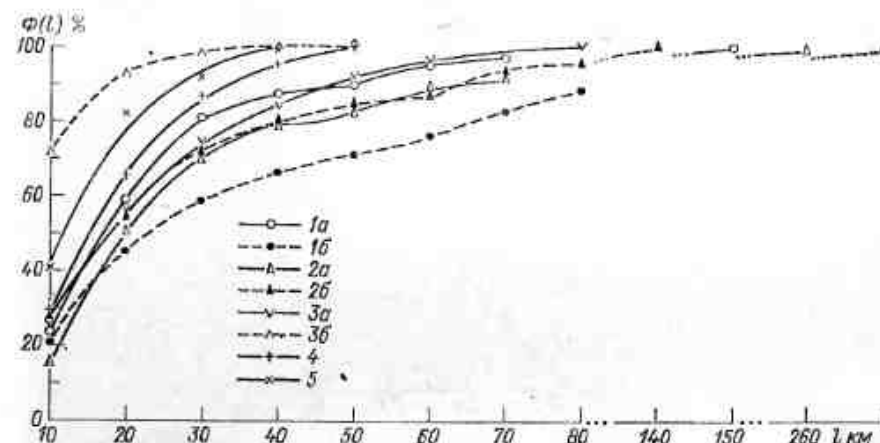


Рис. 1 (7.1.1). Эмпирические функции распределения протяженности турбулентных (a) и спокойных (б) зон в облаках различных форм.

1) Ns—As, 2) Cs, 3) Ac, 4) конвективные зоны, 5) Ns—Sc.

пределения с нулевым средним значением. Кривые плотности распределения имеют, следовательно, вид

$$f_k(u_{h,i}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{u,h}} \exp\left(-\frac{u_{h,i}^2}{2\sigma_{u,h}^2}\right), \quad (1)$$

$$\varphi_k(w_{h,i}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_{w,h}} \exp\left(-\frac{w_{h,i}^2}{2\sigma_{w,h}^2}\right). \quad (2)$$

Средние значения  $\bar{\sigma}_u$  и  $\bar{\sigma}_w$  для облаков различных форм, приведенные в табл. 1 (7.1.2), были рассчитаны с помощью следующих соотношений:

$$\bar{\sigma}_u = \left( \frac{\sum_k \sigma_{u,k}^2 l_k}{\sum_k l_k} \right)^{1/2},$$

$$\bar{\sigma}_w = \left( \frac{\sum_k \sigma_{w,k}^2 l_k}{\sum_k l_k} \right)^{1/2}. \quad (3)$$

Если рассматривать  $\bar{\sigma}_u$  и  $\bar{\sigma}_w$  для облака в целом, а не только для турбулентных зон, то соответствующие значения понизятся

\* В основу параграфа положены работы [3, 5].

примерно вдвое для облаков типа As, Ns—As, As—Cs, примерно на 20 % для Cs, на 10 % для Ns—Sc, Sc и Ac; при этом они не изменяются (поскольку  $\alpha=1$ ) для КЗ.

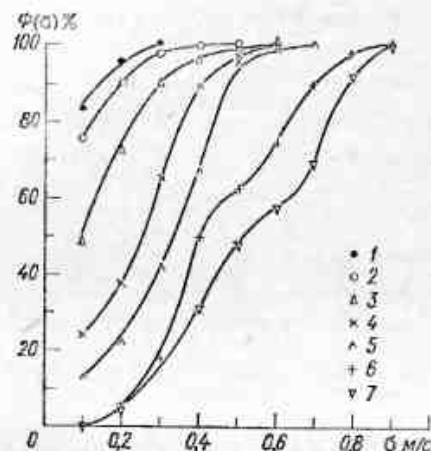


Рис. 1 (7.1.2). Распределение среднеквадратических значений пульсаций горизонтальной компоненты скорости ветра в облаках различных форм.

1) As—Cs, 2) Ns, 3) Cs, 4) Ns—Sc, 5) Ac, Sc, 6) конвективные зоны, 7) КЗ.

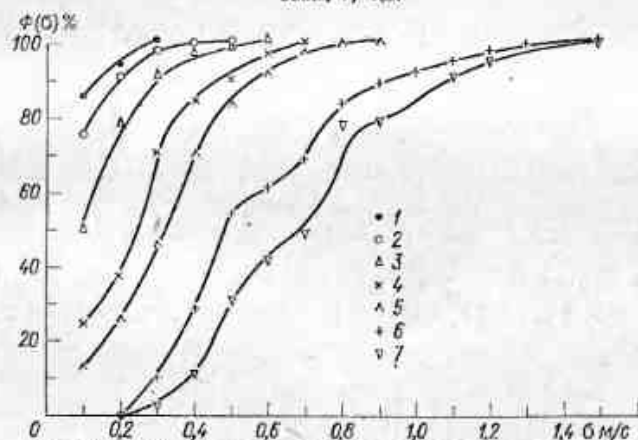


Рис. 2 (7.1.2). Распределение среднеквадратических значений пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра в облаках различных форм.

Усл. обозначения см. рис. 1 (7.1.2).

Эмпирические распределения значений пульсаций  $\Phi(\sigma_u)$  и  $\Phi(\sigma_w)$  представлены на рис. 1 и 2 (7.1.2) соответственно. Начальная ордината  $\sigma=0,1$  м/с на кривых соответствует доле спокойных участков ( $\sigma < 0,1$  м/с) в облаках соответствующей формы.

Таблица 1 (7.1.2)

Средние стандартные значения пульсаций компонент скорости ветра в турбулентных зонах облаков различных форм

| Форма облаков                | As—Cs | Ns—As | As  | Cs  | Ns—Sc | Sc  | Ac  | КЗ  |
|------------------------------|-------|-------|-----|-----|-------|-----|-----|-----|
| $\bar{\sigma}_u$ м/с . . . . | 0,2   | 0,2   | 0,2 | 0,2 | 0,3   | 0,4 | 0,4 | 0,5 |
| $\bar{\sigma}_w$ м/с . . . . | 0,2   | 0,2   | 0,2 | 0,2 | 0,3   | 0,4 | 0,4 | 0,6 |

Распределения  $\Phi_u(\sigma_u)$  и  $\Phi_w(\sigma_w)$  описываются либо нормальным законом (для облаков As—Cs, Ns—As и Cs), либо суперпозиций двух (для Ns—Sc, Sc и Ac) или трех (для КЗ) нормальных распределений:

$$\Phi_i(\sigma_i) = \sum_j c_{ij} \Phi_{0,j}(\sigma_i), \quad (4)$$

$$\Phi_{0,j}(\sigma_i) = \int_{-\infty}^{\sigma_i} f_{0,j}(x) dx, \quad (5)$$

$$f_{0,j}(x) = \frac{1}{s_j \sqrt{2\pi}} \exp \left[ -\frac{(x - \mu_j)^2}{2s_j^2} \right]. \quad (6)$$

Здесь  $j=1, 2, 3$ , а  $i=j, w$ . Функции  $f_{0,j}(x)$  представляют собой нормальные распределения с параметрами  $\mu_j, s_j$ , которые приведены в табл. 2 (7.1.2) и, как видно из таблицы, могут быть различными для облаков различных форм и для разных компонент.

### 7.1.3. Анизотропия пульсаций скорости ветра

Если рассматривать индивидуальный турбулентный участок, то характеристики пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра обычно не совпадают с характеристиками пульсаций горизонтальной компоненты. Иными словами, на индивидуальных участках наблюдается определенная анизотропия турбулентности. Примем за меру анизотропии турбулентности на  $k$ -м участке отношение, которое будем называть степенью анизотропии турбулентности:

$$\kappa_k = \frac{\sigma_{w,k}}{\sigma_{u,k}}. \quad (1)$$

В среднем по облакам слоистых форм величина  $\kappa_k$  близка к 1 (табл. 1 (7.1.3)) для слоистообразных и волнистообразных облаков и заметно больше 1 для конвективных зон (КЗ). Это еще более заметно, если рассматривать кривые повторяемости различных значений  $\kappa_k$  (рис. 1 (7.1.3)). Примерно в 70 % случаев  $\kappa_k < 1$  для облаков типа As, Cs, Ns, в 65 % случаев  $\kappa_k > 1$  для Sc, Ac и всегда  $\kappa_k > 1$  для конвективных зон. Следует иметь в виду, что вертикальные потоки при пролете самолета воспринимаются как пульсации вертикальной скорости.



Параметры эмпирических распределений стандартных значений ( $\sigma_u$ ,  $\sigma_w$ ) пульсаций компонент скорости ветра для облаков различных форм

| Форма облаков | Компоненты пульсаций | Параметры распределений |             |           |              |             |           |              |             |           |  |
|---------------|----------------------|-------------------------|-------------|-----------|--------------|-------------|-----------|--------------|-------------|-----------|--|
|               |                      | $\epsilon_1$            | $\mu_1$ м/с | $s_1$ м/с | $\epsilon_2$ | $\mu_2$ м/с | $s_2$ м/с | $\epsilon_3$ | $\mu_3$ м/с | $s_3$ м/с |  |
| As—Cs         | u, w                 | 1                       | 0,05        | 0,15      | 0            | —           | —         | 0            | —           | —         |  |
| Ns—As         | u, w                 | 1                       | 0           | 0,15      | 0            | —           | —         | 0            | —           | —         |  |
| Cs            | u, w                 | 1                       | —0,12       | 0,15      | 0            | —           | —         | 0            | —           | —         |  |
| Ns—Sc         | {u<br>w}             | 0,55                    | —0,18       | 0,15      | 0,45         | —0,32       | 0,10      | 0            | —           | —         |  |
|               |                      | 0,70                    | —0,18       | 0,15      | 0,30         | —0,45       | 0,10      | 0            | —           | —         |  |
| Sc, Ac        | {u<br>w}             | 0,55                    | —0,28       | 0,15      | 0,45         | —0,46       | 0,10      | 0            | —           | —         |  |
|               |                      | 0,70                    | —0,28       | 0,15      | 0,30         | —0,54       | 0,10      | 0            | —           | —         |  |
| K3            | {u<br>w}             | 0,63                    | —0,35       | 0,15      | 0,37         | 0,65        | 0,10      | 0            | —           | —         |  |
|               |                      | 0,61                    | —0,40       | 0,15      | 0,31         | 0,75        | 0,10      | 0,08         | —1,15       | 0,10      |  |

Эмпирические распределения  $\Phi(\chi_k)$  приведены на рис. 1 (7.1.3). Отклонения  $\chi_k$  от 1, достигающие в отдельных случаях нескольких десятков процентов, связаны, по-видимому, с механизмами формирования турбулентных зон, в том числе с элементами конвекции и волновыми движениями.

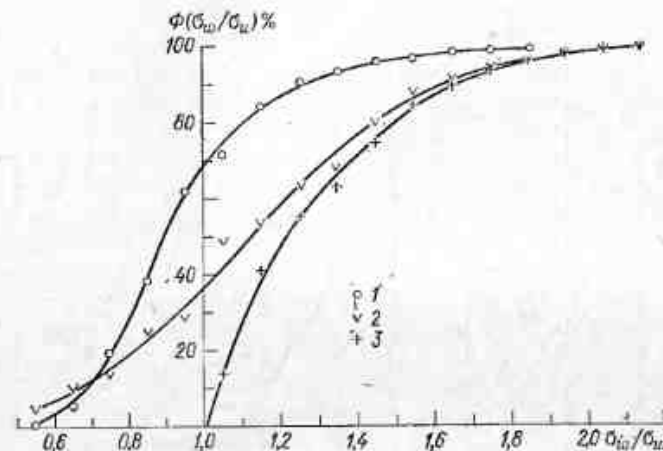


Рис. 1 (7.1.3). Эмпирические функции распределения коэффициента анизотропии турбулентности  $\chi = \sigma_w/\sigma_u$  в облаках различных форм.

1 — слоистообразные облака, 2 — волнистообразные облака, 3 — конвективные зоны.

Таблица 1 (7.1.3)

Средние значения степени анизотропии турбулентности ( $\chi_k$ ) и стандартного отклонения  $\sigma_{\chi}$  в облаках различных форм и в КЗ

|                 | Тип облаков                   |                                   | КЗ   |
|-----------------|-------------------------------|-----------------------------------|------|
|                 | Слоистообразные<br>As, Cs, Ns | Волнистообразные<br>Sc, Ac, Ns—Sc |      |
| $\bar{\chi}_k$  | 0,94                          | 1,14                              | 1,31 |
| $\sigma_{\chi}$ | 0,21                          | 0,46                              | 0,24 |

#### 7.1.4. Спектры пульсаций компонент скорости ветра в облачных турбулентных зонах

Если  $u(x)$  и  $u(x+\xi)$  — значения продольной компоненты пульсаций скорости в точках  $x$  и  $x+\xi$ , то автокорреляционная функция пульсаций продольной компоненты имеет вид

$$k_u(\xi) = \frac{u(x)u(x+\xi)}{\sigma_u^2} \quad (1)$$

(черта означает осреднение по всем возможным значениям  $x$ ). Спектральная плотность пульсаций (или сокращенно спектр) про-

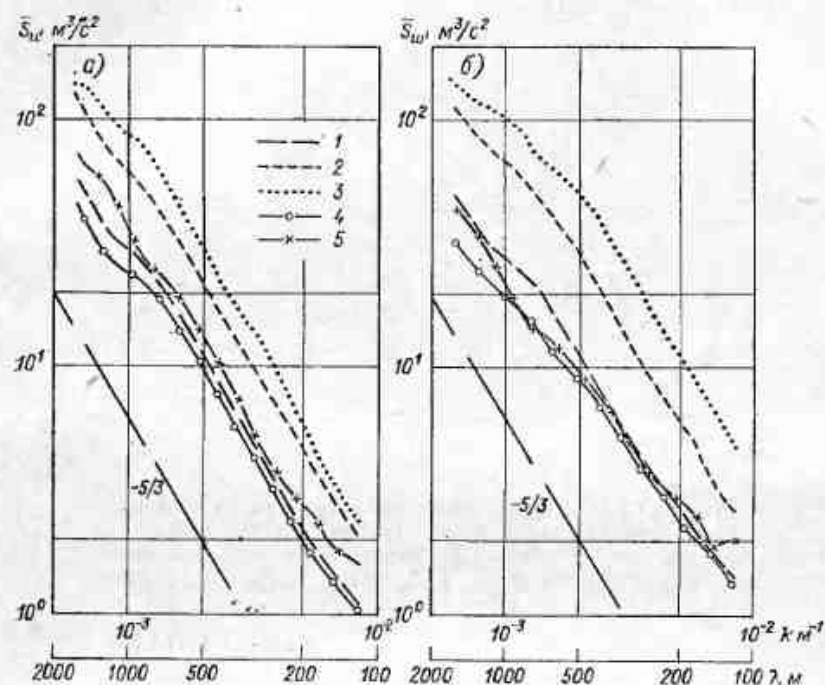


Рис. 1 (7.1.4). Средние спектральные плотности пульсаций горизонтальных (а) и вертикальных (б) компонент скорости ветра.

1) выс. облаков, 2) Sc—As, 3) конвективные зоны, 4) Ns—As, 5) Ns—Cu emb.

рис. а:

| Кривая               | 1    | 2    | 3    | 4     | 5     |
|----------------------|------|------|------|-------|-------|
| $n$                  | 165  | 137  | 76   | 111   | 54    |
| $\bar{\sigma}_u$ м/с | 0,22 | 0,32 | 0,37 | 0,21  | 0,25  |
| $\bar{A}_s$          | 0,02 | 0,06 | 0,05 | -0,01 | -0,09 |
| $\bar{E}_x$          | 1,10 | 1,18 | 1,23 | 1,86  | 1,25  |

рис. б:

| Кривая               | 1     | 2     | 3    | 4    | 5     |
|----------------------|-------|-------|------|------|-------|
| $n$                  | 149   | 134   | 71   | 98   | 51    |
| $\bar{\sigma}_w$ м/с | 0,22  | 0,35  | 0,42 | 0,20 | 0,21  |
| $\bar{A}_s$          | -0,07 | -0,04 | 0,06 | 0,19 | -0,03 |
| $\bar{E}_x$          | 0,13  | 0,14  | 1,85 | 0,16 | 0,73  |

дольной компоненты скорости ветра описывается выражением

$$S_u(k) = 2 \int_0^{\infty} \cos(2\pi k\xi) K_u(\xi) d\xi. \quad (2)$$

Аналогично для вертикальной компоненты

$$S_w(k) = 2 \int_0^{\infty} \cos(2\pi k\xi) K_w(\xi) d\xi. \quad (3)$$

Спектральные плотности  $S_u(k)$  и  $S_w(k)$ , так же как и энергетические спектры  $E_{u,w}(k) = \int S_{u,w}(k) dk$  дают представление о распределении кинетической энергии пульсаций по волновым числам  $k$  или по длинам волн  $\lambda = 1/k$ . В интервале длин волн  $\lambda$  от 200 до 800—900 м осредненные кривые  $\bar{S}_u(k)$  и  $\bar{S}_w(k)$  довольно хорошо следуют закону  $-\frac{5}{3}$ . В энергетических спектрах  $kS_u(k)$  и  $kS_w(k)$  при  $\lambda > 800$  м (а в Sc и As для  $w$  при  $\lambda > 500$  м) встречаются плато или даже локальные максимумы, свидетельствующие о возможном мезомасштабном источнике турбулентной кинетической энергии.

На рис. 1 (7.1.4) представлены средние спектры для облаков некоторых типов. На участке от 150 до 1000 м кривые близки к прямой, имеющей характерный наклон, соответствующий закону  $-\frac{5}{3}$ . Смещение кривых по вертикали определяется значениями скорости диссипации турбулентной энергии  $\varepsilon$ , рассмотренными ниже. На этом же рисунке для примера приведены средние значения асимметрии  $\bar{A}_s$  и эксцесса  $\bar{E}_x$  для рассмотренных случаев ( $n$  — число случаев, для которых построены средние спектры и найдены значения  $\bar{\alpha}$ ,  $\bar{A}_s$  и  $\bar{E}_x$ ).

### 7.1.5. Скорость диссипации кинетической энергии турбулентности

Скорость диссипации турбулентной энергии  $\varepsilon$ , т. е. энергия, теряемая единицей массы воздуха за единицу времени, связана со спектром пульсаций компонент скорости ветра соотношением

$$\varepsilon = \alpha s^{3/2}(k) k^{5/2}. \quad (4)$$

Величина  $\varepsilon$  измеряется в  $\text{см}^2/\text{с}^3$ .

Если  $\varepsilon$  определяется по пульсациям продольной компоненты  $u$  то  $\alpha = 53,4$ , если по вертикальной — то  $\alpha = 35,3$  [3]. Характерные значения  $\varepsilon$  в турбулентных зонах облаков различных форм приведены в табл. 1 (7.1.5).

Таблица 1 (7.1.5)

Средние значения и характерный диапазон изменения скорости диссипации турбулентной энергии  $\varepsilon$  ( $\text{см}^2/\text{с}^3$ ) в облаках различных форм и КЗ

|                     | Форма облаков |         |         |          |        |        | КЗ     |
|---------------------|---------------|---------|---------|----------|--------|--------|--------|
|                     | As—Cs         | Ns—As   | Cs      | Ns—Sc    | Sc     | Ac     |        |
| $\varepsilon$       | 1,5           | 3       | 3       | 8        | 14     | 14     | 40     |
| $\Delta\varepsilon$ | 0,5—6,0       | 1,0—5,0 | 1,0—7,0 | 4,0—16,0 | 8,0—30 | 8,0—30 | 20—100 |

## 7.1.6. Коэффициент турбулентности

Во многих полуэмпирических теориях и численных моделях облаков используется понятие «коэффициент турбулентности»  $K$ .

Для локально изотропной турбулентности согласно соотношению Ричардсона

$$K = a \epsilon^{1/3} L_T^{2/3}. \quad (1)$$

Если принять масштаб турбулентности  $L_T = 200$  м, а безразмерный коэффициент  $a = 0,20$ , то рассчитанные по формуле (1) значения  $K$  ( $\text{м}^2/\text{с}$ ) практически совпадают со значениями  $K$ , вычисленными по широко используемой формуле Ляпина—Дубова, опирающейся на данные самолетных измерений.

Учитывая данные, приведенные в табл. 1 (7.1.5), и то, что  $\epsilon^{1/3} < \epsilon^{1/2}$ , можно получить представление о характерных значениях  $K$  в облаках различных форм. Для облаков типа As—Cs они составляют около  $10 \text{ м}^2/\text{с}$ , для Ns—As и Cs—около  $13\text{—}15 \text{ м}^2/\text{с}$ , для Sc и Ac—около  $20\text{—}25 \text{ м}^2/\text{с}$ .

## 7.2. Турбулентность в околооблачном пространстве \*

## 7.2.1. Пространственная перемежаемость турбулентности в облаках и вне их

Различия пространственной структуры турбулентности вне облаков и в облаках порой не очень велики. Судить об этом можно по табл. 1 (7.1.1) и 1 (7.2.1).

Таблица 1 (7.2.1)

Средняя протяженность турбулентных  $\bar{l}_t$  и спокойных  $\bar{\lambda}_j$  зон в облаках и вне их и коэффициент турбулентного заполнения  $\alpha = l/(l + \lambda)$

|                      | Вне облаков | Слоистообразные облака |              |              | Волнистообразные облака |              |              |
|----------------------|-------------|------------------------|--------------|--------------|-------------------------|--------------|--------------|
|                      |             | в облаках              | над облаками | под облаками | в облаках               | над облаками | под облаками |
| $\bar{l}_t$ км       | 18          | 24                     | 18           | 19           | 23                      | 18           | 22           |
| $\bar{\lambda}_j$ км | 64          | 31                     | 24           | 25           | 9                       | 30           | 15           |
| $\alpha$             | 0,16        | 0,28                   | 0,25         | 0,27         | 0,83                    | 0,30         | 0,60         |

\* В основу параграфа положены результаты работы [7].

7.2.2. Распределение среднеквадратических значений пульсаций компонент ветра  $\sigma_u$  и  $\sigma_w$  в окрестности слоистообразных (СО) и волнистообразных (ВО) облаков

Распределения  $\sigma_u$  и  $\sigma_w$  хорошо описываются нормальным распределением или суперпозицией двух нормальных распределений:

$$\Phi_i(\sigma_i) = \sum_j c_{ij} \Phi_{0j}(\sigma_i), \quad (1)$$

где

$$\Phi_{0j}(\sigma_i) = \int_{-\infty}^{\sigma_i} f_{0j}(x) dx. \quad (2)$$

$$f_{0j}(x) = \frac{1}{s_j \sqrt{2\pi}} \exp \left[ -\frac{(x - \mu_j)^2}{2s_j^2} \right], \quad j = 1, 2. \quad (3)$$

Верхний предел интегрирования  $\sigma_i$  в формуле (2) равен  $\sigma_u$  для горизонтальной компоненты и  $\sigma_w$  для вертикальной компоненты пульсаций скорости ветра, как и в п. 7.1.2.

Параметры распределений приведены в табл. 1 (7.2.2).

Таблица 1 (7.2.2)

## Параметры эмпирических распределений в формулах (1) и (3)

| Форма облаков | Компоненты пульсаций | Параметры распределений |                     |                   |       |                     |                   |
|---------------|----------------------|-------------------------|---------------------|-------------------|-------|---------------------|-------------------|
|               |                      | $c_1$                   | $\mu_1 \text{ м/с}$ | $s_1 \text{ м/с}$ | $c_2$ | $\mu_2 \text{ м/с}$ | $s_2 \text{ м/с}$ |
| СО            | u, w                 | 1                       | -0,02               | 0,15              | 0     | —                   | —                 |
| Под СО        | u, w                 | 1                       | -0,01               | 0,15              | 0     | —                   | —                 |
| Над СО        | u, w                 | 1                       | -0,02               | 0,15              | 0     | —                   | —                 |
| ВО            | u                    | 0,55                    | -0,14               | 0,15              | 0,45  | 0,38                | 0,1               |
|               | w                    | 0,70                    | -0,25               | 0,15              | 0,30  | 0,50                | 0,1               |
| Под ВО        | u, w                 | 0,60                    | -0,05               | 0,15              | 0,40  | 0,36                | 0,1               |
| Над ВО        | u, w                 | 0,85                    | -0,04               | 0,15              | 0,15  | 0,34                | 0,1               |

7.2.3. Характерная скорость диссипации кинетической энергии турбулентности  $\epsilon$  ( $\text{см}^2/\text{с}^3$ )

Вне облаков скорость диссипации  $\epsilon$  несколько ниже, чем в облаках слоистых форм (табл. 1 (7.2.3)), и существенно ниже, чем в облаках конвективного развития (см. п. 7.3.1.2).



Таблица 1 (7.2.3)

Характерные значения скорости диссипации турбулентной энергии  $\epsilon$  в окрестности облаков слоистых форм

| Вне облаков | Слоистообразные облака |              |              | Волнистообразные облака |              |              |
|-------------|------------------------|--------------|--------------|-------------------------|--------------|--------------|
|             | в облаках              | над облаками | под облаками | в облаках               | над облаками | под облаками |
| 2           | 2,2                    | 0,9          | 2,7          | 14                      | 5            | 6,5          |

### 7.3. Турбулентность в конвективных облаках и в их окрестности

#### 7.3.1. Турбулентность в различных частях зоны кучевых облаков

В конвективных облаках типа  $Cu$  и особенно  $Cb$  турбулентность развита сильнее, чем в облаках других форм. В частности, амплитуды горизонтальных ( $u$ ) и вертикальных ( $w$ ) пульсаций скорости ветра внутри самых мощных из конвективных облаков, ( $Cb$ ) достигают 15—20 м/с. Столь значительные пульсации отмечаются вне облаков только при сильном ветре над гористой местностью в пограничном слое атмосферы.

Велик в конвективных облаках и коэффициент турбулентного заполнения  $\alpha = l/(l+\lambda)$  ( $l$  и  $\lambda$  — суммарная протяженность турбулентных и ламинарных участков на фиксированной высоте внутри облака). Напомним, что участок мы условно считаем турбулентным, если на нем среднее квадратическое значение пульсаций скорости потока  $\sigma_w$  и (или)  $\sigma_u$  превышают 0,1 м/с.

Значения  $\alpha$  внутри  $Cu$  близки к единице, т. е. в облаке почти нет участков, на которых движения можно было бы считать ламинарными.

Как и в случае облаков других форм, кривые плотности распределения значений  $u$  и  $w$  внутри и в окрестностях различных разновидностей  $Cu$  обычно мало отличаются от нормального (гауссовского) распределения.

Внутри  $Cu$  hum. и  $Cu$  med.  $\bar{\sigma}_u \approx \bar{\sigma}_w \approx 0,4 \dots 0,9$  м/с. В  $Cu$  med., переходящих в  $Cu$  cong., и особенно часто внутри последних  $\sigma_u$  и  $\sigma_w \approx 1 \dots 2$  м/с [3, 4, 11, 12, 13]. Сбоку от  $Cu$  значения  $\sigma_u$  и  $\sigma_w$

\* Под пульсациями здесь мы понимаем короткопериодные пульсации, масштаб которых не превосходит 1—2 км. Это замечание позволяет отделить от турбулентности упорядоченные вертикальные потоки большого масштаба.

примерно в 2 раза, а над  $Cu$  — в 3—4 раза меньше, чем в облаке. Под  $Cu$  значения  $\sigma_u$  и  $\sigma_w$  меньше, чем внутри них, в 1,5—2 раза (см. табл. 1 (7.3.3)). Чем мощнее облако, тем в среднем интенсивнее турбулентность, т. е. больше значения  $\sigma_u$  и  $\sigma_w$  под облаком и внутри него. Сбоку от  $Cu$  эта зависимость выражена не столь четко. Кроме того, амплитуды пульсаций скорости потока в быстро растущих облаках больше, чем в медленно развивающихся, и особенно в диссипирующих.

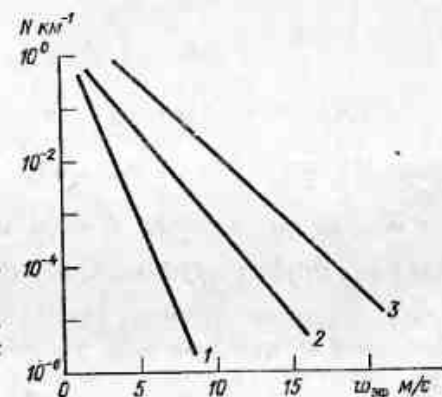


Рис. 1 (7.3.1). Среднее число порывов  $N$  на 1 км пути с вертикальной эффективной скоростью  $w_{эф}$ , превышающей значения, приведенные на оси абсцисс (по [14]).

1 — вне облаков, 2 — в  $Cu$ ; 3 — в  $Cb$ .

На рис. 1 (7.3.1) приведены средние значения числа порывов на 1 км пути с пульсациями вертикальных скоростей, превышающими заданное значение при полетах в ясном небе и внутри  $Cu$  и  $Cb$  [14]. В качестве меры амплитуды пульсаций использованы значения так называемой эффективной скорости порывов  $w_{эф}$ , которыми обычно пользуются в авиационных расчетах [1]. Их значения рассчитывались по соотношению

$$w_{эф} = 2 \frac{\Delta n \frac{G}{S}}{\beta \rho_H \sqrt{\frac{\rho_0}{\rho_H} C_y^\alpha v_i}}, \quad (1)$$

где  $\Delta n = n - 1$  — приращение перегрузки ( $n$ ) в центре тяжести самолета (в долях ускорения свободного падения),  $G$  — полетная масса самолета (кг),  $S$  — площадь крыльев ( $m^2$ ),  $C_y^\alpha = dC_y/d\alpha$  — производная коэффициента подъемной силы ( $C_y$ ) по углу атаки ( $\alpha$ ),  $\rho_0$  и  $\rho_H$  — плотность воздуха на уровне 1013 гПа и на высоте полета соответственно,  $v_i$  — «индикаторная», т. е. приведенная к давлению 1013 гПа, скорость полета (км/ч),  $\beta$  — коэффициент демпфирования самолетом порыва (кратковременного увеличения  $w$ ). Значения  $\beta$  заключены в пределах от 1,1 до 1,25.

Индивидуальные значения  $w_{эф}$ , вообще говоря, не в точности равны значениям  $w$ , но в среднем  $w_{эф} \approx w$ , что позволяет использо-

вать эффективную скорость вертикальных порывов в качестве меры амплитуд пульсаций.

Как видно из рис. 1 (7.3.1), повторяемость заданных скоростей пульсаций в Си и особенно в Сб на несколько порядков больше, чем в ясном небе.

Относительная порывистость потоков может быть оценена с помощью отношений

$$\delta_w = \left( \frac{\sigma_w}{|u_z|} \right), \quad \delta_u = \left( \frac{\sigma_u}{|u_L|} \right),$$

в которых  $u_z$  — вертикальная скорость упорядоченного (конвективного) потока, внутри которого происходят пульсации, а  $u_L$  — скорость втекания (вытекания) воздуха через боковые границы Си.

В среднем значения  $\delta$  обратно пропорциональны толщине облака  $H$ . Внутри крупных Си  $\text{cong.}$  значения  $\delta$  чаще всего составляют несколько десятых, тогда как в Си  $\text{hum.}$  и Си  $\text{med.}$   $\delta \approx 1$ . Значения  $\delta$  максимальны у боковых границ облака, где они могут достигать нескольких единиц. Столь же велики  $\delta$  непосредственно под верхней границей облака. Под основанием Си значения  $\delta$  мало отличаются от наблюдаемых внутри облака [8, 13].

Степень анизотропии скоростей пульсаций в зоне Си характеризуется значениями  $\kappa = (\sigma_w/\sigma_u)$ , которые внутри облака составляют примерно 1,0–1,4, а сбоку от него 0,8–0,9. Над Си  $\kappa = 0,5 \dots 0,7$ , а под облаком 0,8–1,1 [8].

### 7.3.1.1. Спектральная структура пульсаций скоростей потока внутри и в окрестностях Си

Наклон кривых спектральной плотности  $S(k)$  горизонтальных и вертикальных пульсаций к оси абсцисс (оси  $k=1/\lambda$ ) в диапазоне длин волн ( $\lambda$ ) от нескольких сотен метров до 1–3 км в логарифмических координатах равен 1,5–2,3 [9, 11–15]; в среднем он довольно близок к 1,7, т. е. к известному закону  $^{-5/3}$ .

На индивидуальных кривых спектральной плотности и особенно четко на энергетических спектрах  $E(k) = \int_{k_1}^{k_2} S(k) dk$  ( $k_1$  и

$k_2$  — волновые числа, на которых спектр спадает практически до нуля) в большинстве случаев заметны три частных максимума: основной в диапазоне длин волн  $\lambda = 0,4 \dots 0,6$  км и два вторичных около  $\lambda = 100 \dots 200$  м и  $\lambda = 1 \dots 3$  км (рис. 1 (7.3.1.1)). Средне-волновой (основной) максимум соответствует характерному размеру термиков и проявляется даже на средних спектрах

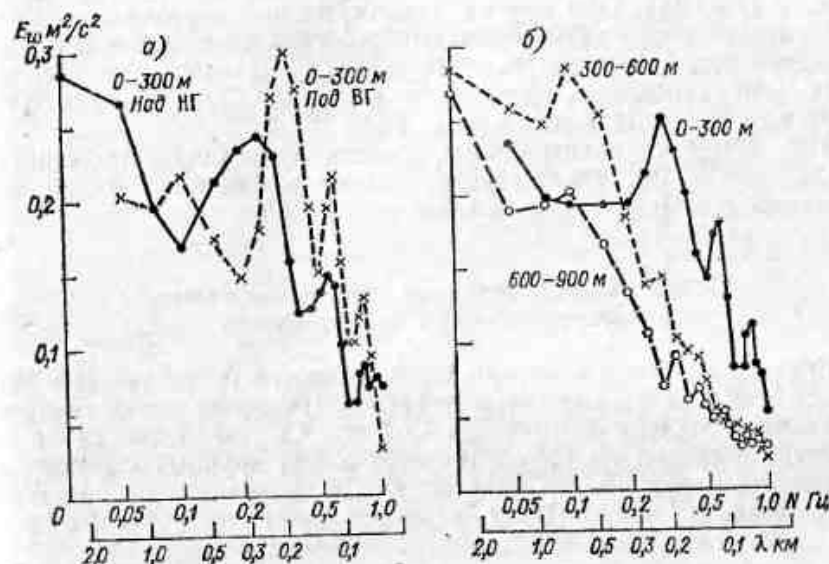


Рис. 1 (7.3.1.1). Энергетические спектры вертикальных скоростей пульсаций в Си [15].

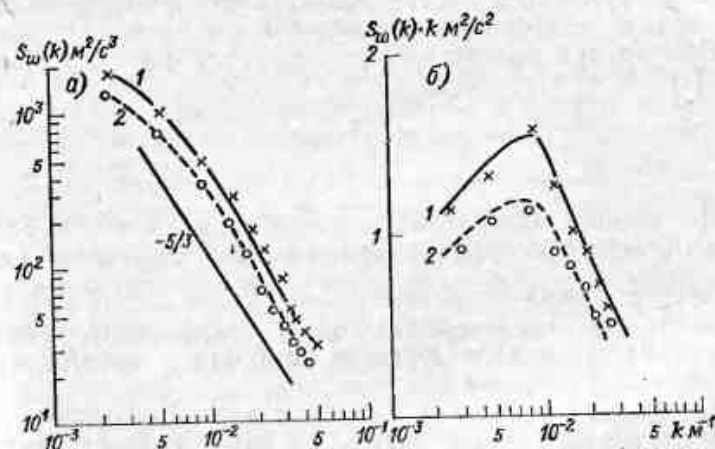


Рис. 2 (7.3.1.1). Средние спектральные плотности (а) и распределение энергии по спектру (б) для скоростей вертикальных движений в верхней (1) и нижней (2) частях кучевых облаков [2].

(рис. 2 (7.3.1.1)). Оба других максимума при осреднении сильно сглаживаются или даже исчезают. Это связано с тем, что на индивидуальных спектрах частные максимумы выражены не так резко, как основной и, кроме того, в разных случаях они наблюдаются на несовпадающих длинах волн.

На средних спектральных кривых пульсаций, относящихся к окрестности  $Cu$ , статистически значимых частных максимумов в фиксированных диапазонах  $\lambda$  нет.

### 7.3.1.2. Скорость диссипации кинетической энергии турбулентности ( $\epsilon$ ) в кучевых облаках

Средние значения  $\epsilon$  внутри  $Cu$  колеблются от нескольких единиц до десятков и даже сотен  $см^2/с^3$  [9]. Наиболее реалистичными оценками  $\epsilon$  следует считать для  $Cu hum.$ ,  $Cu med.$  значения от нескольких десятков до 100–200  $см^2/с^3$ , а для крупных  $Cu cong.$  до нескольких сотен  $см^2/с^3$ . Сбоку и над  $Cu$  значения  $\epsilon$  не превосходят десятков  $см^2/с^3$ . В  $Cb$   $\epsilon$  может достигать  $10^3$   $см^2/с^3$  (см. п. 7.3.2.2).

### 7.3.1.3. Коэффициент турбулентности

Накопленные к настоящему времени сведения о значениях коэффициента турбулентности  $K$  в  $Cu$  получены в основном по данным измерений пульсаций вертикальной компоненты скорости ветра. Обычно при расчетах  $K$  используется формула Ляпина—Дубова [1]

$$K = \frac{b |\overline{\Delta n}| \tau_w v}{2}, \quad (1)$$

где  $|\overline{\Delta n}|$  — среднее абсолютное значение приращения перегрузки в центре тяжести самолета в долях ускорения свободного падения

$g$ ,  $\tau_w$  — среднее время сохранения знака  $\Delta n$ ,  $v$  — скорость полета относительно воздуха,  $b$  — поправочный коэффициент, зависящий от летно-технических характеристик самолета и частоты пульсаций вертикальной скорости воздуха.

Изменения  $K$  от облака к облаку и даже от одного участка внутри  $Cu$  к другому могут составлять от нескольких единиц до 100–120  $м^2/с$ , а в особо мощных  $Cu cong.$  — до 200–300  $м^2/с$  [9].

На рис. 1 (7.3.1.3) показано пространственное распределение коэффициентов турбулентности внутри  $Cu hum.$  и  $Cu cong.$  и в их окрестности по данным измерений над Украиной (1973–1974 гг.). К  $Cu hum.$  отнесены облака толщиной  $H < 1$  км, а к  $Cu cong.$  — с  $H > 2$  км. Видно, что в обоих случаях максимальные значения

$K$  наблюдаются в верхней половине облака, причем в  $Cu cong.$  они приблизительно на 20 % больше, чем в  $Cu hum.$ . Сбоку от  $Cu$  различия в значениях  $K$  зависят от  $H$  довольно слабо.

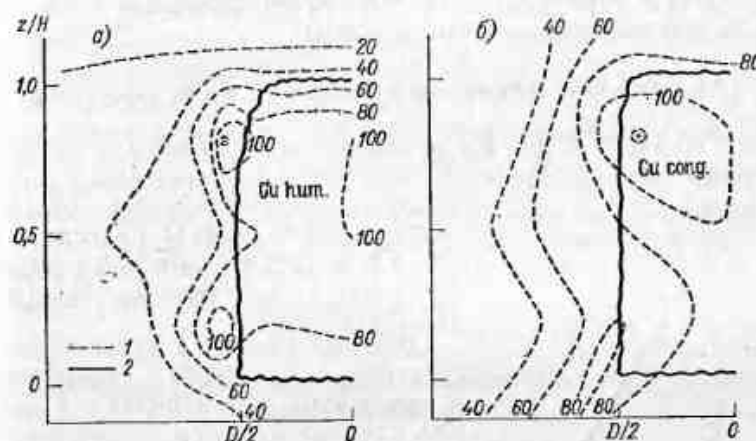


Рис. 1 (7.3.1.3). Пространственное распределение средних значений коэффициента турбулентности  $K$  ( $м^2/с$ ) в  $Cu hum.$  (а) и  $Cu cong.$  (б).

1 — изолинии  $K$ , 2 — контур облака;  $z$  — высота над основанием  $Cu$ ,  $H$  — толщина облака.

### 7.3.2. Турбулентность внутри кучево-дождевых облаков и в их окрестности

Как уже указывалось в п. 7.3.1, максимальная скорость индивидуальных турбулентных пульсаций ( $u$ ,  $w$ ) в  $Cb$  может достигать 15–20  $м/с$ . Даже средние квадратические скорости пульсаций

$\sigma_u$  и  $\sigma_w$ , осредненные по горизонтальному сечению центральной по высоте части облака, в большинстве случаев заключены в диапазоне от 1–2 до 4–6  $м/с$ . Чаше всего  $\sigma_u \approx \sigma_w$  [1, 9, 14].

В отличие от  $Cu$ , внутри которых коэффициент турбулентного заполнения  $\alpha$  близок к 1, внутри  $Cb$  значения  $\alpha$  в отдельных случаях могут быть в 1,5–2 раза меньше, а центральная (в плане) нисходящего конвективного потока может быть даже квазиламинарной [9]. Наибольшие значения  $\sigma_u$  и  $\sigma_w$  наблюдаются вблизи боковых границ внутриоблачной части восходящего и нисходящего конвективных потоков.

Внутри зрелых (квазистационарных)  $Cb$  все параметры турбулентности ( $\sigma_u$ ,  $\sigma_w$ ,  $\epsilon$ ,  $K$  и др.) за промежуток времени 10–15 мин меняются не более чем на 20–30 %.

Непосредственно над  $Cb$  и сбоку от него значения  $\sigma_u$  и  $\sigma_w$  редко превышают 0,5–1,0  $м/с$ . На высоте более 200–300  $м$  над



$S_b$  и на расстоянии более  $0,5-1,0D_c$  ( $D_c$  — горизонтальный размер облака на рассматриваемом уровне) от него по горизонтали все параметры турбулентности становятся близкими к их значениям в невозмущенной части атмосферы.

### 7.3.2.1. Спектры турбулентных пульсаций в $S_b$ и их окрестности

Согласно [1, 2, 9, 14, 15], в диапазоне длин волн от  $\lambda=200 \dots 300$  и до  $\lambda=1500 \dots 2000$  м наклон кривых спектральной плотности скорости горизонтальных ( $S_u(k)$ ) и вертикальных ( $S_w(k)$ ) пульсаций внутри  $S_b$  в среднем удовлетворительно согласуется с законом  $-5/3$  (рис. 1 (7.3.2.1)).

В то же время на индивидуальных спектральных кривых, относящихся к внутренней части облака в некоторых случаях имеются, упоминавшиеся в п. 7.3.1.1, частные максимумы; причем эти максимумы, а особенно средневолновый, локализируются при несколько больших  $\lambda$ , чем в спектрах для  $S_u$ . Это означает, что характерные линейные размеры возмущений в  $S_b$  больше, чем в  $S_u$ .

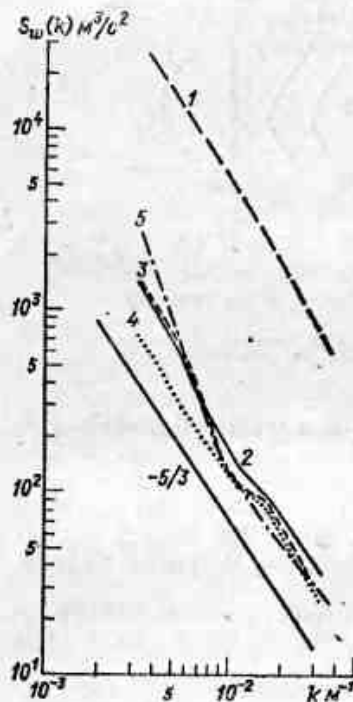


Рис. 1 (7.3.2.1). Средняя (по данным  $n$  измерений) спектральная плотность вертикальных пульсаций в разных частях зоны  $S_b$  (по С. М. Шметеру) [9].

1 — в центральной части  $S_b$  ( $n=6$ ), 2 — в предвершинной части ( $n=15$ ), 3 — над  $S_b$  ( $n=17$ ), 4 — сбоку от  $S_b$  ( $n=18$ ), 5 — под  $S_b$  ( $n=10$ ).

Спектральные плотности пульсаций сбоку и над  $S_b$  увеличиваются с ростом  $\lambda$  (с уменьшением  $k$ ) более резко, чем по закону  $-5/3$  (см. рис. 1 (7.3.2.1)).

### 7.3.2.2. Скорость диссипации кинетической энергии турбулентности в $S_b$

Разброс индивидуальных значений  $\epsilon$  в разных облаках и даже на различных участках внутри одного и того же облака может достигать двух-трех порядков [1, 9]. В центральной части мощных  $S_b$  значения  $\epsilon$  могут достигать тысяч  $\text{см}^2/\text{с}^3$ , что в десятки раз

больше, чем в  $S_u \text{ cong.}$  Вне облаков значения  $\epsilon$  обычно колеблются около  $10-20 \text{ см}^2/\text{с}^3$ .

### 7.3.2.3. Коэффициент турбулентности в зоне $S_b$

На отдельных участках значения  $K$  в зрелых грозовых и градовых  $S_b$  могут превышать  $500 \text{ м}^2/\text{с}$ . Для стадии распада облака типичны  $K \leq 100 \text{ м}^2/\text{с}$ .

В крупных мультиячейковых облаках значения  $K$  в разных ячейках не одинаковы. Наиболее велики они в зрелых и быстро растущих ячейках, а минимальны — в распадающихся. Поскольку образование новых ячеек обычно происходит на периферии  $S_b$ , максимальные значения  $K$  тоже могут быть локализованы вблизи боковых границ облака. Сбоку от  $S_b$  и над ними значения  $K$  редко превышают  $100-200 \text{ м}^2/\text{с}$ .

### 7.3.3. Характерные значения параметров турбулентности в конвективных облаках

В табл. 1 (7.3.3) приведены характерные значения параметров турбулентности в зонах  $S_u$  и  $S_b$  умеренных широт.

Таблица 1 (7.3.3)

Характерные значения параметров турбулентности в разных частях зоны  $S_u$  и  $S_b$

|   | $S_u$          |              |              |                | $S_b$            |              |                |                |
|---|----------------|--------------|--------------|----------------|------------------|--------------|----------------|----------------|
|   | внутри         | сбоку        | над          | под            | внутри           | сбоку        | над            | под            |
| $\bar{\sigma}_u$ м/с                      | 1,0            | 0,4          | 0,2          | 0,5            | 4,0              | 0,7          | 0,6            | 0,9            |
| $\bar{\sigma}_w$ м/с                      | 1,3            | 0,9          | 0,6          | 1,0            | 1,2              | 0,8          | 0,6            | 1,0            |
| $\alpha$ %                                | 95             | 20           | 10           | 60             | 80               | 25           | 30             | 70             |
| $\bar{\epsilon}$ $\text{см}^2/\text{с}^3$ | $3 \cdot 10^2$ | $2 \cdot 10$ | $2 \cdot 10$ | $1 \cdot 10^2$ | $2,6 \cdot 10^2$ | $4 \cdot 10$ | $1 \cdot 10^2$ | $8 \cdot 10^2$ |
| $\bar{K}$ $\text{м}^2/\text{с}$           | 70             | 30           | 30           | 50             | 150              | 40           | 50             | 100            |

Примечание. Характерные значения параметров турбулентности в  $S_b$  в основном рассчитаны по результатам измерений в не очень мощных ливневых облаках. В зоне наиболее развитых грозовых и градовых  $S_b$  они, по-видимому, могут быть в несколько раз больше.

Сведения, приведенные для  $S_u$ , наиболее типичны для хорошо развитых  $S_u \text{ med.}$  и не очень мощных  $S_u \text{ cong.}$  Данные для  $S_b$  относятся к ливневым и грозо-градовым облакам. Для менее развитых по вертикали  $S_b$  следует использовать значения  $\bar{\sigma}_u$ ,  $\bar{\sigma}_w$ ,  $\alpha$  и  $K$ , промежуточные между данными для  $S_u$  и  $S_b$ , приведенными в таблице.

Чертой сверху обозначено осреднение по горизонтальному сечению облака в его центральной по высоте части. Участок «сбоку» от облака — часть окружающей  $C_u$  ( $C_b$ ) атмосферы, отстоящая от боковой границы облака на расстояние, не превышающее полуширины последнего. К участкам «под» и «над» облаком отнесены слои толщиной в несколько десятков метров, прилегающие к основанию или вершине  $C_u$  ( $C_b$ ) соответственно.

Поскольку в зоне конвективных облаков значения  $\bar{\sigma}_u$  и  $\bar{\sigma}_b$  близки друг к другу, они в таблице не разделены.

Нелишне подчеркнуть еще раз, что разброс индивидуальных значений параметров турбулентности внутри  $C_b$  от случая к случаю чрезвычайно высок, а общее число таких измерений еще невелико. Поэтому оценки, приведенные в табл. 1 (7.3.3), являются приближенными.

## Микроструктура облаков

### 8.1. Фазовое строение облаков

#### 8.1.1. Основные понятия

При отрицательных температурах всегда существует ненулевая вероятность замерзания капель в облаках и появления кристаллов. Если эта вероятность очень мала, то концентрация появляющихся кристаллов столь незначительна, что они практически не оказывают влияния ни на свойства облаков, ни на протекающие в них процессы. В таких случаях кристаллы в облаках порой даже трудно обнаружить существующими методами измерений. Поэтому на практике подобные облака в англоязычной литературе называют жидкими (liquid), а у нас — капельными. Реальная концентрация кристаллов  $N_i$  в капельных облаках при отрицательных температурах не превосходит  $1 \text{ л}^{-1}$ , т. е. обычно ниже концентрации капель более чем в  $10^5$ — $10^6$  раз.\*

При отсутствии вертикальных движений смешанные облака неустойчивы — капли замерзают или испаряются, кристаллы растут. Время полной кристаллизации такого смешанного облака зависит от температуры, влажности облака и концентрации кристаллов в нем. Оно может быть оценено по номограмме, приведенной на рис. 1 (8.1.1). Так, при температуре  $\theta = -20^\circ\text{C}$ , влажности  $Q = 0,1 \text{ г/м}^3$  и  $N_i = 1 \text{ л}^{-1}$  для этого потребуется около 5 ч, а при  $N_i = 10^2 \text{ л}^{-1}$  только около 10 мин.

В активной стадии формирования облаков при наличии восходящих потоков, обеспечивающих приток избыточной влаги, смешанное облако может существовать сколь угодно долго, если сток пара на кристаллы не превышает его приток. Такая ситуация воз-

никает тогда, когда отношение  $\mu = 2u_z / \delta N_i a$  превышает определенное зависящее от давления и температуры значение  $\mu_0(p, \theta)$ .

Здесь  $u_z$  — вертикальная скорость,  $a$  — некоторый средний размер (диаметр) кристалла,  $\delta$  — фактор формы, зависящий от формы кристаллов и способа определения величины  $a$  и равный обычно

\* Даже при столь низкой концентрации кристаллы могут играть важную, а порой и определяющую роль в формировании осадков и радиолокационного сигнала от облака, ибо размеры кристаллов обычно в десятки и сотни раз превосходят размеры капель.

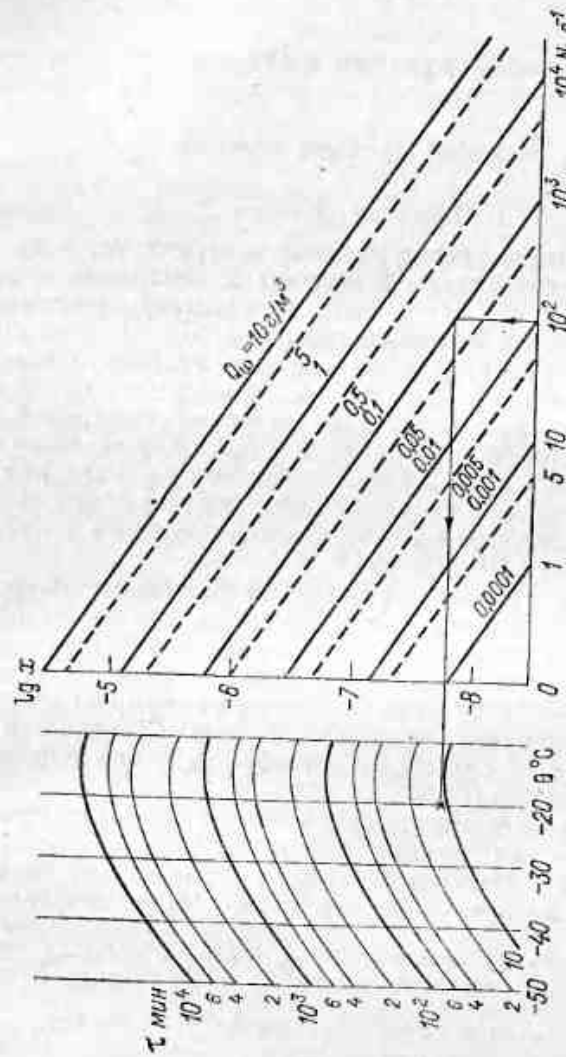


Рис. 1 (8.1.1). Номограмма для оценки времени  $\tau$  перехода смешанного облака с капельной водностью  $Q_0$  ( $\text{г/м}^3$ ) в кристаллическое при отсутствии вертикальных потоков и конденсации кристаллов  $N$ , [21].

Например, при  $N_0 = 10^3 \text{ л}^{-1}$ , двигаясь по вертикали до наклонной прямой, соответствующей  $Q_0 = 0,1 \text{ г/м}^3$ , и далее влево по горизонтальной линии, соответствующей температуре  $\theta = -20^\circ\text{C}$ , находим, что время оледенения облака  $\tau$  при указанных условиях составляет около 10 мин.

$0,6 \pm 0,2$ . Значения  $\mu_0(p, \theta)$  и номограмма для определения ситуаций, когда  $\mu > \mu_0$ , приведены на рис. 2 (8.1.1).

Следует подчеркнуть также, что под фазовым строением, или структурой облака понимается соотношение капель и кристаллов (по массе, по числу частиц или по другому интегральному пара-

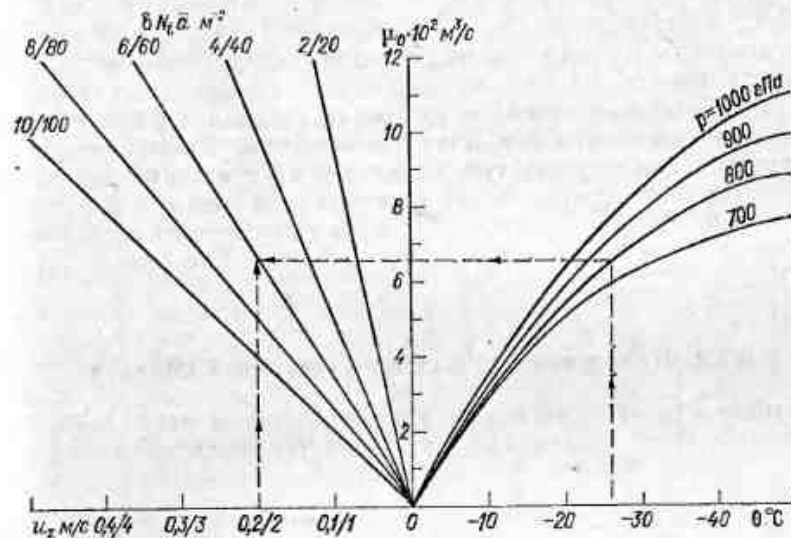


Рис. 2 (8.1.1). Номограмма для определения возможности существования смешанного облака при температуре  $\theta$ , скорости восходящего движения  $u_z$  и суммарной протяженности кристаллов в единице объема облака  $\delta N_0 \bar{a}$ .

Числитель и знаменатель на шкале  $\delta N_0 \bar{a}$  соответствуют числителю и знаменателю на шкале  $u_z$ . Например, при  $\theta = -25^\circ\text{C}$  и  $p = 800 \text{ гПа}$  для устойчивого существования смешанного облака необходимо, чтобы при скорости подъема  $u_z = 0,2 \text{ м/с}$  произведение концентрации на средний размер кристаллов не превышало  $6 \text{ м}^{-2}$ , а при скорости  $2 \text{ м/с}$  — не превышало  $60 \text{ м}^{-2}$ . Таким образом, в первом случае в 1 литре было, в частности, не более 100 частиц радиусом  $\bar{a} = 60 \text{ мкм}$ , а во втором — не более 1000 частиц такого размера.

метру) в единице объема воздуха. Фазовая структура облака не является застывшей. В процессе жизни облака кристаллы зарождаются, растут и выпадают, капли возникают и испаряются. Таким образом, фазовое строение облака может быть различным в разных точках облака и меняться со временем. Фазовое строение облаков — одна из важнейших характеристик при отрицательных температурах, во многом определяющих степень активности облачных процессов и процессов формирования осадков. Они наиболее активны при смешанной структуре облаков. Наиболее пассивными в этом отношении являются кристаллические облака.

До последнего времени техника наблюдений микроструктуры облаков по существу не позволяла надежно различать вклад ка-



пель и кристаллов в интегральные параметры. Таким образом, сегодня практически отсутствуют данные о фазовом строении облаков. По полученным ранее материалам мы имеем возможность лишь выделить три градации фазового состояния облака — капельное, смешанное или кристаллическое. При этом облако считалось капельным или кристаллическим, если в нем не были обнаружены кристаллы или капли соответственно. Если же в облаке (независимо, в одном и том же месте или в разных его частях) обнаруживались и капли, и кристаллы, то оно называлось смешанным. Ниже приводятся средние статистические результаты, полученные при сравнительно примитивной технике и методике наблюдений, проводившихся на пунктах самолетного зондирования гидрометеослужбы в конце 50-х — начале 60-х годов [1] (см. п. 4.1).

### 8.1.2. Повторяемость фазового состояния облаков

Фазовое строение того или иного объема облака зависит от многих факторов; основными при этом остаются температура и

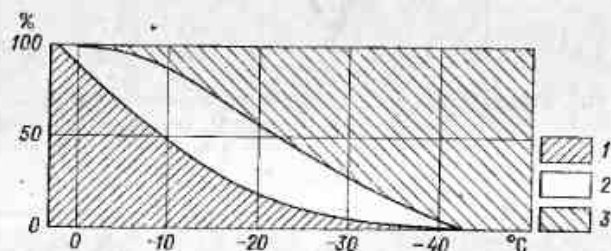


Рис. 1 (8.1.2). Повторяемость (%) различного фазового состояния облаков при разной температуре [1].

1 — капельные облака, 2 — смешанные облака, 3 — кристаллические облака.

вертикальные движения. В настоящее время накоплены определенные статистические данные о повторяемости различного фазового состояния облаков умеренных широт при разных температурах вне зависимости от вертикальных движений, приведенные на рис. 1 (8.1.2). Здесь облака отнесены к капельным, кристаллическим или смешанным в зависимости от того, встречались или не встречались капли или кристаллы во время пролета облака. Приведенные данные следует рассматривать как ориентировочные, ибо практически только с 80-х годов появились достаточно надежные инструментальные методы обнаружения кристаллов. Статистика, опирающаяся на новые методы наблюдений, пока еще не накоплена. Однако ясно, что повторяемость чисто капельных облаков будет ниже приведенной на рис. 1 (8.1.2).

### 8.1.3. Зависимость фазового состояния от формы облаков

Различия в фазовом состоянии облаков различных форм определяются прежде всего их температурным режимом. Определенное влияние оказывают облака вышележащих слоев и толщина рассматриваемого облачного слоя. Для умеренных широт повторяемость различного фазового состояния облаков разных форм дана в табл. 1 (8.1.3).

Таблица 1 (8.1.3)

Среднегодовая повторяемость (%) фазового состояния облаков различных форм для умеренных широт (по А. М. Боровикову [1])

| Сезон | Фазовое состояние | Форма облаков |      |    |    |    |
|-------|-------------------|---------------|------|----|----|----|
|       |                   | St            | Sc   | Ns | Ac | As |
| Лето  | Капельное         | 99,5          | 98,8 | 29 | 80 | 44 |
|       | Смешанное         | 0,5           | 1,2  | 71 | 17 | 40 |
|       | Кристаллическое   | 0             | 0    | 0  | 3  | 16 |
| Зима  | Капельное         | 85            | 73   | 13 | 44 | 15 |
|       | Смешанное         | 14            | 24   | 84 | 44 | 36 |
|       | Кристаллическое   | 1             | 3    | 3  | 12 | 49 |
| Год   | Капельное         | 89            | 83   | 17 | 62 | 24 |
|       | Смешанное         | 10            | 16   | 81 | 30 | 36 |
|       | Кристаллическое   | 1             | 1,5  | 2  | 7  | 40 |

В Арктике и Антарктике при той же температуре повторяемость капельных облаков несколько выше, а кристаллических — ниже, чем в умеренных широтах. Это связано с тем, что в облаках полярных широт воздух чище, а капли при той же температуре обычно мельче и ниже вероятность их замерзания. В тропиках, наоборот, вероятность появления кристаллов в облаках при той же температуре выше, чем в умеренных широтах.

### 8.2. Распределение облачных частиц по размерам

#### 8.2.1. Спектр размеров облачных капель

В облаках распределение капель по размерам является довольно изменчивой характеристикой, которая может сильно зависеть от масштабов осреднения. Отмечаются случаи, когда «локальные» спектры размеров капель, т. е. спектры размеров, осредненные по малым объемам (линейные размеры порядка 1—10 м), довольно узкие и относительно стандартное отклонение (коэффициент вариации)  $\xi_r$  не превышает 0,1—0,2. В то же время спектры размеров, осредненные по большим объемам (порядка 1 км и более) в одних случаях становятся значительно шире ( $\xi_r$  до 0,5 и более), в других остаются почти столь же узкими ( $\xi_r \approx 0,2$ ).

Возможны случаи, когда локальные спектры также очень широки ( $\xi_r = 0,5 \dots 0,6$ ) и даже являются бимодальными.

Вид типичных локальных спектров размеров облачных капель (при достаточном объеме осреднения) приведен на рис. 1 (8.2.1). Область левее  $r_{\min}$  соответствует обводненным ядрам конденсации (см. п. 2.3), т. е. каплям растворов солей, концентрация которых

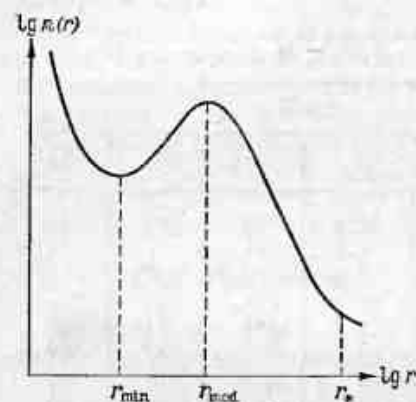


Рис. 1 (8.2.1). Характерная форма локального спектра размеров капель в облаках.

при влажности 100 % обычно не превосходит 1 %. Минимум в спектре размеров капель может быть выражен сильнее или слабее, а значения  $r_{\min}$  обычно не выходят за пределы 0,2—1,5 мкм. Значение  $r_{\mod}$  обычно заключено между 3 и 7 мкм, а в смешанных облаках — между 1,5 и 5 мкм. Собственно облачные капли сосредоточены в области радиусов от единиц до десятков микрометров. В этой области от  $r_{\min}$  до  $r_*$  (где  $r_*$  характеризуется тем,

что концентрация более крупных капель  $N(r_*) = \int_{r_*}^{\infty} n(r) dr$  невелика

и составляет около 0,1—1 см<sup>-3</sup>) спектр размеров в среднем хорошо описывается одномодальной кривой, которую можно аппроксимировать логарифмически нормальным или гамма-распределением (см. П.3). На практике широкое распространение получило описание спектра размеров капель с помощью гамма-распределения [9]:

$$n(r) = \frac{N_0}{\Gamma(\alpha+1) \beta^{\alpha+1}} r^{\alpha} \exp\left(-\frac{r}{\beta}\right). \quad (1)$$

Соответственно нормированный на единицу спектр размеров капель имеет вид

$$f(r) = \frac{1}{\Gamma(\alpha+1) \beta^{\alpha+1}} r^{\alpha} \exp\left(-\frac{r}{\beta}\right). \quad (2)$$

Для облаков данной формы осредненные по большому пространству и многим случаям спектры размеров капель обычно хорошо описываются частным случаем формулы (1), когда  $\alpha=2$  (так называемое распределение Хргиана—Мазина). Таблица 1 (8.2.1) связывает характерные размеры облачных капель и ряд важных характеристик спектров размеров с параметрами распределения  $\alpha$  и  $\beta$  (см. также П. 3.2.4). При этом полагается, что спектр размеров облачных капель описывается формулой (1) во всем диапазоне от  $r=0$  до  $r=\infty$ . Вклад участков  $r < r_{\min}$  и  $r > r_*$  в приводимые в табл. 1 значения (кроме  $r_p$  и  $M_p$  при  $p > 4$ ) не очень велик и полученные значения мало отличаются от значений, рассчитанных для усеченных распределений, совпадающих с гамма-распределением (1) на участке от  $r_{\min}$  до  $r_*$  и 0 вне этого интервала, т. е. при  $r \in (r_{\min}, r_*)$ . При определении величин, связанных с моментами распределения высокого порядка ( $p > 4$ ), например радиолокационной отражаемости, пропорциональной  $M_6$ , пользоваться аппроксимацией (1) нельзя, ибо она может привести к существенным ошибкам.

Таблица 1 (8.2.1)

Связь характерных размеров капель и других характеристик спектра с параметрами гамма-распределения

|   |  |
|---|--|
| Характеристическая функция                          | $\varphi(t) = M(e^{itr}) = (1 - i\beta t)^{-(\alpha+1)}$   |
| Модальный радиус                                    | $r_{\mod} = \beta \alpha$  |
| Средний радиус                                      | $r_1 = M_1 = \beta(\alpha+1)$  |
| Объемный модальный радиус                           | $r_{m \mod} = \beta(\alpha+3)$   |
| Суммарное сечение капель                            | $S = \pi r_2^2 N_0 = \pi N_0 \beta^2 (\alpha+1)(\alpha+2)$   |
| Водность  | $Q = \frac{4}{3} \pi N_0 r_3^3 \rho_w = \frac{4}{3} \pi N_0 \rho_w \beta^3 (\alpha+1) \times (\alpha+2)(\alpha+3)$ |
| $p$ -й начальный момент распределения               | $M_p = M(r^p) = \beta^p \frac{\Gamma(\alpha+p+1)}{\Gamma(\alpha+1)}$   |
| Средний радиус $p$ -го момента                      | $r_p = (M_p)^{1/p} = \beta \left[ \frac{\Gamma(\alpha+p+1)}{\Gamma(\alpha+1)} \right]^{1/p}$                       |
| Стандартное (среднее квадратическое) отклонение     | $\sigma_r = (M_2 - M_1^2)^{1/2} = \beta(\alpha+1)^{1/2}$   |
| Относительная ширина спектра (коэффициент вариации) | $\xi_r = \frac{\sigma_r}{r_1} = (\alpha+1)^{-1/2}$   |
| Коэффициент асимметрии                              | $\gamma_1 = \frac{M(r-r_1)^3}{[M(r-r_2)^2]^{3/2}} = 2(\alpha+1)^{-1/2}$  |
| Коэффициент эксцесса                                | $\gamma_2 = \frac{M(r-r_1)^4}{[M(r-r_1)^2]^2} = 6(\alpha+1)^{-1}$  |

Примечание.  $M$  — математическое ожидание;  $r_{m \mod}$  — радиус капель, дающих максимальный вклад в водность.

В смешанных облаках и вблизи облачных границ спектры размеров более узкие ( $\alpha > 2$ ) и более мелкокапельные ( $r_{\text{mod}} < 4$  мкм). В облаках умеренных широт средний радиус капель  $r_1$  заключен обычно в пределах 3–10 мкм, стандартное отклонение  $\xi_r$  — в пределах 0,3–0,7;  $\beta$  — в пределах 0,3–3,0 мкм.

На рис. 2 (8.2.1) кривая 1 ограничивает область встречающихся на практике максимальных концентраций капель радиусом больше

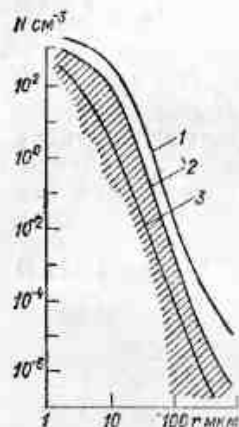


Рис. 2 (8.2.1). Обобщенное эмпирическое распределение облачных капель по размерам.

1 — максимальная концентрация; 2 — кривая, ограничивающая сверху область (на рисунке заштрихована) обычно встречаемых концентраций капель размером больше указанного на оси абсцисс; 3 — кривая, соответствующая параметрам  $\alpha=2$ ,  $Q=0,4$  г/м<sup>3</sup>,  $r_1=4,5$  мкм,  $\delta=6$ ,  $N_{100}=0,1$  л<sup>-1</sup>,  $r_{\text{max}}=400$  мкм, характерным для капельных облаков слоистых форм в умеренных широтах.

указанного на оси абсцисс. Как правило, однако, концентрация капель не выходит за пределы, ограниченные кривой 2.

В области размеров капель представляющих собой обводненные ядра конденсации, т. е. при  $0,1 \text{ мкм} < r < r_{\text{min}}$ , спектр размеров капель хорошо описывается степенной функцией (см. п. 2.3.9). В области от  $r_{\text{min}}$  до  $r_*=20 \dots 25$  мкм в среднем, как отмечалось выше, он хорошо передается гамма-распределением (1) и (2).

Оптические характеристики облаков и их водность в основном определяются именно этим участком спектра, что позволяет связать параметры спектра размеров капель  $\alpha$ ,  $\beta$  и  $N_0$  с относительной шириной спектра  $\xi_r$  и интегральными параметрами  $Q$  и  $\epsilon$  (см. табл. 1 (8.2.1)):

$$\alpha = \xi_r^{-2} - 1, \quad \beta = \frac{3}{2(\alpha + 3)}. \quad (3)$$

Из выражения

$$Q = \frac{4}{3} \pi \rho_w N_0 \int_0^{\infty} r^3 n(r) dr$$

следует, что

$$N_0 = \frac{2(\alpha + 3)^2 N_*}{9(\alpha + 1)(\alpha + 2)}. \quad (4)$$

Здесь

$$a = \frac{Q}{\epsilon} \frac{F}{2\rho_w}, \quad N_* = \frac{Q}{\pi \rho_w a^3}, \quad (5)$$

$\epsilon$  — объемный показатель ослабления, и  $F = \epsilon/s$  — фактор эффективности рассеяния (см. п. 9.1.1),  $s$  — суммарная площадь сечения капель находящихся в единице объема облака,  $F$  есть функция  $r_1$ , где

$$r_1 = \beta(\alpha + 1) = \frac{3}{2} \frac{\alpha + 1}{\alpha + 3} a.$$

При  $r_1 > 3$  мкм  $F \approx 2$  [9].

Для «локальных» спектров размеров облачных капель, т. е. спектров, осредненных по объемам с линейными размерами порядка 10 м, более вероятны высокие индексы  $\alpha$ . Вообще говоря,  $\alpha$  может колебаться от случая к случаю от 1 до 10.\* Пока не будут получены надежные эмпирические данные о повторяемости  $\alpha$  в локальных спектрах размеров облаков различных форм, можно рекомендовать параметризацию  $\alpha=4$ . При больших масштабах осреднения или при осреднении по многим облакам определенной формы лучшим будет приближение  $\alpha=2 \pm 1$ . Так, при  $\alpha=3$  имеем  $r_1=a$  и, например, при  $Q=0,2$  г/м<sup>3</sup> и  $\epsilon=40$  км<sup>-1</sup> из формул (3)–(5) следует, что  $a=5 \cdot 10^{-4}$  см = 5 мкм,  $N_* \approx 500$  см<sup>-3</sup>, а  $N_0 \approx 200$  см<sup>-3</sup>.

В среднем параметр  $\beta$  и в меньшей степени  $N_0$  зависят от температуры  $\theta$  и высоты  $z$  над нижней границей облака. При необходимости более детальная параметризация спектра размеров капель в облаках различных форм может быть получена, если в соответствии с формулами (3)–(5) выразить  $\beta$  и  $N_0$  через  $\alpha$ ,  $\epsilon(z)$  и  $Q(\theta, z)$ . Зависимость интегральных параметров  $Q$  и  $\epsilon$  от  $z$  и  $\theta$  приведена в п. 8.3.5 и 8.3.4.

В облаках, как правило, присутствуют и капли с  $r > 20$  мкм. Это правое крыло спектра размеров уже не описывается соотношением (2). Концентрация крупных капель с ростом их размера уменьшается обычно заметно медленнее, чем по экспоненте. Так, часто концентрация капель радиусом  $r > 100$  мкм до некоторого размера  $r=r_{\text{max}}$  успешно сглаживается степенной зависимостью

$$n(r) = \frac{(\delta - 1) N_{100}}{100} \left( \frac{100}{r} \right)^{\delta} \quad \text{при } 100 < r < r_{\text{max}}. \quad (6)$$

Здесь

$$N_{100} = N \{r > 100 \text{ мкм}\} = \int_{100}^{\infty} n(r) dr,$$

а  $r$  измеряется в микрометрах. Под  $r_{\text{max}}$  понимается радиус столь крупных капель, что концентрация капель, превосходящих  $r_{\text{max}}$ , не превышает  $0,2 \text{ м}^{-3}$  и резко уменьшается с ростом их размера.

\* Нередки случаи, однако, когда локальные спектры имеют бимодальный вид и не очень хорошо описываются гамма-распределением.



Практически можно считать, что  $N(r > r_{\max}) = 0$ . В умеренных широтах, в тонких ( $H < 200$  м) капельных облаках слоистых форм (St, Sc, Ac) и Cu hum. с  $H < 0,5$  км практически отсутствуют капли радиусом более 100 мкм, т. е.  $N_{100} = 0$ . В случае более мощных St, Sc можно считать, что  $N_{100} \approx 10^2 \text{ м}^{-3}$ ,  $\delta = 6 \dots 7$ ,  $r_{\max} \approx 300$  мкм. В Cu hum.  $N_{100} \approx 10 \text{ м}^{-3}$ ,  $r_{\max} < 300$  мкм, в Cu med.  $N_{100} \approx 10^2$ , а  $r_{\max} \approx 500 \dots 600$  мкм, в Cu cong.  $N_{100} \approx 5 \cdot 10^2 \text{ м}^{-3}$ ,  $r_{\max} \approx 700 \dots 800$  мкм. Вообще говоря, параметры  $N_{100}$ ,  $r_{\max}$  и  $\delta$  зависят от температуры на нижней границе облаков. С ростом температуры в среднем увеличиваются значения  $N_{100}$  и  $r_{\max}$  и уменьшаются значения  $\delta$ . Так, в восточной зоне тропической Атлантики  $N_{100}$  в Sc, Ac возрастает примерно на порядок (до  $2 \times 10^3 \text{ м}^{-3}$ ), а  $r_{\max}$  в 5—6 раз (до 2000 мкм).

В отдельных локальных спектрах параметры  $\delta$  и  $N_{100}$  колеблются в очень широких пределах:  $\delta$  от 3—4 до 10—12,  $N_{100}$  от 0 (в умеренных широтах) до значений, превосходящих приведенные выше в 2—3 раза.

В диапазоне от  $r_{\min}$  до  $r_{\max}$  спектр размеров капель хорошо описывается суммой двух членов:

$$n(r) = \frac{N_0}{\Gamma(\alpha+1) \beta^{\alpha+1}} r^\alpha e^{-r/\beta} + \frac{(\delta-1) N_{100}}{100} \left(\frac{100}{r}\right)^\delta. \quad (7)$$

### 8.2.2. Средние размеры капель в облаках различных форм

Для решения многих прикладных задач часто ограничиваются представлением о средних размерах капель в облаках. Значение среднего радиуса  $\bar{r}$ , очевидно, зависит от диапазона размеров капель, по которому проводится осреднение, т. е. в конечном счете от методики измерения и обработки данных. Поэтому сведения об  $\bar{r}$  без указания диапазона осреднения не имеют ясного физического смысла и практической ценности. Ниже речь пойдет о среднем радиусе  $\bar{r}$  в диапазоне от  $r_{\min}$  до  $r_*$  (см. п. 8.2.1):

$$\bar{r} = \frac{\int_{r_{\min}}^{r_*} r n(r) dr}{\int_{r_{\min}}^{r_*} n(r) dr}. \quad (1)$$

Для облаков St, Sc, Ac в среднем на высоте  $z$  над нижней границей в слое от 0,1 до 0,6 км

$$\bar{r} = 3,4 (1 + b\theta) (1 + 0,3a_1 z + 0,3a_2 z^2 + 0,3a_3 z^3), \quad (2)$$

где  $\bar{r}$  измеряется в микрометрах, температура на нижней границе 0 и высота над ней  $z$  в °C и в километрах соответственно, а значения параметров  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$  и  $b$  имеют следующие значения:

$$a_1 = 5,0 \text{ км}^{-1}; a_2 = -6,0 \text{ км}^{-2}; a_3 = 2,1 \text{ км}^{-3}; b = 3,7 \cdot 10^2 \text{ К}^{-1}$$

Аналогично для Ns

$$\bar{r} = 5 (1 + b_1 \theta + b_2 \theta^2) (1 + 0,3a_1 z + 0,3a_2 z^2). \quad (3)$$

Параметры  $a_i$  и  $b_i$  для этого случая приведены в табл. 1 (8.3.5.4).

В облаках конвективных форм  $\bar{r}$  в восходящих потоках в среднем заметно (примерно в 1,5 раза) выше, чем в нисходящих.

Значения  $\bar{r}$  зависят от интенсивности вовлечения в облака окружающего более сухого воздуха, времени жизни облака и других факторов. В литературе отсутствуют детальные, статистически обеспеченные данные об этих зависимостях. В облаках умеренных широт в среднем, для всего облака в целом можно ожидать,

что величина  $\bar{r}$  имеет следующие значения ( $H$  — мощность облака):

| Форма облаков | Cu hum.    | Cu med.       | Cu cong.      | Cu cong. | Cb    |
|---------------|------------|---------------|---------------|----------|-------|
| $H$ км        | $\leq 0,5$ | $1,5 \pm 0,5$ | $2,5 \pm 0,5$ | 3—4      | $> 4$ |
| $\bar{r}$ мкм | 3—4        | 4—5           | 5—6           | 6—7      | 7—9   |

В смешанных облаках  $\bar{r}$  уменьшается на 1—3 мкм.

### 8.2.3. Характеристики распределения облачных частиц (кристаллов и капель) в смешанных и кристаллических облаках

#### 8.2.3.1. Распределение капель и кристаллов по размерам в смешанных и кристаллических облаках

До конца 70-х годов экспериментальные данные о концентрации и распределении кристаллов по размерам относились в основном к крупным кристаллам с размерами  $L > 100 \dots 200$  мкм ( $L$  — максимальный размер кристалла). В настоящее время ясно, что в облаках присутствуют и более мелкие кристаллы, концентрация которых может быть на 2 порядка выше. В кристаллических и смешанных облаках одновременно могут присутствовать кристаллы разной формы, в том числе и неправильной. В этом случае трудно дать определение понятию «размер» частицы. Эта проблема со всей остротой возникает при интерпретации и сравнении эмпирических данных, полученных разными методами. Обычно измеренные значения зависят не только от формы и размеров частиц, но и от их ориентации относительно прибора.

Если за характерный размер кристалла  $a$  принять величину, определяющую его некоторые оптические свойства, например среднее сечение рассеяния (при этом для частиц сферической формы  $a$  есть диаметр), то распределение частиц в смешанных и

кристаллических облаках по размерам в общем случае хорошо описывается суммой трех членов [7]:

$$n(a) = f_0(a) + f_1(a) + f_2(a), \quad (1)$$

где

$$n_0(a) = \frac{N_0}{\Gamma(\alpha_0 + 1) \lambda_0^{\alpha_0 + 1}} a^{\alpha_0} \exp\left(-\frac{a}{\lambda_0}\right), \quad (2)$$

$$n_1(a) = \frac{N_1}{\lambda_1^2} a \exp\left(-\frac{a}{\lambda_1}\right), \quad (3)$$

$$n_2(a) = \frac{N_2}{\lambda_2} \exp\left(-\frac{a}{\lambda_2}\right). \quad (4)$$

В смешанных облаках капельная фракция, как правило, описывается первым членом  $f_0(a)$ . Экспериментальные данные в этой области пока еще очень скудны и приводимые ниже оценки носят ориентировочный характер. Есть основания полагать, что индекс  $\alpha_0$  довольно высок, возможно, близок к  $\alpha_0 = 6$ . Средние размеры капель  $r_1 = \lambda_0(\alpha_0 + 1)$  сравнительно невелики и вряд ли выходят за пределы 1–4 мкм. Следовательно, параметр  $\lambda_0$  не превосходит примерно 0,5 мкм. Концентрация  $N_0$  имеет порядок  $10^2 \text{ см}^{-3}$ . В чисто кристаллических облаках фракция  $f_0(a)$  встречается, по видимому, при довольно низких температурах ( $\theta < -35^\circ\text{C}$ ) и далеко не всегда — не чаще, чем в 20–30 % случаев. При этом  $r_1$  и  $\lambda_0$  примерно вдвое выше значений, характерных для капельной фракции, а  $N$  почти на порядок ниже.

И в смешанных, и в кристаллических облаках  $N_1 = 10^2 \dots 10^4 \text{ л}^{-1}$ ,  $\lambda_1 = 6 \dots 25 \text{ мкм}$ ,  $N_2 = 10 \dots 5 \cdot 10^2 \text{ л}^{-1}$ ,  $\lambda_2 = 50 \dots 300 \text{ мкм}$ . В указанных пределах параметры  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  возрастают с ростом температуры от  $-40$  до  $-10^\circ\text{C}$ .

Меньше изучены перистые облака на очень больших высотах при чрезвычайно низких температурах. Хеймсфилд [17] приводит результаты измерений, выполненных во внутримассовых облаках толщиной около 0,5 км, образовавшихся на высоте 16 км при температуре около  $-83^\circ\text{C}$ . Их протяженность составляла около 350 км. Репликатор фиксировал кристаллы размером от 5 мкм (минимальный размер улавливаемых прибором частиц) до 50 мкм. Концентрация частиц доходила до  $100 \text{ л}^{-1}$ , ледность составляла около  $10^{-4} \text{ г/м}^3$ . Кристаллы состояли наполовину из пулек и столбиков, наполовину из треугольных толстых пластинок. Облака были неплотные и на фотографиях со спутника DMSP не обнаруживались.

### 8.2.3.2. Форма кристаллов

Форма кристаллов в большой степени зависит от температуры и влажности, при которых они образуются. При влажности, близкой к равновесной (к значению, соответствующему состоянию

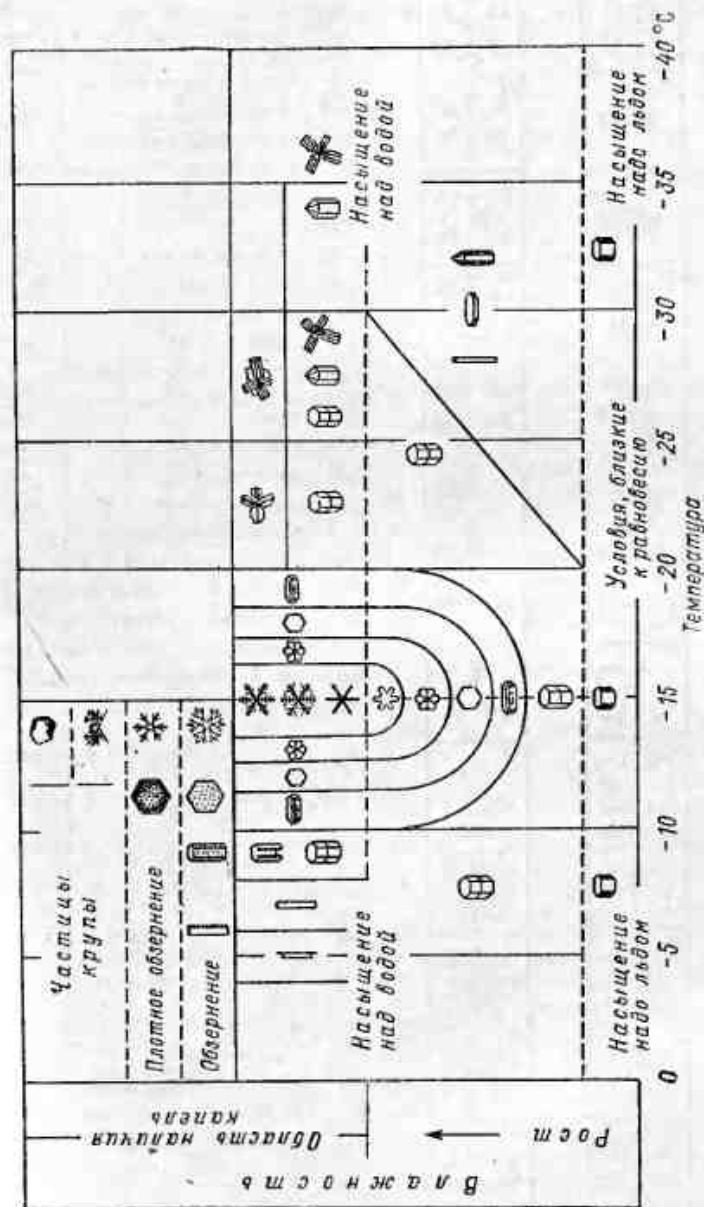


Рис. 1 (8.2.3.2). Обобщенная диаграмма зависимости преимущественной формы ледяных кристаллов от условий их роста — температуры и влажности (по Могоно и Ли) [12, 21].

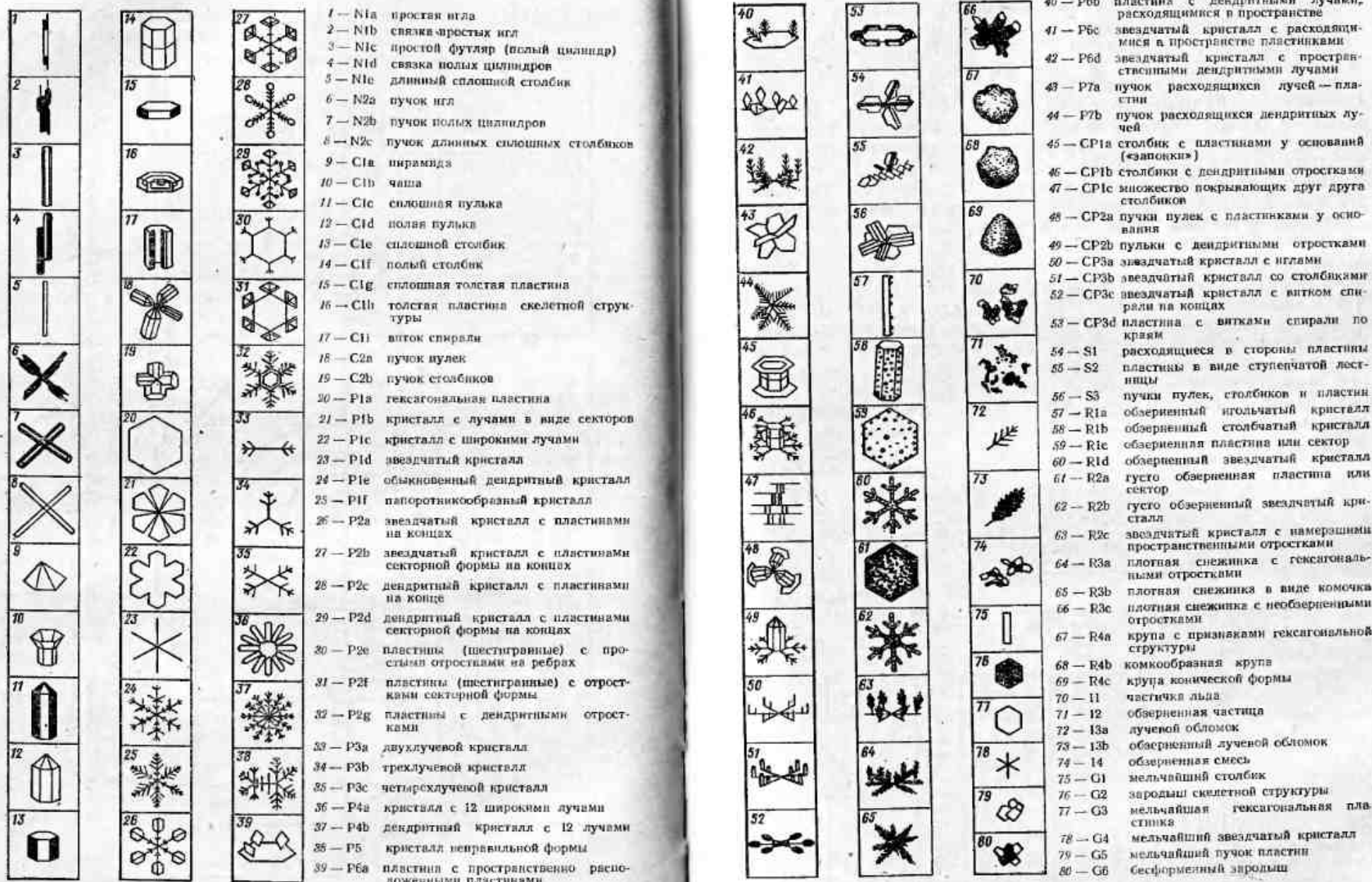


Рис. 2 (8.2.3.2). Детальная типизация атмосферных кристаллов льда, их схематическое изображение и кодовое название (по Магоно и Ли) [12, 21].



насыщения надо льдом) практически при любой температуре от 0 до  $-40^{\circ}\text{C}$  образуются толстые шестигранные пластины, толщина которых примерно вдвое меньше диаметра. При влажности, близкой к насыщению над водой (условия, при которых чаще всего и образуются облачные кристаллы), форма кристаллов меняется. Обобщенная диаграмма Магоно и Ли хорошо передает преимущественные формы ледяных кристаллов в зависимости от условий их роста (рис. 1 (8.2.3.2)). Например, в облаках верхнего яруса, где температура не превышает  $-20^{\circ}\text{C}$ , преимущественной формой являются столбики (пульки) и пучки столбчатых кристаллов. На рис. 2 (8.2.3.3) представлена получившая широкое распространение детальная типизация атмосферных кристаллов льда — их обозначения и схематическое изображение.

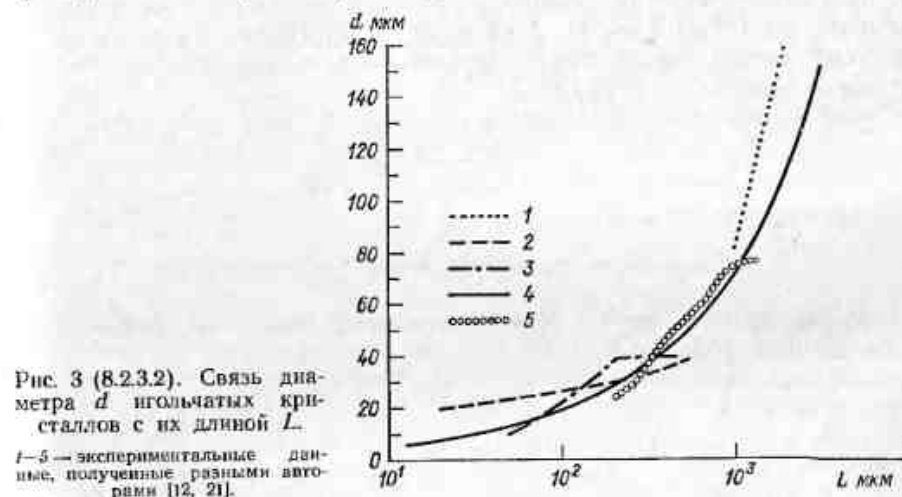
Форма облачных кристаллов, как мы видим, чрезвычайно разнообразна. Одновременно в той или иной части облака и тем более в облаке в целом могут присутствовать кристаллы разной формы. В этом многообразии, однако, удастся выявить определенные закономерности. Для многих практических задач, связанных прежде всего с оптическими и радиационными свойствами облаков, можно ограничиться более простой классификацией форм кристаллов. Так, А. М. Боровиков приводит повторяемость шести основных форм кристаллов в облаках при разной температуре (табл. 1 (8.2.3.2)).

Таблица 1 (8.2.3.2) характеризует некоторую среднюю повторяемость той или иной формы кристаллов в заданном диапазоне температур. В отдельных же случаях могут быть заметные отклонения. Так, при температуре, близкой к  $-5^{\circ}\text{C}$ , можно порой встретить облака, состоящие преимущественно из игольчатых кристаллов. В целом же в диапазоне от 0 до  $-10^{\circ}\text{C}$  преимущественно

Таблица 1 (8.2.3.2)  
Повторяемость (%) кристаллов различных форм в облаках при разной температуре (по А. М. Боровикову)

| Форма кристаллов                    | Температура, $^{\circ}\text{C}$ |              |               |                |                |                |                |                |                |                |                |
|-------------------------------------|---------------------------------|--------------|---------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
|                                     | 0,0... -4,0                     | -4,1... -7,0 | -7,1... -10,0 | -10,1... -13,0 | -13,1... -16,0 | -16,1... -19,0 | -19,1... -22,0 | -22,1... -25,0 | -25,1... -28,0 | -28,1... -31,0 | -31,1... -35,0 |
| Иглы                                | 22                              | 25           | —             | —              | —              | —              | —              | —              | —              | —              | —              |
| Тонкие пластинки                    | 67                              | 62           | 71            | 45             | 12             | 2              | 3              | —              | —              | —              | —              |
| Толстые пластинки                   | —                               | 3            | 2             | —              | 7              | 16             | 8              | 4              | —              | —              | —              |
| Столбики и пучки столбиков          | 11                              | 10           | 25            | 50             | 71             | 70             | 77             | 88             | 88             | 100            | 100            |
| Объемные (шпиральные, бесформенные) | —                               | —            | 2             | 5              | 10             | 12             | 3              | 8              | 12             | —              | —              |

наблюдаются тонкие пластинчатые кристаллы. С понижением температуры все чаще встречаются столбики, пульки, пучки столбиков, которые при температуре ниже  $-20^{\circ}\text{C}$  составляют от 50 до 100 % всех кристаллов. В диапазоне от  $-10$  до  $-16^{\circ}\text{C}$  повторяемость тонких пластинок и столбиков примерно одинакова. Такое большое относительное число столбиков (противоречащее данным, приведенным на рис. 1 (8.2.3.2)) объясняется по-видимому, попа-



данием их из более холодных вышележащих слоев. При сверхнизких температурах (около  $-80^{\circ}\text{C}$ ), характерных для стратосферных облаков, Хеймсфилд наблюдал толстые треугольные пластины (отношение толщины к диаметру близко к 1) в смеси со столбиками. Исследованные им облака находились на высоте 16 км вблизи экватора [17].

Характерными размерами кристаллов пластинчатых форм являются диаметр  $d$  и толщина  $h$ , а кристаллов столбчатых или игольчатых форм — диаметр  $d$  и длина  $L$ . Обычно толщина пластины и диаметр игл составляют десятки микрометров, а диаметр пластины и длина игл колеблются от десятков (чаще от сотен) до тысяч микрометров. Для тонких пластинок и дендритов  $h/d$  составляет 0,01—0,2, для толстых пластинок — 0,2—0,5. Для игл  $d/L = 0,04 \dots 0,2$ , а для столбиков и пулек  $d/L = 0,2 \dots 0,5$ .

Связь  $h$  с  $d$  и  $d$  с  $L$  выражают степенной зависимостью:

$$h = Ad^{\alpha}, \quad (1)$$

$$d = BL^{\beta}. \quad (2)$$

По Девису [27],  $A \approx 10^{-2}$ ,  $\alpha \approx 0,42$ . Для некоторых разновидностей столбчатых кристаллов  $B$  меняется от 0,3 до 0,6, а  $\beta \approx 0,93 \pm 0,03$ . Для игл  $B = (0,03 \dots 0,6) \cdot 10^{-2}$ , а  $\beta = 0,45 \dots 0,6$ . В среднем связь  $d$  с  $L$  для игольчатых кристаллов представлена на рис. 3 (8.2.3.2).

## 8.2.3.3. Объемная плотность кристаллов

Объемная плотность кристаллов  $\rho_i$  в случае мелких столбиков близка к  $0,9 \text{ г/см}^3$ , т. е. к плотности сплошного льда. С ростом кристаллов за счет воздушных включений плотность может уменьшиться до  $0,3\text{--}0,4 \text{ г/см}^3$ . Для оценки плотности кристаллов  $\rho_i$  в  $\text{г/см}^3$  можно использовать соотношения, предложенные Хеймсфилдом (здесь  $L$  — в мм) [16]:

для кристаллов в форме пулек

$$\rho_i = 0,8L^{-0,654}, \quad (3)$$

для кристаллов в форме столбиков

$$\rho_i = 0,65L^{-0,69}. \quad (4)$$

Массу кристаллов  $m_i$  Хеймсфилд предлагает оценивать по аналогичной формуле

$$m_i = AL^\beta. \quad (5)$$

Если  $m_i$  выразить в граммах, а  $L$  в миллиметрах, то параметры  $A$  и  $\beta$  для кристаллов разных форм определяются по табл. 1 (8.2.3.3).

Таблица 1 (8.2.3.3)

Параметры  $A$  и  $\beta$  в эмпирическом соотношении, связывающем массу кристалла  $m_i$  (г) с его максимальной длиной  $L$  (мм)

| Форма кристалла                                  | $A \cdot 10^6$ | $\beta$ | Источник |
|--|----------------|---------|----------|
| Столбики   | 1,7            | 1,7     | [17]     |
| Пучки пулек и столбиков                          | 4,4            | 3,0     | [17]     |
| Пластины   | 2,6            | 2,5     | [17]     |
| Дендриты   | 1,5            | 2,0     | [21]     |
| Обзерненные дендриты                             | 1,5            | 2,3     | [21]     |
| Необзерненные агрегаты дендритов                 | 7,3            | 1,4     | [21]     |
| Необзерненные агрегаты пластин, пулек, столбиков | 3,7            | 1,9     | [21]     |
| Капли воды                                       | 52             | 3,0     |          |

Разнообразие пластинчатых и дендритных форм кристаллов приводит к различным соотношениям, связывающим массу кристаллов с их размерами. В частности, для снежинок в районе Кас-

кадных гор (США) Локателли и Хобс обнаружили, что связь массы снежинки с ее максимальным размером  $L$  также хорошо описывается степенной зависимостью (5), что можно видеть из рис. 1 (8.2.3.3).

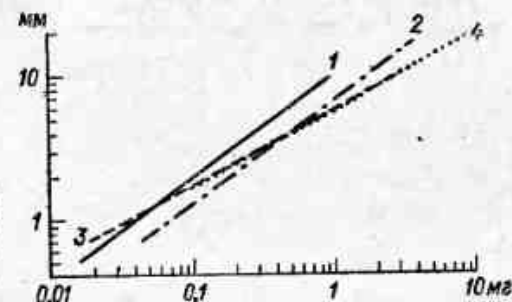


Рис. 1 (8.2.3.3). Связь массы снежинок (мг) с их максимальным размером (мм) для различных видов снежинок (1—4) (наблюдения Локателли и Хобса в Каскадных горах, США) [21].

## 8.2.3.4. Скорость падения кристаллов и их ориентация

Скорость падения кристаллов является сложной функцией их размеров, формы, плотности, а также параметров воздуха. В соответствии с экспериментальными данными, если кристаллы малы настолько, что для них  $Re < 1$  (где  $Re$  — число Рейнольдса), то можно считать, что они ориентированы хаотически.

При больших  $Re$  кристаллы ориентируются преимущественно так, что сопротивление среды их падению максимально, а скорость падения, следовательно, минимальна. Это означает, что кристаллы пластинчатых и игольчатых форм ориентируются в основном горизонтально. Падая снежинки и крупные кристаллы вращаются со скоростью до нескольких оборотов в секунду.

Для практических оценок можно принять, что с высотой скорость падения кристаллов возрастает обратно пропорционально корню квадратному из плотности воздуха:

$$u(z) = u(0) \left[ \frac{\rho_0}{\rho(z)} \right]^{1/2}, \quad (1)$$

где  $u(0)$  — скорость на высоте, где плотность равна  $\rho_0$ ,  $u(z)$  и  $\rho(z)$  — соответственно скорость падения и плотность воздуха на высоте  $z$  над этим уровнем.

Для определения скорости падения кристаллов разных форм и размеров обычно используют экспериментально установленные критериальные соотношения. В частности, связь критериев  $Re$  и  $Be$  может быть описана эмпирическим соотношением вида

$$Re = A(Be)^\alpha, \quad (2)$$

где  $Re$  — число Рейнольдса, а  $Be = (C_D Re)^2$  — число Беста. Для кристаллов, имеющих форму круглых пластин, сфероидов, круглых цилиндров, были найдены следующие значения  $\alpha$  [21]:

|          |     |       |      |        |            |
|----------|-----|-------|------|--------|------------|
| $Re$     | 0,1 | 0,1—4 | 4—20 | 20—400 | 400—10 000 |
| $\alpha$ | 1   | 0,9   | 0,75 | 0,65   | 0,57       |

Из этих соотношений следует, что приведенная выше формула (1) справедлива только для крупных кристаллов, когда  $\alpha \approx 0,5$ . С уменьшением их размеров  $\alpha$  возрастает и отношение  $u_z/u_0 \sim (\rho_0/\rho_z)^{1-\alpha}$  все меньше зависит от высоты.

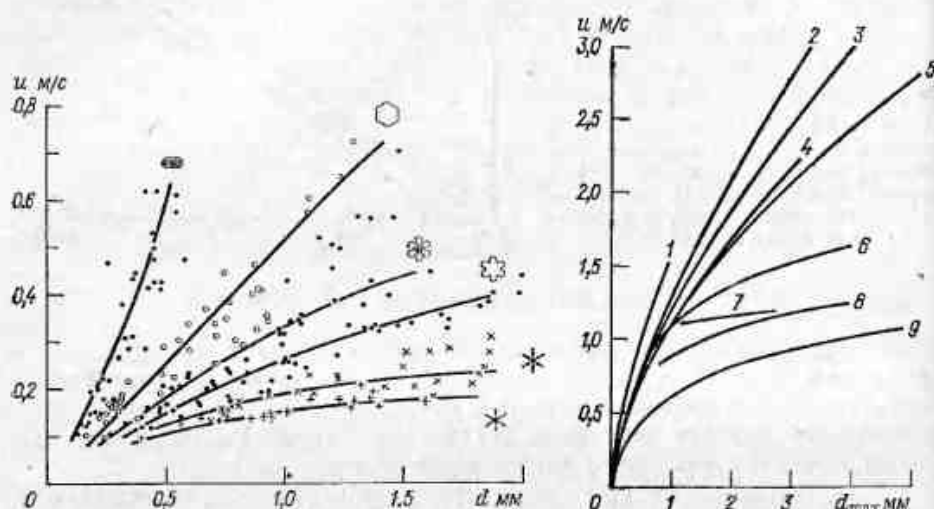


Рис. 1 (8.2.3.4). Зависимость скорости падения  $u$  кристаллов пластинчатых форм от их размеров (по Кяжикава) [12, 22].

Рис. 2 (8.2.3.4). Зависимость скорости падения кристаллов от их максимального линейного размера (по Локателли и Хобсу) [12, 21].

1, 2 — шарики снежной крупы плотностью 0,1–0,2 мг/м<sup>3</sup> (1) и 0,2–0,45 мг/м<sup>3</sup> (2); 3 — крупка конической формы; 4 — плотные обзерненные столбики; 5 — гексагональные частицы крупы; 6 — снежные шарики в виде крупы; 7 — плотно обзерненные пучки дендритов; 8 — снежинки, похожие на гексагональные цветы крупы; 9 — плотно обзерненные дендриты.

Представление о реальных скоростях падения облачных кристаллов разной формы и размеров дают рис. 1 (8.2.3.4) для кристаллов пластинчатых форм в зависимости от их диаметра и рис. 2 (8.2.3.4) для более компактных форм при обзерненных кристаллах.

Часто в расчетах используют эмпирически найденную связь скорости падения кристалла с каким-либо его характерным размером. Обычно эта зависимость имеет степенной вид. Так, Лаян-лебен [21] использует связь вида

$$u = k d_m^n, \quad (3)$$

Здесь  $d_m$  — диаметр капли, масса которой равна массе кристалла. Если  $u$  выразить в м/с, а  $d_m$  — в метрах, то параметры  $k$  и  $n$  определяются из табл. 1 (8.2.3.4).

Параметры  $k$  и  $n$  в соотношении (3) [21]

| Форма кристаллов                               | $k$  | $n$   |
|--|------|-------|
| Дендриты                                       | 9,87 | 0,372 |
| Обзерненные дендриты                           | 7,73 | 0,283 |
| Комбинации пластинок со столбиками             | 7,70 | 0,274 |
| Комбинация дендритных и пластинчатых агрегатов | 61   | 0,611 |

Примечание. Если измерить  $d_m$  в сантиметрах, то следует при том же  $n$  домножить  $k$  на  $10^{2n}$ .

Согласно Девису [21], связь  $u$  с размером кристалла может быть также описана соотношением

$$u = AL^n, \quad (4)$$

где параметры  $A$  и  $n$  для кристаллов разной формы приведены в табл. 2 (8.2.3.4), если  $u$  выражено в см/с,  $L$  — в сантиметрах.

Таблица 2 (8.2.3.4)

Значения параметров  $A$  и  $n$  в формуле (4) для кристаллов разной формы

| Форма кристаллов* | $A$               | $n$   | Диаметр кристаллов, мкм** |
|-------------------|-------------------|-------|---------------------------|
| $Pla$             | $2,96 \cdot 10^2$ | 0,824 | 10–300                    |
| $Pib$             | $2,96 \cdot 10^2$ | 0,824 | 10–2000                   |
| $Pic$             | $1,39 \cdot 10^2$ | 0,748 | 10–500                    |
| $Pld$             | $4,22 \cdot 10$   | 0,442 | 500–3000                  |
| $Cld$             | $3,48 \cdot 10^3$ | 1,375 | 10–1000                   |
| $Cil$             | $7,31 \cdot 10^3$ | 1,415 | 10–100 при $L/d \leq 2$   |
| $Cil$             | $2,43 \cdot 10^3$ | 1,309 | 10–1000 при $L/d > 2$     |
| $Cif$             | $7,31 \cdot 10^3$ | 1,415 | 10–1000 при $L/d < 2$     |
| $Cif$             | $2,43 \cdot 10^3$ | 1,309 | 10–1000 при $L/d > 2$     |
| $Sl$              | $7,92 \cdot 10^3$ | 0,99  | 400–1200                  |

\* См. рис. 2 (8.2.3.2).

\*\* Указан диапазон, для которого справедливы приведенные значения параметров  $A$  и  $n$ .

Для кристаллов в виде пулек (что типично для облаков верхнего яруса) Хеймсфилд нашел, что  $u$  (см/с) с ошибкой не более 20 % связано с их длиной  $L$  (мм) соотношением

$$u = -1,2 + 170L - 84,5L^2. \quad (5)$$



Для столбиков аналогично

$$u = -0,53 + 157L - 85L^2. \quad (6)$$

### 8.3. Интегральные микроструктурные параметры облаков

#### 8.3.1. Определения

Интегральные микроструктурные параметры характеризуют всю совокупность облачных частиц в том или ином объеме облака. Обычно эти характеристики могут быть выражены через интеграл по спектру размеров облачных частиц. Так, если некоторая характеристика облачной частицы  $\varphi$  (например, поверхность или масса) есть функция ее определенного размера, т. е.  $\varphi(a)$ , а число частиц размером  $a$  в единице объема облака известно и есть  $n(a)da$ , то единица объема облака будет иметь интегральную характеристику

$$\Phi = \int_0^{\infty} \varphi(a) n(a) da. \quad (1)$$

Простейшей интегральной характеристикой является концентрация частиц  $N$ . В этом случае  $\varphi(a) = a^0 = 1$  и

$$N = \int_0^{\infty} n(a) da. \quad (2)$$

Можно говорить о суммарной длине облачных частиц  $l$ , где  $\varphi(a) = a$  и

$$l = \int_0^{\infty} an(a) da, \quad (3)$$

или о суммарном поперечном сечении частиц  $s$ . Так, для сферических частиц  $\varphi(a) = \pi a^2/4$  и

$$s = \frac{\pi}{4} \int_0^{\infty} a^2 n(a) da \quad (4)$$

и т. д. Примером интегральных облачных характеристик могут служить водность, радиолокационная отражаемость.

#### 8.3.2. Концентрация облачных частиц

Практически при определении концентрации облачных частиц суммирование (интегрирование) проводится не от 0 до  $\infty$ , а от некоторого значения  $a_{\min}$  до  $a_{\max}$ . Спектр размеров облачных ка-

пель имеет чаще всего одномодальный вид с модальным радиусом, равным нескольким микрометрам (см. п. 8.2). Поэтому величина  $N$  сильно зависит от нижнего предела интегрирования. Внутри облака полная концентрация частиц  $N\{r > r_{\min}\}$  (при осреднении по компактным объемам, линейные размеры которых составляют метры) может меняться практически от 0 до  $10^3 \text{ см}^{-3}$ . Здесь  $r_{\min}$  соответствует провалу в спектре размеров капель (см. рис. 1 (8.2.1)).

Бескапельные полости «каверны» в облаках, их размеры и повторяемость, еще только начинают изучаться. Данные выборочных измерений [3] свидетельствуют о том, что характерные размеры каверн составляют от единиц до десятков метров в облаках слоистых форм, что они чаще встречаются вблизи облачных границ и, вообще говоря, занимают небольшую долю (около процента) общего объема облака.

В среднем в континентальных капельных облаках концентрация капель  $N\{r > r_{\min}\}$  составляет  $200\text{--}600 \text{ см}^{-3}$ , а в морских — в 5—10 раз меньше. В то же время в отдельных объемах облака, линейные размеры которых составляют десятки метров, концентрация частиц может быть в десятки раз меньше приведенных средних значений или в несколько раз больше их. Если говорить о высотном ходе, то  $N$  резко возрастает при подъеме в пределах нескольких десятков метров над нижней границей облака. Достигнув максимума, концентрация слегка уменьшается с высотой, убывая в 1,5—2 раза к верхней границе облака, вблизи которой она резко спадает до нуля. Такова общая картина изменения концентрации капель в пространстве облаков.

В смешанных облаках концентрация капель имеет тот же порядок ( $10^2\text{--}10^3 \text{ см}^{-3}$ ), что и в капельных облаках. В то же время концентрация кристаллов  $N_i$  в смешанных облаках имеет те же характерные значения, что и в кристаллических. Обычно  $N_i$  заключено в пределах  $10\text{--}10^3 \text{ л}^{-1}$ . При этом минимальные размеры кристаллов составляют, по-видимому, около 10 мкм. Более детально о распределении кристаллов по размерам и об их концентрации см. п. 8.2.3.1.

#### 8.3.3. Суммарная длина облачных частиц, заполняющих единицу объема облака. Время фазовой релаксации

##### 8.3.3.1. Определения

Суммарную длину  $l$  цепочки, составленной из частиц единицы объема облака, можно считать следующим по порядку интегральным микроструктурным параметром. Для капельных облаков

$$l_{\text{ш}} = 2N\bar{r} = 2N \int_{r_{\min}}^{\infty} r f(r) dr. \quad (1)$$

Для кристаллических облаков

$$I_i = N \int_{a_{\min}}^{\infty} a f(a) da. \quad (2)$$

Параметр  $I$  играет важную роль в процессах фазовых переходов и характеризует интенсивность стока пара на капли или кристаллы при их конденсационном росте, или интенсивность их испарения при влажности ниже значения при насыщении над водой или льдом соответственно.

Параметр  $I$  однозначно связан со временем фазовой релаксации  $\tau_r$ , характеризующим время приспособления облачной среды к равновесному давлению пара [12]. Оно равно времени, в течение которого отклонение давления паров воды от равновесного значения уменьшается в  $e$  раз.

В капельных облаках

$$\tau_{r, w} \approx (4\pi D_v N \bar{r})^{-1} = \frac{1}{2\pi D_v I_w}, \quad (3)$$

в кристаллических

$$\tau_{r, i} \approx (2\pi D_v \delta N \bar{a})^{-1} = \frac{1}{2\pi D_v \delta I_i}. \quad (4)$$

Здесь  $D_v$  — коэффициент диффузии пара в воздухе,  $N$  — концентрация капель (кристаллов),  $\bar{r}$  — средний радиус капель,  $\bar{a}$  — средний линейный размер кристалла,  $\delta$  — фактор формы, зависящий от формы кристалла и от способа определения размера  $a$ . Для сферических или близких к ним частиц  $\bar{a} \approx 2\bar{r}$ ,  $\delta \approx 1$ . Для эллипсоидов вращения, если  $a$  — длина оси вращения эллипсоида, а  $r$  — его максимальный радиус вращения, параметр  $\delta$  определяется из табл. 1 (8.3.3.1).

Таблица 1 (8.3.3.1)

Значения параметра формы  $\delta$  для эллипсоида вращения

|          | Форма               |      |       |                      |     |      |      |      |
|----------|---------------------|------|-------|----------------------|-----|------|------|------|
|          | Вытянутый эллипсоид |      | Сфера | Сплюснутый эллипсоид |     |      |      |      |
| $a/2r$   | 10                  | 5    | 3     | 2                    | 1   | 1/2  | 1/3  | 1/5  |
| $\delta$ | 0,68                | 0,72 | 0,77  | 0,83                 | 1,0 | 0,66 | 0,54 | 0,43 |
|          |                     |      |       |                      |     |      |      | 1/10 |
|          |                     |      |       |                      |     |      |      | 0,33 |

### 8.3.3.2. Характерные значения $I$ и $\tau_r$

Наиболее надежно и непосредственно измеряемыми интегральными облачными параметрами являются показатель ослабления видимого света  $\epsilon$  и водность  $Q$ . Поэтому при определении харак-

терных значений и статистики распределений таких параметров, как  $N$  и  $I$ , целесообразно их выразить через  $\epsilon$  и  $Q$ , статистические характеристики распределения которых известны с большей детальностью и надежностью.

Если облачные частицы являются сферическими (например, капли) и распределение их по размерам описывается гамма-распределением (см. п. 8.2.1) с индексом  $\alpha$ , то  $\tau_r$  связано с водностью и параметрами распределения  $\alpha$  и  $\beta$  соотношением

$$\tau_r = \frac{\rho_w}{3D_v Q_w} \beta^2 (\alpha + 2) (\alpha + 3). \quad (1)$$

Поскольку  $\bar{r} = r_1 = \beta (\alpha + 1)$ , то можно записать:

$$\tau_r = \frac{\rho_w r_1^2}{3D_v Q_w} \frac{(\alpha + 2) (\alpha + 3)}{(\alpha + 1)^2}. \quad (2)$$

Полагая, что  $\alpha$  равно 2 или 3, для грубой оценки можно принять:

$$\tau_r \approx 0,03 \frac{r_1^2}{Q_w}, \quad (3)$$

где  $\tau_r$  измеряется в секундах, средний радиус капель  $r_1$  — в микрометрах, а  $Q_w$  — в г/м<sup>3</sup>. Так, если  $r_1 = 5$  мкм и  $Q_w = 0,2$  г/м<sup>3</sup>, то  $\tau_r \approx 4$  с. Вблизи облачных границ, где водность резко падает, время фазовой релаксации, очевидно, резко возрастает.

Аналогично для кристаллических облаков, учитывая, что ледность  $Q_i$  описывается выражением

$$Q_i \approx \frac{\pi N_i \rho_i \delta^*}{6} \int_0^{\infty} a^3 f(a) da = \frac{\pi N_i \rho_i \delta^*}{6} \bar{a}^3, \quad (4)$$

где  $\delta^*$  — фактор, зависящий от формы кристаллов, а  $\rho_i$  — объемная плотность кристаллов, в соответствии с формулой (4) из п. 8.3.3.1 получаем:

$$\tau_{r, i} = \frac{\rho_i \delta^*}{12\delta D_v} \frac{\bar{a}^3}{a Q_i}. \quad (5)$$

Для приближенной оценки можно положить  $\delta^* \rho_i / \delta \approx 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. В этом случае

$$\tau_{r, i} \approx 0,03 \frac{\bar{a}^3}{a Q_i}. \quad (6)$$

Если спектр размеров кристаллов имеет экспоненциальный вид, т. е.  $f(a) \sim e^{-a/\lambda}$ , то  $\tau_{r, i}$  можно оценить по формуле

$$\tau_{r, i} \approx 0,2 \frac{\lambda^3}{Q_i}. \quad (7)$$

В формулах (6) и (7)  $\tau_{r, i}$  измеряется в секундах,  $a$  и  $\lambda$  в микрометрах,  $Q_i$  — в г/м<sup>3</sup>. Так, если  $\lambda = 100$  мкм и  $Q_i = 10^{-2}$  г/м<sup>3</sup>, то

$\tau_{pi} \approx 50$  ч. Если же  $\bar{a}^3/\bar{a} = 100^2$  мкм<sup>2</sup>, то  $\tau_{pi} \approx 8$  ч. Уменьшение характерных размеров кристаллов на порядок при той же водности понижает  $\tau_{pi}$  на два порядка.

### 8.3.4. Суммарное геометрическое сечение облачных частиц. Оптическая плотность облаков

#### 8.3.4.1. Определения

Суммарным геометрическим сечением капель в единице объема облака называют величину

$$s_w = \pi N \int_{r_{\min}}^{\infty} r^2 f(r) dr. \quad (1)$$

Для кристаллов

$$s_i = \frac{\pi N \delta}{4} \int_{a_{\min}}^{\infty} a^2 f(a) da. \quad (2)$$

Фактор формы  $\delta$  обычно близок к 1, если размер кристаллов  $a$  определяется с помощью современных самолетных приборов. Если  $f(r)$  описывается гамма-распределением (см. формулы (1) и (2) в п. 8.2.1), то в соответствии с табл. 1 (8.2.1)

$$s_w = \frac{\Gamma(a+3)}{\Gamma(a+1)} \beta^2 \pi N. \quad (3)$$

С величиной  $s$  непосредственно связаны основные оптические характеристики облаков. Так, прозрачность облаков можно охарактеризовать показателем ослабления в них видимого света  $\epsilon$  или метеорологической дальностью видимости  $L = 3,5/\epsilon$ . Иногда используют понятие «глубина проникновения излучения» или совпадающее с ним понятие «длина свободного пробега фотонов»  $L_\phi$ , где  $L_\phi = 1/\epsilon$ . Со спектром размеров частиц  $\epsilon$  связано следующие соотношениями:

для капель

$$\epsilon = \pi N \int_{r_{\min}}^{\infty} r^2 K_w(\rho) f(r) dr, \quad (4)$$

для кристаллов

$$\epsilon = \pi N \int_{a_{\min}}^{\infty} a^2 K_i(\rho) f(a) da. \quad (5)$$

Для видимого света с длиной волны  $\lambda$  и  $r > 1$  мкм  $K_w(\rho) = -K_w \left( \frac{2\pi r}{\lambda} \right) \approx 2$ . Таким образом,  $\epsilon \approx 2s$ . Для кристаллов  $K_i(\rho)$  зависит также от формы и ориентации последних и соотношение  $\epsilon = 2s$  является лишь довольно грубой оценкой. Ниже приводятся эмпирические данные, полученные при измерениях в диапазоне длин волн 0,5—0,7 мкм.

#### 8.3.4.2. Средние ( $\bar{\epsilon}$ ) и медианные ( $\epsilon_{50}$ ) значения показателя ослабления для облаков различных форм

По своим оптическим характеристикам облака довольно неоднородны. Показатель ослабления света в них, вообще говоря, может значительно меняться от точки к точке и от случая к случаю. Даже средние значения  $\bar{\epsilon}$  для облаков одной и той же формы могут существенно (в 2—3 раза и более) отличаться друг от друга в зависимости от объема осреднения, района полетов и периода измерений.

В облаках слоистых форм в среднем чем ниже облака, тем они оптически более плотные [11]. Так, среднее значение показателя ослабления  $\bar{\epsilon}$  в облаках верхнего яруса в умеренных широтах не превосходит обычно 4 км<sup>-1</sup>, а в St и Sc  $\bar{\epsilon}$  колеблется в пределах от 20 до 50 км<sup>-1</sup>. Медианные значения  $\epsilon_{50}$  обычно несколько ниже. Представление о возможных значениях  $\bar{\epsilon}$  и  $\epsilon_{50}$  дает табл. 1 (8.3.4.2), построенная по материалам [5, 11, 14].

Для облаков верхнего яруса в умеренных широтах  $\epsilon_{75} \approx 2,5$  км<sup>-1</sup> (в 25 % случаев  $\epsilon > \epsilon_{75}$ ), в Арктике  $\epsilon_{75} \leq 2,5$  км<sup>-1</sup>, в восточной зоне тропической части Атлантики  $\epsilon_{75} \approx 10$  км<sup>-1</sup>.

В отдельные периоды измерений средние значения  $\bar{\epsilon}$  отличаются от приведенных в табл. 1 (8.3.4.2), как правило, не более чем в 1,5 раза.

Таблица 1 (8.3.4.2)

Значения  $\bar{\epsilon}$  и  $\epsilon_{50}$  (км<sup>-1</sup>) для облаков слоистых форм

| Форма облаков | Европейская территория СССР |                 | Арктика          |                 | Восточная зона тропической Атлантики |                 |
|---------------|-----------------------------|-----------------|------------------|-----------------|--------------------------------------|-----------------|
|               | $\bar{\epsilon}$            | $\epsilon_{50}$ | $\bar{\epsilon}$ | $\epsilon_{50}$ | $\bar{\epsilon}$                     | $\epsilon_{50}$ |
| St, Sc        | 40                          | 30              | 35               | 30              | 15                                   | 6               |
| Ns            | 20                          | 10              | 30               | 25              | —                                    | —               |
| Ac            | 15                          | 10              | 20               | 20              | 8                                    | 4               |
| As            | 10                          | 5               | 4                | 3               | 7                                    | 6               |
| Cl sp., Cs    | $\approx 2,5$               | $\leq 2,5$      | $< 2,5$          | $< 2,5$         | 8                                    | 5               |



В среднем значения  $\bar{\epsilon}$  определенным образом связаны с мощностью облака. Характер этой зависимости для облаков слоистых форм виден на рис. 1 (8.3.4.2).

В конвективных облаках умеренных широт  $\bar{\epsilon}$  возрастает с увеличением мощности облаков  $H$  и в среднем описывается соотношением [8]

$$\bar{\epsilon} = 50H + 70, \quad (1)$$

где  $H$  — в км,  $\epsilon$  — в  $\text{км}^{-1}$ .

Соотношение (1) следует рассматривать как ориентировочное. При его выводе авторы опирались на результаты измерений, в которые вошли существенные поправки, достигающие порой 100 %. Значения же поправок определялись с ошибкой 20–40 %.

Медианные значения  $\epsilon_{50}$  заметно ниже  $\bar{\epsilon}$ , однако точные сведения о повторяемости  $\epsilon$

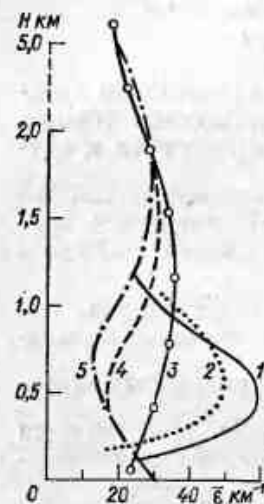


Рис. 1 (8.3.4.2). Связь среднего по облачному слою значения показателя ослабления  $\bar{\epsilon}$  с мощностью слоя  $H$ .  
1 — Sc, 2 — St, 3 — Ns, 4 — As, 5 — Ac.

в кучевых облаках разной мощности и, следовательно, о величине  $\epsilon_{50}$  сегодня в литературе отсутствуют.

В восточной зоне тропической части Атлантики конвективные облака более «рыхлые» и оптически менее плотные. Наиболее плотными там являются Cu hum. с  $\bar{\epsilon} \approx 40 \text{ км}^{-1}$  ( $\epsilon_{50} \leq 20 \text{ км}^{-1}$ ). В Cu med. и Cu cong. значения  $\bar{\epsilon}$  и  $\epsilon_{50}$  в 1,5–2 раза ниже, а именно  $\bar{\epsilon} \approx 25 \text{ км}^{-1}$ ,  $\epsilon_{50} \approx 12 \text{ км}^{-1}$ .

#### 8.3.4.3. Повторяемость различных значений показателя ослабления $\epsilon$ в облаках разных форм

В настоящее время накоплен большой объем данных о значениях  $\epsilon$  в облаках слоистых форм [5, 11]. Повторяемость значений  $\epsilon$  представлена на рис. 1 (8.3.4.3). Начальная ордината на этом рисунке указывает повторяемость (%) случаев, когда  $\epsilon < 2,5 \text{ км}^{-1}$ .

Плотность распределения  $\epsilon$  по логарифмическим интервалам в диапазоне изменений  $\lg \epsilon$  от 0,4 до 2,1 (диапазон изменения  $\epsilon$  от 2,5 до 125  $\text{км}^{-1}$ ) для облаков различных форм описывается гамма- или бета-распределением (см. П.3.2).

Если  $N(x)$  — повторяемость (%) значений  $\epsilon \leq x$ , то в диапазоне  $x$  от 2,5 до 120  $\text{км}^{-1}$  для St и Sc ( $N(120) - N(2,5) \approx 90\%$ )

$$\frac{dN(\epsilon)}{d \lg \epsilon} = 2,5 + 22,6 (\lg \epsilon - 0,2)^{6,3} (2,1 - \lg \epsilon)^{1,6}. \quad (1)$$

Рис. 1 (8.3.4.3). Накопленная повторяемость (%) значений показателя ослабления  $\epsilon$  для облаков слоистых форм.

1 — St, Sc; 2 — Ac, Ns, Ns-As; 3 — As; 4 — Cs, Ci sp.

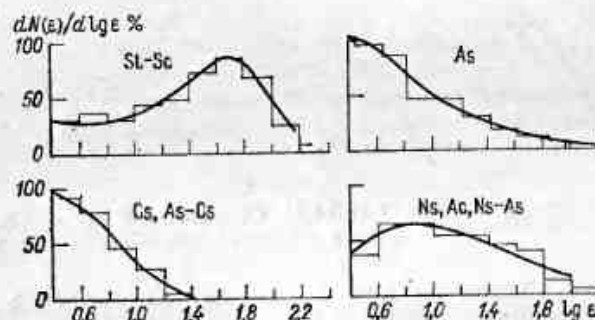
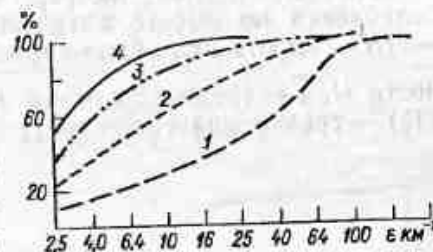


Рис. 2 (8.3.4.3). Плотность распределения значений показателя ослабления  $\epsilon$  в облаках различных форм.

Для As при  $\epsilon > 2,5 \text{ км}^{-1}$  ( $N(2,5) = 38\%$ )

$$\frac{dN(\epsilon)}{d \lg \epsilon} = 2,76 \cdot 10^3 (\lg \epsilon)^2 e^{-4 \lg \epsilon}. \quad (2)$$

Для Ns, Ac, Ns-As при  $\epsilon > 2,5 \text{ км}^{-1}$  ( $N(2,5) \approx 24\%$ ,  $N(100) \approx 100\%$ )

$$\frac{dN(\epsilon)}{d \lg \epsilon} = 7,53 \cdot 10^2 (\lg \epsilon)^2 e^{-2,5 \lg \epsilon}. \quad (3)$$

Для Cs, Ci при  $\epsilon > 2,5 \text{ км}^{-1}$  ( $N(2,5) \approx 52\%$ )

$$\frac{dN(\epsilon)}{d \lg \epsilon} = 6,91 \cdot 10^5 (\lg \epsilon)^{3,9} e^{-7,8 \lg \epsilon}. \quad (4)$$

На рис. 2(8.3.4.3) представлены кривые плотности повторяемости  $\varphi(\lg \epsilon) = dN(\epsilon)/d \lg \epsilon$ , где  $N$  — в процентах,  $\epsilon$  — в  $\text{км}^{-1}$ .

## 8.3.4.4. Распределение показателя ослабления по высоте

Для облаков слоистых форм среднее распределение показателя ослабления по высоте показано на рис. 1 (8.3.4.4). Здесь  $\xi = z/H$  — высота над нижней границей облака в долях от его мощности  $H$ ,  $\bar{\epsilon}$  — среднее значение показателя ослабления в слое  $H$ ,  $\epsilon(\xi)$  — среднее значение  $\epsilon$  на уровне  $\xi$ .

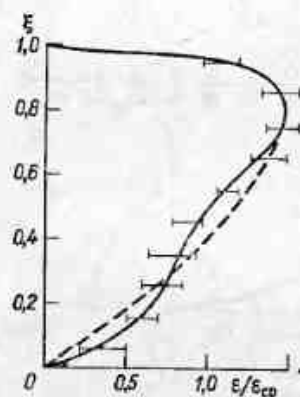


Рис. 1 (8.3.4.4). Осредненный ход показателя ослабления  $\epsilon$  с высотой для облаков слоистых форм.

Штриховая кривая на рис. 1 (8.3.4.4) описывается соотношением

$$\frac{\epsilon}{\bar{\epsilon}} = 2,8\xi(1-\xi)^{0,25}. \quad (1)$$

В конвективных облаках умеренных широт при мощности  $H < 1$  км среднее значение  $\epsilon$  на данном уровне не меняется с высотой и редко падает вблизи границ. В более мощных облаках на уровне около  $1,5 \pm 0,5$  км в профиле  $\epsilon$  образуется провал, в центре которого  $\epsilon$  уменьшается в 1,5–2 раза.

## 8.3.4.5. Пространственные колебания показателя ослабления

В «теле» облаков встречаются полости («пустоты»), размер которых достигает десятков метров, концентрация облачных капель в них либо резко понижена, либо даже практически равна нулю. Если не учитывать такие участки, то в общем в облаках слоистых форм относительное среднеквадратическое отклонение  $\xi_\epsilon$  (коэффициент вариации) показателя ослабления в подавляющем большинстве случаев не выходит за пределы 0,2–1,5. В однородных St часто  $\xi_\epsilon$  не превосходит 0,2.

Пространственные масштабы корреляции  $L$  весьма изменчивы (табл. 1 (8.3.4.5)).

Таблица 1 (8.3.4.5)

Средние значения  $\bar{L}$  и значения ряда квантилей масштабов корреляции  $L_n$  показателя ослабления  $\epsilon$  для облаков различных форм

| $L$       | Форма облаков |     |     |     |     |
|-----------|---------------|-----|-----|-----|-----|
|           | St            | Sc  | Ns  | As  | Ac  |
| $\bar{L}$ | 1,9           | 1,3 | 1,7 | 1,5 | 0,9 |
| $L_{25}$  | 0,2           | 0,4 | 0,5 | 0,4 | 0,2 |
| $L_{50}$  | 0,4           | 0,8 | 1,0 | 1,1 | 0,5 |
| $L_{75}$  | 1,1           | 1,7 | 2,3 | 2,1 | 1,4 |
| $L_{90}$  | 2,2           | 3,2 | 4,2 | 4,0 | 2,0 |

## 8.3.4.6. Оптическая толщина облаков

Оптическая толщина облаков  $\tau$  есть натуральный логарифм коэффициента направленного пропускания  $T$  облачного слоя [5]:

$$T = \frac{\Phi_H}{\Phi_0}, \quad (1)$$

$$\tau = \ln T = \ln \frac{\Phi_H}{\Phi_0}, \quad (2)$$

где  $\Phi_0$  и  $\Phi_H$  — световые потоки на входе и выходе из облачного слоя соответственно.

Оптическая толщина облака  $\tau$  в вертикальном направлении связана с показателем ослабления света  $\epsilon$  и толщиной облака  $H$  соотношением

$$\tau = \int_0^H \epsilon(z) dz = \bar{\epsilon} H. \quad (3)$$

Таким образом, зная  $\bar{\epsilon}$  (см. п. 8.3.4.2 и 8.3.4.4) и  $H$ , легко определить  $\tau$ .

Учитывая зависимость (1) из п. 8.3.4.2 для облаков конвективного развития, для оптической толщины в вертикальном направлении в среднем получаем:

$$\tau = 50H^2 + 70H. \quad (4)$$

Следовательно  $\tau$  составляет  $10^2$ – $10^3$  при мощности облака от 1 до 3 км.

В таких облаках слоистых форм, как St, Sc, оптическая толщина первоначально (до  $H \approx 0,3$  км) растет пропорционально  $H^2$ , затем рост замедляется. При мощности  $H = 0,5$  км, например  $\tau \approx 20$ . В облаках Ns, As, Ac такую оптическую толщину имеют

примерно вдвое более мощные облака, т. е. облака с  $H \approx 1$  км. Для облаков верхнего яруса толщиной около 1 км  $\tau$  не превосходит нескольких единиц.

### 8.3.5. Водность облаков

#### 8.3.5.1. Определения

Водностью облаков  $Q$  называют массу воды, находящейся в конденсированном состоянии в единице объема воздуха. Если облака чисто капельные, то

$$Q_w = \frac{4}{3} \pi \rho_w \sum_i r_i^3, \quad (1)$$

где  $\rho_w = 10^3 \text{ кг/м}^3 = 1 \text{ г/см}^3$  — плотность воды,  $r_i$  — радиус  $i$ -й капли, а суммирование производится по всем каплям единицы объема облака.

Если известна плотность распределения капель по размерам  $f(r)$  (см. п. 8.2.1), то

$$Q_w = \frac{4}{3} \pi \rho_w N \int_0^\infty r^3 f(r) dr = \frac{4}{3} \pi \rho_w N r_3^3. \quad (2)$$

Если облако кристаллическое, то

$$Q_i = \sum_i m_i, \quad (3)$$

где  $m_i$  — масса  $i$ -го кристалла. И здесь суммирование производится по всем кристаллам единицы объема. Иногда величину  $Q_i$  называют ледностью облака. Масса одного кристаллика зависит от его размеров, формы и плотности льда.

Полная водность в смешанном облаке  $Q$  есть сумма:

$$Q = Q_w + Q_i. \quad (4)$$

Водность облаков зависит от многих факторов и не остается постоянной даже в одном и том же облаке. Если по горизонтали колебания водности можно назвать случайными, то по вертикали в среднем отчетливо проявляется определенная закономерность изменения водности (см. п. 8.3.5.4). Адиабатическая водность в облаках полностью определяется температурой и давлением у нижней границы облака и высотой над ней (см. п. 8.3.5.2). Фактическая средняя водность облаков в основном также определяется именно этими параметрами.

#### 8.3.5.2. Адиабатическая водность

Если некоторый объем облака поднимается адиабатически, без обмена с окружающим воздухом энергией и водяным паром, и весь пар, избыточный по отношению к состоянию насыщения над водой, конденсируется и остается в этом же объеме, не выпадая, то масса сконденсировавшегося таким образом пара, приходящаяся на единицу объема воздуха, называется адиабатической водностью  $Q_{w,a}$ , которая зависит от температуры и давления на уровне конденсации и высоты над нижней границей облака.

Согласно приведенному определению

$$\frac{Q_{w,a}}{\rho_z} = q_{w,0}(\theta_0, p_0) - q_{w,z}(\theta_z, p_z), \quad (1)$$

где  $q_{w,0}$ ,  $q_{w,z}$  — массовая доля влаги при насыщении над водой на уровне конденсации  $z=0$  и на высоте  $z$  над ним соответственно;  $\theta$  и  $p$  — температура и давление на этих уровнях соответственно;  $\rho_z$  — плотность воздуха на высоте  $z$ .

Номограммы на рис. 1 (8.3.5.2) позволяют легко определить значения  $Q_{w,a}$ , рассчитанные по формуле (1). Расчеты проведены до высоты  $z=6$  км, если  $\theta_z > -40^\circ\text{C}$ , и до высоты  $z_{\text{гр}} < 6$  км, если  $\theta_{z_{\text{гр}}} = -40^\circ\text{C}$ . Для расчетов удобно пользоваться аппроксимационной формулой [4]

$$Q_{w,a}(\theta_0, p_0, z) = (a_1 + a_2 \theta_0) z + (a_3 + a_4 \theta_0 + a_5 \theta_0^2) z^2. \quad (2)$$

Если  $Q_{w,a}$  измеряется в  $\text{г/м}^3$ ,  $\theta_0$  — в  $^\circ\text{C}$ , а  $z$  — в километрах, то коэффициенты могут быть получены из табл. 1 (8.3.5.2).

Таблица 1 (8.3.5.2)

Значения коэффициентов  $a_i$  в формуле (2)

| $p_0$ гПа | $a_1$ | $a_2, 10^{-2}$ | $a_3$  | $a_4, 10^{-3}$ | $a_5, 10^{-4}$ | $\Delta\theta$ $^\circ\text{C}$ |
|-----------|-------|----------------|--------|----------------|----------------|---------------------------------|
| 900       | 1,48  | 4,5            | -0,194 | -1,70          | 0,95           | 20... -20                       |
| 800       | 1,39  | 3,9            | -0,183 | -1,25          | 0,80           | 15... -25                       |
| 700       | 1,82  | 3,6            | -0,168 | -0,77          | 0,60           | 15... -30                       |
| 600       | 1,20  | 3,0            | -0,146 | -0,48          | 0,40           | 10... -30                       |
| 500       | 1,11  | 2,6            | -0,131 | -0,06          | 0,22           | 5... -30                        |

Величина  $\Delta\theta$  в табл. 1 (8.3.5.2) — диапазон значений температур на нижней границе  $\theta_0$ , для которых при расчете  $Q_{w,a}$  по формуле (1) с коэффициентами  $a_i$ , приведенными в табл. 1, ошибка не превышает 5%. Эти оценки справедливы в слое  $0,1 \text{ км} < z < z_1$ , где  $z_1$  — высота, на которой  $\theta_{z_1} = -35^\circ\text{C}$ . При  $\theta_z = -40^\circ\text{C}$  ошибки резко возрастают до 13%. Практически не выходя за пределы



указанной точности расчетов, коэффициенты  $a_i$  можно представить в виде линейной функции давления  $p_0$  на нижней границе облака:

$$a_i(p_0) = b_i + c_i p_0. \quad (3)$$

Значения  $b_i$  и  $c_i$  при  $p_0$  (гПа) приведены в табл. 2 (8.3.5.2).

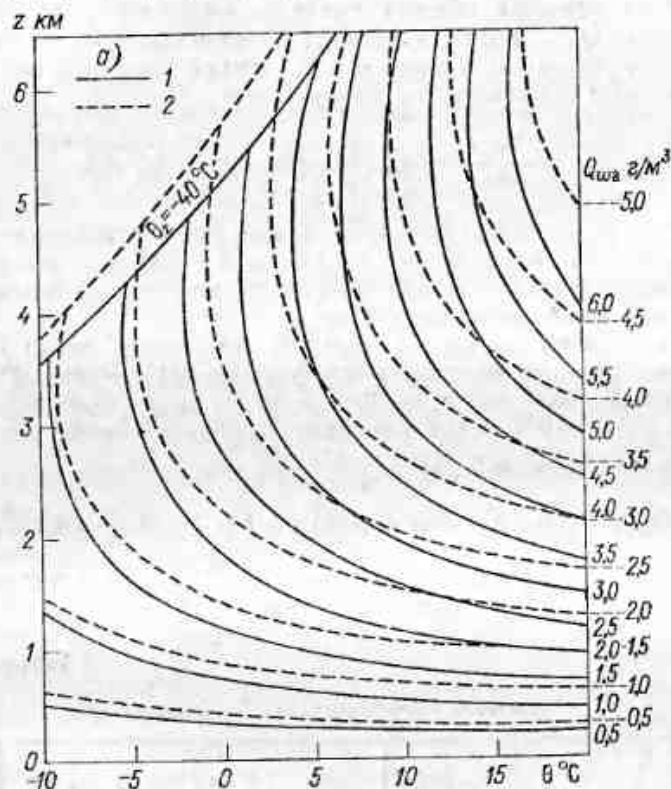


Рис. 1 (8.3.5.2). Номограмма для расчета адиабатической водности ( $Q_{w, a}$ ) (а) (резу)

$\theta$  — температура у нижней границы облака,  $z$  — высота над нижней границей облака;

При температуре  $\theta_z < -40^\circ\text{C}$  вероятность наличия капель близка к нулю и правильнее говорить об адиабатической ледности облаков  $Q_{i, a}$  (см. п. 8.4.1).

Таблица 2 (8.3.5.2)

Значения коэффициентов  $b_i$  и  $c_i$  в формуле (3)

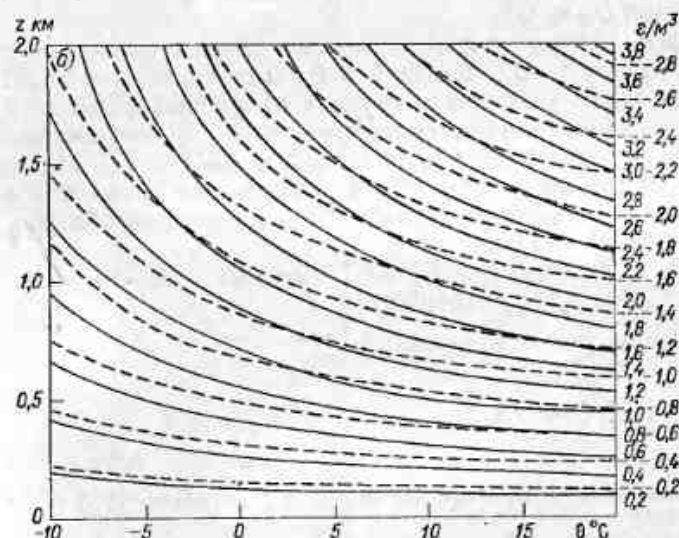
|             |                     |                      |                       |                      |                       |
|-------------|---------------------|----------------------|-----------------------|----------------------|-----------------------|
| $b_1$ . . . | 0,657               | $2,55 \cdot 10^{-3}$ | $-5,03 \cdot 10^{-2}$ | $1,89 \cdot 10^{-3}$ | $-6,82 \cdot 10^{-5}$ |
| $c_1$ . . . | $9,2 \cdot 10^{-4}$ | $4,6 \cdot 10^{-5}$  | $-1,6 \cdot 10^{-4}$  | $-3,9 \cdot 10^{-6}$ | $1,8 \cdot 10^{-7}$   |

В табл. 3 (8.3.5.2) указаны граничные значения  $z_{гр}$ , до которых (при  $z < z_{гр}$ ) можно рассчитывать  $Q_{w, a}$  по формуле (2). Если  $z_{гр} < 6$  км, то при  $z > z_{гр}$  следует рассчитывать не  $Q_{w, a}$ , а  $Q_{i, a}$ , ибо в этом случае  $\theta_z < \theta_{z_{гр}} = -40^\circ\text{C}$ .

Таблица 3 (8.3.5.2)

Граничные значения высоты  $z_{гр}$  (км) над нижней границей для расчетов  $Q_{w, a}$  по формуле (2)

| $p_0$ гПа | $\theta_0$ °C |    |    |   |     |     |     |     |     |     |     |
|-----------|---------------|----|----|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
|           | 20            | 15 | 10 | 5 | 0   | -5  | -10 | -15 | -20 | -25 | -30 |
| 900       | 6             | 6  | 6  | 6 | 5,1 | 4,2 | 3,5 | 2,8 | 2,2 | —   | —   |
| 800       |               | 6  | 6  | 6 | 5,2 | 4,3 | 3,5 | 2,9 | 2,2 | 1,4 | —   |
| 700       |               | 6  | 6  | 6 | 5,4 | 4,4 | 3,6 | 2,9 | 2,2 | 1,6 | 1,0 |
| 600       |               |    | 6  | 6 | 5,6 | 4,6 | 3,7 | 3,0 | 2,3 | 1,6 | 1,1 |
| 500       |               |    |    | 6 | 6   | 5,9 | 4,8 | 3,9 | 3,1 | 2,3 | 1,7 |



и часть этой номограммы, соответствующая  $z = 0 \dots 2$  км (б) (по А. Л. Коса- [4].

1 — при давлении на нижней границе облака, равном 900 гПа; 2 — при 600 гПа.

### 8.3.5.3. Повторяемость различных значений водности в облаках разных форм в умеренных широтах

К настоящему времени накоплен большой экспериментальный материал о повторяемости значений водности (массы капель в единице объема облака), превосходящих некоторое минимальное значение  $Q^*$ . Для территории СССР в среднем за год для об-

лаков всех форм повторяемость (%) водности  $F(Q_w)$  в диапазоне  $Q_w > Q^*$  может быть описана соотношением

$$F(Q_w) = \begin{cases} 100 \left[ 1 - \exp\left(-\frac{Q_w - Q^*}{Q_0}\right) \right] & \text{при } Q_w \geq Q^*, \\ 0 & \text{при } Q_w < Q^*. \end{cases} \quad (1)$$

Здесь отдельное значение  $Q_w$  есть средняя водность на участке протяженностью 5–10 км. В таком распределении стандартное отклонение  $\sigma \approx Q_0$ , среднее значение  $\bar{Q} = Q_0 + Q^*$ , коэффициент вариации  $\xi_Q = \sigma/\bar{Q} = 1 - Q^*/(Q_0 + Q^*)$ . Параметр  $Q_0$  зависит от температуры;  $Q^* = 0,032 \text{ г/м}^3$  для отрицательных температур и  $Q^* = -0,05 \text{ г/м}^3$  для положительных. В соответствии с формулой (1)  $F(Q^*) = 0$ . В реальных капельных облаках отмечаются, естественно, и случаи  $Q_w < Q^*$ .

Более того, внутри одного и того же облака можно встретить участки с водностью  $Q_w$ , близкой к 0. Для установления относительной доли таких участков в облаках различных форм требуется более совершенная техника измерений, чем применявшийся на пунктах самолетного зондирования прибор СИВ-3 [2]. Можно думать, что в ближайшие годы такая информация будет накоплена. Доля маловодных участков ( $Q_w < Q^*$ ) в капельных облаках вряд ли превосходит 10–20 %.

Связь  $Q_0$  с температурой  $\theta^\circ\text{C}$  можно задать таблицей (табл. 1 (8.3.5.3)) или соотношением

$$Q_0 = 52,5 \frac{e^{0,043\theta}}{273 + \theta}. \quad (2)$$

Здесь  $Q_0$  — в  $\text{г/м}^3$ ,  $\theta$  — в  $^\circ\text{C}$ .

Таблица 1 (8.3.5.3)

Связь параметра  $Q_0$  и средней водности  $\bar{Q}$  с температурой  $\theta$ 

|                                   |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|-----------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| $\theta^\circ\text{C}$ . . . . .  | 10   | 5    | 0    | -5   | -10  | -15  | -20  | -25  | -30  |
| $Q_0 \text{ г/м}^3$ . . . .       | 0,28 | 0,23 | 0,19 | 0,16 | 0,13 | 0,11 | 0,09 | 0,07 | 0,06 |
| $\bar{Q} \text{ г/м}^3$ . . . . . | 0,33 | 0,28 | 0,23 | 0,19 | 0,16 | 0,14 | 0,12 | 0,10 | 0,09 |

Среднее значение водности рассматриваемого диапазона ( $Q_w > Q^*$ ) согласно формуле (1) описывается выражением

$$\bar{Q} = \frac{1}{100} \int_{Q^*}^{\infty} Q \frac{dF}{dQ} dQ \approx Q_0 + Q^*; \quad (3)$$

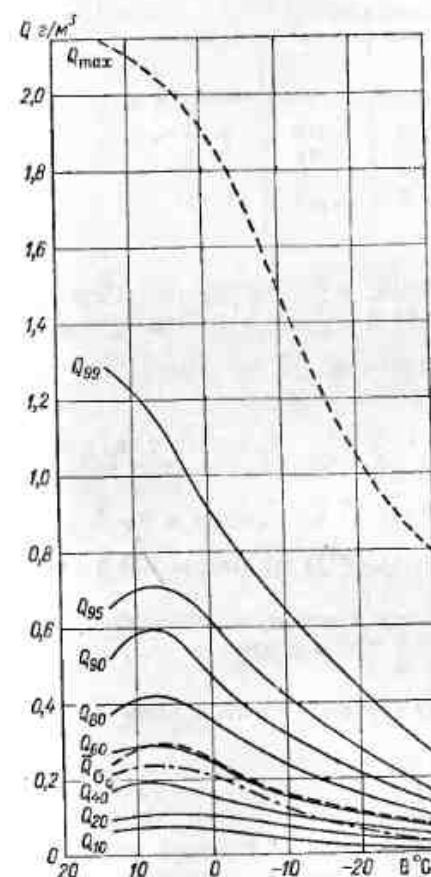
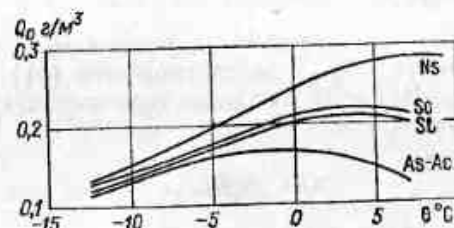
$N$ -я процентиль распределения  $Q_N$  (в  $N$  (%) случаев  $Q_w \leq Q_N$ ) определяется соотношением

$$Q_N = \frac{Q_0}{\lg e} [2 - \lg(100 - N)] + Q^*. \quad (4)$$

Так, в 99 % случаев  $Q < Q_{99}$ , где

$$Q_{99} \approx 4,6 Q_0. \quad (5)$$

На рис. 1 (8.3.5.3) приведены кривые ряда процентилей распределения  $Q_N$  ( $N=99, 95, 90, 80, \dots$ ), среднего значения водности  $\bar{Q}$  и

Рис. 1 (8.3.5.3). Зависимость среднего значения водности  $Q$ , стандартного отклонения  $\sigma_Q$  и ряда процентилей распределения  $Q_N$  от температуры.Рис. 2 (8.3.5.3). Зависимость параметра  $Q_0$  в распределении (1) (п. 8.3.5.3) от температуры  $\theta$  для облаков слоистых форм.

стандартного отклонения  $\sigma$  в зависимости от температуры. Накопленный эмпирический материал позволил выделить зависимость параметра  $Q_0$  от формы облаков (рис. 2 (8.3.5.3)) [1]. Эта зависимость, по-видимому, отражает определенное влияние на параметр  $Q_0$  мощности облаков и характера перемешивания облачного воздуха с сухими слоями, разных в среднем для облаков различных форм.

В соответствии с формулой (3) и рис. 2 (8.3.5.3) средние значения водности в облаках различных форм при разной температуре представлены в табл. 2 (8.3.5.3).

Таблица 2 (8.3.5.3)

Средняя водность  $\bar{Q}$  (г/м<sup>3</sup>) в облаках различных форм при разной температуре (°C)

| Форма облаков | Температура, °C |      |      |      |      |
|---------------|-----------------|------|------|------|------|
|               | 5               | 0    | -5   | -10  | -15  |
| Ns            | 0,33            | 0,26 | 0,22 | 0,18 | 0,15 |
| Sc            | 0,27            | 0,24 | 0,21 | 0,17 | 0,14 |
| St            | 0,26            | 0,23 | 0,20 | 0,16 | 0,12 |
| Ac As         | 0,21            | 0,20 | 0,18 | 0,16 | 0,12 |

Обобщая экспериментальные данные, полученные над Северо-американским континентом Джек [19] получил для совокупности облаков слоистых форм средние значения  $\bar{Q}$ , отличающиеся от приведенных в табл. 2 (8.3.5.3) не более чем на 10–15 %. Для облаков Cc, Cb он получил значения  $\bar{Q} \approx 0,4 \dots 0,6$  г/м<sup>3</sup>, т. е. в 2–3 раза более высокие, чем для облаков слоистых форм. Максимальные значения водности превосходят  $\bar{Q}$  по Джеку в 3–5 раз, что соответствует (с учетом того, что  $Q_0 \leq \bar{Q}$ ) примерно 99-й процентили  $Q_{99}$  (см. соотношение (5)).

В целом средние характеристики распределений водности облаков над территориями СССР и США близки друг к другу.

#### 8.3.5.4. Вертикальный ход водности в облаках слоистых форм

Для решения ряда задач недостаточно знать среднюю зависимость водности облаков от температуры. Желательно также иметь представление о характере ее пространственной изменчивости. И если можно считать, что по горизонтали изменчивость водности носит случайный характер (см. п. 8.3.5.6), то по вертикали прослеживается в среднем довольно четкая закономерность.

##### Слоистые и слоисто-кучевые облака

В облаках типа St, Sc толщиной  $H$  до 600–700 м водность растет с высотой почти до самой верхней границы, вблизи которой она резко убывает. При большей толщине облака при  $H > 700$  м водность в среднем убывает. Ход средней водности с высотой показан на рис. 1 (8.3.5.4). Аналитически такая зависимость  $Q$  от  $\theta$  и  $z$  хорошо описывается соотношением

$$\bar{Q} = A(1 + b\theta)(1 + a_1 z + a_2 z^2 + a_3 z^3), \quad (1)$$

где  $\theta$  и  $z$  — температура на нижней границе и высота над ней соответственно.

Если  $z$  выражено в километрах, а  $\theta$  — в °C, то для St, Sc коэффициенты в формуле (1) имеют следующие значения:  $A = 0,13$  г/м<sup>3</sup>,  $b = 3,7 \cdot 10^{-2}$  (°C)<sup>-1</sup>,  $a_1 = 5,0$  км<sup>-1</sup>,  $a_2 = -6,0$  км<sup>-2</sup> и  $a_3 = 2,1$  км<sup>-3</sup>.

Формула (1) и приведенные значения коэффициентов  $A$ ,  $b$  и  $a_i$  пригодны для описания  $\bar{Q}$  при  $z > 0,1$  км. В слое ниже 0,1 км  $\bar{Q}$  быстро уменьшается до нуля.

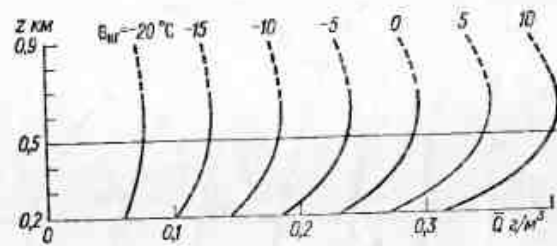


Рис. 1 (8.3.5.4). Ход средней водности  $\bar{Q}$  с высотой в облаках St, Sc при разной температуре  $\theta_{нг}$  у нижней границы.

При модельных расчетах и оценках, требующих знания повторяемости водности  $Q_w$ , можно использовать параметризацию

$$N(Q_w) = 100 \left[ 1 - \exp \left( - \frac{Q_w - Q^*}{\bar{Q} - Q^*} \right) \right], \quad (2)$$

где  $N(Q_w)$  — повторяемость (%) водности  $Q \leq Q_w$  в общем числе случаев  $Q > Q^*$ ,  $\bar{Q}$  — задано формулой (1), а  $Q^* = 0,032$  г/м<sup>3</sup> при отрицательных температурах и 0,05 г/м<sup>3</sup> при положительных.

Стандартное отклонение случайных колебаний водности от среднего значения равно  $\sigma_Q(\theta, z) = \bar{Q}(\theta, z) - Q^*$ . Коэффициент вариации такого распределения, следовательно, несколько меньше единицы:  $\zeta_Q = 1 - Q^*/\bar{Q}$ . Формула (2) имеет ту же конструкцию, что и формула (1) из п. 8.3.5.3, но отличается более детальной параметризацией, учитывающей высоту  $z$  над нижней границей и температуру на ней, так как от  $\theta$  и  $z$  зависит само среднее значение  $\bar{Q}(\theta, z)$  в соответствии с приведенной выше формулой (1).

##### Слоисто-дождевые облака

В жидкокапельной части Ns (обычно  $z < 2$  км) средняя водность в слое  $z > 0,1$  км слабо меняется с высотой (рис. 2 (8.3.5.4)).

При модельных расчетах и оценках можно также использовать формулу (2). Здесь также в слое  $z < 0,1$  км  $Q$  быстро уменьшается



ется до нуля, однако при  $z \geq 0,1$  км среднее значение  $\bar{Q}$  и стандартное отклонение  $\sigma$  описывается формулой

$$\bar{Q}(\theta, z) = \sigma(\theta, z) + Q^* =$$

$$A(1 + b_1\theta + b_2\theta^2)(1 + a_1z + a_2z^2). \quad (1)$$

Здесь параметр  $Q^*$  имеет значения, указанные выше.

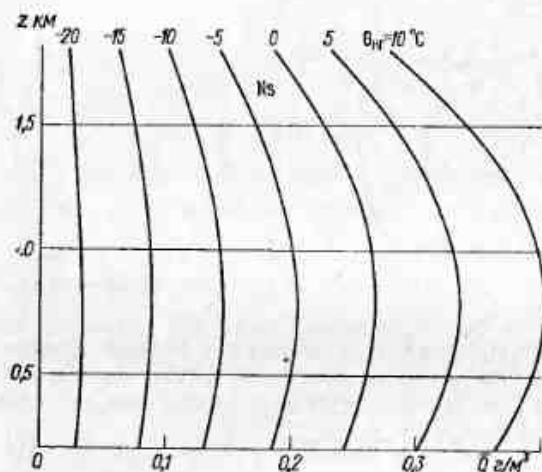


Рис. 2 (8.3.5.4). Ход средней водности  $\bar{Q}$  с высотой в облаках Ns при разной температуре  $\theta_{Hr}$  у нижней границы.

Если здесь, как и выше,  $\theta$  выразить в  $^{\circ}\text{C}$ , а  $z$  — в километрах, то  $A = 0,22 \text{ г/м}^3$ , а параметры  $a_i$  и  $b_i$  могут быть получены из табл. 1 (8.3.5.4). Подчеркнем, что эмпирические данные и соответствующая им аппроксимация (1) характеризуют водность в нижней 2-километровой (капельной) части Ns.

Таблица 1 (8.3.5.4)

| Значения параметров $a_i$ и $b_i$ в формуле (1) |   |   |
|---|---|---|
|   | 1   | 2   |
| $a_1$   | $0,55 \text{ км}^{-1}$                      | $-0,35 \text{ км}^{-2}$                   |
| $b_1$   | $4,8 \cdot 10^{-2} (^{\circ}\text{C})^{-1}$ | $2 \cdot 10^{-4} (^{\circ}\text{C})^{-2}$ |

### 8.3.5.5. Водность конвективных облаков

Характерный профиль средней водности в конвективном облаке представлен на рис. 1 (8.3.5.5). Кривые такого вида хорошо описываются бета-распределением (см. П.3.2.5). Если высоту над основанием облака  $z$  выражать в долях  $\xi$  мощности облака  $H$ ,

т. е.  $\xi = z/H$ , а среднюю водность  $\bar{Q}(\xi)$  в долях ее максимального значения  $\bar{Q}_m = \bar{Q}(\xi_0)$ , то

$$\frac{\bar{Q}(\xi)}{\bar{Q}_m} = \beta(\xi_0, m, n) = \left(\frac{\xi}{\xi_0}\right)^m \left(\frac{1-\xi}{1-\xi_0}\right)^n. \quad (1)$$

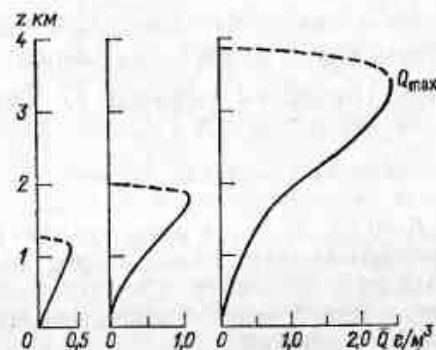


Рис. 1 (8.3.5.5). Характерные вертикальные профили средней по сечению водности в конвективных облаках.

Относительный уровень максимальной водности  $\xi \approx 0,8$ . Для степных районов Украины по Ф. Я. Войту и И. П. Мазину [12]  $\bar{m} = 2,8$ ,  $\bar{n} = 0,57$ , а  $\xi_0 = m/(m+n) = 0,83$ . Значения  $\bar{Q}_m$  зависят от

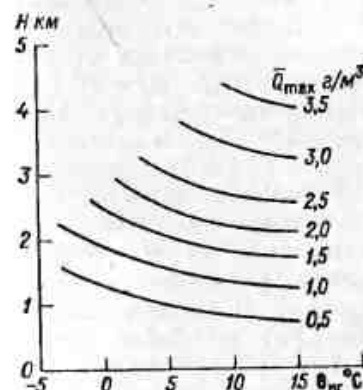


Рис. 2 (8.3.5.5). Диаграмма для оценки максимального значения средней по сечению водности  $\bar{Q}_{\max}$  в конвективном облаке мощностью  $H$  с температурой у нижней границы  $\theta_{Hr}$ .

мощности облака  $H$  и температуры у нижней границы  $\theta_0$ . С ошибкой не более 30 % значения  $\bar{Q}_m$  определяются диаграммой, представленной на рис. 2 (8.3.5.5). Средняя водность  $\bar{Q}$  составляет примерно  $1/4$  от  $\bar{Q}_m$ . Для грубых оценок можно принять, что средняя водность ( $\text{г/м}^3$ ) кучевого облака мощностью до  $H = 3$  км втрое меньше его мощности (км), т. е.  $\bar{Q} \approx 0,3H$ .

В кучевых облаках мощностью более 3—4 км нередко наблюдается двугорбая кривая распределения средней водности с высотой с минимумом на высоте 2,5—3 км. В этом случае диаграмма, приведенная на рис. 2 (8.3.5.5), уже не применима для всего облака в целом. Значение  $\bar{Q}_m$  в каждом из двух максимумов можно очень грубо оценить по толщине соответствующего им слоя облаков. Поскольку значения  $\bar{Q}$  для Cu, Cb, приведенные Джеком для районов США [19], составили 0,4—0,6 г/м<sup>3</sup>, то, используя соотношение  $\bar{Q} = 0,30H$ , можно получить, что основная масса собранных им материалов наблюдений приходится на облака толщиной 1,5—2 км. В то же время упомянутый выше часто наблюдающийся двугорбый вертикальный ход водности в конвективных облаках большей мощности в целом должен ограничивать рост среднего значения. Таким образом, данные [19] могут охватывать и более мощные облака.

#### 8.3.5.6. Горизонтальная изменчивость водности в облаках различных форм \*

Водность, как и другие параметры микроструктуры облаков, относится к числу характеристик, испытывающих значительные пространственные колебания. Эти колебания тем больше, чем меньше масштабы осреднения. Так, на масштабах порядка метров в облаках любых форм можно встретить «пустоты» ( $Q=0$ ) или значения, заметно (вдвое и более) превышающие средние. При больших масштабах осреднения — порядка  $10^2$ — $10^3$  м — колебания значений водности ослабевают. В табл. 1 (8.3.5.6) приведены средние значения длин участков  $L_w$ , на протяжении которых водность, осредненная на масштабах  $\approx 10$  м, меняется не более чем вдвое. Здесь же приведены и средние значения масштабов корреляции  $L_c$ , т. е. интервалов, на которых автокорреляционная функция пульсаций водности уменьшается в  $e$  раз. В таблице также приведены число просмотренных облаков ( $n$ ) и общая длина полетов в облаках данной формы ( $\Sigma$ ). Из таблицы видно, что длина однородных участков (независимо от того, определяются они как  $L_w$  или как  $L_c$ ) колеблется в основном примерно от 0,5—0,7 км до нескольких километров. Таким образом, длина таких участков в несколько раз (а порой и в десятки раз) превосходит масштабы осреднения. Однородные участки несколько короче в облаках типа As, Cs (в основном от 0,5 до 1,5 км) и примерно вдвое длиннее в облаках типа As, Cs. На однородных участках коэффициент вариации водности (относительное стандартное отклонение) обычно не превосходит 0,5.

Масштаб корреляции пульсаций водности ( $L_c$ ) и пространственные промежутки ( $L_w$ ), на которых водность изменяется не более чем вдвое

| Форма облаков | 1976            |          |          | 1977            |          |          |
|---------------|-----------------|----------|----------|-----------------|----------|----------|
|               | $n \Sigma L$ км | $L_c$ км | $L_w$ км | $n \Sigma L$ км | $L_c$ км | $L_w$ км |
| St            | 27 540          | 0,98     | 0,60     | 44 820          | 1,22     | 1,94     |
| Sc            | 35 585          | 1,48     | 0,64     | 72 1350         | 1,17     | 1,3      |
| Ns            | 46 990          | 1,46     | 1,14     | 78 2100         | 1,27     | 1,50     |
| Ac            | 27 900          | 0,70     | —        | 13 900          | 1,41     | —        |
| As            | 33 1400         | 1,38     | 0,82     | 46 820          | 1,49     | 0,91     |
| As — Cs       | —               | —        | —        | —               | —        | —        |
| Cl — Cs       | 26 720          | 1,39     | —        | 66 2300         | 3,54     | 3,56     |

| Форма облаков | 1978            |          |          | 1979            |          |          |
|---------------|-----------------|----------|----------|-----------------|----------|----------|
|               | $n \Sigma L$ км | $L_c$ км | $L_w$ км | $n \Sigma L$ км | $L_c$ км | $L_w$ км |
| St            | 5 212           | 2,05     | 0,43     | 66 925          | 1,18     | 0,89     |
| Sc            | 74 1920         | 1,84     | 0,96     | 42 950          | 1,5      | 1,80     |
| Ns            | 85 3500         | 2,00     | 1,54     | 71 940          | 0,95     | —        |
| Ac            | 82 1500         | 1,75     | —        | 36 800          | 2,26     | 3,23     |
| As            | 106 4000        | 2,57     | 1,76     | 36              | 4,01     | 7,54     |
| As — Cs       | 31              | 3,23     | 2,24     | —               | —        | —        |
| Cl — Cs       | 50 1800         | 2,97     | 1,6      | —               | —        | —        |

#### 8.3.6. Ледность облаков

Ледностью облаков  $Q_l$  называют массу воды, находящейся в единице объема облачного воздуха в твердом состоянии (в виде кристалликов льда, снежинок, крупы).

В капельных облаках  $Q_l = 0$ .

##### 8.3.6.1. Адиабатическая ледность

При расчете адиабатической водности (см. п. 8.3.5.2) полагают, что весь водяной пар, избыточный по отношению к состоянию насыщения над водой, конденсируется на каплях. Аналогично при расчете адиабатической ледности предполагается, что на кристаллах конденсируется пар, избыточный по отношению к состоянию насыщения над льдом.

Таким образом, дополнительное по отношению к адиабатической водности количество сконденсировавшегося пара на единицу массы будет описываться формулой

$$\Delta q = q_{wz}(T_z, p_z) - q_{iz}(T_z, p_z). \quad (1)$$

\* Подготовлено совместно с В. Ф. Шугаевым.

Здесь  $q_{wz}$ ,  $q_{iz}$  массовая доля водяного пара при насыщении по отношению к воде и ко льду соответственно. Масса же воды, образовавшейся в результате конденсации в единице объема облака, в этом случае будет выше адиабатической водности на величину  $\Delta q_{pz}$ . Иными словами,

$$Q_{i,a} = Q_{w,a} + \Delta q_{pz} = Q_{w,a} + \frac{E_w - E_i}{R_v T}. \quad (2)$$

Здесь  $R_v$  — газовая постоянная для водяного пара,  $T$  — абсолютная температура (К).

Значения  $Q_{w,a}$  приведены в п. 8.3.5.2, а  $E_w$  и  $E_i$  — в приложении (П. 2.2.7).

### 8.3.6.2. Повторяемость различных значений ледности облаков

Измерение ледности облаков оказалось более сложной технической задачей по сравнению с измерением водности капельных

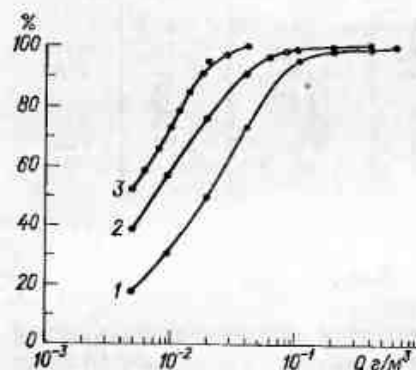


Рис. 1 (8.3.6.2). Повторяемость (%) различных значений ледности  $Q$  в облаках верхнего яруса в умеренных широтах при разных температурах  $\theta$  [13].

1)  $\theta = -10 \dots -30^\circ \text{C}$ , 2)  $\theta = -30 \dots -50^\circ \text{C}$ , 3)  $\theta < -50^\circ \text{C}$ . Общая протяженность полетов в облаках составила около  $5 \cdot 10^3$  км в первом случае, около  $10^4$  км — во втором и  $160$  км — в третьем.

облаков. До сегодняшнего дня накоплено сравнительно небольшое количество данных измерений. Не имея статистически достаточно обеспеченных экспериментальных данных, мы можем привести лишь сравнительно грубые оценки наблюдаемых значений ледности облаков. Только для облаков верхнего яруса Cs, Ci накопленные данные дают возможность построить более подробную модель. На рис. 1 (8.3.6.2) приведена повторяемость ледности в перистых облаках умеренных широт. С понижением температуры ледность в среднем заметно уменьшается.

Если бы из смешанных и кристаллических облаков не выпадали осадки, то ледность должна была бы быть выше водности капельных облаков при аналогичных условиях (при той же температуре на нижней границе и высоте над ней, при том же характере перемешивания и т. д.). В то же время имеющиеся немно-

численные данные (например, [13]) свидетельствуют о том, что ледность кристаллических облаков обычно чуть ли не на порядок ниже водности облаков в том же диапазоне температур. Так, данные [13] о ледности кристаллических облаков различных форм укладываются в целом в кривую повторяемости, описываемую соотношением

$$N(Q_i) = 100 \left\{ 1 - \exp \left[ - \left( \frac{Q_i}{Q_0} \right)^{1/2} \right] \right\}, \quad (1)$$

где  $Q_0 = 2,3 \cdot 10^{-2}$  г/м³ при температуре  $-4 \dots -5^\circ \text{C}$ . Медианное значение  $Q_{50} \approx 0,83 Q_0 \approx 0,019$  г/м³.

Для диапазона температуры  $-2 \dots -3^\circ \text{C}$  значения  $Q_0$  увеличиваются в 1,5 раза, при  $-8^\circ \text{C}$  уменьшаются вдвое, а при  $-13^\circ \text{C}$  — втрое.

Следует подчеркнуть, что данные В. Е. Минервина [13] получены при осреднении по протяженным участкам, длина которых составляла 10 км и более. Ледность на таких участках могла не всегда быть однородной, так что подобное осреднение понижало вероятность обнаружения высоких значений  $Q_i$ . Данные, приведенные на рис. 1 (8.3.6.2), соответствуют на порядок меньшим масштабам осреднения.

В отличие от водности капельных облаков ледность в среднем уменьшается с высотой, убывая почти вдвое при подъеме на 1 км над основанием облака. Более совершенная техника измерений позволит, по-видимому, уже в ближайшие годы уточнить приведенные оценки и детализировать их в зависимости от температуры и формы облаков.

### 8.3.7. Водозапас облаков

#### 8.3.7.1. Определение

Водозапасом  $P$  называется масса сконденсированной воды в столбе облачного воздуха единичного сечения. Если известно распределение водности с высотой  $Q(z)$ , то

$$P = \int_{H_{\text{ни}}}^{H_{\text{вр}}} Q(z) dz. \quad (1)$$

Вообще говоря, под сконденсированной облачной водой следует понимать воду, находящуюся в жидком (капли) и твердом (кристаллы) состояниях. Накопленный же экспериментальный материал (см. п. 8.3.5.4 и 8.3.5.5) относится к вертикальному распределению жидкой (капельной) водности. Учитывая, что водозапас капельной воды в облаках имеет самостоятельное значение при рассмотрении ряда практически важных проблем, связанных, например, с активными воздействиями, поглощением электромагнитного излучения и др., ниже приводятся некоторые статистические данные о рассчитанных водозапасах именно капельной воды в облаках.



## 8.3.7.2. Слоистые и слоисто-кучевые облака

Для St и Sc в соответствии с формулой (1) из п. (8.2.3.1) получаем следующее выражение для  $P$  (кг/м<sup>2</sup>):

$$P = AH(1 + b\theta)(1 + 0,5a_1H + 0,33a_2H^2 + 0,25a_3H^3), \quad (2)$$

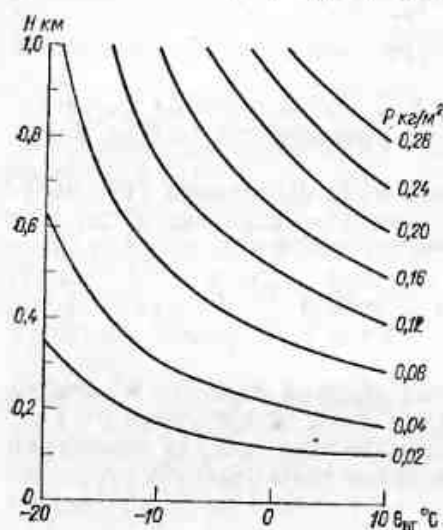


Рис. 1 (8.3.7.2). Диаграмма для оценки водозапаса  $P$  (кг/м<sup>2</sup>) капельных облаков St, Sc мощностью  $H$  при температуре нижней границы  $\theta_{нг}$ .

где параметры  $A$ ,  $b$ ,  $a_i$  определены в п. 8.2.3.1, а  $\theta$  и  $H$  — температура (°C) на нижней границе и толщина (км) облаков соответственно. На рис. 1 (8.3.7.2) приведена зависимость  $P(\theta, H)$ .

## 8.3.7.3. Слоисто-дождевые облака

Для капельной части Ns мощностью  $H$  (км) водозапас облаков определяется по формуле

$$P = AH(1 + b_1\theta + b_2\theta^2)(1 + 0,5a_1H + 0,33a_2H^2), \quad (3)$$

где параметры  $A$ ,  $a_i$ ,  $b_i$  определены в п. 8.2.3.2. Соответственно диаграмма  $P(\theta, H)$  представлена на рис. 1 (8.3.7.3).

## 8.3.7.4. Конвективные облака

Для конвективных облаков, учитывая формулу (1) из п. 8.3.5.5, имеем

$$\begin{aligned} P(\theta, H) &= Q_m(\theta, H) H \frac{B(m+1, n+1)}{\xi_0^m (1-\xi_0)^n} = \\ &= Q_m(\theta, H) H \frac{\Gamma(m+1) \Gamma(n+1)}{\Gamma(m+n+2) \xi_0^m (1-\xi_0)^n}, \end{aligned} \quad (4)$$

где  $B(x, y)$  и  $\Gamma(x)$  — бета- и гамма-функции соответственно,  $\xi_0 = m/(m+n)$  — уровень максимального значения средней по сечению облака водности  $Q_m(\theta, H)$ ,  $\theta$  и  $H$  — температура у основания и мощность (толщина) облака. Для степных районов Украины,

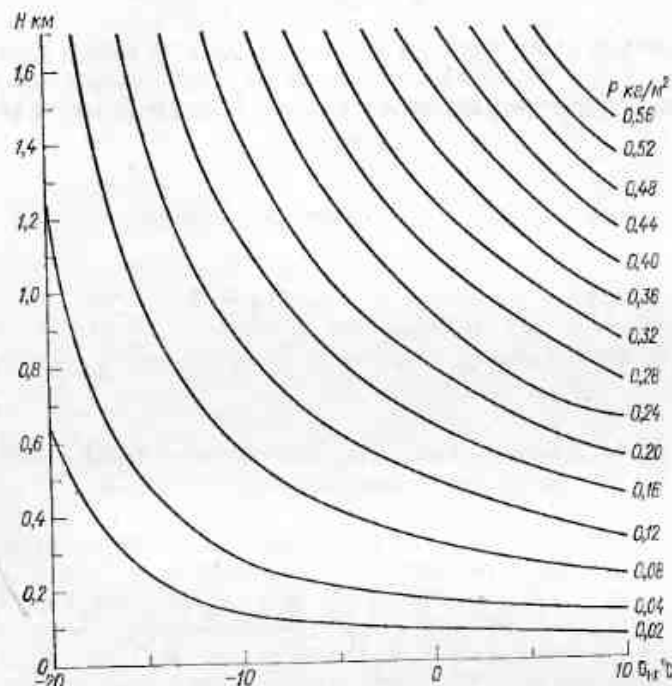


Рис. 1 (8.3.7.3). Диаграмма для оценки водозапаса  $P$  (кг/м<sup>2</sup>) капельной части облаков Ns мощностью  $H$  при температуре у нижней границы  $\theta_{нг}$ .

принимая в соответствии с п. 8.3.5.5, что в среднем  $\xi_0 = 0,83$ ,  $m = 2,8$  и  $n = 0,57$ , находим:

$$P(Q, H) \approx 0,25 Q_m(\theta, H) H, \quad (5)$$

где  $H$  — в километрах,  $Q_m$  — в г/м<sup>3</sup>,  $P$  — в кг/м<sup>2</sup>.

Иными словами, водозапас конвективного облака равен примерно четвертой части произведения максимального по сечению значения водности на его мощность. Легко проверить, что такое значение  $P$  в точности совпадает с его значением, измеряемым в миллиметрах осажденной воды:

$$P = 0,25 Q_m H. \quad (6)$$

Как указывалось в п. 8.3.5.5, для грубой оценки среднюю водность кучевого облака мощностью  $H < 3 \dots 4$  км можно принять равной  $\bar{Q} = 0,3H$ , где  $H$  — в километрах, а  $\bar{Q}$  — в г/м<sup>3</sup>. Следова-

тельно, водозапас кучевого облака грубо можно оценить по формуле

$$P = 0,3H^2. \quad (7)$$

Здесь значение  $P$  измеряется в миллиметрах и равно значению  $P$  в  $\text{кг/м}^2$ , а  $H$  — в километрах. Так, в 2-километровом кучевом облаке водозапас примерно равен  $1,2 \text{ кг/м}^2$ , т. е. 1,2 мм осажденной воды.

## Оптические и радиационные характеристики облаков

### 9.1. Оптические характеристики водяных капель

Оптические характеристики рассеяния поляризованного излучения водяными каплями зависят от размеров капель и комплексного показателя преломления. Особенности поведения этих характеристик подробно рассмотрены в монографиях [6, 8, 88, 120, 121, 147].

#### 9.1.1. Комплексный показатель преломления воды в оптическом диапазоне длин волн

Для жидкой воды величина комплексного показателя преломления  $m = n - ik$  в оптическом диапазоне длин волн подробно исследовалась в работах, краткая библиография которых представлена в [45]. Значения  $n$  и  $k$  из работ [43, 142] приведены в табл. 1 (9.1.1). Следует подчеркнуть, что измерения  $n$  и  $k$  для воды являются сложной экспериментальной задачей. Это, по-видимому, и обуславливает различие значений  $n$  и  $k$ , найденных разными авторами, особенно в полосах поглощения воды в инфракрасной области спектра. Так, например, для длины волны  $\lambda = 10,6 \text{ мкм}$  разброс значений  $n$ , полученных при близких температурах, составляет примерно 3 %, а разброс значений  $k$  — 26 % (табл. 2 (9.1.1)). Такой разброс значений  $m$  для водяных капель радиусом  $a = 0,5 \dots 10 \text{ мкм}$  может привести к разбросу рассчитанных значений факторов эффективности ослабления и рассеяния примерно на 30 %. С увеличением размеров капель этот разброс уменьшается. Исследование влияния выбора значения комплексного показателя преломления в полосе поглощения воды при длине волны около 3 мкм показало заметную чувствительность к нему индикатрисы рассеяния, особенно в направлении назад [44].

Таким образом, если для расчета необходимы точные характеристики рассеяния, возникает необходимость выбора. В настоящее время опубликованные методики измерений не дают достаточных оснований для того, чтобы предпочесть какие-либо данные. Окончательный выбор возможен только при использовании пря-

Таблица 1 (9.1.1)

## Оптические постоянные воды при 25 °C

| $\lambda$ , мкм        | $n$   | $k$                  | $\lambda$ , мкм | $n$   | $k$                  |
|------------------------|-------|----------------------|-----------------|-------|----------------------|
| По данным работы [142] |       |                      |                 |       |                      |
| 0,45                   | 1,337 | $1,02 \cdot 10^{-9}$ | 5,00            | 1,329 | $1,25 \cdot 10^{-2}$ |
| 0,625                  | 1,332 | $1,39 \cdot 10^{-8}$ | 5,56            | 1,298 | $1,27 \cdot 10^{-2}$ |
| 0,85                   | 1,329 | $2,93 \cdot 10^{-7}$ | 6,02            | 1,278 | $1,08 \cdot 10^{-1}$ |
| 1,00                   | 1,327 | $2,89 \cdot 10^{-6}$ | 6,10            | 1,318 | $1,28 \cdot 10^{-1}$ |
| 1,20                   | 1,324 | $9,89 \cdot 10^{-6}$ | 6,49            | 1,332 | $3,40 \cdot 10^{-2}$ |
| 1,60                   | 1,317 | $8,55 \cdot 10^{-5}$ | 7,04            | 1,312 | $3,20 \cdot 10^{-2}$ |
| 1,80                   | 1,312 | $1,15 \cdot 10^{-4}$ | 8,20            | 1,282 | $3,54 \cdot 10^{-2}$ |
| 2,00                   | 1,306 | $1,10 \cdot 10^{-3}$ | 9,09            | 1,249 | $4,05 \cdot 10^{-2}$ |
| 2,20                   | 1,296 | $2,89 \cdot 10^{-4}$ | 10,00           | 1,206 | $5,60 \cdot 10^{-2}$ |
| 2,60                   | 1,242 | $3,17 \cdot 10^{-3}$ | 10,60           | 1,174 | $9,10 \cdot 10^{-2}$ |
| 2,80                   | 1,142 | $1,15 \cdot 10^{-1}$ | 12,50           | 1,120 | $2,65 \cdot 10^{-1}$ |
| 2,90                   | 1,201 | $2,68 \cdot 10^{-1}$ | 14,30           | 1,232 | $4,22 \cdot 10^{-1}$ |
| 2,95                   | 1,292 | $2,98 \cdot 10^{-1}$ | 14,70           | 1,267 | $4,37 \cdot 10^{-1}$ |
| 3,00                   | 1,371 | $2,72 \cdot 10^{-1}$ | 15,10           | 1,295 | $4,45 \cdot 10^{-1}$ |
| 3,10                   | 1,467 | $1,92 \cdot 10^{-1}$ | 15,60           | 1,326 | $4,57 \cdot 10^{-1}$ |
| 3,30                   | 1,450 | $3,68 \cdot 10^{-2}$ | 16,10           | 1,361 | $4,64 \cdot 10^{-1}$ |
| 3,45                   | 1,410 | $1,32 \cdot 10^{-2}$ | 17,20           | 1,423 | $4,57 \cdot 10^{-1}$ |
| 4,00                   | 1,351 | $4,60 \cdot 10^{-3}$ | 17,90           | 1,450 | $4,48 \cdot 10^{-1}$ |
| 4,46                   | 1,332 | $1,15 \cdot 10^{-2}$ | 18,50           | 1,472 | $4,36 \cdot 10^{-1}$ |

## По данным работы [43]

|      |       |         |       |       |        |
|------|-------|---------|-------|-------|--------|
| 2,00 | 1,302 | 0,001   | 5,00  | 1,325 | 0,0124 |
| 2,27 | 1,270 | 0,0003  | 5,30  | 1,312 | 0,0098 |
| 2,50 | 1,262 | 0,0017  | 5,50  | 1,298 | 0,0116 |
| 2,65 | 1,214 | 0,0071  | 6,00  | 1,265 | 0,107  |
| 2,70 | 1,167 | 0,018   | 6,10  | 1,319 | 0,131  |
| 2,75 | 1,134 | 0,052   | 6,50  | 1,339 | 0,0392 |
| 2,81 | 1,117 | 0,141   | 7,00  | 1,317 | 0,0320 |
| 2,89 | 1,213 | 0,271   | 7,50  | 1,304 | 0,0326 |
| 2,94 | 1,301 | 0,298   | 8,00  | 1,291 | 0,0343 |
| 3,01 | 1,397 | 0,276   | 8,20  | 1,286 | 0,0351 |
| 3,11 | 1,475 | 0,206   | 9,00  | 1,262 | 0,0399 |
| 3,20 | 1,482 | 0,106   | 10,00 | 1,218 | 0,0508 |
| 3,29 | 1,452 | 0,056   | 10,50 | 1,185 | 0,0662 |
| 3,45 | 1,408 | 0,018   | 11,50 | 1,126 | 0,142  |
| 3,50 | 1,399 | 0,013   | 12,50 | 1,123 | 0,259  |
| 3,67 | 1,376 | 0,0041  | 14,50 | 1,241 | 0,388  |
| 3,85 | 1,352 | 0,0032  | 15,00 | 1,270 | 0,402  |
| 4,10 | 1,346 | 0,00562 | 15,50 | 1,297 | 0,414  |
| 4,30 | 1,338 | 0,00845 | 16,00 | 1,325 | 0,422  |
| 4,50 | 1,332 | 0,0134  | 17,00 | 1,376 | 0,429  |
| 4,70 | 1,330 | 0,0157  | 18,50 | 1,443 | 0,421  |
| 4,90 | 1,328 | 0,0137  | 20,00 | 1,480 | 0,393  |

Оптические постоянные воды  
при  $\lambda = 10,6$  мкм по данным различных  
авторов

| № п/п | $n$   | $k$    | Источник |
|-------|-------|--------|----------|
| 1     | 1,175 | 0,0802 | [132]    |
| 2     | 1,166 | 0,0805 | [160]    |
| 3     | 1,150 | 0,0800 | [49]     |
| 4     | 1,144 | 0,0670 | [46]     |
| 5     | 1,175 | 0,0790 | [161]    |
| 6     | 1,174 | 0,091  | [43]     |

мых методов — новых более точных измерений с детальным сопоставлением полученных данных с прежними результатами.

Зависимость величины  $m$  от изменения температуры воды в интервале 1—50 °C и диапазонах  $\lambda$  от 2,7 до 6,25 и от 12,2 до 25,0 мкм изучалась в работе [157]. В табл. 3 (9.1.1) приведены

Таблица 3 (9.1.1)

Оптические постоянные воды при разных температурах  $T$ 

| $\lambda$ , мкм | $T$ , °C |      |      |      |      |      |      |      |
|-----------------|----------|------|------|------|------|------|------|------|
|                 | 1        |      | 16   |      | 99   |      | 50   |      |
|                 | $n$      | $k$  | $n$  | $k$  | $n$  | $k$  | $n$  | $k$  |
| 2,74            | 1,14     | 0,04 | 1,14 | 0,04 | 1,14 | 0,05 | 1,15 | 0,04 |
| 2,801           | 1,14     | 0,12 | 1,15 | 0,12 | 1,16 | 0,12 | 1,16 | 0,11 |
| 3,003           | 1,38     | 0,31 | 1,39 | 0,28 | 1,39 | 0,25 | 1,38 | 0,23 |
| 3,333           | 1,47     | 0,03 | 1,45 | 0,03 | 1,43 | 0,02 | 1,42 | 0,03 |
| 5,952           | 1,26     | 0,10 | 1,24 | 0,09 | 1,23 | 0,08 | 1,23 | 0,07 |
| 6,250           | 1,36     | 0,07 | 1,36 | 0,07 | 1,35 | 0,07 | 1,35 | 0,07 |
| 12,195          | 1,14     | 0,26 | 1,13 | 0,24 | 1,12 | 0,21 | 1,12 | 0,19 |
| 13,333          | 1,20     | 0,36 | 1,19 | 0,33 | 1,17 | 0,31 | 1,15 | 0,30 |
| 15,152          | 1,33     | 0,41 | 1,31 | 0,40 | 1,27 | 0,39 | 1,25 | 0,38 |
| 18,182          | 1,46     | 0,41 | 1,43 | 0,42 | 1,40 | 0,43 | 1,39 | 0,43 |

отдельные значения  $n$  и  $k$ , взятые из упомянутой работы. Отметим, что в указанном интервале температур изменения  $n$  и  $k$  сравнимы с расхождениями  $m(\lambda)$ , взятыми из разных источников, и поэтому разброс оптических характеристик, рассчитанных при разных значениях температуры воды, должен быть равен разбросу за счет неопределенности  $m(\lambda)$ .

Все сказанное выше о комплексном показателе преломления относилось к чистой воде. В атмосфере же вода всегда содержит



ту или иную долю примесей. Влияние различных примесей на величину  $m$  водного раствора в оптическом диапазоне в настоящее время изучено недостаточно. Некоторые результаты отдельных измерений  $m$  в водных растворах кислот, солей и щелочей приведены в работе [45].

### 9.1.2. Комплексный показатель преломления водяных капель

Необходимым условием образования жидкокапельной фракции в атмосфере является наличие ядер конденсации, имеющих различный химический состав (см. п. 2.3).

При условии идеальной перемешанности химических составляющих ядра в работе [52] были получены значения комплексного показателя преломления  $m$  «сухого вещества» модели атмосферного аэрозоля (табл. 1 (9.1.2)). В видимой области спектра эти значения  $m$  близки к значениям, полученным в работе [143]. В то же время, по мнению некоторых авторов [68, 48, 47], в видимой и в ближней инфракрасной областях спектра значения  $m$ , полученные в [52], несколько завышены, что, вероятно, объясняется повышенным содержанием в модели сухого ядра гематита  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Таблица 1 (9.1.2)

Оптические постоянные «сухого вещества» модели атмосферного аэрозоля [52]

| $\lambda$ , мкм | $n$   | $k$    | $\lambda$ , мкм | $n$   | $k$   | $\lambda$ , мкм | $n$   | $k$   |
|-----------------|-------|--------|-----------------|-------|-------|-----------------|-------|-------|
| 0,4             | 1,65  | 0,005  | 2,5             | 1,640 | 0,015 | 6,5             | 1,402 | 0,042 |
| 0,5             | 1,65  | 0,005  | 2,8             | 1,608 | 0,044 | 6,7             | 1,270 | 0,135 |
| 0,6             | 1,65  | 0,005  | 3,0             | 1,648 | 0,076 | 7,0             | 1,528 | 0,434 |
| 0,7             | 1,65  | 0,005  | 3,1             | 1,673 | 0,068 | 7,5             | 1,560 | 0,071 |
| 0,8             | 1,65  | 0,005  | 3,3             | 1,689 | 0,040 | 8,0             | 1,269 | 0,178 |
| 0,9             | 1,648 | 0,005  | 3,5             | 1,655 | 0,020 | 8,5             | 1,186 | 0,600 |
| 1,0             | 1,647 | 0,0051 | 4,0             | 1,637 | 0,018 | 9,0             | 1,650 | 1,240 |
| 1,2             | 1,646 | 0,0052 | 4,5             | 1,620 | 0,018 | 9,5             | 2,342 | 0,600 |
| 1,5             | 1,645 | 0,0070 | 4,8             | 1,600 | 0,018 | 10,0            | 2,140 | 0,126 |
| 1,7             | 1,644 | 0,0082 | 5,0             | 1,592 | 0,018 | 10,5            | 1,404 | 0,078 |
| 2,0             | 1,642 | 0,0100 | 5,5             | 1,558 | 0,018 | 11,0            | 1,750 | 0,118 |
| 2,2             | 1,641 | 0,0120 | 6,0             | 1,515 | 0,045 | 11,5            | 1,794 | 0,331 |

Процесс обводнения ядер конденсации и влияние влажности на физико-химические и оптические свойства частиц подробно рассмотрены в работах [51, 75, 104, 143]. Основываясь на результатах указанных работ, авторы [99] предложили относительно простые выражения для определения среднеэффективных значе-

ний действительной и мнимой частей комплексного показателя преломления  $\bar{m} = \bar{n} - i\bar{k}$ :

$$\begin{aligned}\bar{n} &= n_a + (n_0 - n_a)(a_d/a), \\ \bar{k} &= k_a + (k_0 - k_a)(a_d/a),\end{aligned}\quad (1)$$

где  $m_a = n_a - ik_a$  и  $m_0 = n_0 - ik_0$  — комплексные показатели преломления воды и сухого вещества аэрозоля соответственно,  $a$  — эквивалентный радиус увлажненной частицы (радиус сферы, объем которой равен объему реальной частицы),  $a_d$  — эквивалентный радиус сухого вещества аэрозольной частицы.

Отношение  $a_d/a$  может быть определено как экспериментальным, так и теоретическим путем. Обширные таблицы значений  $a/a_d$  при разных значениях относительной влажности  $f$  для различных типов аэрозоля и величинах  $a_d$  представлены в п. 2.3.10 и работах [76, 99].

Используя данные табл. 1 и 2 (9.1.1), а также 1 (9.1.2), и, кроме того, соотношение (1) и связь  $a$  с  $a_d$  при заданной относительной влажности (см. п. 2.3), можно определить среднеэффективные значения комплексного показателя преломления водяных капель.

### 9.1.3. Сечение и фактор эффективности ослабления излучения

На рис. 1 (9.1.3) представлены результаты расчетов  $K_0$  для водяных капель при  $\lambda = 0,63$  мкм (в отсутствие поглощения) и  $\lambda = 10,6$  мкм (при сильном поглощении) как функции радиуса рассеивающих частиц. Приведенные результаты по сути дела показывают особенности спектрального ослабления излучения водяными каплями, поскольку при изменении длины волны изменяется параметр дифракции  $x = ka$  (где  $k$  — волновое число) и величина комплексного показателя преломления  $m$ , особенно его мнимая часть  $k$ .

Для непоглощающих капель ясно прослеживается резонансная структура (основные максимумы и минимумы рассеяния) и так называемая «рябь» на кривой ослабления. Эти особенности рассеяния подробно рассмотрены в [8]. Для поглощающих капель вплоть до  $a = 20$  мкм наблюдается монотонное возрастание ослабления с увеличением  $a$ , что в основном связано с увеличением поглощения и вследствие этого значительным затуханием излучения, распространяющегося в частице. Начиная с  $2\pi a/\lambda \approx 0,5$  значения фактора эффективности ослабления  $K_0$  стремятся к дифракционному пределу ( $K_0 \rightarrow 2$ ). В тех случаях, когда не требуется очень высокой точности, можно использовать для расчетов факторов эффективности ослабления приближенное «аномальной дифракции» для оптически мягких частиц [8].

Зная значения  $K_0$ , легко перейти к сечению ослабления излучения. Отметим отдельные особенности поведения сечения ослабления для мелких и крупных по сравнению с длиной волны пада-

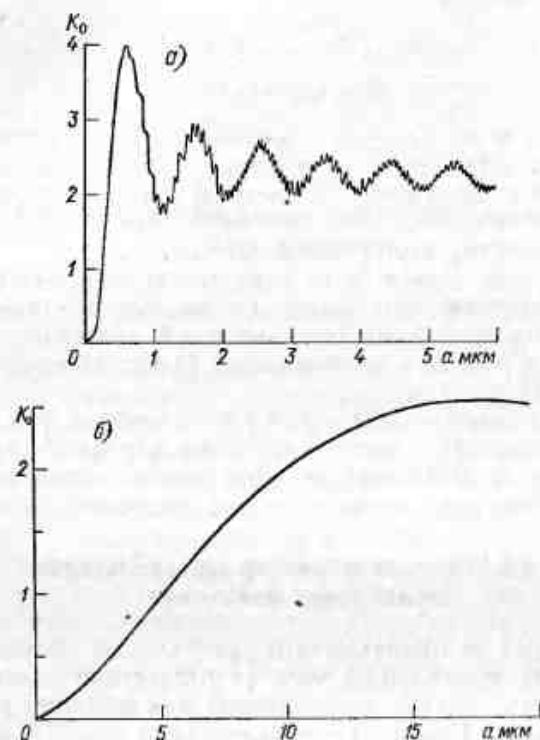


Рис. 1 (9.1.3). Зависимость фактора эффективности ослабления  $K_0$  от радиуса капли  $a$ .

а)  $\lambda=0,63$  мкм; б)  $\lambda=10,6$  мкм.

ющего излучения частиц. В случае, когда выполняется приближение Рэлея ( $a \ll \lambda$ ,  $(\pi a |m-1|)/\lambda \ll 1$ ), для воды в оптическом диапазоне длин волн значения  $m$  таковы, что поглощение превалирует над рассеянием и сечение ослабления  $C_0$  пропорционально объему капли [8]:

$$C_0 \approx C_n = 4\pi k a^3 \operatorname{Im} \left( \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right). \quad (2)$$

Для крупных частиц сечение ослабления равно удвоенной площади тени рассеивающей частицы.

#### 9.1.4. Сечение и фактор эффективности поглощения излучения

На рис. 1 (9.1.4) представлены результаты расчетов фактора эффективности поглощения  $K_n$  водяными каплями при разных длинах волн [6]. При малых значениях  $x$  наблюдаются узкие

резонансные максимумы  $K_n$ , которые подробно рассмотрены в [98]. С увеличением  $x$  резонансная структура сглаживается.

Предполагая, что поглощение в капле мало ( $4\pi x \ll 1$ ), для крупных сфер в приближении геометрической оптики, как пока-

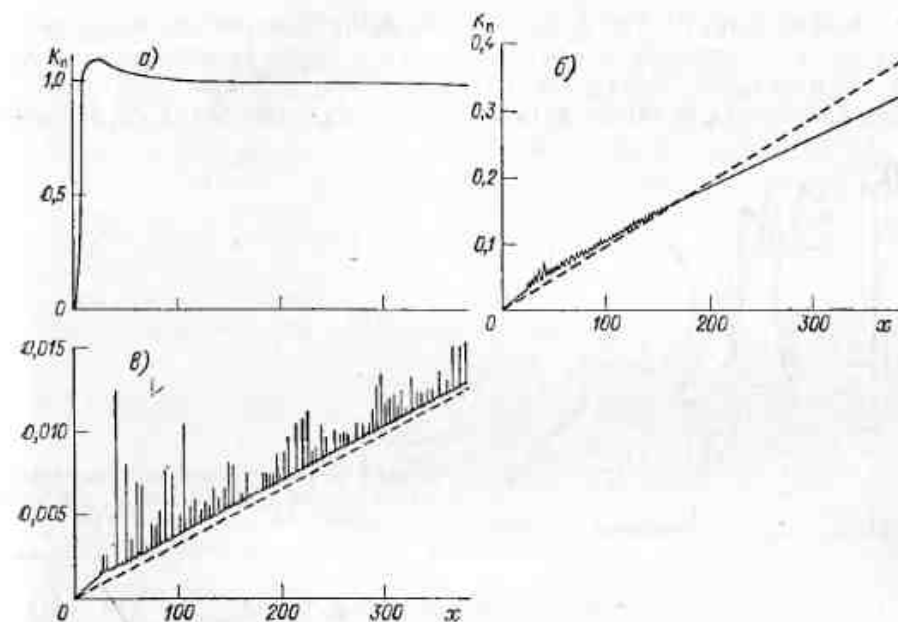


Рис. 1 (9.1.4). Зависимость фактора эффективности поглощения  $K_n$  от параметра дифракции  $x$ .

а)  $\lambda=10,6$  мкм,  $m=1,75-i0,079$ ; б)  $\lambda=1,45$  мкм,  $m=1,319-i3,0 \cdot 10^{-4}$ ; в)  $\lambda=1,20$  мкм,  $m=1,329-i9,74 \cdot 10^{-4}$ . Штриховая кривая — результаты расчетов в соответствии с приближением геометрической оптики.

зано в [6], получаем, что сечение поглощения  $C_n$  пропорционально объему частицы, как и в случае рэлеевских частиц:

$$C_n = \frac{4}{3} \pi a^3 \frac{4\pi k}{\lambda} [n^2 - (n^2 - 1)^{1/2}]. \quad (1)$$

Приближение (1) имеет достаточно высокую точность в широтном интервале радиусов капель при относительно слабом поглощении (см. штриховые кривые на рис. 1 (9.1.4)). За исключением узких пиков поглощения фактор эффективности поглощения в целом возрастает с увеличением радиуса частицы. Отмеченная пропорциональность нарушается при неограниченном увеличении радиуса частицы. При этом ( $4\pi x \gg 1$ ) падающая на частицу энергия поглощается тонким поверхностным слоем, т. е.  $C_n$  становится пропорциональным площади поверхности частицы.

При  $4\pi x \sim 1$  приближенные формулы дает неудовлетворительную точность и искомые величины сечения поглощения можно рассчитать только по формулам теории Ми [8].

## 9.1.5. Альbedo однократного рассеяния

Как показано в [100], радиационные параметры облачных сред очень чувствительны к величине альbedo однократного рассеяния  $\Lambda$ . В настоящее время имеются обширные таблицы значений  $\Lambda$  для отдельных водяных капель в широких диапазонах их разме-

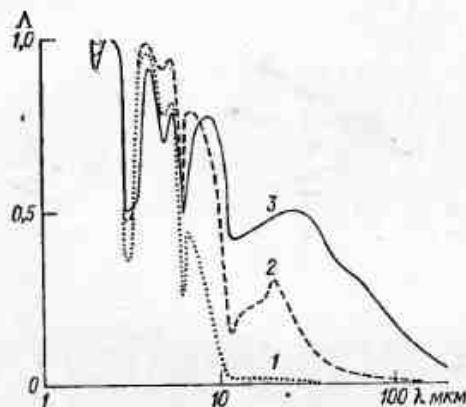


Рис. 1 (9.1.5). Зависимость значений  $\Lambda$  от  $\lambda$  для водяной капли, рассчитанная по данным об  $m$  [146].

1)  $a=1,0$  мкм; 2)  $a=3,0$  мкм; 3)  $a=10$  мкм.

ров и спектров длин волн падающего излучения [122, 146, 181]. На рис. 1 (9.1.5) приведены значения  $\Lambda$  при разных  $a$  как функции  $\lambda$ , рассчитанные при значениях  $m$ , взятых из работы [146]. Положение всех минимумов  $\Lambda$  при любых рассмотренных значениях  $a$  соответствует положению максимумов  $\kappa$  за исключением минимума в диапазоне длин волн 10—12 мкм, где минимальные значения сдвинуты к меньшим значениям  $\lambda$  по сравнению с максимумом  $\kappa$ . Положение максимумов зависит от радиуса капли; причем в большей степени эта зависимость проявляется для больших значений длины волны.

В работе [163] предложено простое аппроксимационное выражение, связывающее радиус сферической частицы с величиной альbedo однократного рассеяния:

$$\Lambda = 0,5 + 0,5 \exp(-2cx), \quad (1)$$

где  $c=2$ ,  $x=ka$ .

Проведенное авторами работы [146] сравнение результатов расчетов величины  $\Lambda$  по формуле (1) с расчетами  $\Lambda$  по теории Ми показывает, что при  $2 \gg x \gg 5$  погрешность расчетов составляет около 50 %, а при  $x \gg 5$  — примерно 20 % в диапазоне  $\lambda = 1 \dots 150$  мкм.

Для очень крупных частиц ( $x \gg 1$ ) величина альbedo однократного рассеяния стремится к предельному значению

$$\Lambda = 0,5 + 0,5\omega_0,$$

где  $\omega_0$  — доля излучения, отраженного частицей во всех направлениях [8].

## 9.1.6. Параметры безразмерной интенсивности и степень поляризации рассеянного излучения

Угловое распределение рассеянного на отдельных водяных каплях излучения продолжительное время изучалось многими исследователями, и результаты этих исследований обобщены в ряде известных монографий [8, 120, 147]. Обширные таблицы всех элементов матрицы преобразования для отдельных однородных капель представлены в [122, 181].

При малых параметрах дифракции ( $x \leq 0,3$ ) безразмерные интенсивности рассеянного на капле излучения  $i_1$  и  $i_2$  и степень поляризации  $p$  с погрешностью не более 5 % описываются выражениями, полученными для рэлеевских частиц:

$$i_1 = \frac{x^6}{4\pi} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 1} \right|^2, \quad (1)$$

$$i_2 = \frac{x^6}{4\pi} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \cos^2 \theta, \quad (2)$$

$$p = \frac{1 - \cos^2 \theta}{1 + \cos^2 \theta}. \quad (3)$$

С увеличением  $x = 2\pi a/\lambda$  значения  $i$  могут быть рассчитаны по формулам теории Ми.

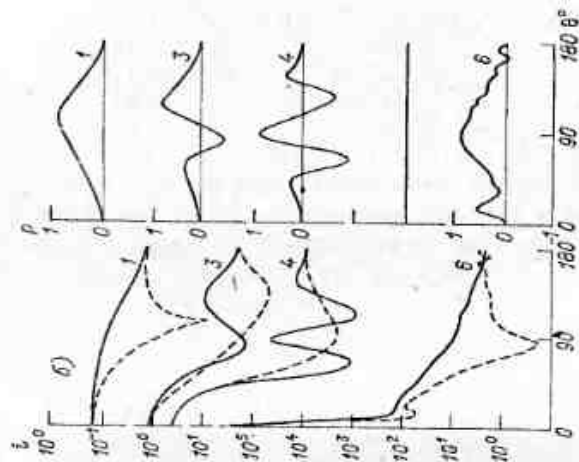
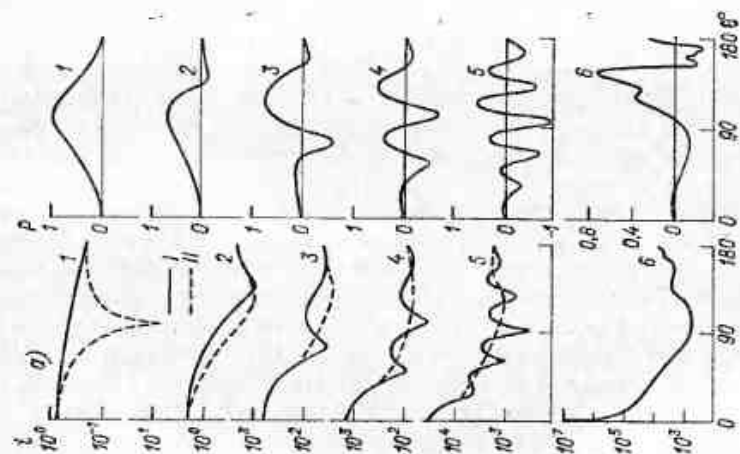
На рис. 1 (9.1.6) представлена безразмерная интенсивность рассеяния и указана степень поляризации видимого (0,63 мкм) и инфракрасного (10,6 мкм) излучения отдельными водяными каплями при различных параметрах Ми, взятые из работы [6]. С увеличением размеров возрастает асимметрия рассеяния, максимальная поляризация рассеяния сдвигается в сторону боковых углов рассеяния, возникает отрицательная поляризация, безразмерная интенсивность рассеяния приобретает все более сложный вид (ярко выражена осциллирующая структура, причем число максимумов и минимумов рассеяния и их абсолютные значения зависят от  $x$  и комплексного показателя преломления  $m$ ). Степень поляризации рассеянного излучения в направлении рассеяния строго вперед и назад равна нулю независимо от размеров капли. При больших размерах водяных капель ( $a \gg \lambda$ ) индикатриса безразмерной интенсивности рассеяния сильно вытянута в сторону малых углов рассеяния. Как показывают оценки [7], половина потока излучения рассеивается в диапазоне углов  $\theta \sim 6/x$  (так называемом дифракционном диапазоне). В этом диапазоне рассеяние излучения определяется дифракцией и величина  $i(\theta)$  просто выражается через функции Бесселя первого рода  $J_1$ :

$$i(\theta) = x^4 \frac{J_1^2(x \sin \theta)}{x^2 \sin^2 \theta}. \quad (4)$$



Рис. 1 (9.1.6). Зависимость значений  $i$  и  $P$  от угла рассеяния  $\theta$  для водяной капли при  $\lambda = 0,63$  мкм (а) и  $\lambda = 10,6$  мкм (б).

1)  $x=1,5$ ; 2)  $x=2$ ; 3)  $x=3$ ; 4)  $x=4$ ; 5)  $x=6$ ; 6)  $x=37,5$ ;  $I$  — составляющая  $i$ , рассеянного излучения,  $II$  — составляющая  $i_{\parallel}$ .



При малых углах рассеяния безразмерная интенсивность в основном зависит от параметра дифракции  $x$ , но с увеличением угла рассеяния  $\theta$  становится существенной зависимость и от величины  $m$ . В этом случае угловое распределение рассеяния излучения довольно точно можно оценить, используя геометрико-оптическое приближение [120], которое позволяет проследить физические механизмы формирования рассеянного излучения. Форма индикатрисы безразмерной интенсивности рассеяния (см. рис. 1 (9.1.6)) позволяет объяснить ряд оптических явлений, сопровождающих распространение солнечного излучения через облака. Например, максимумы рассеяния при  $\theta \approx 137^\circ$  и  $\theta \approx 129^\circ$  (первая и вторая радуги) объясняются однократным и двукратным внутренним отражением и определяются величиной  $m$ . Более детальная теория показывает, что обе эти радуги являются более узкими и отличаются яркими цветами при преломлении в крупных каплях (например, в каплях дождя) и становятся широкими и блеклыми в случае мелких капель. При этом излучение в диапазонах  $\theta$  радуг почти полностью поляризовано ( $P \approx 1$ ). При  $\theta \approx 180^\circ$  наблюдается возрастание рассеяния (так называемая глория), для объяснения которого, наряду с явлениями геометрической оптики, требуется учесть волновые явления на поверхности рассеивающей частицы [8]. Заметим, что закономерности геометрической оптики атмосферы подробно описаны в монографии [84].

Поглощение излучения (когда  $x$  велико) приводит к тому, что осциллирующая структура безразмерной интенсивности рассеяния становится менее выраженной, чем при его отсутствии (см. рис. 2 (9.1.6)). Поскольку энергия преломленного излучения значительно уменьшается, для относительно крупных частиц максимумы при  $\theta \approx 90^\circ$ , аналогичные радугам для видимого излучения отсутствуют. С увеличением размеров капель наблюдаются те же самые особенности рассеяния, что были рассмотрены ранее для непоглощающих частиц.

### 9.1.7. Интегральные характеристики рассеяния

Важными параметрами, характеризующими асимметрию потоков рассеянного излучения, как уже указывалось ранее, являются средний косинус рассеяния излучения  $\langle \cos \theta \rangle$  и коэффициент асимметрии  $\eta$ .

Поскольку для сфер, размеры которых значительно меньше длины волны падающего излучения, поток излучения, рассеянного частицей в направлении  $\theta = 0 \dots 90^\circ$ , равен потоку, рассеянному частицей в диапазоне  $\theta = 90 \dots 180^\circ$ , то  $\langle \cos \theta \rangle = 0$  и  $\eta = 1$ . С увеличением размеров капель происходит перераспределение рассеянного излучения и как следствие изменение  $\langle \cos \theta \rangle$  и  $\eta$ . Однако в оптическом диапазоне длин волн  $\langle \cos \theta \rangle > 0$ ,  $\eta > 1$ . На рис. 1 и 2 (9.1.7) приведены значения  $\langle \cos \theta \rangle$  и  $\eta$  для видимого ( $\lambda = 0,63$  мкм,  $m = 1,33$ ) и инфракрасного ( $\lambda \approx 10$  мкм,  $m = 1,1 \dots 10,01$ ) излучения в зависимости от радиусов капель [87].

При  $x < x_0$  (где  $x_0$  зависит от величины  $m$ ) наблюдается возрастание величины  $\eta$  с увеличением  $x$ , а при  $x > x_0$  наблюдаются осцилляции  $\eta$ . При увеличении поглощения  $k$  влияние  $l$  на коэффициент асимметрии становится меньше.

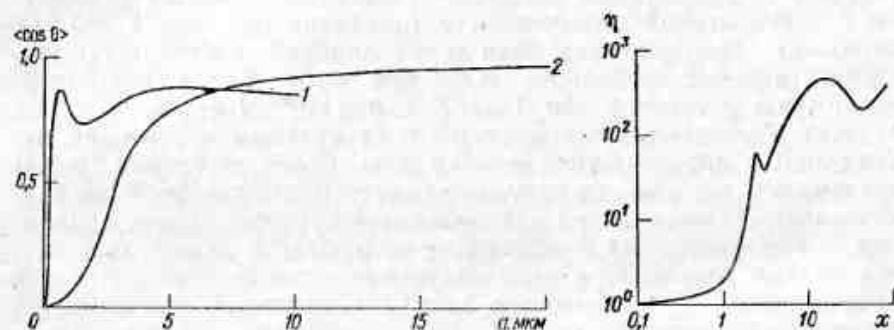


Рис. 1 (9.1.7). Зависимость среднего косинуса рассеяния от радиуса капль.

1)  $\lambda = 0,63$  мкм; 2)  $\lambda = 10,5$  мкм.

Рис. 2 (9.1.7). Зависимость коэффициента асимметрии  $\eta$  от  $x$  при  $\lambda = 0,63$  мкм.

Изменение среднего косинуса рассеяния при увеличении размеров капель имеет несколько иные тенденции, чем в рассмотренном выше случае. При наличии поглощения наблюдается моно-

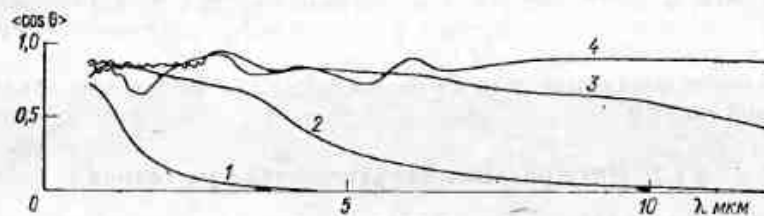


Рис. 3 (9.1.7). Зависимость значений  $\langle \cos \theta \rangle$  от  $\lambda$  для водяных капель, рассчитанная по данным об  $m$  [146]

1)  $a = 0,3$  мкм; 2)  $a = 1,0$  мкм; 3)  $a = 3,0$  мкм; 4)  $a = 10$  мкм.

тонный рост величины  $\langle \cos \theta \rangle$  с возрастанием  $a$ . Для прозрачных же капель осцилляции  $\langle \cos \theta \rangle$  выражены слабее, чем осцилляции величины  $\eta$ .

На рис. 3 (9.1.7) показан спектральный ход среднего косинуса рассеяния для разных размеров водяных капель, рассчитанный при значениях  $m$  из [146]. Для малых капель ( $a \leq 0,3$  мкм) наблюдается монотонное уменьшение  $\langle \cos \theta \rangle$  при увеличении  $\lambda$  во всем рассмотренном диапазоне длин волн. С увеличением размеров капель происходит трансформация спектральной зависимости

$\langle \cos \theta \rangle$ . Положение максимумов и минимумов на спектральных кривых среднего косинуса рассеяния объясняется изменением параметра дифракции  $x$  и комплексного показателя преломления  $m$ , что приводит к изменению углового распределения рассеянного излучения.

## 9.2. Оптические характеристики ледяных кристаллов

Характеристики рассеяния излучения на ледяных кристаллах в общем случае зависят от формы, размеров, комплексного показателя преломления вещества и ориентации кристаллов относительно направления распространения падающего излучения. Довольно подробно особенности поведения указанных характеристик при изменении микрофизических параметров ледяных кристаллов описаны в [11, 73].

В первых теоретических исследованиях ослабления и рассеяния излучения в кристаллических облачных средах использовалась модель кристаллической среды как системы сферических ледяных частиц с некоторыми эффективными радиусами. Различные характеристики рассеяния для кристаллов и капель определялось только различием размеров частиц и значений  $m$  воды и льда, т. е. форма и ориентация частиц не рассматривалась. В настоящее время в качестве моделей микроструктуры облачных сред, содержащих кристаллы, используются модели, содержащие ледяные гексагональные призмы, сферонды и круговые цилиндры конечной или бесконечной длины. Вопрос о применимости указанных моделей при изучении оптических свойств реальных кристаллических сред не простой. Только гексагональные призмы имеют форму, близкую к форме частиц кристаллов в облаках (см. п. 8.2.3.2); форма всех остальных модельных частиц лишь аппроксимирует форму ледяных кристаллов. Как показано в [11], повышенная чувствительность к форме рассеивающей частицы появляется всегда, когда существенное влияние на характеристики рассеяния оказывает преломление в частице излучения. Так, например, в случае слабо поглощающих частиц влияние их формы на индикатрису рассеяния существенно, а на факторы эффективности ослабления, рассеяния и поглощения — гораздо слабее. Заметим, что различные характеристики рассеяния в разной степени чувствительны к изменению микрофизических свойств несферических частиц.

Надежные характеристики рассеяния ледяными кристаллами в видимой и ближней ИК областях спектра длин волн могут быть получены только при рассмотрении рассеяния на частицах, форма которых близка к реальной форме кристаллов.

Поскольку в указанных областях спектра отношение размеров ледяных кристаллов к длине волны падающего излучения намного больше единицы, то даже для точных расчетов характеристик

рассеяния можно пользоваться приближением геометрической оптики с учетом дифракции [11].

В инфракрасном диапазоне длин волн, с одной стороны, увеличивается поглощение излучения льдом, с другой — уменьшается величина параметра дифракции в связи с ростом  $\lambda$ , что приводит к необходимости поиска новых моделей микроструктуры, так как в этом случае при современном состоянии теории рассеяния нет возможности рассчитать характеристики рассеяния для ледяных гексагональных призм [11]. Это возможно лишь при использовании моделей микроструктуры кристаллического облака как системы ледяных цилиндров, пластинок и сфероидов, в которой отношение их размеров к длине волны падающего излучения может иметь произвольные значения. Заметим, что в отдельных случаях, например при расчетах факторов эффективности ослабления в инфракрасном диапазоне длин волн, с достаточной высокой степенью точности в широком диапазоне размеров ледяных кристаллических частиц можно пользоваться относительно простым приближением «аномальной» дифракции [10], которое в принципе позволяет рассмотреть частицу произвольной формы [11], даже не обязательно выпуклую.

### 9.2.1. Комплексный показатель преломления льда в оптическом диапазоне длин волн

Помимо формы, размеров и ориентации кристалла относительно падающего излучения, на характеристики излучения, рассеянного кристаллами, определяющее влияние оказывает комплексный показатель преломления льда при данной длине волны ( $m = n - ik$ ). Исследование оптических констант льда в широком диапазоне длин волн является сложной экспериментальной задачей. Как правило, оно проводится на тонких поликристаллических пленках или монокристаллах. В диапазоне длин волн 0,3... 1,1 мкм величина  $n$  изменяется от 1,30 до 1,35, а  $k$  — от  $10^{-6}$  до  $10^{-8}$ . Заметим, что в видимой области спектра лед благодаря гексагональной структуре обладает свойством двойного лучепреломления и дихроизма, однако в соответствии с [146] разность  $n$  для двух состояний поляризации мала. Лишь в некоторых участках инфракрасного диапазона длин волн наблюдается существенное различие в значениях  $n$  и  $k$ . Так, например, в диапазоне длин волн 10—12 мкм при одинаковых  $\lambda$  значения  $k$  различаются примерно в 2 раза. Указанные различия могут быть связаны как с различиями методов определения констант, так и с различием свойств (типов примесей, структурных дефектов) исследуемых образцов льда. Поскольку для атмосферного льда характерно большое разнообразие структурных дефектов и типов примесей, то значения  $m$  для того или иного типа кристаллов могут не совпадать с приведенными в табл. 1 (9.2.1). Анализ применимости значений  $m$ , приведенных в [146, 168], при описании спектраль-

Оптические постоянные льда [178]

| $\lambda$ , мкм | $n$    | $k$                  | $\lambda$ , мкм | $n$    | $k$                  |
|-----------------|--------|----------------------|-----------------|--------|----------------------|
| 0,45            | 1,3157 | $1,54 \cdot 10^{-9}$ | 5,00            | 1,3290 | $1,20 \cdot 10^{-2}$ |
| 0,63            | 1,3085 | $1,04 \cdot 10^{-8}$ | 6,06            | 1,3016 | $6,90 \cdot 10^{-2}$ |
| 0,85            | 1,3040 | $1,83 \cdot 10^{-7}$ | 7,04            | 1,3196 | $5,50 \cdot 10^{-2}$ |
| 1,05            | 1,3006 | $2,17 \cdot 10^{-6}$ | 8,06            | 1,3119 | $4,30 \cdot 10^{-2}$ |
| 1,25            | 1,2970 | $1,29 \cdot 10^{-5}$ | 9,09            | 1,2672 | $4,40 \cdot 10^{-2}$ |
| 1,50            | 1,2915 | $5,90 \cdot 10^{-4}$ | 10,00           | 1,1991 | $5,10 \cdot 10^{-2}$ |
| 1,80            | 1,2826 | $1,03 \cdot 10^{-3}$ | 10,64           | 1,1013 | $1,34 \cdot 10^{-1}$ |
| 2,00            | 1,2740 | $1,59 \cdot 10^{-3}$ | 12,50           | 1,3851 | $4,22 \cdot 10^{-1}$ |
| 2,25            | 1,2577 | $2,03 \cdot 10^{-3}$ | 15,15           | 1,5667 | $1,64 \cdot 10^{-1}$ |
| 2,50            | 1,2258 | $9,25 \cdot 10^{-4}$ | 20,00           | 1,5015 | $6,70 \cdot 10^{-2}$ |
| 2,60            | 1,2021 | $1,01 \cdot 10^{-3}$ | 25,00           | 1,4068 | $3,00 \cdot 10^{-2}$ |
| 2,78            | 1,1077 | $2,00 \cdot 10^{-2}$ | 37,00           | 1,2023 | $2,23 \cdot 10^{-1}$ |
| 2,90            | 0,9650 | $1,69 \cdot 10^{-1}$ | 50,00           | 1,6296 | $5,43 \cdot 10^{-1}$ |
| 3,00            | 1,0427 | $4,38 \cdot 10^{-1}$ | 60,00           | 1,5851 | $3,90 \cdot 10^{-1}$ |
| 3,08            | 1,3251 | $6,25 \cdot 10^{-1}$ | 69,00           | 1,8568 | $4,19 \cdot 10^{-1}$ |
| 3,30            | 1,5733 | $1,03 \cdot 10^{-1}$ | 80,00           | 1,9033 | $2,35 \cdot 10^{-1}$ |
| 3,46            | 1,4721 | $2,20 \cdot 10^{-2}$ | 90,80           | 1,8536 | $1,62 \cdot 10^{-1}$ |
| 3,97            | 1,3645 | $9,16 \cdot 10^{-3}$ | 100,00          | 1,8323 | $1,39 \cdot 10^{-1}$ |

ного хода комплексного показателя преломления ледяных кристаллов в атмосфере выполнен в [178].\*

### 9.2.2. Факторы эффективности рассеяния, поглощения и ослабления излучения

Для ледяных частиц, размеры которых соизмеримы с длиной волны падающего излучения или меньше нее, величину факторов эффективности можно оценить с использованием расчетов для модельных частиц, упомянутых выше. На рис. 1 (9.2.2) представлены результаты расчетов факторов эффективности ослабления видимого излучения ледяными сплюснутыми сфероидом (а и b — большая и меньшая полуоси соответственно,  $a/b=3$ ) при разных параметрах дифракции  $x=ka$  и определенной ориентации большей оси сфероида относительно направления распространения падающего излучения, взятые из [125]. Индексы TE и TM определяют характеристики рассеяния при направлении электрического или магнитного векторов перпендикулярно плоскости падения, содержащей вектор распространения падающего излучения и главную ось сфероида. С увеличением  $\xi$  кривые факторов эффективности ослабления  $K_0$  сдвигаются в сторону меньших параметров дифракции, причем максимальные значения  $K_0$  при  $\xi > 45^\circ$  резко возрастают, что связано в первую очередь с красивыми эффектами

\* В соответствии с замечанием Ку Нан Лиоу [152] данные [146] в диапазоне длин волн 11,5—12 мкм увеличены нами в 10 раз.



на контуре сфероидов. При  $\xi < 45^\circ$  указанное влияние незначительно и изменение положения максимума ослабления определяется изменением фазового сдвига излучения, прошедшего сквозь частицу, относительно дифрагированного на нем [8]. Следует подчеркнуть, что за исключением случаев, когда направление распространения излучения близко к большей оси сфероидов, приближение «аномальной» дифракции с довольно высокой точностью описывает особенности ослабления сфероидов при  $m < 1,5$  [89].

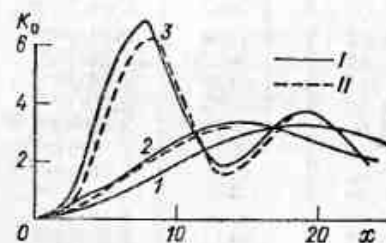


Рис. 1 (9.2.2). Зависимость фактора эффективности ослабления  $K_0$  от параметра дифракции  $x = 2\pi a/\lambda$  для сплюснутого сфероидов при  $a/b=3$  и  $m=1,33$  для составляющих TE (I) и TM (II) падающего излучения.

1)  $\xi=0^\circ$ ; 2)  $\xi=45^\circ$ ; 3)  $\xi=60^\circ$ .

Детальная зависимость факторов эффективности ослабления видимого излучения ориентированными ледяными сфероидов от степени вытянутости последних исследовалась в [13]. В диапазоне параметров  $0,5 < x < 2$  наблюдается существенное изменение  $K_0$  (примерно в 2–5 раз) при изменении отношения  $c=a/b$  в пределах от 2 до  $\infty$  (табл. 1 (9.2.2)).

Таблица 1 (9.2.2)

Фактор эффективности ослабления для вытянутых сфероидов и круговых цилиндров бесконечной длины при распространении падающего излучения перпендикулярно главной оси ( $m=1,33$ )

| $a/b$    | $x$   |       |       |       |
|----------|-------|-------|-------|-------|
|          | 0,5   | 1,0   | 1,5   | 2,0   |
| 2        | 0,017 | 0,217 | 0,523 | 0,922 |
| 4        | 0,037 | 0,313 | 0,561 | 0,989 |
| 6        | 0,050 | 0,324 | 0,578 | —     |
| 8        | 0,056 | 0,329 | —     | —     |
| 10       | 0,060 | —     | —     | —     |
| $\infty$ | 0,096 | 0,434 | 0,749 | 1,307 |

Ослабление и рассеяние видимого излучения ледяными сфероидальными частицами с хаотической ориентацией в пространстве изучались в работах [126–128]. На рис. 2 (9.2.2) представлены результаты расчетов усредненного фактора эффективности ослабления  $K_0$  ледяными сфероидов ( $K_0 = c_0/\pi a_v^2$ , где  $a_v$  — радиус

сферы, объем которой  $v$  равен объему сфероидов) при разных отношениях полюсов как функции параметра дифракции ( $x = ka_v$ ), взятые из работы [127]. Рассеяние от сферической частицы бегло вычислено по теории Ми. С целью сглаживания осцилляций (см. рис. 2 (9.2.2)) проводилось интегрирование по узкому распределению частиц по размерам [127]. Для малых сфероидов ( $x < 5$ ) показатель ослабления в основном зависит от объема и слабо зависит от формы. С увеличением размеров сфероидов зависимость  $K_0$  от  $x$  усиливается, положения максимумов и минимумов сдвигаются.

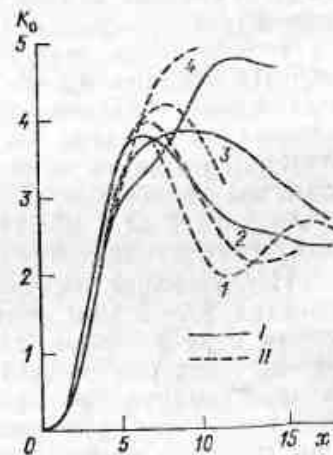


Рис. 2 (9.2.2). Зависимость усредненного фактора эффективности ослабления от параметра  $x = 2\pi r_e/\lambda$  для сплюснутых (I) и вытянутых (II) сфероидов с хаотической ориентацией в пространстве.

1) сфера, 2)  $a/b=2$ , 3)  $a/b=3$ , 4)  $a/b=5$ .

гаются в сторону увеличения  $x$ , причем в большей степени при больших значениях  $a/b$ .

При хаотической ориентации сфероидов в пространстве максимальный вклад в ослабление определяется ориентациями с  $\xi = 45 \pm 20^\circ$ , при которых вклад краевых эффектов в контуре сфероидов относительно мал [11]. В связи с этим приближение «аномальной» дифракции [89] должно описывать основные особенности ослабления хаотически ориентированными в пространстве сфероидов. На самом деле, используя подобие выражений для факторов эффективности ослабления сфероидов и сфер в приближении «аномальной» дифракции, можно применить теорию Ми для сферических частиц при расчетах факторов эффективности ослабления сфероидов с хаотической ориентацией в пространстве. Подобное изложение процедуры вычислений в этом случае приводится в работах [148, 149]. Сравнение результатов расчетов, проведенных на основе теории Ми и по точным формулам для сфероидов, показывает удовлетворительное согласие при  $1 \leq a/b \leq 5$ ,  $x < 15$  и  $n < 1,33$ ,  $0 < x < 0,05$  [149]. В том случае, когда погрешность определения факторов эффективности сфероидов должна быть не более 10 %, можно их вычислять на основе теории Ми с использованием методики, развитой в [148, 149].

В работах [171, 179] рассматривались факторы эффективности ослабления рассеяния и поглощения тонкими ледяными дисками и цилиндрами для двух параллельных положений последних относительно направления распространения падающего излучения (вдоль и перпендикулярно оси). Расчеты  $K_0$ ,  $K_p$ ,  $K_n$  были произведены для дисков при фиксированном параметре дифракции, связанным с толщиной диска  $l$  ( $kl=0,1$ ), и меняющимися радиусами основания  $a$  ( $0,5 \leq ka \leq 6$ ), а также для пустотелых ледяных цилиндров при толщине стенок 0,2 мкм и радиусе, меняющемся от 1 до 3 мкм в диапазоне длин волн 2—12,5 мкм. Для рассмотренных ледяных частиц, размеры которых меньше длины волны падающего излучения или соизмеримы с ней, наблюдается, во-первых, возрастание ослабления, рассеяния и поглощения при увеличении размеров и, во-вторых, ярко выраженные и слабые минимумы ослабления и поглощения соответственно в диапазонах длин волн 2—3 и 10—11 мкм, положение которых связано с максимумами  $\chi$  и  $\eta$  зависит от размеров цилиндров.

Исследование спектрального пропускания излучения в области спектра 2,5—3 мкм ледяными частицами в виде гексагональных призм с различными отношениями осей  $c$  выполнено в [69]. Значения факторов эффективности ослабления  $K_0$  были получены в приближении «аномальной» дифракции [8] для некоторого усреднения по ориентации. Расчеты значения  $K_0$ , выполненные при разных эффективных размерах  $a_{\text{эф}}$  ( $a_{\text{эф}}$  — радиус сферы, имеющий ту же площадь поверхности, что и призма), показывают, что максимумы  $K_0$  имеют место при  $c=1$  независимо от  $a_{\text{эф}}$ , что, по-видимому, является следствием «мягкости» оптических свойств рассеивающих частиц.

Более детально зависимость ослабления излучения ориентированными ледяными цилиндрами и пластинками от размеров последних была исследована в [11, 90, 91]. Наличие выделенной плоскости ориентации ледяных цилиндров и пластинок в пространстве делает существенным влияние направления распространения падающего излучения на значения  $K_0$ ,  $K_p$  и  $K_n$  при радиусе цилиндров  $a < 10$  мкм и толщине пластинок в  $l < 13$  мкм. Значения  $K_0$  и  $K_p$  изменяются примерно в 2—2,5 раза. При одинаковых радиусах цилиндров и толщине пластинок на спектральных кривых ослабления и рассеяния, рассчитанных по данным об  $m$  [146, 168], проявляется смещение минимумов  $K_0$  и  $K_p$  друг относительно друга, что связано в первую очередь с различием значений  $m$  в исследуемом диапазоне длин волн.

Для ледяных кристаллов, размеры которых больше длины волны падающего излучения, можно рассчитать факторы эффективности ослабления и рассеяния излучения, используя приближение геометрической оптики с учетом дифракции. Как показывают расчеты, проведенные на основе соотношений [11], в диапа-

зоне длин волн  $\lambda \approx 0,4 \dots 1,20$  мкм при  $a_{\text{мин}} > 40$  мкм независимо от их формы  $K_0 = 2$ .

Расчеты факторов эффективного поглощения  $K_n$  для ледяных призм длиной  $l$  от 100 до 500 мкм с диаметром основания  $2a = 20 \text{ мкм} \leq 100 \text{ мкм}$  обнаруживают слабую зависимость  $K_n$  от изменения направления распространения падающего излучения. Вместе с тем наблюдается существенная зависимость  $K_n$  от  $\lambda$ , связанная в основном с резким изменением мнимой части комплексного показателя преломления (см. 9.2.1). Так, например, при  $\lambda = 0,7$  мкм во всем рассмотренном диапазоне размеров призм  $K_n \approx 0$ , а при  $\lambda = 1,20$  мкм  $K_n \approx 0,77 \dots 0,84$ .

### 9.2.3. Сечения ослабления, рассеяния и поглощения излучения

Зная значения факторов эффективности и определив соответствующие площади геометрической тени рассеивающих частиц, можно перейти к расчету сечений ослабления и рассеяния излучения. По данным [11], в зависимости от формы и размеров для ледяных кристаллов, как правило, может быть характерна либо хаотическая ориентация в пространстве, либо произвольная ориентация главных осей в некоторой выделенной плоскости.

При хаотической ориентации в пространстве для любого выпуклого ледяного кристалла сечение ослабления, согласно теореме Коши [8], описывается выражением

$$C_0 = \frac{S}{4} K_0, \quad (1)$$

где  $S$  — площадь поверхности выпуклого кристалла.

При произвольной ориентации ледяной гексагональной призмы в выделенной плоскости площадь геометрической тени частицы при определенном направлении распространения падающего излучения описывается формулой

$$S_T = \frac{2}{\pi} [la^2 \sqrt{1 - \mu'^2} + 2alE(\sqrt{1 - \mu'^2})], \quad (2)$$

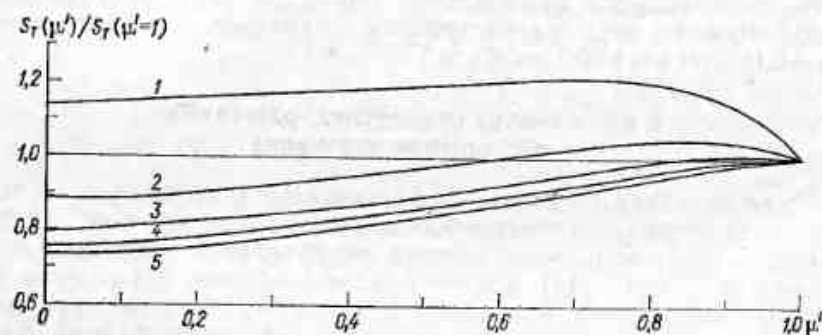
где  $E(t)$  — полный эллиптический интеграл второго рода,  $\mu'$  — косинус угла падения излучения относительно нормали к плоскости ориентации призм.

Заметим, что для любой выпуклой частицы, а следовательно, и для гексагональной призмы выполняется соотношение

$$S = 4 \int_0^1 S_T(\mu') d\mu'. \quad (3)$$

На рис. 1 (9.2.3) представлены результаты расчета отношения  $S_T(\mu')/S_T(\mu'=1)$  при разных значениях  $c$  (отношение длины призмы к ее диаметру). При изменении  $c$  от 2 до  $\infty$  величина  $S_T$  меняется не более чем в 1,8 раза при всевозможных направле-

ниях распространения излучения. При  $2 \leq c \leq 10$  наблюдается максимум  $S_T$ , причем положения максимумов зависят от  $c=l/2a$  и сдвигаются вправо по оси  $\mu'$  при увеличении  $c$ . При  $c \geq 10$  максимумы  $S_T$  не проявляются. Используя соотношение (3), легко сравнить значения  $S$  и  $S_T$  при разных значениях  $\mu'$ . Заметим, что кривые, представленные на рис. 1 (9.2.3), характеризуют отноше-

Рис. 1 (9.2.3). Зависимость площади геометрической тени призмы от  $\mu'$ .1)  $c=2$ , 2)  $c=4$ , 3)  $c=6$ , 4)  $c=8$ , 5)  $c=10$ .

ние  $S_T(\mu')/S_T(\mu'=1)$  в случае произвольного распределения призм по размерам, но постоянном значении  $c$ .

#### 9.2.4. Альbedo однократного рассеяния

Детальное исследование изменения альbedo однократного рассеяния  $\Lambda$  ориентированными ледяными цилиндрами и пластинками в зависимости от размеров последних было проведено в [90, 91]. Величина альbedo пластинок совпадает с величиной альbedo цилиндров при диаметре цилиндра  $2a$ , равном толщине пластинки  $l$ . При  $2a=l < 20$  мкм в диапазоне длин волн  $\lambda=8 \dots 10$  мкм получаем  $\Lambda \approx 0,7 \dots 0,8$ . При  $\lambda > 10$  мкм наблюдается слабая зависимость  $\Lambda$  от величины комплексного показателя преломления льда.

Значения  $D$  для гексагональных призм с хаотической ориентацией в пространстве по данным [154] приведены в табл. 1 (9.2.4).

Для ледяных кристаллов, размеры которых превышают длину волны падающего излучения ( $x > 150$ ) независимо от их формы при  $\lambda > 2$  мкм факторы эффективности ослабления, рассеяния и поглощения достигают предельных значений, определяемых геометрической оптикой ( $K_c \rightarrow 2$ ,  $K_n \approx K_p \rightarrow 1$ ), и  $\Lambda \rightarrow 0,5 + 0,5\omega_0$ , где  $\omega_0$  — доля излучения, отраженного частицей во всех направлениях [8].

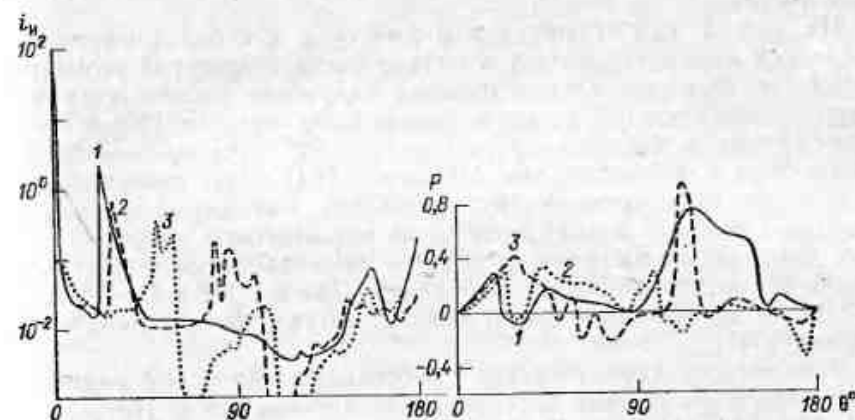
Таблица 1 (9.2.4)

Альbedo однократного рассеяния для различных длин волн и размеров кристаллов

| $l/a$  | $\lambda$ , мкм | $\Lambda$ | $l/a$   | $\lambda$ , мкм | $\Lambda$ |
|--------|-----------------|-----------|---------|-----------------|-----------|
| 300/60 | 0,55            | 1,000     | 300/60  | 11,9            | 0,550     |
| 300/60 | 0,7             | 1,000     | 5/1     | 0,7             | 1,000     |
| 300/60 | 1,3             | 0,979     | 2/2,5   | 0,7             | 1,000     |
| 300/60 | 3,8             | 0,570     | 30/37,5 | 10,6            | 0,561     |
| 300/60 | 10,6            | 0,531     | 8/10    | 0,6328          | 1,000     |
| 300/60 | 10,8            | 0,530     |         |                 |           |

#### 9.2.5. Индикатриса и степень поляризации рассеянного излучения

Пространственное распределение видимого излучения, рассеянного гексагональными призмами; пластинками и цилиндрами

Рис. 1 (9.2.5). Зависимость значений  $i_n$  и  $P$  для гексагональных призм с произвольной ориентацией в горизонтальной плоскости при  $\lambda=0,55$  мкм от угла рассеяния.1)  $\theta_0=0^\circ$ , 2)  $\theta_0=40^\circ$ , 3)  $\theta_0=60^\circ$ .

с произвольной ориентацией в выделенной (горизонтальной) плоскости или с хаотической ориентацией в пространстве, было детально изучено в ряде работ [11, 73, 129, 134]. Расчеты индикатрис рассеяния сделаны в приближении геометрической оптики с учетом дифракции. Включение при рассмотрении в рассеяние двух отражений и одного, двух, трех и четырех внутренних преломлений дает соответственно 85,7; 93,3; 94,8; 96,4 и 97,5 % энергии падающей на частицу, и, следовательно, погрешность расчетов нормированных индикатрис рассеяния не превышает 2—3 %. На рис. 1 (9.2.5) показано изменение индикатрис рассеяния



для отдельной гексагональной призмы ( $l/a = 300$  мкм/60 мкм) или для системы одинаковых гексагональных призм с теми же размерами при произвольной ориентации главных осей призм в выделенной плоскости [129]. Рассеянное излучение наблюдается в плоскости  $\varphi = 0$ , содержащей вектор распространения падающего излучения и нормаль к плоскости ориентации ( $\theta_0$  — угол падения излучения относительно нормали к плоскости ориентации осей гексагональных призм). При нормальном падении ( $\theta_0 = 0$ ) наблюдается известный пик ( $\theta \approx 22^\circ$ ) рассеяния — гало, широкий максимум при  $\theta \approx 160^\circ$  и возрастание рассеяния в направлении назад. При изменении угла рассеяния происходит трансформация индикатрисы рассеяния. При  $\theta_0 = 40^\circ$  максимумы рассеяния локализованы близ углов  $\theta$ , равных 70, 85 и  $160^\circ$ , а при  $\theta_0 = 60^\circ$  — близ 50, 100 и  $150^\circ$ . Независимо от направления распространения падающего излучения наблюдается возрастание рассеяния назад, аналогичное так называемой глории, типичной для крупных сферических частиц.

На рис. 1 (9.2.5) приведены значения степени поляризации излучения ледяной призмой в случае вышеупомянутой геометрии рассеяния. При нормальном падении излучения наблюдается максимум положительной степени поляризации при  $\theta \approx 120^\circ$  и минимум отрицательной поляризации при  $\theta \approx 22^\circ$  порядка 3–8 %, что согласуется с наблюдениями Миннарта [84]. При уменьшении  $\theta_0$  происходит существенная трансформация максимума с положительной степенью поляризации — он смещается в сторону меньших значений  $\theta$ , минимум  $p$  при  $\theta \sim 22^\circ$  становится более выраженным, чем при нормальном падении. При  $\theta_0 = 60^\circ$  и  $\theta \approx 115^\circ$   $p \approx 0,94$ , что вызвано внешним отражением при углах, близких к углу Брюстера [7].

Зависимость характеристик рассеяния излучения ледяными кристаллами от формы последних рассматривается в [73, 93, 123, 134, 177, 180]. На рис. 2 (9.2.5) представлены результаты расчетов  $i_n$  и  $p$  при рассеянии ледяными призмами ( $l/a = 300/60$ ) и пластинками ( $l/a = 25/125$  мкм) с хаотической ориентацией в пространстве [73].

Хаотическая ориентация призм в пространстве значительно сглаживает некоторые особенности рассеяния. На кривой индикатрисы наблюдается максимум гало при  $\theta$ , равных 22 и  $46^\circ$ , а также возрастание рассеяния назад. Степень поляризации  $p$  при всех  $\theta$ , за исключением узких диапазонов угла рассеяния около 22, 46 и  $170^\circ$  положительна; максимум имеет место при  $\theta \approx 125^\circ$ . При  $\theta \approx 22^\circ$  рассеяние на гексагональных призмах превышает рассеяние на пластинках, а в диапазоне малых (дифракционных) углов, наоборот. Для кристаллов обоих форм наблюдается максимум в области рассеяния назад. Сравнение кривых степени поляризации (рис. 2 (9.2.5)) показывает ярко выраженный максимум поляризации для пластинок при  $\theta \approx 136^\circ$ , который вызван

внешним отражением. В направлении вперед ( $0 < 50^\circ$ ) и назад ( $\theta \approx 165 \dots 180^\circ$ ) значения  $p$  для пластинок отрицательны. Как показано в п. 9.1.6, крупные водяные капли вызывают значительную положительную поляризацию при  $\theta \approx 80^\circ$  и при углах, под которыми видны радуги ( $\theta \approx 138^\circ$  и  $\theta \approx 126^\circ$ ), и, таким образом, различие профилей степени поляризации водяных капель и кристаллов может служить основой для диагностики формы и состава облачных частиц.

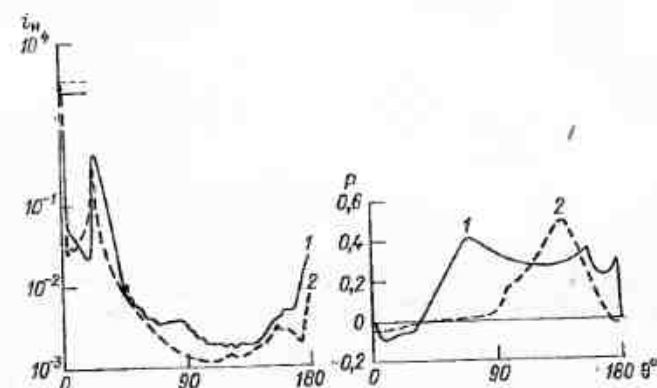


Рис. 2 (9.2.5). Зависимость значений  $i_n$  и  $P$  от  $\theta$  для столбиков и пластинок с хаотической ориентацией в пространстве.

1 — столбики, 2 — пластинки.

Зависимость индикатрис рассеяния крупными ледяными кристаллами от размеров проявляется в основном при малых углах рассеяния [73, 129]. В [93, 177] получены выражения для индикатрис рассеяния излучения ледяными призмами и пластинками при хаотической ориентации их в пространстве и произвольной ориентации в горизонтальной плоскости и различных направлениях распространения падающего излучения относительно плоскости ориентации. При хаотической ориентации в пространстве наблюдается существенное изменение интенсивности рассеяния видимого излучения при относительном удлинении гексагональных призм, которое в случае пластинок выражено слабо. Сравнение индикатрис рассеяния ледяными и сферическими частицами, площади поверхности которых равны, указывает на ряд особенностей [177]. При  $\theta = 0$  рассеяние на пластинках превышает рассеяние на сферах примерно на 20–30 %, а на призмах — на 6–8 %. С увеличением  $\theta$  значения  $i_n$  для пластинок и сфер становятся близкими, по крайней мере при  $c = 0,1 \dots 1$ , а значения  $i_n$  для призм и сфер существенно различаются, причем тем в большей степени, чем больше значение  $c$ . Так, например, при  $c = 10$  и  $\theta = 2 \dots 10^\circ$  указанные значения различаются в 3–7 раз.

Влияние направления распространения падающего излучения относительно плоскости ориентации призм и пластинок на инди-

катрисы рассеяния подробно изучено в работе [93]. В этой работе показано, что в зависимости от размеров ледяных частиц в диапазоне  $\theta = 0 \dots 8^\circ$  индикатрисы рассеяния видимого излучения могут изменяться примерно в 2—2,5 раза для двух предельных случаев — когда падающее излучение распространяется в плоскости ориентации частиц и когда перпендикулярно ей.

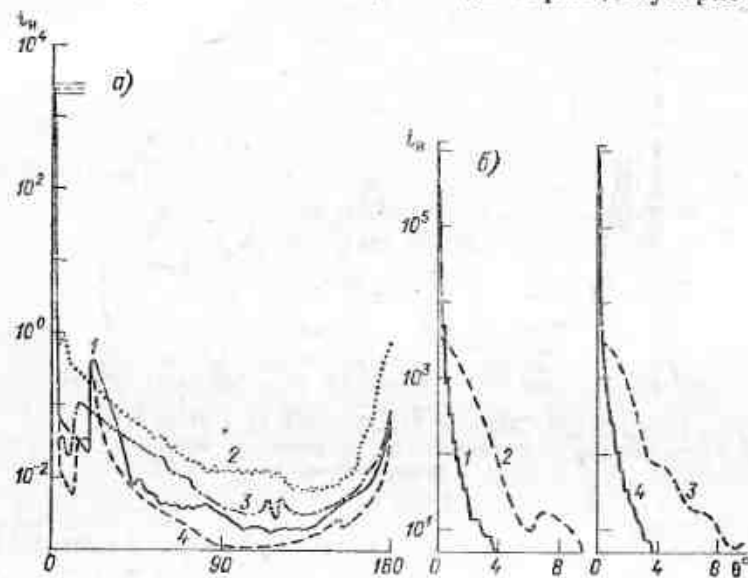


Рис. 3 (9.2.5). Зависимость значений  $I_n$  от  $\theta$  для столбиков (1 и 2) и пластинок (3 и 4) в случае хаотической ориентации в пространстве при  $\lambda = 0,55$  мкм (1 и 4) и  $\lambda = 10,6$  мкм (2 и 3).

а) столбики:  $I/a = 300/60$  мкм/мкм; пластины:  $I/a = 25/125$ ; б) столбики:  $I/a = 130/60$ , пластины:  $I/a = 12,5/125$ .

В приближении геометрической оптики в работе [134] были рассчитаны индикатрисы рассеяния ледяными столбиками и пластинками с хаотической ориентацией в пространстве при  $\lambda = 10,6$  мкм. При этом авторами работы никак не комментируется тот факт, что преломленная волна, распространяющаяся в веществе, поглощающем излучение, является неоднородной, так как поверхности постоянной фазы и постоянной амплитуды не совпадают друг с другом [7]. При наличии сильного поглощения ( $m = 1,097 - i0,134$ ) отмеченная неоднородность преломленной волны делает непонятным применение процедуры сложения энергии каждого луча с учетом фазового сдвига излучения, которая используется при расчете индикатрисы рассеяния излучения, не поглощаемого или слабо поглощаемого ледяными частицами. На рис. 3 (9.2.5) приводятся индикатрисы рассеяния излучения для ледяных частиц с хаотической ориентацией в пространстве. При

$\lambda = 10,6$  мкм дифракционные пики значительно ниже и шире, чем при  $\lambda = 0,55$  мкм (рис. 3 б (9.2.5)), что определяется изменением отношения размеров частиц к длине волны падающего излучения. Гало, ярко выраженное при  $\lambda = 0,55$  мкм в диапазоне углов  $22$  и  $46^\circ$ , в случае  $\lambda = 10,6$  мкм смещается в сторону меньших значений (порядка  $7$  и  $27^\circ$ ), причем значения  $I_n$  при этом заметно уменьшаются. Указанные особенности гало при  $\lambda = 10,6$  мкм определяются изменением реальной  $n$  и мнимой  $k$  частей комплексного показателя преломления.

## 9.2.6. Интегральные характеристики рассеяния

В настоящее время существуют только отрывочные данные о значениях  $\langle \cos \theta \rangle$  для ледяных частиц при различной ориентации их в пространстве. В табл. 1 (9.2.6) приведены значения

Таблица 1 (9.2.6)  
Значения  $\langle \cos \theta \rangle$  для  $\lambda = 0,7$  мкм в зависимости от  $\theta_0$

|   |       |       |       |       |
|---|-------|-------|-------|-------|
| $\theta_0$ . . . . .                    | 0     | 30    | 60    | 84    |
| $\langle \cos \theta \rangle$ . . . . . | 0,706 | 0,734 | 0,772 | 0,765 |

$\langle \cos \theta \rangle$  при  $\lambda = 0,7$  мкм для цилиндров ( $I/a = 100/25$ ), ориентированных в горизонтальной плоскости, при разных направлениях распространения падающего излучения относительно плоскости ориентации [176]. (Угол  $\theta_0$  отсчитывается от нормали к плоскости ориентации.) При  $\theta_0 \sim 60^\circ$  наблюдается максимум  $\langle \cos \theta \rangle$ , что связано с пространственным распределением рассеянного излучения при рассматриваемой ориентации цилиндров в плоскости. В случае хаотической ориентации в пространстве для ледяных цилиндров указанных размеров и видимого излучения  $\langle \cos \theta \rangle = 0,735$  [176], а для ледяных цилиндров с размерами  $I/a = 200/30$  и инфракрасного излучения при  $\lambda = 11$  мкм ( $m = 1,29 - i0,0954$ )  $\langle \cos \theta \rangle = 0,787$  [175]. Значения  $\langle \cos \theta \rangle$  для гексагональных призм с различными соотношениями осей в зависимости от длины волны  $\lambda$  приведены в табл. 2 (9.2.6) [154].

Таблица 2 (9.2.6)

Значения  $\langle \cos \theta \rangle$  для гексагональных призм в зависимости от  $\lambda$

| $I/a$  | $\lambda$ мкм | $\langle \cos \theta \rangle$ | $I/a$   | $\lambda$ мкм | $\langle \cos \theta \rangle$ |
|--------|---------------|-------------------------------|---------|---------------|-------------------------------|
| 300/60 | 0,55          | 0,988                         | 300/60  | 11,9          | 0,967                         |
| 300/60 | 0,7           | 0,987                         | 5/1     | 0,7           | 0,831                         |
| 300/60 | 1,3           | 0,985                         | 2/2,5   | 0,7           | 0,804                         |
| 300/60 | 3,8           | 0,982                         | 30/37,5 | 10,6          | 0,969                         |
| 300/60 | 10,6          | 0,975                         | 8/10    | 0,6328        | 0,895                         |
| 300/60 | 10,8          | 0,958                         |         |               |                               |

Поведение средних косинусов рассеяния инфракрасного излучения ( $\lambda=8 \dots 12$  мкм) ледяными круговыми цилиндрами при разных радиусах последних и при различных направлениях распространения падающего излучения относительно плоскости ориентации подробно рассматривалось в [92]. На рис. 1 (9.2.6) представлены результаты расчетов  $\langle \cos \theta \rangle$  для  $\lambda=8$  мкм и  $\lambda=12$  мкм при разных  $a$  в зависимости от  $\mu = \cos \theta_0$ . С увеличением

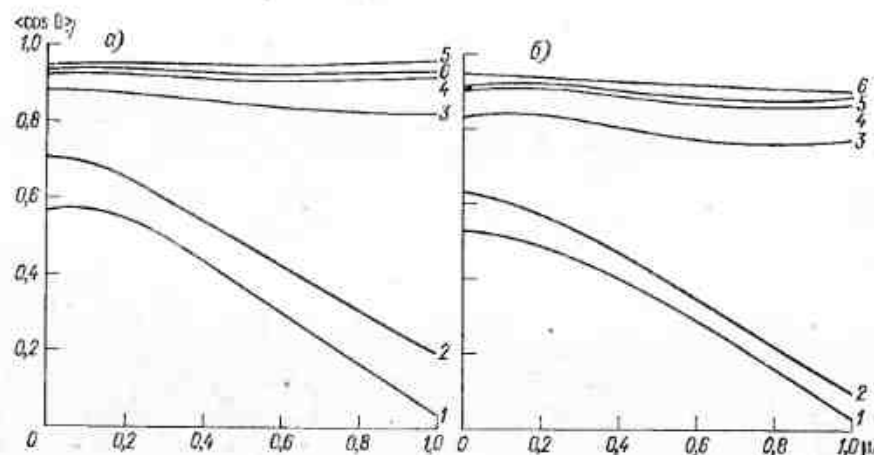


Рис. 1 (9.2.6). Зависимость  $\langle \cos \theta \rangle$  от  $\mu$  при разных  $a$  и  $\lambda=8,0$  мкм (а),  $\lambda=12,0$  мкм (б).

1)  $a=0,3$  мкм, 2)  $a=1,0$  мкм, 3)  $a=3,0$  мкм, 4)  $a=5$  мкм, 5)  $a=10$  мкм, 6)  $a=15$  мкм.

радиуса цилиндров  $\langle \cos \theta \rangle$  возрастает, причем в большей степени при больших значениях  $\mu$ . Зависимость  $\langle \cos \theta \rangle$  от  $\mu$  наиболее существенна при малых  $a$ ; с увеличением  $a$  она ослабевает и при  $a > 10$  мкм величина  $\langle \cos \theta \rangle$  практически не зависит от  $\mu$ . Так, например, при  $a=15$  мкм и  $\lambda=8,0$  мкм  $\langle \cos \theta \rangle \approx 0,94$ , а при  $\lambda=12,0$  мкм  $\langle \cos \theta \rangle \approx 0,92$ .

### 9.3. Оптические характеристики облачной среды

#### 9.3.1. Жидкокапельные облака

##### 9.3.1.1. Индикатрисы рассеяния и степень линейной поляризации излучения

Пространственное распределение излучения, рассеянного водяными облаками, может быть точно описано теорией Ми при условии наличия данных о микроструктуре капельных облаков. На

рис. 1 (9.3.1.1) представлены результаты теоретических расчетов и экспериментальных измерений в лабораторных условиях индикатрис рассеяния при одновременных измерениях микроструктуры облака при разных размерах капель и длин волн падающего излучения [50, 166]. Из рисунка видно, что экспериментальные и тео-

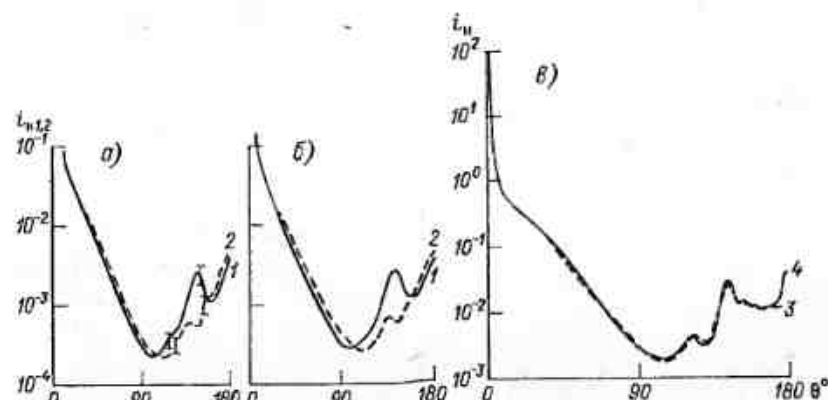


Рис. 1 (9.3.1.1). Сравнение индикатрис рассеяния.

а) экспериментальные измерения при  $\lambda=0,63$  мкм для капель модалным радиусом  $a_m=1$  мкм; б) теоретические расчеты по теории Ми; в) экспериментальные (3) и теоретические (4) значения индикатрис рассеяния при  $\lambda=0,47$  мкм по [50] для капель с  $a_m=5$  мкм: 1 —  $I_1(\theta)$ , 2 —  $I_2(\theta)$ , 3 —  $i(\theta)$  по данным эксперимента, 4 —  $i(\theta)$  по данным теории.

ретические данные достаточно хорошо согласуются друг с другом. Теоретические расчеты точно описывают и многие особенности



Рис. 2 (9.3.1.1). Степень линейной поляризации  $P$  при  $\lambda=0,63$  мкм.

1 — экспериментальные данные для капель с  $a_m=1$  мкм, 2 — расчет по теории Ми.

рассеяния водяными каплями, например первичную радуу при  $\theta=137^\circ$ . На рис. 2 (9.3.1.1) приводятся данные о степени линейной поляризации, полученные в экспериментах по моделированию оптических свойств капельных облаков [166], и данные расчета по теории Ми с использованием измеренного распределения капель по размерам. Так же как и в случае индикатрис рассеяния, экспериментальные и теоретические кривые степени линейной поляризации хорошо согласуются друг с другом во всем диапазоне



изменения угла рассеяния. Таким образом, задача описания оптических свойств капельных облаков сводится к задаче корректного определения микроструктуры капельных облаков с последующим расчетом их оптических свойств по теории Ми.

К настоящему времени проведены многочисленные расчеты характеристик рассеяния каплями, однако наибольшее распространение получили результаты расчетов оптических свойств капельных облаков, представленные в [32, 100].

В [32] использовалось модифицированное гамма-распределение

$$f(a) = Aa^a \exp(-ba^v). \quad (1)$$

Константа  $A$  пропорциональна концентрации капель  $N_0$ .

В [100] использовалось более простое ( $\gamma=1$ ) гамма-распределение. Параметр  $b$  связан с модальным радиусом распределения  $a_m$  простым соотношением

$$a_m^v = a/\gamma b. \quad (2)$$

Значения параметров распределения частиц по размерам, используемых при расчетах оптических характеристик в [32, 100], указаны в табл. 1 (9.3.1.1). Вид «узкого» распределения [100] совпадает с модельным распределением С.1 [32]. В [32] приводятся значения всех четырех компонент матрицы рассеяния излучения, показателя ослабления и альбедо однократного рассеяния. Для модели С.1 таблицы расчетных значений компонент матрицы рассеяния в зависимости от угла рассеяния составлены для 15 длин волн в интервале 0,45—16,6 мкм, для моделей С.2, С.3, С.4 — для 8, 11 и 2 длин волн соответственно. В [100] приведены значения индикатрисы рассеяния для диапазона длин волн 0,4—3,58 мкм, сечения ослабления и рассеяния и средние косинусы рассеяния, а также дано описание средневзвешенной по всему спектру индикатрисы рассеяния. На рис. 3 и 4 (9.3.1.1) приведены  $i_n$  и  $P$  для  $\lambda=0,7$  мкм и  $\lambda=10$  мкм.

Таблица 1 (9.3.1.1)

Параметры распределения облачных капель по размерам, используемые при расчетах оптических характеристик

| Автор,<br>модель распределения | $N_0$ см <sup>-3</sup> | $a_m$ мкм | $\alpha$ | $\gamma$ |
|--------------------------------|------------------------|-----------|----------|----------|
| Д. Дейрменджан                 |                        |           |          |          |
| С.1                            | 100                    | 4,0       | 6        | 1        |
| С.2                            | 100                    | 4,0       | 8        | 3        |
| С.3                            | 100                    | 2,0       | 8        | 3        |
| С.4                            | 100                    | 4,0       | 8        | 3        |
| Е. М. Фейгельсон               |                        |           |          |          |
| узкое распределение            | —                      | 4,0       | 6        | 1        |
| широкое распределение          | —                      | 5,0       | 2        | 1        |

Рис. 3 (9.3.1.1). Сравнение индикатрисы рассеяния  $i_n$  при разных длинах волн для модели С.1 (см. табл. 1 (9.3.1.1)).

1)  $\lambda=0,7$  мкм, 2)  $\lambda=10$  мкм.

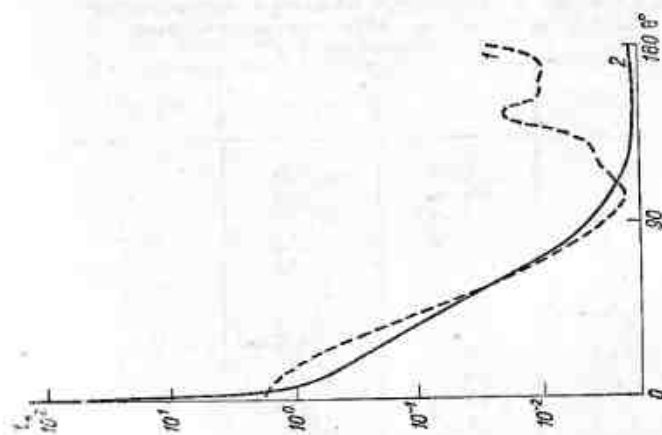
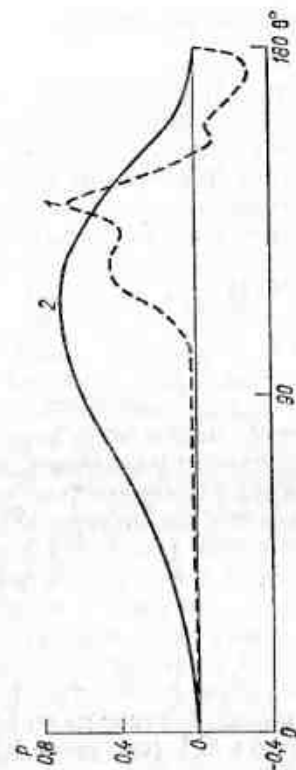


Рис. 4 (9.3.1.1). Сравнение степени линейной поляризации  $P$  при разных длинах волн для модели микроструктуры С.1 (см. табл. 1 (9.3.1.1)).

1)  $\lambda=0,7$  мкм, 2)  $\lambda=10$  мкм.



## 9.3.1.2. Показатели ослабления, рассеяния и поглощения излучения

Экспериментальные данные о пространственном распределении показателя ослабления  $\alpha_0$  видимого излучения в капельных облаках различных форм приведены в п. 8.3.4. Особенности спектрального хода  $\alpha_0$  в широком интервале длин волн для оптических тонких жидкокапельных и кристаллических облаков представлены в [14, 141]. В указанных работах проводились измерения отношений  $\alpha_{\text{отн}} = \alpha_\lambda / \alpha_{\lambda_0}$ , где  $\lambda_0 = 0,477$  мкм [141] и  $\lambda_0 = 0,63$  мкм [14]. По данным [141], при  $\lambda < 2,2$  мкм спектральный ход  $\alpha_{\text{отн}}$  в облаках разных форм различается слабо, в то время как в инфракрасном диапазоне (см., например, [14]) при  $\lambda = 12,2$  мкм  $\alpha_{\text{отн}} = 0,7$  для кучевой и  $\alpha_{\text{отн}} = 1,5$  для перистой облачности, а по [141] при  $\lambda \approx 10$  мкм —  $\alpha_{\text{отн}} < 1$  для Си и  $\alpha_{\text{отн}} = 1$  для Сі. Отмеченные особенности спектрального хода  $\alpha_{\text{отн}}$  для водяных и кристаллических облаков объясняются различием, во-первых, распределения капель и кристаллов по размерам (см. п. 8.2.3.1) и, во-вторых, оптических спектральных характеристик отдельных водяных капель и ледяных кристаллов (см. п. 9.1.3 и 9.1.2).

Таблицы значений показателей ослабления  $\alpha_0$ , рассеяния  $\alpha_p$  и поглощения  $\alpha_n$  излучения в оптическом диапазоне длин волн, полученных для различных моделей микроструктуры жидкокапельных облаков, приведены в [32, 81, 100].

В качестве примера в табл. 1 (9.3.1.2) приведены результаты расчетов  $\alpha_0$ ,  $\alpha_p$ ,  $\alpha_n$ , взятые из работы [32] для модели микроструктуры облака С.1 (см. табл. 9.3.1.1).

Таблица 1 (9.3.1.2)

Показатели ослабления  $\alpha_0$ , рассеяния  $\alpha_p$  и поглощения  $\alpha_n$  капельным облаком с распределением капель по размерам, соответствующее модели микроструктуры С.1

| $\lambda$ , мкм | $\alpha_0$ , км <sup>-1</sup> | $\alpha_p$ , км <sup>-1</sup> | $\alpha_n$ , км <sup>-1</sup> |
|-----------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|
| 0,45            | 16,33                         | 16,33                         | 0                             |
| 0,70            | 16,73                         | 16,73                         | 0                             |
| 1,19            | 17,29                         | 17,28                         | 0,01                          |
| 1,45            | 17,63                         | 17,36                         | 0,27                          |
| 1,61            | 17,58                         | 17,58                         | 0                             |
| 1,94            | 18,05                         | 16,96                         | 1,09                          |
| 2,25            | 18,36                         | 17,82                         | 0,54                          |
| 3,00            | 17,98                         | 8,85                          | 9,13                          |
| 3,90            | 20,64                         | 18,86                         | 1,78                          |
| 5,30            | 23,87                         | 21,12                         | 2,75                          |
| 6,05            | 19,86                         | 10,79                         | 9,08                          |
| 8,15            | 18,75                         | 13,99                         | 4,76                          |
| 10,00           | 11,18                         | 6,72                          | 4,46                          |
| 11,50           | 10,10                         | 2,91                          | 7,19                          |
| 16,60           | 16,97                         | 6,68                          | 10,29                         |

## 9.3.1.3. Рассеяние назад капельными облаками

В связи с применением лидаров для исследования оптических свойств чистой и облачной атмосферы самостоятельный интерес представляет характеристики излучения, рассеянного назад, и их связь с микрофизическими параметрами облачности [166].

В табл. 1 (9.3.1.3) представлены результаты расчетов и лабораторных измерений интенсивности обратного рассеяния от жид-

Таблица 1 (9.3.1.3)

Значения индикатрисы обратного рассеяния для капель

| $\theta^\circ$ | $i(\theta)$ | $\lambda$ , мкм | Примечания  | Источник |
|----------------|-------------|-----------------|---|----------|
| 175            | 0,038       | 0,63            | Лабораторные измерения, $a_m = 1,0$ мкм                 | [166]    |
| $180 \pm 2$    | 0,03—0,11   | 0,63            | Натурные измерения для капель дождя, $a = 4 \dots 9$ мм | [164]    |
| 180            | 0,05        | 0,7             | Расчетные данные, модель С.1 (см. п. 10.4.1.1)          | [32]     |

кокапельной среды. При  $\theta = 175 \dots 180^\circ$  экспериментальные и теоретические значения лежат в интервале 0,038—0,11 и зависят от размера капель и угла  $\theta$ , в котором регистрируется рассеянное излучение. По данным [130], интенсивность обратного рассеяния для ледяных кристаллов может отличаться от интенсивности обратного рассеяния для капель на порядок и в большую и в меньшую сторону в зависимости от размеров и ориентации кристаллов в пространстве.

Лабораторные исследования взаимосвязи сигнала обратного рассеяния оптической толщины жидкокапельной среды проводились в [72]. Измерения показали, что для видимого излучения вплоть до оптической толщины  $\tau_n \approx 0,8$  при различной микроструктуре связь является линейной. При  $\tau_n > 0,8$  линейность нарушается за счет вклада многократного рассеянного света.

Измерения характеристик обратного рассеяния от водяных облаков в натурных условиях не многочисленны. В [131] приводятся данные одновременных измерений показателя обратного рассеяния  $K_n$  и показателя ослабления  $\alpha_0$ . Для жидкокапельных облаков при  $\alpha_0 = 2,0 \cdot 10^{-2}$   $K_n \approx 8 \cdot 10^{-3}$  м<sup>-1</sup>, а при  $\alpha_0 = 7,8 \cdot 10^{-3}$  м<sup>-1</sup>  $K_n \approx 3,1 \cdot 10^{-4}$  м<sup>-1</sup>.

В п. 9.1.1 было указано, что для отдельной сферической частицы степень линейной поляризации при рассеянии точно назад  $p(\theta = \pi) = 0$ , деполяризованный компонент рассеяния для падающего поляризованного излучения отсутствует и линейное деполяризационное отношение  $D(\theta = \pi) = 0$ . В то же время экспериментальные измерения отношения деполяризации в камере с водя-

ными каплями со средними размерами  $a_{\text{эф}} = 5$  мкм и концентрацией  $N \sim 100 \text{ см}^{-3}$  [170] показали, что  $D(\theta = \pi) = 0,03 \pm 0,005$ . Этот факт объясняется вкладом многократного рассеяния излучения, наблюдаемого приемником. Подробное исследование влияния многократного рассеяния на деполяризацию обратного рассеяния было проведено в [151]. Согласно Лиоу, если угловые размеры апертуры приемника обратного рассеяния составляет менее  $10^{-2}$  рад, а расстояние до нижней границы облака более 1 км, то вклад многократного рассеяния незначителен. В других случаях на величину  $D(\theta = \pi)$  будет влиять многократное рассеяние. Тем не менее данные о  $D(\theta = \pi)$  дают определенную информацию о фазовом составе облачности.

### 9.3.2. Кристаллические облака

#### 9.3.2.1. Ослабление излучения кристаллической облачной средой

Измерения ослабления излучения в средах, содержащих ледяные кристаллы, подробно рассмотрены в [11]. Необходимо различать данные лабораторных и натурных измерений. При лабораторных измерениях можно достаточно надежно одновременно контролировать отдельные параметры микроструктуры кристаллической среды — фазовое состояние, форму, размеры и концентрацию кристаллов [9], что, как правило, невозможно сделать в естественных условиях.

Показатель ослабления излучения  $\alpha_0$  кристаллической средой наиболее часто измеряется при помощи так называемого базисного метода, основанного на законе Бугера [47]. Особенности измерения  $\alpha_0$  приемником с ненулевой угловой апертурой при расходящемся пучке падающего излучения рассмотрены в работах [9, 47], где определены параметры оптической схемы, при которых значения  $\alpha_0$  для ледяных кристаллов достаточно точны.

При изучении спектрального хода  $\alpha_0$ , как правило, одновременно с измерениями в исследуемом диапазоне для длин волн проводятся измерения  $\alpha_0$  при  $\lambda = 0,63$  мкм и определяется отношение  $\alpha_{\text{отн}} = \alpha_0(\lambda) / \alpha_0(\lambda = 0,63 \text{ мкм})$ . При этом значении  $\alpha_{\text{отн}}$  не зависит от концентрации частиц, и поскольку при  $\lambda = 0,63$  мкм для отдельных ледяных кристаллов значения фактора эффективности ослабления  $K_0 \approx 2$  (см. п. 9.2.2), то, зная величину  $\alpha_{\text{отн}}(\lambda)$ , можно оценить величину  $K_0(\lambda)$ :

$$K_0(\lambda) \approx 2\alpha_{\text{отн}}(\lambda). \quad (1)$$

На рис. 1 (9.3.2.1) представлены результаты измерений  $\alpha_{\text{отн}}$  для кристаллических сред с различной микроструктурой, взятые из работ [9, 33]. Разброс измеренных значений  $\alpha_{\text{отн}}$  по отношению к средним обусловлен различием размеров кристаллов в разных экспериментах и изменением ориентации их относительно пучка

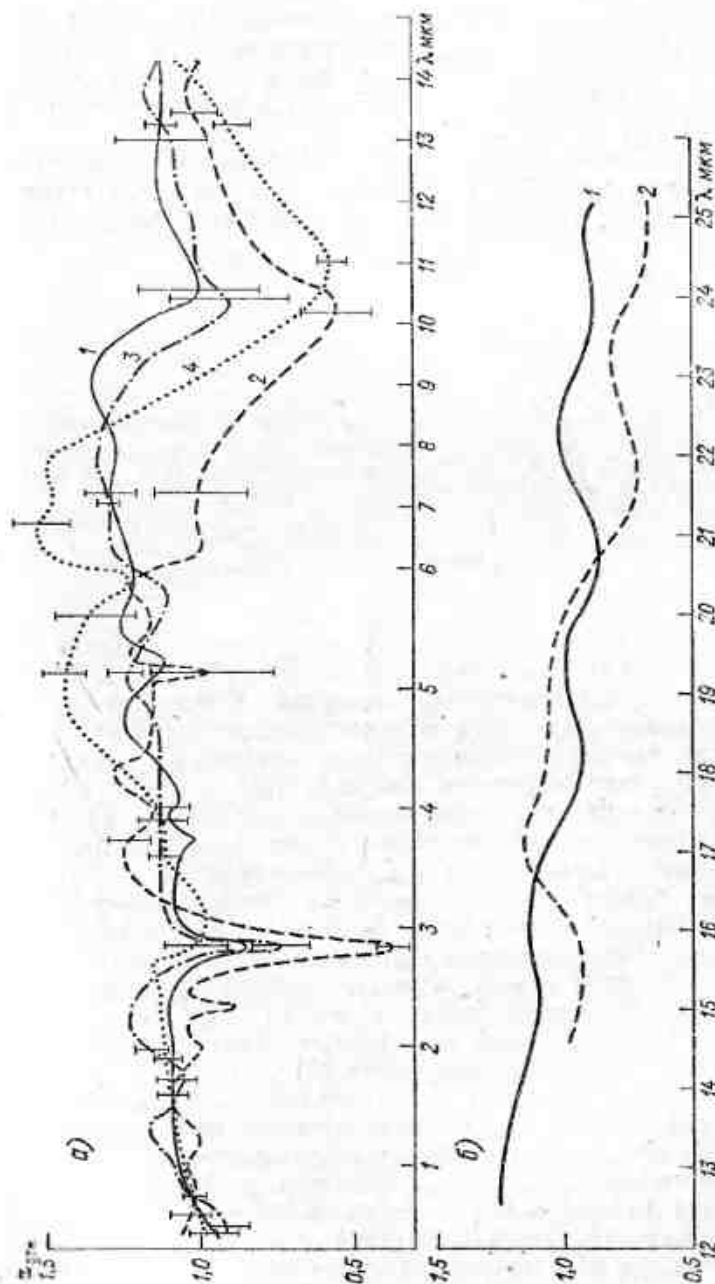


Рис. 1 (9.3.2.1). Спектральная зависимость  $\alpha_{\text{отн}}(\lambda)$  для кристаллов различной формы.

а) 1 — столбчатые,  $l=10, \dots, 100, \dots, 1000$  мкм; 2 — жезловые кристаллы различной формы; 3 — кристаллы пластинчатой формы; 4 — кристаллы пластинчатой формы,  $l=10, \dots, 100, \dots, 1000$  мкм; б) 1 — кристаллы пластинчатой формы,  $l=10, \dots, 100, \dots, 1000$  мкм; 2 — кристаллы пластинчатой формы,  $l=10, \dots, 100, \dots, 1000$  мкм; 3 — кристаллы пластинчатой формы,  $l=10, \dots, 100, \dots, 1000$  мкм; 4 — кристаллы пластинчатой формы,  $l=10, \dots, 100, \dots, 1000$  мкм.



излучения. Кривые  $\alpha_{\text{отн}}$  обнаруживают минимумы при  $\lambda \approx 2,85$ ; 5,15 и 10,5 мкм и постепенное уменьшение  $\alpha_{\text{отн}}$  при  $\lambda > 15$  мкм. Так же как и при расчетах  $K_0$  для ледяных частиц (см. п. 9.3.2), положения этих максимумов не совпадают с центрами полос поглощения льда (см. п. 9.3.1).

В [9] представлены результаты одновременного измерения спектральной прозрачности и размеров  $a_{\text{эф}}$  кристаллов телевизионным спектрометром аэрозолей. Как показано в [70], величина

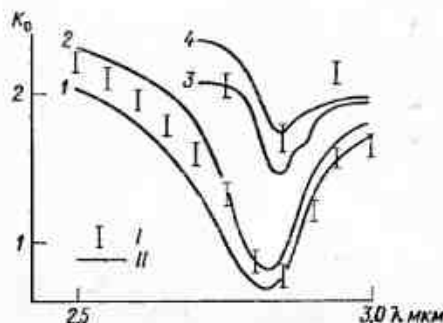


Рис. 2 (9.3.2.1). Сравнение экспериментальных (I) и расчетных (II) спектральных зависимостей  $K_0(\lambda)$  для кристаллов различной формы.

1, 2 — призмы с  $a_{\text{эф}} = 3,5$  мкм,  $c = 0,3$ ; 3, 4 — призмы с  $a_{\text{эф}} = 11$  мкм,  $c = 0,3$ ; 4 — призмы с  $a_{\text{эф}} = 14$  мкм,  $c = 2$ .

$a_{\text{эф}}$  совпадает со средним радиусом сфер, сечения которых эквивалентны усредненным сечениям кристаллов. На рис. 2 (9.3.2.1) представлены экспериментальные значения  $K_0(\lambda)$  для ледяных кристаллов разных форм [69] и теоретические расчеты  $K_0$  для несферических частиц с использованием приближения «аномальной» дифракции для оптически «мягких» (см. п. 9.2.2) сферических частиц с такими же эффективными радиусами. Сравнение экспериментальных и теоретических кривых  $K_0$  в интервале  $\lambda = 2,5 \dots 3,0$  мкм указывает на удовлетворительное их согласие, что позволяет использовать относительно простые и точные расчетные формулы для нахождения  $K_0$  оптически «мягких» сфер с соответствующим эффективным радиусом для расчета  $K_0$  ледяных кристаллов. Этот вывод объясняется прежде всего тем, что в исследуемом диапазоне длин волн  $|n-1| < 1$  и  $x \ll 1$  (см. п. 9.2.1), что является одним из главных условий применимости приближения «аномальной» дифракции [8].

На основании результатов лабораторных исследований спектрального ослабления с высокой вероятностью можно заключить, что в перистых облаках, содержащих ледяные кристаллы, размеры которых превышают длину волны падающего излучения, оптическое излучение должно ослабляться практически нейтрально. Наличие в облаках относительно высокой доли мелких кристаллов может в принципе обусловить появление минимума ослабления в спектральных областях поглощения льда. В натурных измерениях [117] такие минимумы обнаружены не были.

Результаты измерения средних и медианных значений показателей ослабления видимого излучения в кристаллических облаках и ряд других характеристик пространственной изменчивости рассмотрены в п. 8.3.4.2—8.3.4.5.

### 9.3.2.2. Индикатрисы рассеяния для кристаллической облачной среды

Экспериментальное определение влияния на пространственное распределение рассеянного излучения размеров и ориентации ледяных кристаллов является трудной задачей. Для этого необходимо создание кристаллических сред с неизменной и медленно меняющейся во время измерений микроструктурой, а также постоянный контроль этой микроструктуры.

На рис. 1 (9.3.2.2) представлены результаты измерений индикатрисы рассеяния при наблюдении в горизонтальной плоскости,

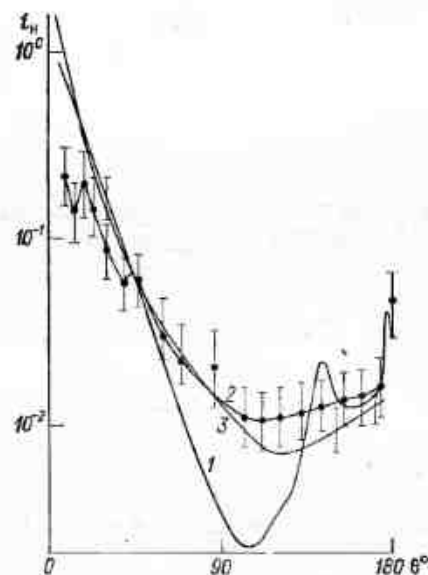


Рис. 1 (9.3.2.2). Индикатрисы рассеяния видимого излучения ледяными кристаллами.

1 — для модели капельного облака С.1; 2 — для кристаллов различной формы радиусом от 5 до 200 мкм; 3 — для кристаллов различной формы радиусом от 0,1 до 45 мкм.

полученные для неполяризованного падающего излучения [10]. Способ определения безразмерных индикатрис рассеяния подробно рассмотрен в [11]. Там результаты измерений  $I_n\theta$  осреднены по нескольким экспериментам с различной микроструктурой среды и вертикальные отрезки показывают разброс осредняемых значений. С целью выявления особенностей рассеяния на ледяных кристаллах на рис. 1 (9.3.2.2) приводится также рассчитанная индикатриса рассеяния при  $\lambda = 0,7$  мкм для модели капельного облака С.1 [32].

Угловое распределение рассеянного видимого излучения средой с ледяными кристаллами выявляет ряд его особенностей, к которым относятся, во-первых, большое по сравнению с каплями рассеяние в боковых направлениях при меньшем рассеянии в области углов от 2 до 40° и, во-вторых, наличие максимумов рассеяния при  $\theta \approx 22^\circ$  и  $\theta \approx 46^\circ$  (так называемые гало) и отсутствие максимума при  $\theta \approx 142^\circ$ , характерного для водяных капель (радуга). Кроме того, обнаруживается асимметрия рассеивающих свойств

среды для различных плоскостей наблюдения рассеянного излучения. На рис. 2 (9.3.2.2) представлено отношение интенсивностей рассеянного излучения в горизонтальной и вертикальной плоско-

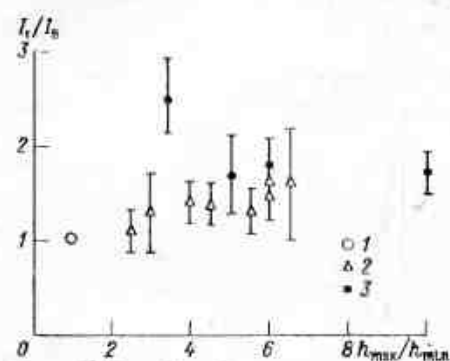
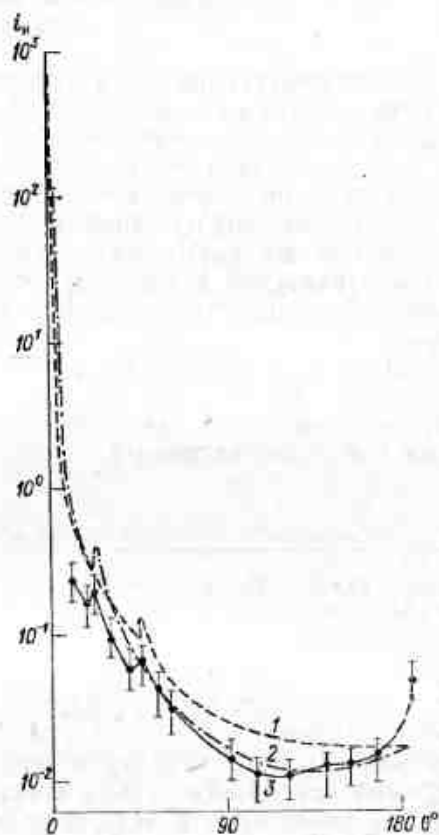


Рис. 2 (9.3.2.2). Отношение интенсивностей рассеянного излучения для  $\theta=90^\circ$  при наблюдении в горизонтальной и вертикальной плоскостях в зависимости от фактора формы частиц.

1 — капли, 2 — кристаллы-пластинки, 3 — кристаллы-столбики.

Рис. 3 (9.3.2.2). Индикатрисы рассеяния при  $\lambda=0,63$  мкм.

1 — расчетная для горизонтальной плоскости рассеяния; 2 — расчетная для вертикальной плоскости рассеяния; 3 — экспериментальная.



стях при  $\theta=90^\circ$  в зависимости от фактора формы ледяных частиц, который определяется отношением максимального размера кристаллов к минимальному [10]. С увеличением размеров кристаллов и фактора формы усиливается рассеяние в горизонтальной плоскости по сравнению с рассеянием в вертикальной (при распространении излучения в горизонтальной плоскости), что вызвано преимущественно ориентацией частиц относительно падающего излучения.

Экспериментально обнаруженные особенности рассеяния видимого излучения ледяными кристаллами объясняются при теоретическом рассмотрении рассеяния ансамблем ледяных гексагональных призм с произвольной ориентацией их главных осей в выделенной (горизонтальной) плоскости. На рис. 3 (9.3.2.2) пред-

ставлены результаты расчетов нормированных индикатрис рассеяния для ледяных призм с гамма-распределением по длинам ( $l_m=100$  мкм) и диаметрам ( $2a_m=28,5$  мкм) и соответствующие экспериментальные данные [10]. Расчетная индикатриса рассеяния удовлетворительно согласуется с экспериментальной в диапазоне  $\theta=20 \dots 170^\circ$ . Значения коэффициента асимметрии, полученные экспериментально [10] в результате расчета, не превышают расхождения между максимальными и минимальными значениями

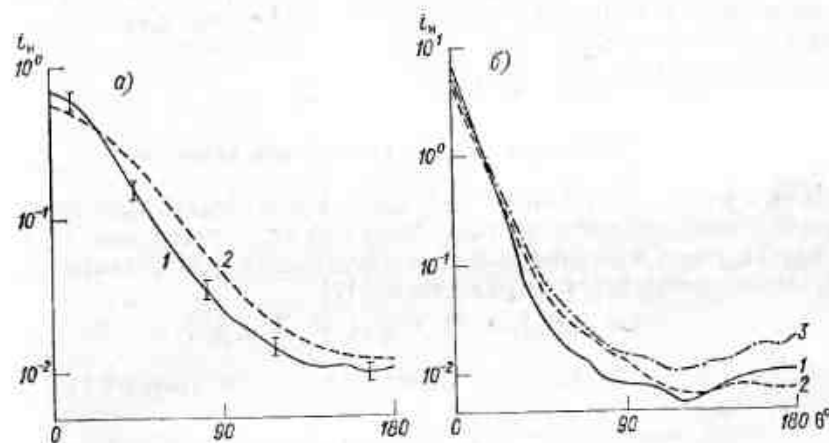


Рис. 4 (9.3.2.2). Индикатрисы рассеяния излучения при  $\lambda=10,6$  мкм.

а) 1 — экспериментальные данные для ледяных кристаллов с молярным радиусом 2,3 мкм; 2 — расчетные значения для ледяных сфер,  $m=1,097 \dots 1,0134$ ; б) экспериментальные данные для кристаллов различных форм: 1 — столбики,  $l_m=9$  мкм; 2 — пластинки,  $2a=9$  мкм; 3 — столбики и пластинки,  $l_{max} < 20$  мкм.

$i_n(\theta)$ , измеренными в одной плоскости. Поэтому в первом приближении при описании осредненной индикатрисы рассеяния асимметрии, по-видимому, можно пренебречь. С погрешностью, не превышающей 30 % [11], эта индикатриса может характеризовать рассеяние кристаллическими облаками и туманами. Для осредненной индикатрисы рассеяния в диапазоне  $\theta=10 \dots 170^\circ$  в работе [11] предложено простое выражение

$$i_n(\theta) \approx \frac{T_0\left(\frac{\pi-\theta}{2}\right)}{1+T_0\left(\frac{\pi-\theta}{2}\right)} \left[ \frac{3}{4} + \frac{1}{4} T_0\left(\frac{\pi-\theta}{2}\right) \right], \quad (1)$$

где  $T_0(\pi-\theta)/2$  — френелевский коэффициент отражения для неполяризованного падающего излучения [7].

Экспериментально индикатрисы рассеяния инфракрасного излучения ледяными кристаллами различных форм изучены недостаточно. При увеличении поглощения льда (величины  $\kappa$ ) должна уменьшиться доля излучения, испытавшего два и более преломлений в кристалле. На рис. 4 (9.3.2.2) приводятся результаты изме-

рений индикатрис рассеяния при  $\lambda = 10,6$  мкм и вертикальной поляризации падающего излучения [165]. Отличие формы ледяных кристаллов от сферической при относительно малых их размерах обуславливает различие индикатрис рассеяния (см. рис. 4 а (9.3.2.2)). С увеличением размеров кристаллов заметно увеличивается рассеяние в области малых углов  $\theta$  и совсем немного — рассеяние в обратном направлении (см. рис. 4 б (9.3.2.2)). Различие индикатрис рассеяния инфракрасного излучения для столбиков и пластинок проявляется при  $\theta > 30^\circ$ , где основной вклад в рассеяние дает преломленное излучение.

### 9.3.2.3. Рассеяние назад кристаллическими облаками

Для среды, содержащей ледяные кристаллы произвольных форм и размеров, матрица рассеяния при угле рассеяния  $\pi$  имеет 10 независимых компонентов и интенсивность рассеянного назад излучения описывается выражением [11]

$$I(\pi) = A_{11}I_0 + A_{12}Q_0 + A_{13}U_0 + A_{14}V_0,$$

где  $I_0, Q_0, U_0, V_0$  — параметры Стокса падающего излучения,  $A_{ij}$  — компоненты матрицы рассеяния.

Поскольку значение компонентов  $A_{ij}$  зависит от формы, размеров и ориентации ледяных кристаллов относительно направления распространения падающего излучения, интенсивность рассеяния назад зависит также и от состояния поляризации падающего излучения.

В табл. 1 (9.3.2.2) представлены значения измеренной индикатрисы обратного рассеяния для кристаллов. Разброс значений при фиксированных углах рассеяния вызван совместным влиянием формы, размеров и ориентации ледяных кристаллов. Так при  $\theta \approx \pi$  значения  $i_n$  меняются от 0,013 до 0,1. Действительно, результаты расчетов  $i_n(\pi)$  для видимого излучения свидетельствуют о существенном влиянии на обратное рассеяние формы и ориентации ледяных кристаллов в пространстве [11, 73, 130, 180]; при этом диапазон изменения  $i_n(\theta)$  составляет 0,02—0,8, что в целом согласуется с экспериментальными данными.

Так же как в случае жидкокапельных облаков (см. п. 9.3.1), экспериментально найденная связь интенсивности обратного рассеяния с оптической толщиной кристаллической среды  $\tau$  линейна до значений  $\tau \approx 0,8$ . При  $\tau > 0,8$  линейность нарушается из-за влияния многократно рассеянного излучения [11]. Таким образом, линейность связи сигнала обратного рассеяния с оптической толщиной  $\tau$  может быть использована при лидарном методе изучения кристаллических облаков вплоть до  $\tau \approx 0,8$ .

Результаты натурных измерений показателя обратного рассеяния  $K_n$  видимого излучения с  $\lambda = 0,694$  мкм для кристаллических

перистых облаков приведены на рис. 1 (9.3.2.3) [159]. Сезонные различия (рис. 1 а (9.3.2.3)) связаны главным образом с различиями в температурном режиме облаков. Как следует из рис. 1 б (9.3.2.3), если разделить все случаи наблюдения и по температуре на нижней границе облака, то сезонные различия практически пропадают. При высокой температуре ( $> -30^\circ\text{C}$ ) показатель

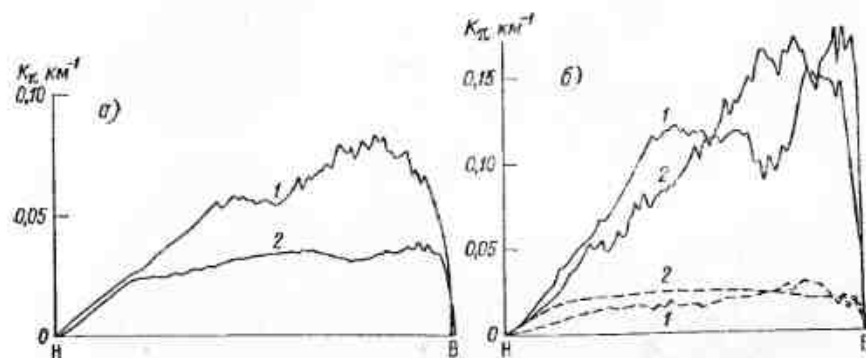


Рис. 1 (9.3.2.3). Профили показателя обратного рассеяния  $K_n$  от нижней (Н) до верхней (В) границы перистых облаков.

а) средние профили; б) профили для  $T < -30^\circ\text{C}$  (штрихован кривая) и  $T > -30^\circ\text{C}$  (сплошная кривая); 1 — лето, 2 — зима.

обратного рассеяния  $K_n$  заметно уменьшается по направлению к нижней границе облака. При  $t < -30^\circ\text{C}$   $K_n \leq 0,02 \text{ км}^{-1}$ .

Таблица 1 (9.3.2.3)

Значения индикатрисы обратного рассеяния для кристаллов

| $\theta$            | $i_n(\theta)$         | $\lambda$ мкм | Примечания  | Источник |
|---------------------|-----------------------|---------------|---|----------|
| $180^\circ \pm 10'$ | 0,07—0,1<br>0,04—0,06 | 0,63          | Лабораторные измерения, неполяризованное падающее излучение<br>Кристаллы-столбики   | [11]     |
| $180^\circ \pm 2'$  | 0,021—0,035           | 0,63          | Кристаллы-пластинки<br>Натурные измерения, вертикальная поляризация падающего излучения, объемные кристаллы и агрегаты размером от 1 до 8 мкм | [164]    |
| $180^\circ \pm 9'$  | 0,013—0,025           | 0,694         | Натурные измерения, поляризованное падающее излучение   | [159]    |
| $175^\circ$         | 0,0131                | 0,63          | Лабораторные измерения, поляризованное падающее излучение, ледяные пластинки и столбики   | [166]    |
| $175^\circ$         | 0,005—0,01            | 0,63          | Лабораторные измерения, поляризованное падающее излучение, ледяные пластинки  | [167]    |



### 9.3.2.4. Степень линейной поляризации и деполяризации излучения кристаллической облачной средой

Исследования компоненты матрицы рассеяния ледяными кристаллами в настоящее время, к сожалению, малочисленны. На рис. 1 (9.3.2.4) представлены результаты измерения степени линейной поляризации при наблюдении рассеяния в горизонтальной плоскости для диапазона  $\theta = 5^\circ \dots 175^\circ$  [166]. Результаты измере-

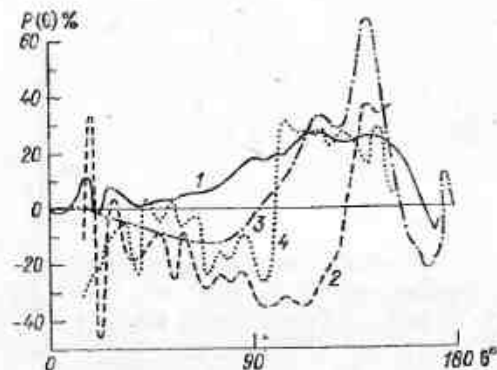


Рис. 1 (9.3.2.4). Угловая зависимость степени линейной поляризации рассеянного излучения для кристаллов (1—3) и капель (4) (экспериментальные данные).

1 — пластинки,  $2a_m = 3,5$  мкм; 2 — столбики,  $2a = 9$  мкм,  $l = 13$  мкм; 3 — пластинки,  $2a = 13,4$  мкм,  $l = 3,6$  мкм; 4 — капли,  $a_m = 1,3$  мкм.

ний существенно различаются даже для кристаллов одной формы, и только кривая 1 качественно согласуется с теоретическими данными [130] (см. п. 9.2.4.).

Важную информацию о физических свойствах частиц облаков и туманов содержат данные о поляризации рассеянного излучения по сравнению с падающим. Деполяризация излучения кристаллами происходит вследствие ряда причин (часть излучения выходит из частиц после внутренних отражений от граней, происходит отражение от шероховатой поверхности и т. д.) [84]. На рис. 2 (9.3.2.4) представлены измеренные значения  $D_\perp$  и  $D_\parallel$  при наблюдении рассеяния в горизонтальной плоскости по данным [167]. Для сравнения приводятся также результаты измерения  $D$  в мелкокапельном тумане (модельный диаметр капель 1,5 мкм). При  $\theta = 5^\circ \dots 175^\circ$  значения  $D$  меняются на три порядка. С увеличением размеров кристаллов величина деполяризации, как правило, возрастает во всем рассмотренном диапазоне углов рассеяния.

Одним из отличительных свойств облачной среды, содержащей ледяные кристаллы, является существенная деполяризация рассеянного назад излучения. Экспериментально она была обнаружена в ряде работ [110, 170]. Результаты измерений деполяризации, проводившиеся с помощью лидаров [11], показали, что для

ледяных кристаллов различных форм значения  $D(\theta=\pi)$  неодинаковы и имеют следующие значения:

для кристаллов простой формы, агрегатов, сухих снежинок и замерзших капель  $D(\theta=\pi) = 0,4 \dots 0,5$ ;  
для кристаллов, покрытых инеем,  $D(\theta=\pi) = 0,6$ ;  
для крупы и тающих снежинок  $D(\theta=\pi) = 0,7$ ;

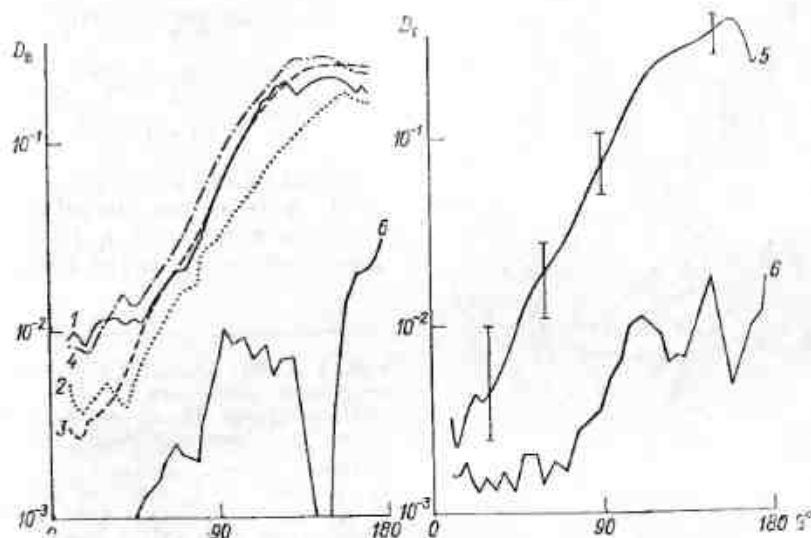


Рис. 2 (9.3.2.4). Деполяризация излучения кристаллами (1—5) и каплями (6) как функция угла рассеяния.

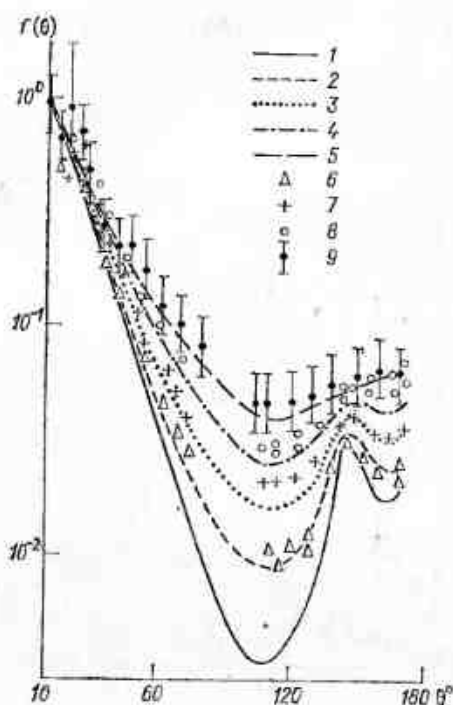
1 — пластинки,  $\alpha_0 = 0,85$  м $^{-1}$ ,  $2a_m = 5$  мкм; 2 — пластинки,  $\alpha_0 = 1,0$  м $^{-1}$ ,  $2a_m = 1,5$  мкм; 3 — пластинки,  $\alpha_0 = 1,85$  м $^{-1}$ ,  $2a_m = 3,5$  мкм; 4 — столбики,  $\alpha_0 = 1,95$  м $^{-1}$ ,  $a_m = 5$  мкм; 5 — усредненная кривая для всех кристаллов; 6 — капли, модельный диаметр 1,5 мкм.

для толстых пластинок, игл и замерзших капель  $D(\theta=\pi) = 0,8 \dots 1,0$ .

Поскольку даже в оптически плотных капельных облаках вследствие попадания в приемник многократно рассеянного излучения значения  $D(\theta=\pi)$  могут превышать 0,05 [162], то, по-видимому, можно говорить о смешанном фазовом составе облака при  $0,1 < D(\theta=\pi) < 0,4$ , а при  $D(\theta=\pi) > 0,4$ , вероятно, правильнее считать облако кристаллическим, т. е. практически не содержащим капли. Это важное предположение нуждается еще в экспериментальном обосновании.

### 9.3.3. Смешанные облака

Для облачных слоев, состоящих из равномерно перемешанных водяных капель и ледяных кристаллов, характеристики рассеяния



элементарного облачного объема определяются выражениями

$$\begin{aligned} i_n^{cm} &= i_n^k P_k + i_n^{kr} P_{kr}, \\ a_o^{cm} &= a_o^k P_k + a_o^{kr} P_{kr}, \\ a_p^{cm} &= a_p^k P_k + a_p^{kr} P_{kr}, \\ a_n^{cm} &= a_n^k P_k + a_n^{kr} P_{kr}, \end{aligned} \quad (1)$$

где индексами см, к, кр обозначены параметры смешанного облака, капельной и кристаллической его фракций соответ-

Рис. 1 (9.3.3). Сравнение расчетных индикатрис рассеяния (1—5) с экспериментальными (6—9) для облачной среды смешанного фазового состава.

1) водяное облако, модель С.1 ( $P_k=1$ ); 2)  $P_k=0,727$ ; 3)  $P_k=0,5$ ; 4)  $P_k=0,307$ ; 5)  $P_k=0,143$ ; 6)  $P_k=0,608 \dots 0,778$ ; 7)  $P_k=0,362 \dots 0,45$ ; 8)  $P_k=0,27 \dots 0,308$ ; 9)  $P_k < 0,2$ .

ственно;  $P_k$ ,  $P_{kr}$  — вклады капельной и кристаллической фракций в показатель рассеяния излучения:

$$P_k + P_{kr} = 1. \quad (2)$$

Результаты расчетов и измерений относительной индикатрисы рассеяния  $f_{cm}(\theta) = i_n^{cm}(\theta) / i_n^{cm}(\theta=10^\circ)$  для видимого излучения при различных значениях  $P_k$  [71] приведены на рис. 1 (9.3.3). В качестве индикатрисы рассеяния при  $P_k=1$  взята индикатриса водяного облака для модели С.1 [32], а при  $P_k=0$  — индикатриса, полученная в [11] без учета гало. Экспериментальные данные хорошо согласуются с теоретическими. С уменьшением  $P_k$  величина  $f_{cm}$  больше всего изменяется в области боковых углов рассеяния. При этом происходит сглаживание максимума в области гало.

#### 9.4. Гало и их наблюдение

Гало — группа оптических явлений в атмосфере, связанных с преломлением и отражением света Солнца (Луны) во взвешенных либо падающих в воздухе ледяных кристаллах. Гало, таким

образом, связано с наличием в облаках ледяной фазы (как правило, гало появляется на облаках верхнего яруса) в обширных однородных покровах перисто-слоистых облаков (Cs) или реже, перистых облаков (Ci). Гало наблюдается и в ледяных туманах (иногда называемых алмазной пылью), например в Антарктике [150], или даже в высоких широтах зимой. Есть сообщения и о сходных с гало оптических явлениях, наблюдавшихся на поверхности снежного покрова.

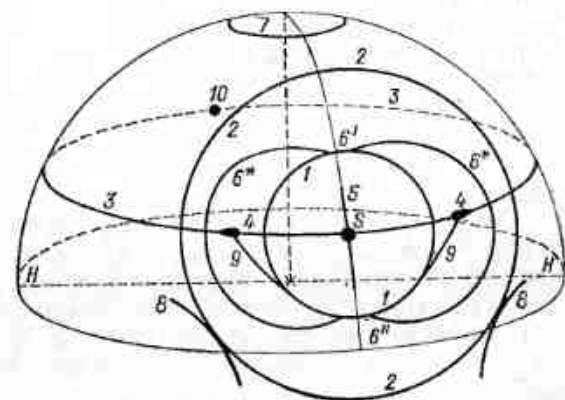


Рис. 1 (9.4). Схема основных явлений гало [139].

Некоторые гало окрашены в радужные цвета, другие же — белые и бесцветные.

На рис. 1 (9.4) изображены схематически различные формы гало. Они все группируются вокруг источника света S (Солнца или Луны). Эти формы, однако, имеют разную повторяемость и не всегда проявляются достаточно отчетливо.

Чаще и отчетливее всего наблюдаются следующие формы гало (следуя нумерации на рис. 1 (9.4)):

1 — гало 22° — кольцо около Солнца с угловым радиусом 22°, со слегка красноватым и четким внутренним краем и более размытым внешним;

2 — гало 46° — концентрическое и сходное с предыдущим кольцо с угловым радиусом 46°; весьма редко появляются кольца с меньшими радиусами;

3 — горизонтальное (паргелическое) кольцо — большое белое кольцо, проходящее через Солнце, на той же угловой высоте  $h_\odot$  над горизонтом NN, что и Солнце; иногда охватывает весь небосвод;

4 — ложные или побочные Солнца — цветные, довольно яркие пятна на горизонтальном кольце по обе стороны Солнца, на расстоянии около 22° от него при малых  $h_\odot$  (расстояние возрастает при увеличении  $h_\odot$ ); их края, обращенные к Солнцу, — ярко-красные, внешние — голубые; иногда ложные Солнца видны и в отсутствии горизонтального кольца.

К более редким явлениям гало относятся следующие:

5 — вертикальные светлые бесцветные столбы над Солнцем и под ним;

6 — касательные дуги к гало  $22^\circ$  — верхняя и нижняя, касающиеся его в вертикале Солнца; они являются частями весьма редко наблюдавшегося целиком «описанного» или «эллиптического» гало;

7 — околосенитное (малое) кольцо;

8 — касательные дуги к гало  $46^\circ$ ; такие касательные дуги удавалось наблюдать [150] (как это представлено и на рис. 1 (9.4)) и ниже горизонта, в ледяном тумане на фоне темного леса;

9 — дуги Ловица — цветные касательные дуги к гало  $22^\circ$ , соединяющие его с ложными Солнцами;

10 — противосолнце — светлое пятно на горизонтальном кольце в точке, противоположной Солнцу; изредка, на  $22^\circ$  по обе стороны от него видны еще два бледных ложных Солнца.

К гало можно отнести также следующие явления;

а) нижнее Солнце, наблюдаемое с самолета, — эллиптическое светлое пятно на расположенном ниже облачном слое под Солнцем на угол  $h_0$  ниже горизонта; изредка его сопровождают по бокам два ложных Солнца или даже нижний горизонтальный круг;

б) светлые столбы над находящимся близ горизонта Солнцем (см. 5 на рис. 1 (9.4)) или над фонарями (ночью), обычно бесцветные; иногда также столбы возникают и над ложными Солнцами.

#### 9.4.1. Повторяемость различных форм гало

Если повторяемость основной и чаще всего наблюдаемой формы — гало  $22^\circ$  — принять за 100 %, то повторяемость других форм будет иметь следующие значения (по наблюдениям в Центральной Европе):

| Форма                                      | Повторяемость, % |
|--|------------------|
| Ложные Солнца                              | 25,4             |
| Верхние касательные дуги к гало $22^\circ$ | 6,7              |
| Касательные дуги к гало $46^\circ$         | 4,0              |
| Столбы                                     | 2,5              |
| Гало $46^\circ$                            | 2,3              |
| Горизонтальный круг                        | 1,3              |
| Нижняя касательная дуга к гало $22^\circ$  | 0,6              |
| Побочные ложные Солнца                     | 0,1              |

#### 9.4.2. Интерпретация явлений гало

Гало зависит от формы и расположения в пространстве ледяных кристаллов, преломляющих и отражающих солнечные лучи. О форме кристаллов было сказано в главе 8. Здесь важно, что

основные интересующие нас оптические эффекты связаны с преломлением в шестигранных призмах (и пластинках) и лишь некоторые более редкие явления (например, гало малых радиусов) зависят от наличия пирамидальных вершин и кристаллов в виде пулек.

Основная форма гало (гало  $22^\circ$ ) объясняется преломлением света в шестигранных призмах (рис. 2 (9.4)), при котором луч  $AB$  входит в боковую грань и выходит в  $BA$  через грань, не смежную с первой, так что преломляющий угол равен  $60^\circ$ . Если луч находится в главной плоскости (перпендикулярной к оси призмы  $OO'$ ),

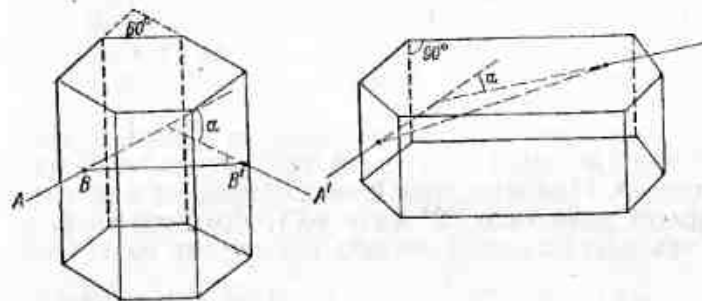


Рис. 2 (9.4). Схема возникновения гало  $22^\circ$  и  $46^\circ$ .

то наименьший возможный угол отклонения — угол между  $AB$  и  $BA$  — равен  $\alpha_k = 21^\circ 35'$  для красных лучей и  $\alpha_{\phi} = 22^\circ 20'$  для фиолетовых, и теория показывает, что наименее отклоненный (фиолетовый) луч и будет наиболее ярким. Если же луч падает не в главной плоскости, а под углом, например,  $\beta$  к ней (в частности, когда мелкие кристаллы расположены в атмосфере хаотически), то углы наименьшего отклонения несколько увеличиваются и, например, при  $\beta = 30^\circ$  и  $\alpha = 25^\circ$ . При этом гало, очевидно, несколько расширяется.

Ложные Солнца возникают аналогично гало  $22^\circ$  тогда, когда преломляющие ледяные призмы расположены вертикально. Эти светлые пятна расположены от Солнца тем далее, чем больше его высота  $h_0$  над горизонтом, т. е. чем больше угол  $\beta$ . Если призмы колеблются около своего вертикального положения, то сходным образом возникают дуги Ловица.

В случае если луч падает на боковую грань призмы и выходит через ее основание (преломляющий угол  $90^\circ$ ) (см. рис. 2 б (9.4)), то аналогично гало  $22^\circ$  возникает гало  $46^\circ$ . Ясно, что его появление связано с наличием кристаллов, основание которых достаточно велико по сравнению с боковыми гранями. При хаотическом расположении таких кристаллов образуется гало  $46^\circ$ , при вертикальном положении их осей — околосенитный круг.

Горизонтальное кольцо становится видно при отражении света от боковых граней кристаллов-призм, если только они все



ориентированы вертикально. Считают, что так падают призмы, у которых центр тяжести расположен ниже их геометрического центра. Опыт показывает, что кристаллы, для которых число Рейнольдса  $Re$  составляет от 1 до 100 при падении колеблются слабо.

Аналогично, нижнее Солнце наблюдается при отражении лучей от ледяных пластинок или дендритов, падающих плашмя. Падение их установившееся, и при диаметре 1 мм, скорости падения 40 см/с и  $Re=16$ . Известно, что более крупные пластинки такого типа могут падать неустойчиво, по винтообразной траектории. Вероятно, столбы над Солнцем, над ложными Солнцами и над фонарями тоже связаны с наличием парящих плашмя и лишь слабо колеблющихся пластинок.

Верхние касательные дуги объясняются преломлением в длинных призмах (иголках), падающих так, что их оси расположены горизонтально. Наиболее яркий выходящий из них луч отстоит тем далее от дуги гало  $22^\circ$  (или  $46^\circ$ ), чем больше  $\beta$ , т. е. чем дальше эта часть светлой полосы отстоит от солнечного вертикала.

Следует отметить, что и основные гало  $22^\circ$  и  $46^\circ$ , и горизонтальный круг возникают при достаточной оптической толщине кристаллического облака. Вероятно, это замечание относится в той или иной мере и к другим формам гало.

## 9.5. Радиационные характеристики облаков

### 9.5.1. Радиационные характеристики слоистых облаков

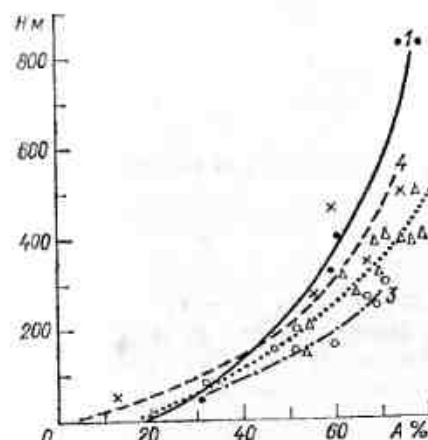
Первые обстоятельные измерения альбедо ( $A$ ) и пропускания ( $T$ ) облаков St, Sc, Ac были проведены в 1949—1950 гг. [118, 119]. Полеты проводились над и под облаками на расстоянии 100—200 м от облачного слоя в районе Москвы (апрель, октябрь 1949 г.) и в районе Архангельска (май 1949 г. и апрель 1950 г.). Средние значения альбедо приведены в табл. 1 (9.5.1).

Таблица 1 (9.5.1)

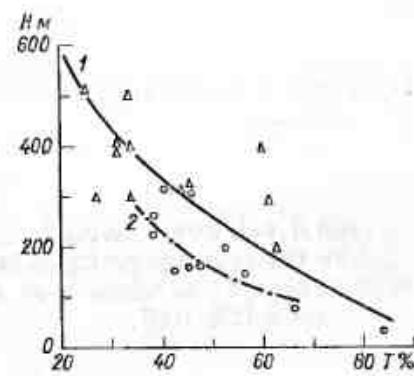
Альбедо  $A$  (%) облаков различных форм при сплошной облачности мощностью около 300 м [118, 119]

|             | St | Ac | Sc | Sc→Cu | Sc 106,<br>с просветами |
|-------------|----|----|----|-------|-------------------------|
| Архангельск | —  | 73 | 64 | 52    | 46                      |
| Москва      | 56 | 71 | —  | —     | 44                      |

Среднее поглощение в районе Архангельска было равно  $3,5 \pm 0,2$  %, а в Москве —  $7,2 \pm 1,8$  %. На рис. 1 и 2 (9.5.1) приведены значения альбедо и пропускания облаков в зависимости от их мощности ( $H$ ). Разброс данных (каждая точка — это среднее значение, полученное по результатам примерно 40 измерений) связан, по-видимому, с различиями микроструктуры облаков.

Рис. 1 (9.5.1). Зависимость альбедо  $A$  сплошной облачности от мощности  $H$  облаков.

1, 2, 3 — средние значения для Москвы и Архангельска [118, 119]; 4 — St, Калифорния [156].

Рис. 2 (9.5.1). Зависимость пропускания  $T$  сплошной облачности от мощности  $H$  облаков [118, 119].

1 — Sc, Архангельск; 2 — Ac, Москва, Архангельск.

Большой объем данных измерений потоков длинноволновой (ДВР) и коротковолновой (КВР) радиации при наличии облаков содержится в работах [77, 78].

Наиболее полное исследование радиационных свойств слоистой и слоисто-кучевой облачности с самолетов провели с 1967 по 1980 г. Н. И. Гойса, В. М. Шошин, А. С. Горб [19—28, 100, 106, 124].

При рассмотрении радиационного баланса атмосферы требуется знание потока радиации  $F_{\uparrow}$ , уходящего в верхнюю полусферу над верхней границей облаков. Величину, равную отношению соответствующих потоков КВР, направленных вверх и вниз на верхней границе (ВГ) облаков, иногда называют альбедо облаков:

$$A_{ВГ} = \frac{F_{ВГ \uparrow}}{F_{ВГ \downarrow}}. \quad (1)$$

Именно эту величину часто измеряют в летних экспериментах. В то же время если отраженная от облачного слоя КВР рассчи-

тывается с учетом пропускания и многократного отражения от подстилающей поверхности, то [100]

$$A^* = \frac{A_{\text{вг}} - T^2 A_n}{1 - T^2 A_n^2}. \quad (2)$$

Здесь

$$T = \frac{F_{\text{нг}} \downarrow}{F_{\text{вг}} \downarrow}, \quad A_n = \frac{F_n \downarrow}{F_n \uparrow}. \quad (3)$$

Индексом  $n$  обозначено значение  $F$ , относящееся к подстилающей поверхности.

Пропускание, следовательно, описывается выражением [100]

$$T^* = T(1 - A_n A^*). \quad (4)$$

При  $A_n = 0$  имеют место равенства:  $A^* = A_{\text{вг}}$ ,  $T^* = T$ .

Для облаков слоистых форм истинное альbedo  $A^*$  и истинное пропускание  $T^*$  связаны с их мощностью  $H$  эмпирическими соотношениями [25, 100].

Для  $0 < H \leq 1,0$  км:

$$\begin{aligned} T^* &= \exp[-(5,5 - 3,74H)H], \\ A^* &= 1 - \exp[-(4,7 - 3,24H)H]. \end{aligned} \quad (5)$$

Удовлетворительной является и дробно-линейная аппроксимация:

$$\begin{aligned} A^* &= \frac{H}{a + bH}, \\ T^* &= 1 - \frac{H}{a' + b'H}, \end{aligned} \quad (6)$$

где значения  $a, b, a', b'$  даны в табл. 2 (9.5.1) для разных  $H$ .

Эмпирические соотношения (6) теряют физический смысл при очень больших  $H$ , ибо при  $H \rightarrow \infty$ ,  $A_\infty^* = 89,7\%$ ,  $T_\infty^* = 6,6\%$ ,  $\Pi_\infty^* = 3,7\%$ .

Таблица 2 (9.5.1)

Значения параметров  $a, a', b, b'$  в формулах (6)

| $H$ км       | $a$ км | $b$  | $a'$ км | $b'$ |
|--------------|--------|------|---------|------|
| $< 0,25$     | 2,73   | 5,0  | 2,18    | 5,0  |
| $0,25 - 0,7$ | 1,03   | 10,8 | 0,93    | 10,0 |
| $\geq 0,7$   | 0,58   | 11,5 | 0,62    | 10,7 |

Зависимость альbedo и пропускания КВР можно выразить через водозапас  $m$  (г/м<sup>2</sup>) [25]:

$$\begin{aligned} A^* &= 1 - \exp(-0,455m^{0,256}), \\ T^* &= \exp(-0,555m^{0,256}). \end{aligned} \quad (7)$$

Поглощательная способность  $\Pi^*$  описывается формулой

$$\Pi^* = 1 - A^* - T^*. \quad (8)$$

(Относительной поглощательной способностью называют величину

$$\Pi = \frac{R(z_{\text{вг}}, z_{\text{нг}})}{F_{\text{вг}} \downarrow}, \quad (9)$$

где  $R(z_{\text{вг}}, z_{\text{нг}})$  — приток КВР к облачному слою, равный

$$R(z_{\text{вг}}, z_{\text{нг}}) = [F_{\text{вг}} \downarrow - F_{\text{вг}} \uparrow] - [F_{\text{нг}} \downarrow - F_{\text{нг}} \uparrow]. \quad (10)$$

Эффективной поглощательной способностью облака  $\Pi_{\text{эф}}$  называют величину, определяемую по формуле (9), где в знаменателе стоит  $F_{\text{вх}}$  (количество радиации, поступающей в облако), равное [100]

$$F_{\text{вх}} = F_n \downarrow (1 - A_n^*) \left(1 + \frac{T^* A_n}{1 - A^* A_n}\right). \quad (11)$$

$\Pi_{\text{эф}}$  также можно связать с водозапасом  $m$  [25]:

$$\Pi_{\text{эф}} = 1 - \exp(-0,11 \sqrt[4]{m}). \quad (12)$$

Если неизвестны микроструктурные характеристики облаков, то в среднем можно оценить значения  $A^*$  и  $T^*$  по толщине облаков  $H$ . Кроме того, определенное влияние оказывает и высота Солнца  $h_\odot$ . В работе [25] предложена следующая эмпирическая зависимость:

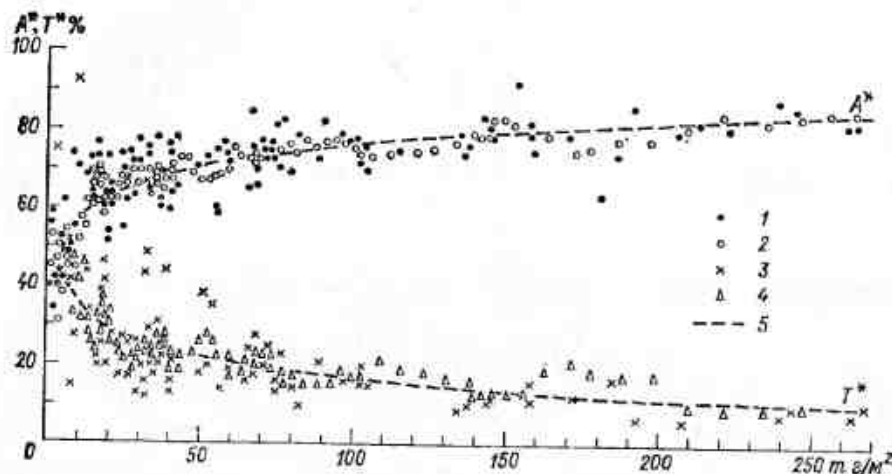
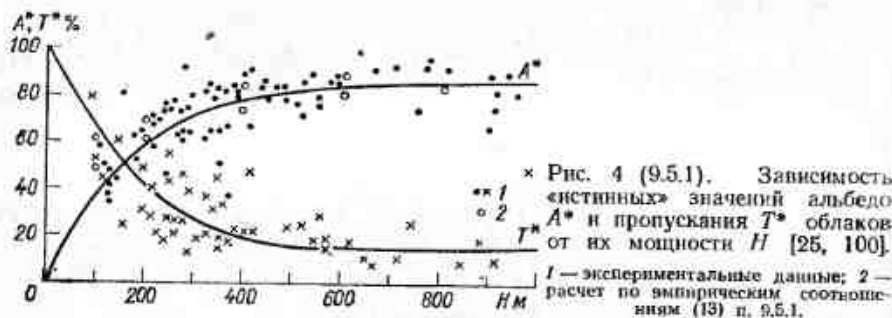
$$\begin{aligned} A^* &= 1 - \exp[-(6,42 - 5,40H)H + 0,48H^{-0,1} \sin h_\odot], \\ T^* &= \exp[-(7,15 - 5,40H)H + 0,56H^{-0,1} \sin h_\odot]. \end{aligned} \quad (13)$$

Для St и Sc среднее значение  $\Pi^* \approx 7,4\%$ .

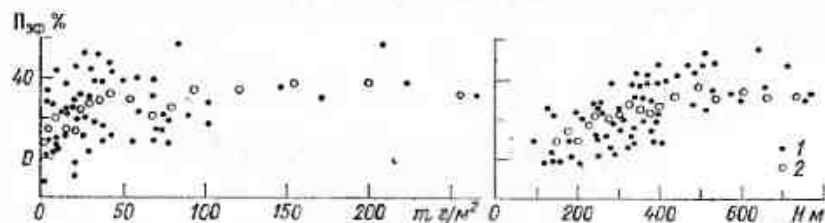
На рис. 3—5 (9.5.1) приведена зависимость  $A^*$ ,  $T^*$ ,  $\Pi_{\text{эф}}$  от  $H$  и  $m$  для St и Sc, а в табл. 3 (9.5.1) указана их зависимость от мощности облаков и высоты Солнца, найденная по результатам 112 зондирований на Украине [25].

Зависимость  $A^*$ ,  $T^*$ ,  $P^*$  и  $P_{эф}$  облаков St и Sc от высоты солнца и мощности облаков [25]

| $H$ м | $h_{\odot}^\circ$ | $T^*$ % | $A^*$ % | $P^*$ % | $P_{эф}$ % | $H$ м | $h_{\odot}^\circ$ | $T^*$ % | $A^*$ % | $P^*$ % | $P_{эф}$ % |
|-------|-------------------|---------|---------|---------|------------|-------|-------------------|---------|---------|---------|------------|
| 175   | 10                | 37,0    | 59,5    | 3,5     | 8,6        | 450   | 10                | 14,5    | 80,0    | 5,5     | 27,5       |
|       | 20                | 43,5    | 52,4    | 4,1     | 8,6        |       | 20                | 16,0    | 77,5    | 6,5     | 28,8       |
|       | 30                | 48,8    | 47,0    | 4,2     | 8,0        |       | 30                | 17,5    | 75,8    | 6,7     | 27,7       |
|       | 40                | 53,2    | 43,6    | 3,2     | 5,7        |       | 40                | 19,0    | 74,2    | 6,8     | 26,4       |
|       | 50                | 56,0    | 41,0    | 3,0     | 5,1        |       | 50                | 20,5    | 72,8    | 6,7     | 24,6       |
| 260   | 10                | 23,2    | 72,0    | 4,8     | 17,2       | 610   | 10                | 11,5    | 83,6    | 4,9     | 29,8       |
|       | 20                | 27,8    | 67,0    | 5,2     | 15,7       |       | 20                | 12,5    | 81,2    | 6,3     | 33,4       |
|       | 30                | 31,0    | 62,8    | 6,2     | 16,6       |       | 30                | 14,0    | 79,7    | 6,3     | 31,0       |
|       | 40                | 34,5    | 59,2    | 6,3     | 15,4       |       | 40                | 15,7    | 78,2    | 6,1     | 27,9       |
|       | 50                | 37,2    | 57,0    | 5,8     | 13,5       |       | 50                | 17,0    | 77,0    | 6,0     | 26,0       |
| 350   | 10                | 18,5    | 75,5    | 6,0     | 24,5       | 900   | 10                | 10,0    | 85,6    | 4,4     | 30,5       |
|       | 20                | 19,8    | 73,2    | 7,0     | 26,1       |       | 20                | 11,0    | 83,2    | 5,8     | 34,5       |
|       | 30                | 22,3    | 70,8    | 6,9     | 23,6       |       | 30                | 11,7    | 82,0    | 6,3     | 35,0       |
|       | 40                | 23,8    | 68,8    | 7,4     | 23,7       |       | 40                | 12,3    | 81,0    | 6,7     | 35,2       |
|       | 50                | 25,6    | 67,4    | 7,0     | 21,5       |       | 50                | 13,0    | 80,0    | 7,0     | 35,0       |

Рис. 3 (9.5.1). Зависимость «истинных» значений альбедо  $A^*$  и пропускания  $T^*$  облаков St—Sc от их водозапаса  $m$  (г/м²) [25, 100].1 и 3 — результаты конкретных измерений  $A^*$  и  $T^*$  соответственно; 2 и 4 — скользящие средние для пяти случаев; 5 — кривые, соответствующие формулам (7) п. 9.5.1.Рис. 4 (9.5.1). Зависимость «истинных» значений альбедо  $A^*$  и пропускания  $T^*$  облаков от их мощности  $H$  [25, 100].

1 — экспериментальные данные; 2 — расчет по эмпирическим соотношениям (13) п. 9.5.1.

Рис. 5 (9.5.1). Зависимость эффективной поглощательной способности  $P_{эф}$  от водозапаса  $m$  и мощности  $H$  St и Sc [25].

1 — результаты конкретных измерений; 2 — скользящие средние по данным 10 измерений.

## 9.5.2. Радиационные характеристики кучевых облаков

На радиационные параметры облачного слоя большое влияние оказывает количество облачности ( $n$ ).

Для полей кучевых облаков предложены аппроксимационные формулы [23, 100] для расчета поправки к величине альбедо за счет наличия облаков

$$\Delta A(n) = \frac{n}{0,826 - 0,060n} \quad (1)$$

где  $\Delta A(n)$  — в процентах, а  $n$  — в баллах.

На рис. 1 (9.5.2) \* и в табл. 1 (9.5.2) приведены сведения об альбедо облачности по данным 262 измерений за 1971—1974 гг.

Зависимость пропускания облачного слоя от  $n$  имеет вид

$$T(n) = T(0) - \frac{n}{a - bn} \quad (2)$$

где  $T(0)$  — пропускание того же слоя при отсутствии в нем облаков [21, 100];  $a = 0,14 + 0,15/H$ ;  $b = 0,0034 + 0,0121/H$  ( $H$  — в км).

\* На рис. 1 (9.5.2) кривая  $\Delta A$  рассчитана авторами по формуле

$$\Delta A(n) = \frac{n}{1,03 - 0,082n} \quad (1')$$

Легко убедиться, что значения, рассчитанные по формулам (1) и (1'), близки.



лометрах),  $T(0)=96,3\%$ . Часто при неизвестном  $H$  используют константы  $a=1,0$  и  $b=0,086$  [22]. Соответственно эффективная поглощательная способность описывается выражением

$$P_{эф}(n) = P_{эф}(0) + \frac{n}{1,85 - 0,172n} \quad (3)$$

где  $P_{эф}(0)=3,8\%$  (по данным за 1971—1972 гг.) [22, 100].

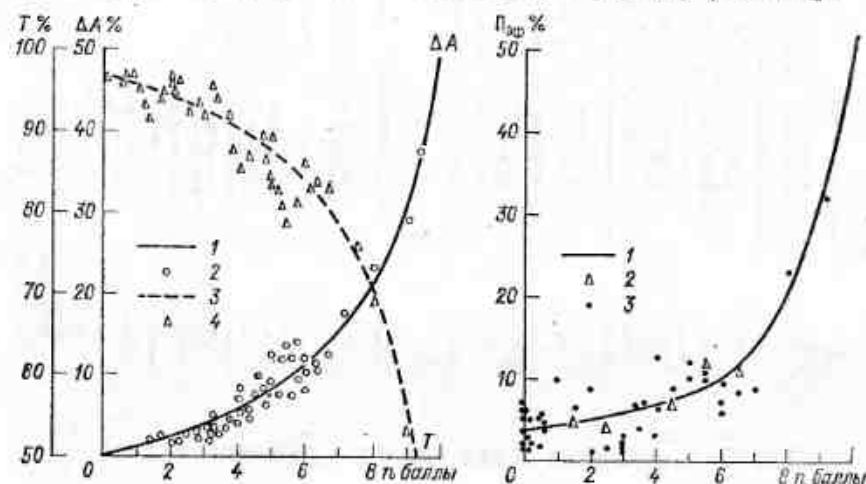


Рис. 1 (9.5.2). Зависимость поправки на альбедо  $\Delta A(n)$  верхней границы облачного слоя и функции пропускания  $T(n)$  от количества  $n$  кучевых облаков [22].

1— $\Delta A$ , рассчитанное по формуле (1); 2— $\Delta A$  по данным измерений; 3— $T$ , рассчитанное по формуле (2); 4— $T$  по данным измерений.

Рис. 2 (9.5.2). Зависимость эффективной поглощательной способности  $P_{эф}$  от количества облаков  $n$  [22].

1— $P_{эф}$ , рассчитанное по формуле (3); 2—осредненные экспериментальные значения; 3—данные отдельных измерений.

В табл. 2 и 3 (9.5.2) содержатся сведения о  $T$  и  $P_{эф}$ , а на рис. 2 (9.5.2) приводится зависимость  $P_{эф}$  от количества облачности.

Большое влияние на радиационное поле кучевой облачности оказывают размеры облаков, т. е. их высота и протяженность [28]. На рис. 3 и 4 (9.5.2) приведена зависимость  $\Delta A$ ,  $T$  и  $P_{эф}$  от этих параметров. На этих же рисунках даны кривые, рассчитанные по соответствующим эмпирическим соотношениям (1)—(3). Сравнительно малый разброс точек говорит о хорошем качестве параметризации.

Эффективное излучение слоя облачности можно оценить по эмпирическому соотношению [20, 24, 26—28]

$$E_{эф}(n) = E_{эф}(0) (1 - 0,705n^2), \quad (4)$$

где  $n$  — степень покрытия небосвода облаками в долях единицы.

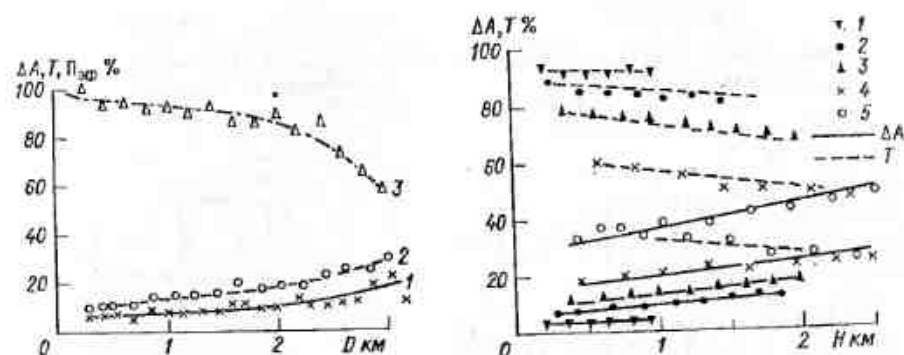


Рис. 3 (9.5.2). Связь добавки к альбедо  $\Delta A$  (1), поглощения  $P_{эф}$  (2) и пропускания  $T$  (3) солнечной радиации облачным слоем с горизонтальным размером кучевых облаков  $D$  [28].

Рис. 4 (9.5.2). Связь добавки к альбедо  $\Delta A$  и пропускания  $T$  солнечной радиации облачным слоем с мощностью кучевых облаков  $H$  по градиентам  $n$  [28].

1) 1—2 балла, 2) 3—4, 3) 5—6, 4) 7—8, 5) 8—9 баллов.

Таблица 1 (9.5.2)

Повторяемость (%) градиентов альбедо верхней границы  $A_{вг}$  облачного слоя при различном количестве  $n$  кучевой облачности [23, 100]

| $A_{вг} \%$       | $n$ балла |      |      |      |      |      |      |      |      |
|-------------------|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|                   | 0         | 1—2  | 2—3  | 3—4  | 4—5  | 5—6  | 6—7  | 7—8  | 8—10 |
| 5,0—9,0           | 1,9       |      |      |      |      |      |      |      |      |
| 9,1—13,0          | 13,1      | 5,3  | 3,1  | 3,3  |      |      |      |      |      |
| 13,1—17,0         | 80,0      | 28,9 | 17,4 | 5,0  | 7,1  | 1,7  |      |      |      |
| 17,1—21,0         | 5,0       | 55,3 | 55,9 | 48,3 | 33,8 | 22,8 | 7,3  |      |      |
| 21,1—25,0         |           | 7,9  | 20,6 | 36,7 | 26,8 | 33,3 | 36,7 | 24,1 | 2,7  |
| 25,1—29,0         |           | 2,6  | 3,0  | 5,0  | 13,3 | 23,0 | 24,4 | 20,7 | 2,7  |
| 29,1—33,0         |           |      |      |      | 1,5  | 10,6 | 14,6 | 10,3 |      |
| 33,1—37,0         |           |      |      | 1,7  | 4,5  | 5,2  | 9,7  | 20,6 | 8,1  |
| 37,1—41,0         |           |      |      |      | 1,5  | 1,7  | 5,6  | 20,9 | 13,6 |
| 41,1—45,0         |           |      |      |      | 1,5  | 1,7  | 1,7  | 1,7  | 8,2  |
| 45,1—49,0         |           |      |      |      |      |      |      | 1,7  | 13,5 |
| 49,1—53,0         |           |      |      |      |      |      |      |      | 13,5 |
| 53,1—57,0         |           |      |      |      |      |      |      |      | 10,8 |
| 57,1—61,0         |           |      |      |      |      |      |      |      | 10,8 |
| 61,1—65,0         |           |      |      |      |      |      |      |      | 5,4  |
| 65,1—69,0         |           |      |      |      |      |      |      |      | 5,4  |
| 69,1—73,0         |           |      |      |      |      |      |      |      | —    |
| 73,1—77,0         |           |      |      |      |      |      |      |      | 2,7  |
| 77,1—81,0         |           |      |      |      |      |      |      |      | 2,7  |
| $\lambda_{вг} \%$ | 14,5      | 18,8 | 19,1 | 20,7 | 22,9 | 25,0 | 27,2 | 31,9 | 50,0 |

Таблица 2 (9.5.2)

Повторяемость (%) градаций коэффициента пропускания  $T$  солнечной радиации облачным слоем в зависимости от количества  $n$  кучевой облачности (1971—1974 гг.) [21, 100]

| $T$ %       | $n$ баллы |      |      |      |      |      |      |      |      |
|-------------|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|             | 0         | 1—2  | 2—3  | 3—4  | 4—5  | 5—6  | 6—7  | 7—8  | 8—10 |
| 99,0—96,1   | 42,5      | 9,2  |      |      |      |      |      |      |      |
| 96,0—93,1   | 34,0      | 33,9 | 12,0 | 4,4  |      |      |      |      |      |
| 93,0—90,1   | 19,2      | 27,5 | 22,2 | 11,3 | 6,9  | 1,9  |      |      |      |
| 90,0—87,1   | 4,3       | 17,4 | 31,7 | 27,0 | 14,6 | 1,9  |      |      |      |
| 87,0—84,1   |           | 3,7  | 17,7 | 17,0 | 12,3 | 5,7  | 1,5  |      |      |
| 84,0—81,1   |           | 3,7  | 8,3  | 15,7 | 14,6 | 8,6  | 4,4  | 2,9  |      |
| 81,0—78,1   |           | 3,7  | 3,8  | 6,6  | 17,7 | 18,0 | 4,4  | —    |      |
| 78,0—75,1   |           | 0,9  |      |      |      |      |      |      |      |
| 75,0—72,1   |           |      | 0,6  | 6,3  | 8,5  | 10,5 | 8,8  | 8,8  |      |
| 72,0—69,1   |           |      | 0,6  | 1,3  | 7,7  | 10,5 | 8,8  | —    |      |
| 69,0—66,1   |           |      | —    | —    | 3,1  | 9,5  | 7,4  | 5,9  | 2,8  |
| 66,0—63,1   |           |      | —    | 0,6  | 1,5  | 1,9  | 4,4  | 2,9  | —    |
| 63,0—60,1   |           |      | 0,6  | 0,6  | 2,3  | 4,8  | 11,8 | 11,8 | 2,8  |
| 60,0—57,1   |           |      |      |      | —    | 2,9  | 11,8 | 11,8 | —    |
| 57,0—54,1   |           |      |      |      | 0,8  | 1,0  | 4,4  | 12,1 | 5,6  |
| 54,0—51,1   |           |      |      |      |      | 1,9  | 5,9  | 5,9  | 2,8  |
| 51,0—48,1   |           |      |      |      |      | 1,9  | 7,3  | 5,9  | 2,8  |
| 48,0—45,1   |           |      |      |      |      |      | 4,4  | 8,8  | 11,1 |
| 45,0—42,1   |           |      |      |      |      |      | —    | —    | 2,8  |
| 42,0—39,1   |           |      |      |      |      |      | 1,5  | 2,9  | 2,8  |
| 39,0—36,1   |           |      |      |      |      |      |      | 2,9  | 11,1 |
| 36,0—33,1   |           |      |      |      |      |      |      | —    | 5,6  |
| 33,0—30,1   |           |      |      |      |      |      |      | 2,9  | 11,1 |
| 30,0—27,1   |           |      |      |      |      |      |      | 2,9  | 11,1 |
| 27,0—24,1   |           |      |      |      |      |      |      | 2,9  | 13,9 |
| 24,0—21,1   |           |      |      |      |      |      |      | 2,9  | 5,5  |
| 21,0—18,1   |           |      |      |      |      |      |      | —    | —    |
| 18,0—15,1   |           |      |      |      |      |      |      | 2,9  | 5,4  |
| 15,0—12,1   |           |      |      |      |      |      |      |      | 2,8  |
| $\bar{T}$ % | 95        | 91   | 88   | 86   | 82   | 77   | 70   | 58   | 33   |
| $N$         | 94        | 109  | 158  | 159  | 130  | 105  | 68   | 34   | 36   |

Таблица 3 (9.5.2)

Повторяемость (%) градаций эффективной поглощательной способности облачного слоя  $\Pi_{эф}$  в зависимости от количества  $n$  кучевой облачности (1971—1974 гг.) [21, 100]

| $\Pi_{эф}$ %       | $n$ баллы |      |      |      |      |      |      |      |      |
|--------------------|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|                    | 0         | 1—2  | 2—3  | 3—4  | 4—5  | 5—6  | 6—7  | 7—8  | 8—10 |
| 0,0—3,0            | 20,3      | 12,8 | 8,9  | 5,6  | 2,3  | 0,9  |      |      |      |
| 3,1—6,0            | 54,4      | 48,1 | 28,7 | 27,4 | 17,3 | 4,8  | 5,6  | 8,0  |      |
| 6,1—9,0            | 22,8      | 24,7 | 31,2 | 21,8 | 13,6 | 9,6  | 8,5  | 3,0  |      |
| 9,1—12,0           | 2,5       | 4,5  | 17,9 | 17,4 | 23,0 | 23,1 | 7,0  | —    |      |
| 12,1—15,0          |           | 3,6  | 4,5  | 10,0 | 15,9 | 18,3 | 8,6  | —    | 2,8  |
| 15,1—18,0          |           | 4,5  | 5,1  | 5,6  | 7,6  | 12,6 | 8,6  | 6,0  | 2,8  |
| 18,1—21,0          |           | 1,8  | 1,9  | 8,6  | 7,6  | 6,8  | 8,6  | 3,0  | —    |
| 21,1—24,0          |           |      | 0,6  | 1,8  | 6,0  | 5,8  | 8,6  | 9,0  | 8,6  |
| 24,1—27,0          |           |      | 0,6  | 0,6  | 3,1  | 5,8  | 8,8  | 5,0  | 14,3 |
| 27,1—30,0          |           |      | —    | —    | 0,7  | 4,8  | 11,4 | 12,0 | 5,8  |
| 30,1—33,0          |           |      | —    | 0,6  | 2,2  | 2,0  | 5,7  | 9,0  | 2,9  |
| 33,1—36,0          |           |      | 0,6  | 0,6  | —    | —    | 1,4  | 3,0  | 2,9  |
| 36,1—39,0          |           |      |      |      | 0,7  | 0,9  | 7,0  | 9,0  | 14,3 |
| 39,1—42,0          |           |      |      |      |      | 1,8  | 7,0  | 9,0  | 2,9  |
| 42,1—45,0          |           |      |      |      |      | 0,9  | 2,8  | 3,0  | 11,3 |
| 45,1—48,0          |           |      |      |      |      | —    | 1,4  | 3,0  | 2,9  |
| 48,1—51,0          |           |      |      |      |      | —    | —    | —    | 5,8  |
| 51,1—54,0          |           |      |      |      |      | 0,9  | —    | —    | 2,9  |
| 54,1—57,0          |           |      |      |      |      |      | 3,0  | 3,0  | 11,4 |
| 57,1—60,0          |           |      |      |      |      |      | —    | —    | —    |
| 60,1—63,0          |           |      |      |      |      |      | 6,0  | —    | —    |
| 63,1—66,0          |           |      |      |      |      |      | 3,0  | —    | 2,8  |
| 66,1—69,0          |           |      |      |      |      |      | 3,0  | —    | 2,8  |
| 69,1—72,0          |           |      |      |      |      |      | —    | —    | 2,8  |
| 72,1—75,0          |           |      |      |      |      |      | —    | —    | 2,8  |
| 75,1—78,0          |           |      |      |      |      |      | —    | —    | 2,8  |
| $\bar{\Pi}_{эф}$ % | 4,5       | 6,4  | 8,0  | 9,8  | 12,1 | 14,8 | 19,2 | 27,6 | 41,0 |

Таблица 4 (9.5.2)

Экспериментальные данные о притоке ДВР ( $Вт/м^2$ ) к облачному слою в зависимости от количества  $n$  кучевой облачности [20]

| Характеристика      | $n$ баллы |       |       |      |       |       |
|---------------------|-----------|-------|-------|------|-------|-------|
|                     | 0         | 1—2   | 3—4   | 5    | 6—7   | 8—9   |
| $\Delta B_{эф ср}$  | 17,4      | 25,8  | 37,0  | 45,4 | 80,2  | 139,6 |
| $\Delta B_{эф max}$ | 56,5      | 90,7  | 100,5 | 92,4 | 124,9 | 216,3 |
| $\Delta B_{эф min}$ | —3,5      | —12,6 | 6,3   | 18,8 | 41,9  | 62,8  |
|                     | 12,6      | 22,3  | 27,9  | 27,2 | 33,5  | 71,2  |
| Число случаев       | 33        | 21    | 30    | 14   | 12    | 4     |

Приток ДВР к облачному слою при этом описывается формулой

$$\Delta E_{\text{эф}}(n) = \Delta E_{\text{эф}}(0) (1 + 0,85n^2), \quad (5)$$

а полный приток тепла за счет ДВР и КВР — выражением

$$\Delta B(n) = \Delta B(0) (1 + 0,070n^2), \quad (6)$$

где  $\Delta B(0) = 14 \text{ Вт/м}^2$ . В табл. 4 (9.5.2) приведены сведения о ДВР при кучевой облачности.

В работе [27] даются сведения об эффективном излучении на верхней и нижней границах облачности, а также зависимость эффективного излучения от соотношения между рассеянной и суммарной радиацией на уровне верхней границы облачности. Данные ряда авторов свидетельствуют об изменчивости потоков ДВР в облачном слое [24, 26, 156].

### 9.6. Влияние облачности на суммарную радиацию у поверхности Земли

Облачность заметно ослабляет коротковолновую радиацию у поверхности Земли [61, 62, 94], что хорошо видно из табл. 1 (9.6).

Таблица 1 (9.6)

Ослабление прямой солнечной радиации облачностью в целом за год по территории СССР [94]

| Территория   | Ослабление, % |
|--|---------------|
| <b>Европейская часть СССР</b>  |               |
| Севернее полярного круга   | 25—30         |
| Южнее полярного круга до 50° с. ш.   | 35—40         |
| Южнее 50° с. ш.  | 40—50         |
| Черноморское побережье, Южный берег Крыма, районы Нижней Волги                                     | 50—55         |
| <b>Азиатская часть СССР</b>  |               |
| Севернее полярного круга, Камчатка, Курильские острова   | 20—35         |
| Средне-Сибирское плоскогорье, южнее 58° с. ш.  | 35—45         |
| Западно-Сибирская равнина, Сахалин   | 45—55         |
| Восточная часть Якутии, Прибайкалье, Дальний Восток  | 50—60         |
| Юг Восточной Сибири (включая юг Красноярского края и Забайкалье), северный и центральный Казахстан | 60—70         |
| Равнинные районы Средней Азии, включая южный Казахстан   |               |

В табл. 2 (9.6) представлены средние значения солнечной  $S$ , рассеянной  $D$  и суммарной  $Q$  радиации, полученные в результате ежечасных наблюдений в Павловске за 1931—1940 гг. (более 46 000 измерений) [54]. В табл. 3 и 4 (9.6) представлена

Таблица 2 (9.6)

Зависимость интенсивности солнечной, рассеянной и суммарной радиации ( $\text{Вт/м}^2$ ) при безоблачной атмосфере и сплошной облачности разных форм ( $n=10$  баллов) от высоты солнца [54]

| Форма облаков  | $h_{\odot}^{\circ}$ |     |    |     |     |     |     |     |     |     |     |
|--|---------------------|-----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
|  | 0                   | 2,5 | 5  | 7,5 | 10  | 15  | 20  | 25  | 30  | 40  | 50  |
| <b>Солнечная радиация <math>S \text{ Вт/м}^2</math></b>  |                     |     |    |     |     |     |     |     |     |     |     |
| Безоблачно   | 0                   | 21  | 42 | 63  | 91  | 154 | 230 | 321 | 412 | 586 | 768 |
| Ci   | 0                   | 0   | 0  | 0   | 0   | 28  | 77  | 146 | 223 | 439 | 628 |
| Cs   | 0                   | 0   | 0  | 0   | 0   | 0   | 7   | 63  | 126 | 293 | 488 |
| Ac   | 0                   | 0   | 0  | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 84  | 216 |
| As   | 0                   | 0   | 0  | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 7   | 35  | 70  |
| Frst   | 0                   | 0   | 0  | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 7   | 35  |
| Sc   | 0                   | 0   | 0  | 0   | 0   | 0   | 9   | 0   | 0   | 0   | 0   |
| St   | 0                   | 0   | 0  | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   |
| <b>Рассеянная радиация <math>D \text{ Вт/м}^2</math></b> |                     |     |    |     |     |     |     |     |     |     |     |
| Безоблачно   | 0                   | 14  | 21 | 28  | 35  | 49  | 55  | 63  | 70  | 77  | 84  |
| Ci   | 7                   | 21  | 35 | 49  | 63  | 91  | 132 | 133 | 154 | 181 | 202 |
| Cs   | 14                  | 28  | 42 | 63  | 77  | 105 | 133 | 160 | 188 | 237 | 279 |
| Ac   | 7                   | 28  | 42 | 63  | 77  | 152 | 154 | 181 | 216 | 272 | 307 |
| As   | 14                  | 21  | 35 | 49  | 63  | 91  | 119 | 140 | 167 | 209 | 244 |
| Frst   | 0                   | 7   | 14 | 14  | 21  | 35  | 56  | 91  | 112 | 146 | 167 |
| Sc   | 0                   | 0   | 7  | 14  | 28  | 56  | 91  | 119 | 148 | 188 | 230 |
| St   | 0                   | 7   | 14 | 14  | 28  | 42  | 56  | 78  | 91  | 112 | 133 |
| <b>Суммарная радиация <math>Q \text{ Вт/м}^2</math></b>  |                     |     |    |     |     |     |     |     |     |     |     |
| Безоблачно   | 0                   | 35  | 63 | 91  | 126 | 202 | 286 | 384 | 483 | 670 | 851 |
| Ci   | 7                   | 21  | 35 | 49  | 63  | 119 | 188 | 279 | 377 | 600 | 830 |
| Cs   | 14                  | 28  | 42 | 63  | 77  | 105 | 140 | 223 | 314 | 530 | 768 |
| Ac   | 7                   | 28  | 42 | 63  | 77  | 112 | 154 | 181 | 226 | 356 | 523 |
| As   | 14                  | 21  | 35 | 49  | 63  | 91  | 119 | 140 | 174 | 244 | 314 |
| Frst   | 0                   | 7   | 14 | 14  | 21  | 35  | 56  | 91  | 132 | 154 | 202 |
| Sc   | 0                   | 0   | 7  | 14  | 28  | 56  | 91  | 119 | 140 | 188 | 243 |
| St   | 0                   | 7   | 14 | 14  | 28  | 42  | 56  | 70  | 91  | 112 | 132 |

зависимость рассеянной радиации от количества облачности по результатам измерений в Карадаге в 1952—1956 гг. [1], а на рис. 1 (9.6) — зависимость от высоты солнца при  $n=6$  баллов [1].

На рис. 2—5 (9.6) представлены результаты работы [29], полученные по данным Карадагской актинометрической обсерватории в 1955—1964 гг. (более 2000 наблюдений).



Таблица 3 (9.6)

Зависимость средней интенсивности рассеянной радиации ( $\text{Вт/м}^2$ ) от количества облаков и высоты солнца для различных форм облачности (Карадаг, 1955—1964 гг.) [1]

| n баллы    | $h_{\odot}^{\circ}$ |       |       |       |       |       |       |
|------------|---------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|            | 0—10                | 10—20 | 20—30 | 30—40 | 40—50 | 50—60 | 60—70 |
| Ci, Cs, Cc |                     |       |       |       |       |       |       |
| 1          | 21                  | 70    | 98    | 126   | 140   | 146   | 146   |
| 2          | 28                  | 77    | 105   | 132   | 146   | 160   | 167   |
| 3          | 35                  | 84    | 105   | 112   | 126   | 140   | 140   |
| 4          | 28                  | 70    | 98    | 126   | 132   | 146   | 146   |
| 5          | 42                  | 77    | 98    | 132   | 146   | 160   | 167   |
| 6          | 28                  | 84    | 112   | 132   | 140   | 160   | 167   |
| 7          | 35                  | 98    | 129   | 146   | 154   | 167   | 174   |
| 8          | 49                  | 105   | 132   | 154   | 160   | 167   | —     |
| 9          | 42                  | 91    | 140   | 167   | 181   | 191   | —     |
| 10         | 42                  | 105   | 154   | 195   | 223   | 251   | 252   |
| As, Ac     |                     |       |       |       |       |       |       |
| 1          | 21                  | 63    | 98    | 112   | 140   | 154   | 160   |
| 2          | 35                  | 63    | 105   | 140   | 167   | 181   | —     |
| 3          | 28                  | 70    | 105   | 132   | 146   | 154   | —     |
| 4          | 42                  | 91    | 132   | 174   | 209   | 237   | —     |
| 5          | 21                  | 77    | 126   | 140   | 174   | 181   | 181   |
| 6          | 42                  | 84    | 140   | 180   | 181   | 195   | 223   |
| 7          | 49                  | 105   | 146   | 195   | —     | —     | —     |
| 8          | 42                  | 105   | 174   | 258   | 349   | 426   | —     |
| 9          | 42                  | 91    | 154   | 209   | 286   | 391   | 502   |
| 10         | 28                  | 84    | 140   | 195   | 265   | 314   | 363   |
| Cu, Sc, St |                     |       |       |       |       |       |       |
| 1          | 35                  | 84    | 98    | 126   | 140   | 146   | 154   |
| 2          | 49                  | 77    | 105   | 132   | 140   | 146   | 160   |
| 3          | 42                  | 84    | 105   | 132   | 160   | 174   | 181   |
| 4          | 42                  | 91    | 119   | 154   | 181   | 202   | 223   |
| 5          | 14                  | 91    | 146   | 174   | 188   | 209   | 216   |
| 6          | 42                  | 98    | 140   | 188   | 216   | 244   | —     |
| 7          | 28                  | 84    | 167   | 209   | 230   | 265   | 307   |
| 8          | 42                  | 106   | 167   | 216   | 258   | 293   | 328   |
| 9          | 28                  | 84    | 140   | 202   | 251   | 307   | 363   |
| 10         | 14                  | 70    | 111   | 167   | 195   | 244   | 279   |

В 1970 г. Р. Г. Тимановская и Е. М. Фейгельсон [108] рассмотрели относительные потоки прямой солнечной  $S^* = S(n)/S(0)$  и суммарной  $Q^* = Q(n)/Q_0$  радиации по результатам непрерывной регистрации продолжительностью 2—5 ч в околополуденное

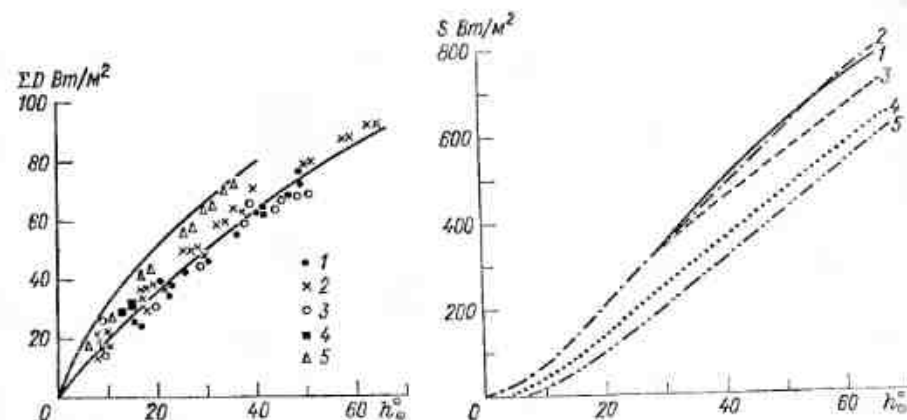


Рис. 1 (9.6). Зависимость средних многолетних часовых сумм рассеянной радиации от высоты солнца при средней многолетней облачности  $n=6$  баллов по данным наблюдений в различных пунктах [1].

1 — Якутск; 2 — Карадаг; 3 — Владивосток; 4 — Тбилиси; 5 — Иркутск (снежный покров).

Рис. 2 (9.6). Зависимость интенсивности прямой солнечной радиации от высоты солнца при ясном небе и облаках верхнего яруса [29].

1) безоблачно; 2) 1—5 баллов Ci при  $\odot^1$ ; 3) 6—9 баллов Ci при  $\odot$ ; 4) 9—10 баллов Ci при  $\odot^1$ ; 5) 6—9 баллов Cs при  $\odot^0$ .



Рис. 3 (9.6). Зависимость интенсивности прямой солнечной радиации от высоты солнца при ясном небе и облаках среднего яруса, когда состояние диска солнца оценивается знаком  $\odot$  [29].

1) безоблачно; 2) 1—5 баллов As; 3) 6—9 баллов As.

Таблица 4 (9.6)

Значения рассеянной радиации ( $\text{Вт/м}^2$ ) при наличии слоистой облачности (Карадаг, 1952—1956 гг.) [1]

| форма облачности | $h_{\odot}^{\circ}$ |       |       |       |       |       |       |
|------------------|---------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                  | 10                  | 20    | 30    | 40    | 50    | 60    | 70    |
| St               | 28,6                | 75,4  | 138,2 | 228,2 | 383,8 | —     | —     |
| Sc               | 34,2                | 68,4  | 237,2 | 237,2 | 341,9 | —     | —     |
| Cs               | 69,8                | 133,9 | 187,0 | 234,4 | 265,2 | 301,4 | 332,1 |
| Ac               | 71,2                | 136,8 | 274,9 | 279,1 | 368,4 | 482,9 | —     |

премя (1967—1968 гг., Звенигород). Были получены эмпирические соотношения, качество которых характеризуется приведенными в скобках коэффициентами корреляции  $r$ . Сравнительно низкие

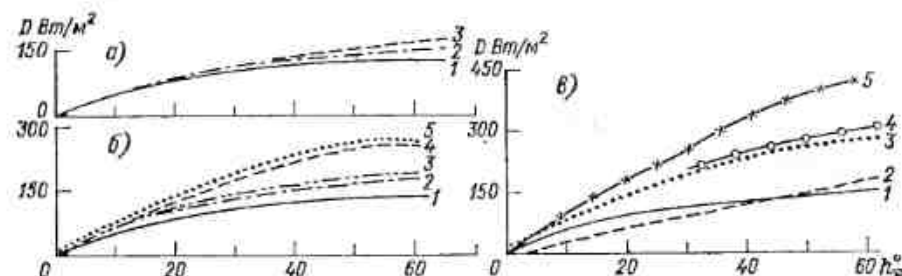


Рис. 4 (9.6). Влияние облачности на рассеянную радиацию при различных высотах солнца [29].

а) 1 — безоблачно; 2 — 1–5 баллов  $Cl$ ,  $Cs$  при  $\odot$ ; 3 — 1–5 баллов  $Cu$ ,  $Fr$ ,  $Sc$ ,  $Ac$  при  $\odot$ ; б) 1 — безоблачно; 2 и 3 — 6–9 баллов  $Cl$ ,  $Cs$  при  $\odot$ ; 4 — 6–9 баллов  $Sc$ ,  $Cu$  при  $\odot$ ; 5 — 6–9 баллов  $Ac$ ,  $As$  при  $\odot$ ; в) 1 — безоблачно; 2 — 10 баллов  $Ns$ ,  $Sc$  при  $\odot$  и  $\Pi$ ; 3 — 10 баллов  $Cl$  при  $\odot$ ; 4 — 10 баллов  $As$  при  $\odot$ ; 5 — 10 баллов  $Ac$  при  $\odot$ .

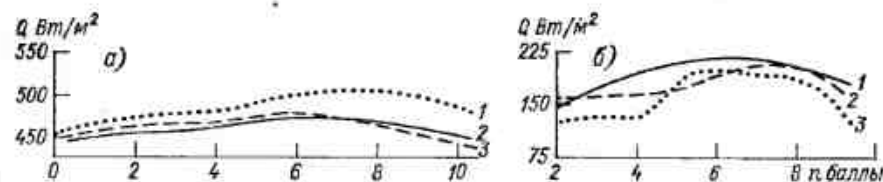


Рис. 5 (9.6). Влияние количества некоторых форм облаков на изменение суммарной радиации  $Q$  при высоте солнца  $30^\circ$  [29].

а) 1 —  $Cu$  при  $\odot$ ,  $\odot^2$ ; 2 —  $Cl$  при  $\odot$ ,  $\odot^2$ ; 3 —  $Ac$  при  $\odot$ ,  $\odot^2$ ; б) 1 —  $Ac$  при  $\Pi$ ; 2 —  $Cu$  при  $\Pi$ ; 3 —  $Sc$  при  $\Pi$ .

значения  $r$  свидетельствуют о большом разбросе данных измерений вокруг прямых, описываемых соотношениями

$$\begin{aligned} S^* &= 1,42 - 1,60n \quad (r = 0,72), \\ Q^* &= 1,24 - 0,85n \quad (r = 0,85), \end{aligned} \quad (1)$$

где  $n$  — в долях единицы.

В 1973 г. были получены несколько иные результаты [107] с более высокими значениями коэффициента корреляции для  $S^*$ :

$$\begin{aligned} S^* &= 1,04 - 0,10n \quad (r = 0,89), \\ Q^* &= 1,00 - 0,06n \quad (r = 0,81). \end{aligned} \quad (2)$$

Аппроксимируя данные работы [85] для кучевой облачности, получаем:

$$S^* = 1,0 - 0,1n. \quad (3)$$

На рис. 6 (9.6) и в табл. 5 (9.6) представлены обобщенные статистические значения  $Q^*$  для  $Cl$ ,  $Cs$ ,  $St$  и  $Ns$  по станциям Архангельск, Усть Вымь, Воейково, Минск, Курск, Кушнареново, Волгоград, Кишинев, Аскания-Нова [80].

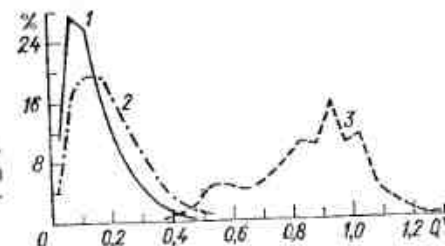


Рис. 6 (9.6). Повторяемость (%) значений относительной суммарной радиации  $Q^*$  при сплошной облачности, обобщенная по 9 пунктам наблюдений [80].

1 —  $Ns$ , 2 —  $St$ , 3 —  $Cl$ .

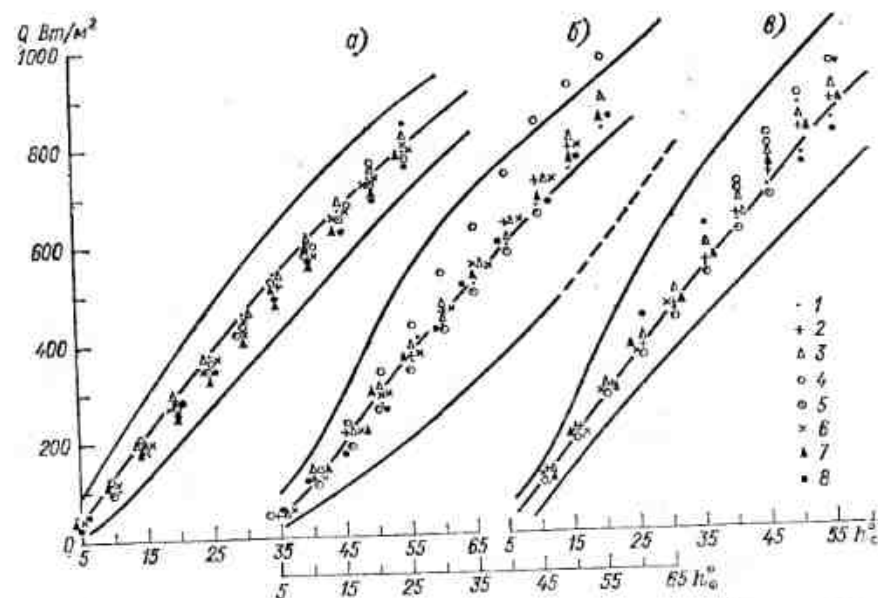


Рис. 7 (9.6). Средняя интенсивность суммарной радиации  $Q$  и пределы колебания ее при наличии облаков верхнего (а), среднего (б) ярусов и вертикального развития (в) и при разном состоянии диска солнца [94].

1)  $\odot^2$ , 2–3 балла; 2)  $\odot^2$ , 4–5 б.; 3)  $\odot^2$ , 6–7 б.; 4)  $\odot^2$ , 8–9 б.; 5)  $\odot$ , 2–3 б.; 6)  $\odot$ , 4–5 б.; 7)  $\odot$ , 6–7 б.; 8)  $\odot$ , 8–9 баллов.

На рис. 7 (9.6) приводятся пределы колебаний  $Q$  в зависимости от высоты Солнца [94].

Радиационные характеристики облачности в полярных районах рассмотрены в работах [12, 56, 64, 83]. В работе [64] ослабление радиации описывается формулой

$$\Pi = \frac{Q_{\text{вг}}(0) - Q_{\text{нг}}(n)}{Q_{\text{вг}}(0)}. \quad (4)$$

На рис. 8 (9.6) приведена зависимость  $\Pi$  от мощности облака, полученная в августе—сентябре 1959 г., а в табл. 6 (9.6) — данные о поглощении радиации для некоторых форм облаков [64], полученные в то же время.

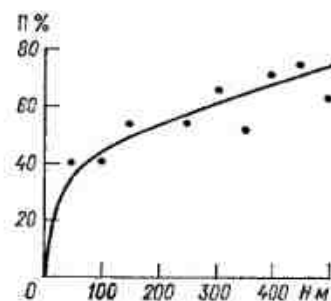


Рис. 8 (9.6). Зависимость величины ослабления радиации  $\Pi$  (%) от мощности облака  $H$  [64].

Таблица 5 (9.6)

Обобщенные статистические характеристики  $Q^*$  при сплошной облачности различных форм [80]

| Форма облачности | $N$  | Характеристики $Q^*$ |              |             |                |           |
|------------------|------|----------------------|--------------|-------------|----------------|-----------|
|                  |      | Среднее              | Максимальное | Минимальное | $\sigma_{Q^*}$ | $C_{Q^*}$ |
| Cl, Cs           | 1288 | 0,85                 | 1,29         | 0,40        | 0,18           | 0,21      |
| St               | 1521 | 0,19                 | 0,55         | 0,02        | 0,10           | 0,52      |
| Ns               | 2101 | 0,14                 | 0,51         | 0,00        | 0,08           | 0,60      |

Примечание.  $\sigma$  — среднеквадратичные значения  $Q^*$ .  $C_{Q^*} = \sigma / \bar{Q}^*$  — коэффициент вариации.

Таблица 6 (9.6)

Поглощение радиации ( $\Pi$ ) в зависимости от формы облаков [64]

| Форма облаков           | $H$ м   | $\Pi$ %  |
|-------------------------|---------|----------|
| St, 10 б.               | 300—350 | 2—5      |
| St, 10 б.               | 300—400 | 14—26 *  |
| Sc, 10 б.               | 200—500 | 4—10     |
| Sc <sup>0</sup> , 10 б. | 200—800 | 14—27 ** |
| As, 10 б.               | —       | 4        |

\* Большие значения  $\Pi$  отмечаются при выпадении осадков в виде мороси или при тумане у Земли.

\*\* Большие значения  $\Pi$  отмечаются при слабых осадках или дымке.

Актинометрические наблюдения на о. Диксон в 1938—1961 гг. показали, что при толщине облачного слоя от 100 до 500 м, он опускается от 55 до 26 % солнечной радиации [56]. На основе этих данных в табл. 7 (9.6) приведены значения  $K$  в зависимости от количества облачности, причем

$$Q(n) = Q(0)[1 - (1 - K)n], \quad (5)$$

т. е.

$$K = 1 - \frac{Q(0) - Q(n)}{Q(0)n}.$$

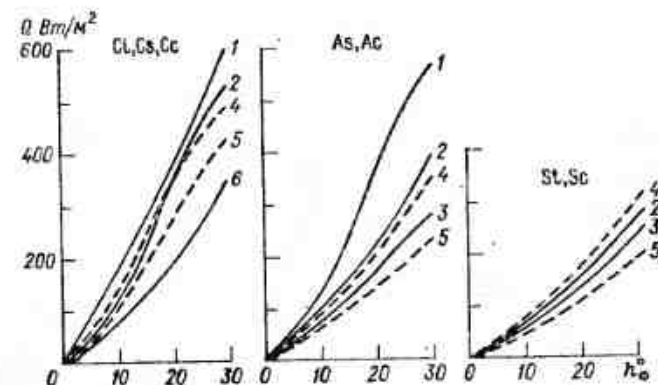


Рис. 9 (9.6). Поток суммарной радиации  $Q$  при наличии облаков различных форм [12].

1 — Центральная Антарктида, 2 — побережье Антарктиды, 3 — Антарктический полуостров, 4 — Центральная Арктика, 5 — побережье Арктики, 6 — Павловск.

На рис. 9 (9.6) и в табл. 8 и 9 (9.6) приводятся характеристики суммарной радиации и ее ослабления в Арктике и Антарктике [12, 16, 17].

Исследование влияния облачности на радиационное поле атмосферы над океаном показало, что радиационные параметры облаков над океаном могут отличаться от параметров над сушей [2, 16, 18, 31, 34—37, 55, 109]. Зависимость эффективного излучения  $F$  от количества облаков выражается эмпирическим соотношением

$$F(n) = F(0)[1 - 0,63(0,1n)^2], \quad (6)$$

где  $n$  — общее количество облаков в баллах.

В табл. 10—12 (9.6) приведены значения  $Q^*$  — средние для Мирового океана (1848 измерений), а также для Тихого, Индийского океанов и Северной Атлантики [18].



Таблица 7 (9.6)

Коэффициенты пропускания солнечной радиации  $K$  и стандартное отклонение  $\sigma$  при различном количестве облаков  $n$ .

| Месяц         | Ярус    | $n$ баллов |          |       |          |      |          |      |          |
|---------------|---------|------------|----------|-------|----------|------|----------|------|----------|
|               |         | 1-3        |          | 4-6   |          | 7-9  |          | 10   |          |
|               |         | $K$        | $\sigma$ | $K$   | $\sigma$ | $K$  | $\sigma$ | $K$  | $\sigma$ |
| Февраль       | Верхний | -2,69      | 1,43     | 0,53  | 0,48     | 0,60 | 0,10     | 0,46 | 0,10     |
|               | Средний | -4,44      | 2,79     | -0,43 | —        | 0,35 | 0,30     | 0,39 | 0,14     |
|               | Нижний  | —          | —        | 0,50  | —        | 0,47 | —        | 0,29 | 0,14     |
| Март          | Верхний | -0,75      | 0,87     | 0,20  | 0,26     | 0,69 | 0,26     | 0,64 | 0,17     |
|               | Средний | -1,63      | 0,75     | 0,44  | 0,04     | 0,55 | 0,18     | 0,56 | 0,14     |
|               | Нижний  | -0,63      | 0,16     | 0,72  | 0,12     | 0,71 | 0,19     | 0,48 | 0,14     |
| Апрель        | Верхний | 0,05       | 0,65     | 0,45  | 0,42     | 0,75 | 0,49     | 0,70 | 0,14     |
|               | Средний | 0,73       | 0,09     | 0,60  | 0,15     | 0,84 | 0,02     | 0,48 | 0,22     |
|               | Нижний  | 0,16       | 0,57     | 0,74  | —        | 0,71 | 0,18     | 0,52 | 0,14     |
| Май           | Верхний | -0,24      | 0,50     | 0,60  | 0,30     | 0,74 | 0,28     | 0,70 | 0,20     |
|               | Средний | -0,13      | 0,19     | 0,56  | 0,10     | 0,70 | 0,20     | 0,55 | 0,17     |
|               | Нижний  | 0,49       | 0,21     | 0,75  | —        | 0,75 | 0,14     | 0,51 | 0,10     |
| Июнь          | Верхний | -0,57      | 0,67     | 0,64  | 0,38     | 0,70 | 0,21     | 0,71 | 0,20     |
|               | Средний | -1,37      | 1,83     | 0,29  | 0,41     | 0,65 | 0,55     | 0,37 | 0,17     |
|               | Нижний  | 0,18       | 0,15     | 0,61  | 0,50     | 0,60 | 0,20     | 0,40 | 0,14     |
| Июль          | Верхний | 0,17       | 0,88     | 0,65  | 0,39     | 0,69 | 0,12     | 0,68 | 0,33     |
|               | Средний | —          | —        | 0,79  | —        | 0,48 | 0,14     | 0,45 | 0,20     |
|               | Нижний  | 0,56       | —        | 0,50  | —        | 0,54 | 0,29     | 0,33 | 0,17     |
| Август        | Верхний | -0,91      | 0,98     | 0,59  | 0,02     | 0,81 | 0,14     | 0,68 | 0,14     |
|               | Средний | —          | —        | —     | —        | —    | —        | —    | —        |
|               | Нижний  | 0,45       | —        | 0,64  | 0,18     | 0,42 | 0,17     | 0,31 | 0,10     |
| Сентябрь      | Верхний | -1,95      | 1,47     | 0,49  | —        | —    | —        | 0,51 | 0,14     |
|               | Средний | —          | —        | —     | —        | —    | —        | —    | —        |
|               | Нижний  | -2,00      | —        | 0,40  | 0,99     | 0,64 | 0,44     | 0,26 | 0,10     |
| Октябрь       | Верхний | -2,33      | —        | —     | —        | —    | —        | 0,35 | 0,10     |
|               | Средний | —          | —        | —     | —        | —    | —        | 0,27 | 0,14     |
|               | Нижний  | -2,30      | 1,57     | -0,15 | 0,69     | 0,29 | 0,17     | 0,23 | 0,10     |
| Число случаев |         | 345        |          | 159   |          | 283  |          | 3892 |          |

Примечание. Отрицательные значения  $K$  могут наблюдаться, если при наличии на небосводе облаков, непосредственно над метеоплощадкой ясно.

Таблица 8 (9.6)

Ослабление (%) потока суммарной радиации  $Q$  сплошной облачностью ( $h_{\odot}=30^{\circ}$ ) [12]

| Район                     | Верхний ярус | Средний ярус | Нижний ярус |
|---------------------------|--------------|--------------|-------------|
| Центральная Антарктида    | 95           | 91           | —           |
| Побережье Антарктиды      | 92           | 65           | 55          |
| Антарктический полуостров | 65           | 45           | 35          |
| Арктика                   | 82           | 75           | 36          |

Таблица 9 (9.6)

Средние значения относительной суммарной радиации  $Q^*$  (%) при сплошной облачности нижнего яруса [17]

| Район                | Сезон | $h_{\odot}$ |    |    |    |
|----------------------|-------|-------------|----|----|----|
|                      |       | 10          | 20 | 30 | 40 |
| Побережье Арктики    | Зима  | 45          | 55 | 66 | —  |
|                      | Лето  | 26          | 33 | 40 | 52 |
| Арктический бассейн  | Зима  | 59          | 64 | 73 | —  |
|                      | Лето  | 40          | 46 | 57 | 70 |
| Побережье Антарктиды | Зима  | 48          | 55 | 61 | —  |
|                      | Лето  | 36          | 44 | 49 | 54 |
| Умеренные широты     | Лето  | 23          | 20 | 21 | 23 |

Таблица 10 (9.6)

Средние значения  $Q^*$  для Мирового океана [18]

| $h_{\odot}$ | $n$ баллов |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|-------------|------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|             | 1          | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    | 9    | 10   |
| 20          | 1,02       | 1,02 | 1,00 | 0,97 | 0,92 | 0,86 | 0,78 | 0,68 | 0,54 | 0,35 |
| 30          | 1,01       | 1,01 | 0,99 | 0,96 | 0,92 | 0,87 | 0,79 | 0,70 | 0,56 | 0,37 |
| 40          | 1,00       | 1,00 | 0,99 | 0,96 | 0,93 | 0,88 | 0,81 | 0,72 | 0,58 | 0,40 |
| 50          | 1,00       | 1,00 | 0,98 | 0,96 | 0,93 | 0,89 | 0,82 | 0,74 | 0,60 | 0,42 |
| 60          | 1,00       | 0,99 | 0,98 | 0,96 | 0,93 | 0,89 | 0,84 | 0,75 | 0,62 | 0,44 |
| 70          | 1,00       | 0,98 | 0,97 | 0,96 | 0,93 | 0,90 | 0,85 | 0,77 | 0,64 | 0,46 |
| 80          | 0,99       | 0,98 | 0,97 | 0,95 | 0,94 | 0,90 | 0,86 | 0,78 | 0,66 | 0,48 |

Таблица 11 (9.6)

Зависимость  $Q^*$  от высоты солнца и количества облаков для Северной Атлантики [18]

| $n$ баллов |         | $h_{\odot}$ |      |      |      |      |      |      |      | $\bar{Q}^*$ | $N$  |
|------------|---------|-------------|------|------|------|------|------|------|------|-------------|------|
| $n_{об}$   | $n_{н}$ | 5           | 15   | 25   | 35   | 45   | 55   | 65   | 75   |             |      |
| 1-2        | 0       | 1,02        | 1,04 | 0,99 | 0,98 | 1,02 | 0,98 | 0,96 | 0,94 | 1,00        | 595  |
|            | 1-2     | 1,04        | 1,00 | 1,04 | 1,00 | 1,00 | 0,97 | 0,94 | 0,94 | 1,00        | 987  |
| 3-7        | 0       | 0,90        | 0,92 | 0,94 | 0,95 | 0,94 | 0,95 | 0,94 | 0,93 | 0,93        | 899  |
|            | 1-2     | 0,89        | 0,99 | 0,96 | 0,98 | 0,99 | 0,97 | 0,95 | 0,94 | 0,96        | 1012 |
|            | 3-7     | 0,88        | 0,92 | 0,93 | 0,93 | 0,94 | 0,96 | 0,94 | 0,94 | 0,93        | 3114 |
| 8-9        | 0       | 0,79        | 0,75 | 0,78 | 0,79 | 0,83 | 0,80 | 0,85 | 0,91 | 0,79        | 608  |
|            | 1-2     | 0,82        | 0,77 | 0,79 | 0,83 | 0,84 | 0,84 | 0,83 | 0,84 | 0,82        | 474  |
|            | 3-7     | 0,75        | 0,67 | 0,70 | 0,74 | 0,77 | 0,76 | 0,78 | 0,80 | 0,73        | 1899 |
| 10         | 8-9     | 0,58        | 0,52 | 0,53 | 0,57 | 0,60 | 0,64 | 0,67 | 0,72 | 0,58        | 2814 |
|            | 0       | 0,55        | 0,51 | 0,57 | 0,59 | 0,64 | 0,69 | 0,68 | 0,69 | 0,58        | 714  |
|            | 1-2     | 0,52        | 0,56 | 0,61 | 0,55 | 0,65 | 0,66 | 0,68 | 0,71 | 0,58        | 202  |
|            | 3-7     | 0,51        | 0,45 | 0,47 | 0,50 | 0,56 | 0,54 | 0,56 | 0,59 | 0,50        | 889  |
|            | 8-9     | 0,44        | 0,35 | 0,42 | 0,43 | 0,73 | 0,40 | 0,37 | 0,40 | 0,41        | 521  |
|            | 10      | 0,36        | 0,32 | 0,32 | 0,37 | 0,73 | 0,39 | 0,42 | 0,36 | 0,34        | 7361 |

В табл. 13 (9.6) дана краткая сводка данных, использованных для построения табл. 11 и 12 (9.6). На рис. 10 (9.6) приведены значения  $Q^*(n)$  над тропической Атлантикой ( $5^\circ$  ю. ш. —  $30^\circ$  с. ш.,  $0-8^\circ$  з. д.) [55, 107]. Для этого района предложен ряд эмпирических соотношений. Так, в работе [35] приведено соотношение

$$Q^*(n) = 1 - 0,00047n^3. \quad (7)$$

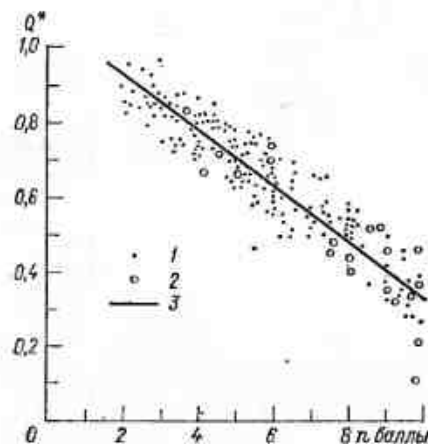


Рис. 10 (9.6). Зависимость средних относительных потоков  $Q^*$  от количества кучевых облаков  $n$  [55].

1 — по данным НИСП «Муссон», 2 — по данным работы [107], 3 — аппроксимация данных работы [107].

Таблица 12 (9.6)

Зависимость  $Q^*$  от полуденной высоты солнца и количества облаков для Тихого и Индийского океанов [18]

| n баллы  |       | $h_\odot$ |       |       |       |       |       |       |       | $\bar{Q}^*$ | N   |
|----------|-------|-----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------------|-----|
| $n_{об}$ | $n_n$ | 10—20     | 20—30 | 30—40 | 40—50 | 50—60 | 60—70 | 70—80 | 80—90 |             |     |
| 1        | 0     | —         | —     | 0,88  | 1,05  | 0,84  | 1,03  | 0,93  | —     | 0,96        | 12  |
| 1—2      | 0     | —         | —     | —     | 1,03  | 1,03  | —     | —     | —     | 1,03        | 2   |
|          | 1—2   | —         | —     | 0,99  | 1,05  | 0,99  | 0,97  | 1,00  | 0,94  | 0,99        | 49  |
| 3—7      | 0     | —         | 1,03  | 0,96  | 0,89  | —     | 0,78  | 0,91  | 0,97  | 0,88        | 22  |
|          | 1—2   | —         | 1,01  | 0,92  | 0,89  | 0,90  | 0,96  | 0,97  | 0,93  | 0,93        | 113 |
|          | 3—7   | 0,76      | 0,67  | 0,84  | 0,90  | 0,89  | 0,92  | 0,90  | 0,86  | 0,88        | 628 |
| 8—9      | 0     | —         | —     | —     | —     | 0,85  | 0,87  | 0,52  | —     | 0,78        | 4   |
|          | 1—2   | —         | —     | 0,36  | 0,79  | 0,88  | 0,81  | 0,78  | 0,82  | 0,79        | 46  |
|          | 3—7   | 0,60      | 0,58  | 0,62  | 0,71  | 0,66  | 0,72  | 0,79  | 0,74  | 0,72        | 370 |
|          | 8—9   | 0,74      | 0,44  | 0,96  | 0,68  | 0,59  | 0,47  | 0,60  | 0,55  | 0,65        | 88  |
| 10       | 0     | —         | —     | —     | 0,47  | 0,52  | 0,66  | —     | 0,81  | 0,63        | 7   |
|          | 1—2   | —         | 0,37  | 1,02  | 0,55  | —     | 0,68  | 0,59  | 0,70  | 0,61        | 20  |
|          | 3—7   | —         | 0,48  | 0,43  | 0,58  | 0,50  | 0,56  | 0,52  | 0,55  | 0,53        | 210 |
|          | 8—9   | 0,18      | 0,38  | 0,35  | 0,31  | 0,37  | 0,53  | 0,44  | 0,42  | 0,43        | 114 |
|          | 10    | —         | 0,25  | 0,42  | 0,41  | 0,41  | 0,58  | 0,41  | 0,21  | 0,43        | 161 |

Таблица 13 (9.6)

Средние значения  $Q^*$  для различных градаций количества общей  $n_{об}$  и нижней ( $n_n$ ) облачности [34]

| $n_{об}$ баллы | $n_n$ баллы | $\bar{Q}^*$ | $n_{об}$ баллы | $n_n$ баллы | $\bar{Q}^*$ |
|----------------|-------------|-------------|----------------|-------------|-------------|
| 1—2            | 0           | 1,0         | 10             | 3—7         | 0,73        |
|                | 1—2         | 1,0         |                | 8—9         | 0,59        |
| 3—7            | 0           | 0,93        |                | 0           | 0,58        |
|                | 1—2         | 0,94        |                | 1—2         | 0,59        |
|                | 3—7         | 0,90        |                | 3—7         | 0,51        |
| 8—9            | 0           | 0,79        |                | 8—9         | 0,42        |
|                | 1—2         | 0,81        |                | 10          | 0,35        |

По данным АТЭП-74 [16, 17, 36] установлено, что в среднем

$$Q(n) = Q(0) - 39,8 \sin h_\odot (0,1n)^3, \quad (8)$$

где  $Q$  — в мВт/см<sup>2</sup>,  $n$  — в баллах.

Более детальный анализ данных показал, что

$$Q(n) = Q(0) - a (\sin h_\odot)^b (0,1n)^a, \quad (9)$$

где  $Q(0) = 97,7 (\sin h_\odot)^{1,20}$ ,  $\alpha = 3$ , а значения  $a$  и  $b$  приведены в табл. 14 (9.6).

Таблица 14 (9.6)

Значения параметров  $a$  и  $b$  в формуле (9) для тропической части Атлантики (1) и Северной Атлантики (2) [16, 17, 36]

| Форма облаков | Район | $a \frac{\text{мВт}}{\text{см}^2}$ | $b$  | $\sigma/\bar{Q}$ | N    |
|---------------|-------|------------------------------------|------|------------------|------|
| Ci            | 1     | 4,9                                | 0,70 | 0,15             | 360  |
|               | 2     | 22,3                               | 1,10 | 0,20             | 105  |
| Cs            | 1     | 24,4                               | 0,70 | 0,19             | 450  |
|               | 2     | 39,1                               | 0,70 | 0,28             | 555  |
| Sc            | 1     | 48,2                               | 1,10 | 0,26             | 104  |
|               | 2     | 62,8                               | 1,00 | 0,47             | 1290 |
| St            | 1     | 67,0                               | 1,00 | 0,50             | 990  |
|               | 2     | 67,0                               | 1,00 | 0,50             | 990  |
| Cb            | 1     | 65,6                               | 1,15 | 0,58             | 765  |
|               | 2     | 67,0                               | 1,00 | 0,48             | 405  |
| Ns            | 1     | 81,7                               | 1,10 | 0,57             | 475  |
|               | 2     | 81,7                               | 1,10 | 0,57             | 475  |
| Cu            | 1     | 34,9                               | 1,15 | 0,17             | 162  |
|               | 2     | 34,9                               | 1,15 | 0,17             | 162  |

Значения суммарной радиации  $Q$  над океаном и над сушей приведены в табл. 15 (9.6).

Таблица 15 (9.6)

Суммарная радиация (мВт/см<sup>2</sup>) над океаном (более 2000 измерений) (1) и над сушей (2) при наличии облаков различных форм [36]

| Форма облаков | Район | $h_{\odot}^*$ |      |      |      |      |      |      |      |      |
|---------------|-------|---------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|               |       | 10            | 20   | 30   | 40   | 50   | 60   | 70   | 80   | 90   |
| Ci            | 1     | 10,5          | 24,6 | 39,5 | 53,9 | 66,9 | 77,8 | 86,0 | 91,1 | 92,8 |
|               | 2     | 10,5          | 25,8 | 40,5 | 55,8 | 66,3 | 76,1 | 82,4 | 86,7 | 88,0 |
| Ac            | 1     | 4,8           | 15,5 | 27,5 | 39,6 | 50,7 | 60,1 | 67,3 | 71,8 | 73,3 |
|               | 2     | 5,6           | 15,4 | 23,7 | 34,2 | 40,5 | 45,8 | 50,3 | 53,0 | 54,4 |
| Sc            | 1     | 4,9           | 12,2 | 20,0 | 27,8 | 35,0 | 41,1 | 45,5 | 48,5 | 49,5 |
|               | 2     | 3,5           | 10,5 | 16,8 | 23,0 | 26,5 | 31,4 | 33,7 | 35,6 | 36,3 |
| Cb            | 1     | 3,2           | 7,9  | 13,0 | 18,0 | 22,7 | 26,6 | 29,6 | 31,5 | 32,1 |
|               | 2     | 4,9           | 8,4  | 12,6 | 16,0 | 19,5 | 22,3 | 24,4 | 25,8 | 26,5 |

Над Ладожским озером значения  $a$  и  $b$  в формуле (9) (табл. 16 (9.6)) существенно отличаются от значений этих величин над океаном [37].

Таблица 16 (9.6)

Значения параметров  $a$  и  $b$  в формуле (9) при наличии облаков различных форм над Ладожским озером [37]

| Форма облаков | $a$ мВт/см <sup>2</sup> | $b$  | $\sigma/\bar{Q}$ | $N$ |
|---------------|-------------------------|------|------------------|-----|
| Ci            | 18,1                    | 0,70 | 0,10             | 450 |
| Cs            | 25,1                    | 0,60 | 0,27             | 100 |
| Ac            | 59,3                    | 1,05 | 0,32             | 480 |
| As            | 63,5                    | 0,95 | 0,33             | 460 |
| Cu            | 60,7                    | 1,10 | 0,18             | 150 |
| Sc            | 71,9                    | 1,05 | 0,54             | 390 |
| St            | 73,3                    | 1,00 | 0,57             | 80  |
| Cb            | 78,2                    | 1,05 | 0,59             | 170 |
| Ns            | 87,9                    | 1,10 | 0,73             | 140 |

В табл. 17 (9.6) приводятся значения  $Q^*$  для разных форм облаков. Наблюдения проводились в основном над океанами [16, 17].

В табл. 18 и 19 (9.6) приводится повторяемость значений  $Q^*$  при наличии облаков различных форм на ст. Воейково [79, 103] в 1960—1970 гг.

Следует отметить, что информацию по рассматриваемому вопросу можно найти не только в упоминавшихся работах, но также в ряде других работ, ссылки на которые есть в монографиях [53, 61, 62, 85, 86, 94, 100, 105, 109].

Таблица 17 (9.6)

Значения  $Q^*$  при наличии облаков различных форм над Северной Атлантикой (1), тропической Атлантикой (2), Ладожским озером (3) и над континентом (4) [16, 17]

| Форма облаков (10 баллов) | Район | $h_{\odot}^*$ |      |      |      |      |      |      |      |      |
|---------------------------|-------|---------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|                           |       | 10            | 20   | 30   | 40   | 50   | 60   | 70   | 80   | 90   |
| Cs                        | 1     | 0,78          | 0,79 | 0,79 | 0,79 | 0,79 | 0,79 | 0,79 | 0,79 | 0,79 |
|                           | 2     | —             | —    | —    | —    | —    | —    | —    | —    | —    |
|                           | 3     | 0,39          | 0,58 | 0,65 | 0,70 | 0,72 | 0,74 | 0,75 | 0,76 | 0,76 |
|                           | 4     | 0,54          | 0,72 | 0,78 | 0,81 | 0,82 | 0,83 | 0,84 | 0,84 | 0,84 |
| Ac                        | 1     | 0,22          | 0,42 | 0,50 | 0,56 | 0,59 | 0,61 | 0,62 | 0,63 | 0,63 |
|                           | 2     | 0,40          | 0,57 | 0,65 | 0,69 | 0,71 | 0,73 | 0,74 | 0,75 | 0,75 |
|                           | 3     | 0,34          | 0,38 | 0,40 | 0,41 | 0,42 | 0,43 | 0,43 | 0,43 | 0,43 |
|                           | 4     | 0,41          | 0,48 | 0,50 | 0,51 | 0,52 | 0,52 | 0,52 | 0,52 | 0,52 |
| Sc                        | 1     | 0,27          | 0,33 | 0,36 | 0,38 | 0,40 | 0,41 | 0,41 | 0,42 | 0,42 |
|                           | 2     | 0,41          | 0,45 | 0,47 | 0,48 | 0,49 | 0,50 | 0,50 | 0,51 | 0,51 |
|                           | 3     | 0,21          | 0,25 | 0,27 | 0,29 | 0,30 | 0,31 | 0,31 | 0,31 | 0,31 |
|                           | 4     | 0,28          | 0,32 | 0,34 | 0,34 | 0,35 | 0,35 | 0,35 | 0,35 | 0,35 |
| St                        | 1     | 0,22          | 0,29 | 0,32 | 0,34 | 0,36 | 0,37 | 0,38 | 0,38 | 0,38 |
|                           | 2     | —             | —    | —    | —    | —    | —    | —    | —    | —    |
|                           | 3     | 0,12          | 0,20 | 0,23 | 0,26 | 0,28 | 0,29 | 0,29 | 0,30 | 0,30 |
|                           | 4     | 0,21          | 0,24 | 0,25 | 0,25 | 0,26 | 0,26 | 0,26 | 0,26 | 0,26 |
| Cb                        | 1     | 0,22          | 0,29 | 0,32 | 0,34 | 0,36 | 0,37 | 0,38 | 0,38 | 0,38 |
|                           | 2     | 0,27          | 0,29 | 0,30 | 0,31 | 0,32 | 0,32 | 0,33 | 0,33 | 0,33 |
|                           | 3     | 0,14          | 0,19 | 0,21 | 0,23 | 0,24 | 0,24 | 0,25 | 0,25 | 0,25 |
|                           | 4     | 0,15          | 0,19 | 0,21 | 0,21 | 0,22 | 0,22 | 0,22 | 0,22 | 0,22 |
| Ns                        | 1     | 0,19          | 0,21 | 0,22 | 0,22 | 0,23 | 0,23 | 0,23 | 0,24 | 0,24 |
|                           | 2     | —             | —    | —    | —    | —    | —    | —    | —    | —    |
|                           | 3     | 0,11          | 0,13 | 0,14 | 0,15 | 0,16 | 0,16 | 0,16 | 0,16 | 0,16 |
|                           | 4     | 0,07          | 0,09 | 0,09 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,11 |

Таблица 18 (9.6)

Повторяемость (%) различных градаций  $Q^*$  при наличии облаков различных форм в случае  $n=10$  баллов на ст. Воейково [103]

| $Q^*$   | Форма облаков |        |    |    |    |    |        |    |
|---------|---------------|--------|----|----|----|----|--------|----|
|         | Ci            | Cs, Cc | As | Ac | Cu | St | Sc, Cb | Ns |
| 1,2—1,1 | 4             |        |    |    |    |    |        |    |
| 1,1—1,0 | 13            |        |    |    |    |    |        |    |
| 1,0—0,9 | 33            | 12     |    | 2  |    |    |        |    |
| 0,9—0,8 | 28            | 15     |    | 3  | 17 |    |        |    |
| 0,8—0,7 | 14            | 26     |    | 9  | 25 |    |        |    |
| 0,7—0,6 | 5             | 36     |    | 11 | 35 |    |        |    |
| 0,6—0,5 | 3             | 11     | 25 | 15 | 23 |    |        |    |
| 0,5—0,4 |               |        | 35 | 16 |    |    |        |    |
| 0,4—0,3 |               |        | 24 | 23 |    | 15 |        |    |
| 0,3—0,2 |               |        | 16 | 15 |    | 23 | 22     | 16 |
| 0,2—0,1 |               |        |    | 6  |    | 50 | 62     | 38 |
| 0,1—0,0 |               |        |    |    |    | 12 | 16     | 46 |



Таблица 19 (9.6)

Повторяемость (%) различных градаций  $Q^*$  в зависимости от количества общей облачности  $n$  для ст. Воейково, за 1959—1962 гг. [79]

| $Q^*$     | $n$ баллы     |     |      |                 |     |      |
|-----------|---------------|-----|------|-----------------|-----|------|
|           | 0—2           | 3—7 | 8—10 | 0—2             | 3—7 | 8—10 |
|           | Теплый период |     |      | Холодный период |     |      |
| 0,00—0,20 | —             | 2   | 23   | —               | —   | 17   |
| 0,21—0,40 | 0,5           | 13  | 27   | —               | 11  | 29   |
| 0,41—0,60 | 0,5           | 8   | 20   | —               | 7   | 26   |
| 0,61—0,80 | 3             | 6   | 8    | 2               | 2   | 16   |
| 0,81—1,00 | 65            | 35  | 12   | 41              | 48  | 6    |
| 1,00      | 31            | 36  | 10   | 57              | 32  | 6    |
| $N$       | 550           | 411 | 2003 | 89              | 44  | 565  |

### 9.7. Влияние облачности на перенос длинноволновой радиации в атмосфере

Влияние облачности на перенос длинноволновой радиации определяется количеством облаков, мощностью облачного слоя и его высотой [15]. Основной недостаток исследования влияния облачности на перенос длинноволновой радиации заключается в том, что измерения потоков ДВР в дневных условиях производятся с большой погрешностью и очень редко. Измерения в ночных условиях проводятся при помощи актинометрических радиозондов (АРЗ) [100]. Пропускание облаков  $C_i$  уменьшается почти линейно до 50 % при увеличении мощности облака до 4,5 км [114]; остальные же облака обычно считаются черными. Значения пропускания  $T$  облаков  $C_i$ , полученные на основе материалов актинометрического радиозондирования, проведенного в период ТРОПЭКС-74 [41], изменяются от 0,20 до 0,83 при увеличении толщины облаков от 1,2 до 5,9 км.

Вообще говоря, восходящие и нисходящие потоки ДВР различаются по своему спектральному составу. Возможно, этим объясняются также различия между пропусканием ДВР облаками ( $T$ ) и эффективной излучательной способностью  $\epsilon$ , найденные для восходящего и нисходящего потоков. Для ДВР отражение принимается равным нулю, поэтому

$$T \uparrow \downarrow = 1 - \epsilon \uparrow \downarrow, \quad (1)$$

где  $\epsilon \uparrow \downarrow$  рассчитывается по формулам

$$\epsilon \downarrow = \frac{F_{\text{НГ}} \downarrow - F_{\text{ВГ}} \downarrow}{\sigma T_{\text{НГ}}^4 - F_{\text{ВГ}} \downarrow}, \quad (2)$$

$$\epsilon \uparrow = \frac{F_{\text{ВГ}} \uparrow - F_{\text{НГ}} \downarrow}{\sigma T_{\text{ВГ}}^4 - F_{\text{НГ}} \downarrow}.$$

По Коксу [174] эффективная излучательная (поглощательная) способность облаков St, Sc, Ns, As, Cu, Cb в длинноволновой области, рассчитанная по нисходящим потокам, связана с их водозапасом  $m$  соотношением

$$\epsilon \downarrow = 1 - \exp(-0,158m), \quad (3)$$

а рассчитанная по восходящим потокам — соотношением [174]:

$$\epsilon \downarrow = 1 - \exp(-0,13m), \quad (4)$$

где  $m$  — в г/м<sup>2</sup>. Влияние облачности на поле ДВР в атмосфере было исследовано [67] на основе данных актинометрического радиозондирования.

В табл. 1 (9.7) приведены значения  $\theta$  при различной облачности [38], полученные по данным АРЗ за 1964—1967 г. на пяти станциях: Киев, Свердловск, Долгопрудная, Владивосток и Петропавловск. Статистическая структура поля ДВР, построенная по данным АРЗ, представлена в работах [40, 74].

На рис. 1 и 2 (9.7) приведены некоторые характеристики облачности в Антарктиде [82]. В работе [66] содержатся данные о статистической структуре поля ДВР в атмосфере Антарктиды для облачных и безоблачных условий.

В 1983—1986 гг. в ЦАО был обработан обширный материал, позволяющий рассмотреть влияние облачности на перенос ДВР в атмосфере в январе, апреле, июле и октябре за 1968—1975 гг. по следующим станциям: Аральск, Владивосток, Иркутск, Куйбышев, Киев, Ленинград, Минск, Москва, Мурманск, Петропавловск-Камчатский, Рига, Ростов-на-Дону, Свердловск, Тбилиси и Южно-Сахалинск. Материал включает данные о восходящих и нисходящих потоках ДВР, об эффективном излучении и скорости радиационного изменения температуры воздуха для следующих ситуаций облачности: 1) 0/0; 2) 3—5 баллов Cs, Ci, Cc; 3) 7—

Таблица 1 (9.7)

Средние скорости радиационного изменения температуры воздуха  $\theta$  при наличии облаков разных ярусов [38]

| Облачность | Сезон | $\theta$ °C/ч |                   |          |                    |
|------------|-------|---------------|-------------------|----------|--------------------|
|            |       | Под облаком   | На нижней границе | В облаке | На верхней границе |
| 0/0        | Зима  | —0,034        | —                 | 0,024    | 0,005              |
|            | Лето  | —0,048        | —                 | 0,025    | —0,012             |
| Ci         | Лето  | 0,082         | 0,228             | —0,076   | —0,100             |
| As, As     | Зима  | —0,011        | 0,031             | —0,062   | —0,094             |
|            | Лето  | —0,014        | 0,061             | —0,066   | —0,141             |
| Sc, St     | Зима  | —0,009        | 0,006             | —0,019   | —0,158             |
|            | Лето  | —0,000        | 0,012             | —0,008   | —0,078             |
| Ns—As      | Зима  | 0,000         | —0,004            | —0,013   | —0,031             |
|            | Лето  | 0,014         | 0,016             | —0,049   | —0,169             |

Примечание. Для случая отсутствия облачности рассматривался слой 0—3 км.

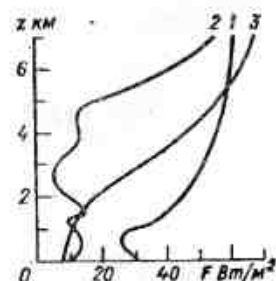


Рис. 1 (9.7). Вертикальные профили эффективного потока длинноволновой радиации в Антарктиде [82] при различных условиях облачности.

1 — ясное небо; 2 — 10/10 As, Ac; 3 — 10/10 St, Sc.

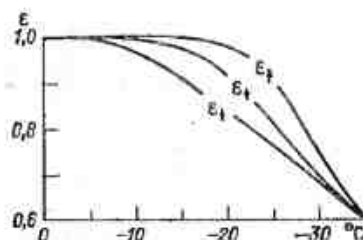


Рис. 2 (9.7). Излучательная способность  $\epsilon$  облаков нижнего и среднего ярусов в Антарктиде [82].

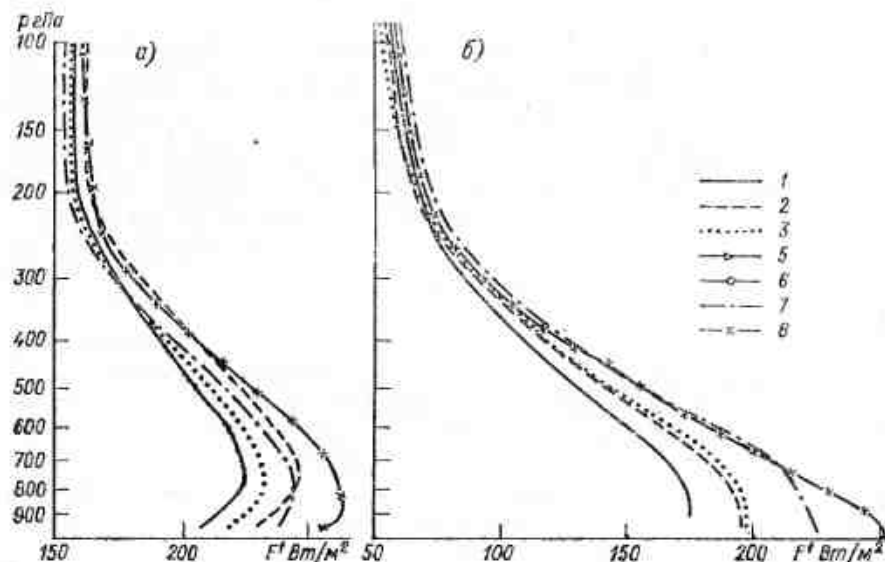


Рис. 3 (9.7). Средние значения  $F\uparrow$  (а) и  $F\downarrow$  (б) при наличии различного количества облаков разных форм в январе за 1968–1975 гг. (Свердловск).

1) 0; 2) 3–5 б. Cl, Cs, Cc; 3) 7–10 б. Cl, Cs, Cc; 4) 3–5 б. St; 5) 7–10 б. St; 6) 3–5 б. As, Ac; 7) 7–10 б. As, Ac; 8) 7–10 б. Ns, Cb.

10 б. Cs, Ci, Cc; 4) 3–5 б. St; 5) 7–10 б. St; 6) 3–5 б. As, Ac; 7) 7–10 б. As, Ac; 8) 7–10 б. Ns, Cb; 9) 3–5 б. Ns, Cb. Поскольку число случаев, когда отмечалось 3–5 б. St и Ns, Cb, мало, их влияние на поле ДВР не рассматривается. Для примера на рис. 3–16 (9.7) приведено распределение средних значений

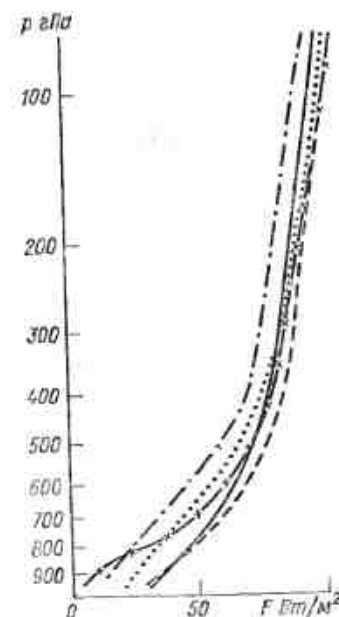


Рис. 4 (9.7). Средние значения  $F$  при наличии облачности различных форм в январе за 1968–1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

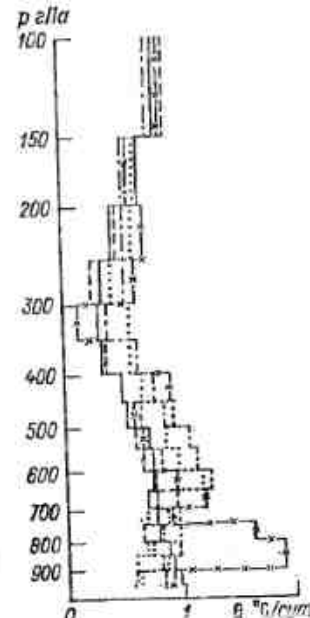


Рис. 5 (9.7). Средние значения  $\theta$  при наличии облачности различных форм в январе за 1968–1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

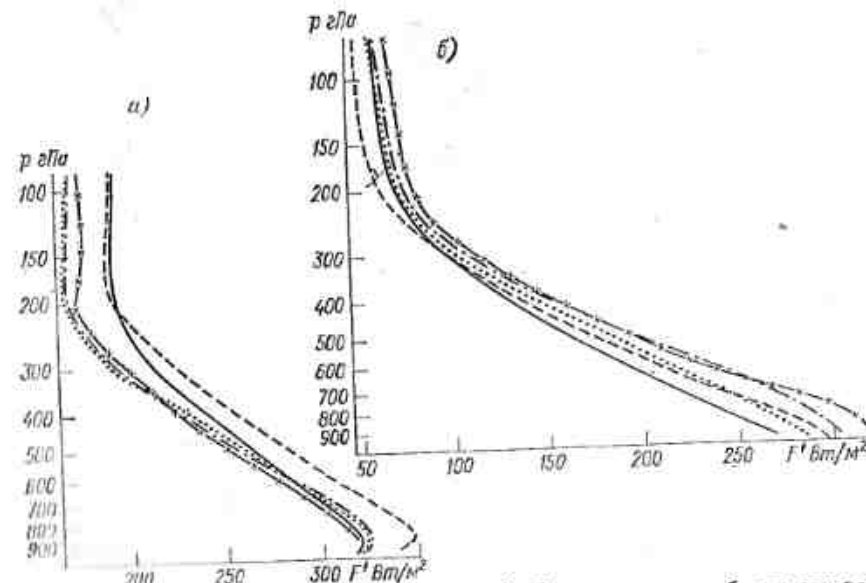


Рис. 6 (9.7). Средние значения  $F\uparrow$  (а) и  $F\downarrow$  (б) при наличии облачности различных форм в апреле 1968–1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

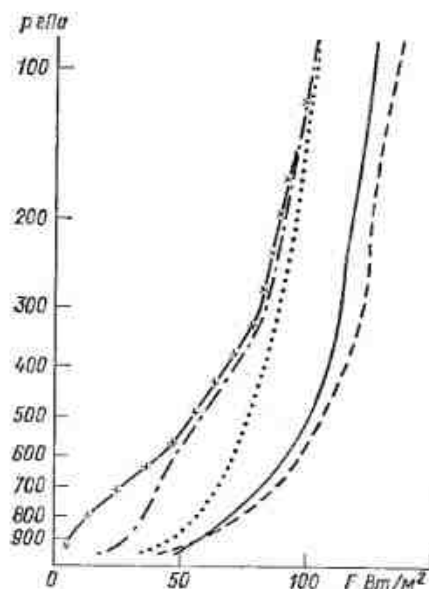


Рис. 7 (9.7). Средние значения  $F$  при наличии облачности различных форм в апреле за 1968—1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

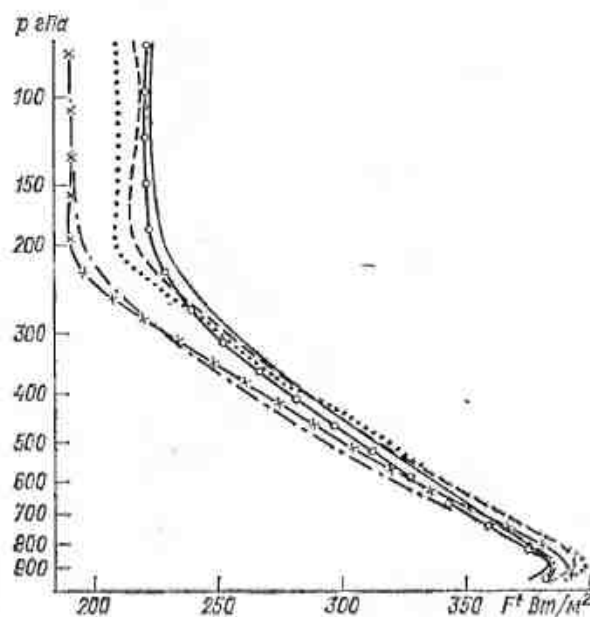


Рис. 9 (9.7). Средние значения  $F$  при наличии облачности различных форм в июле за 1968—1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

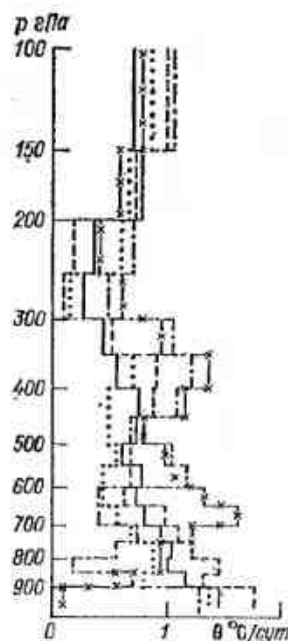


Рис. 8 (9.7). Средние значения  $\theta$  при наличии облачности различных форм в апреле за 1968—1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

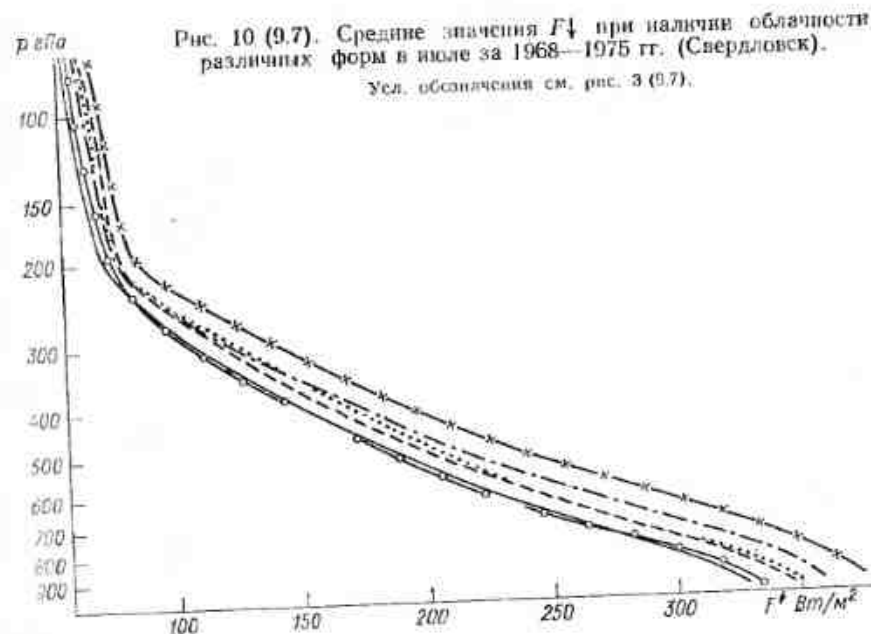


Рис. 10 (9.7). Средние значения  $F$  при наличии облачности различных форм в июле за 1968—1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

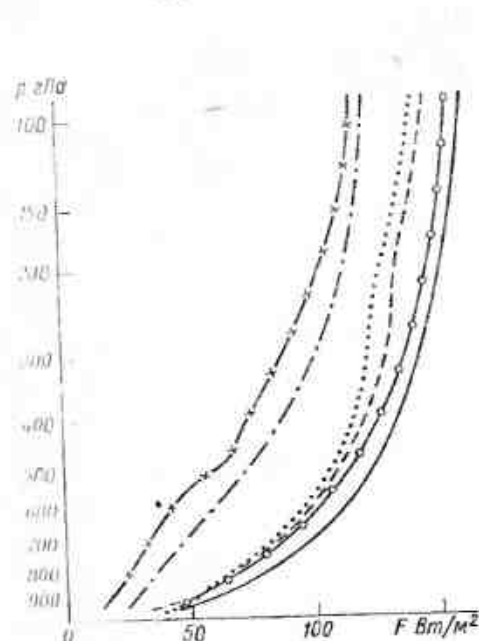


Рис. 11 (9.7). Средние значения  $F$  при наличии облачности различных форм в июле за 1968—1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

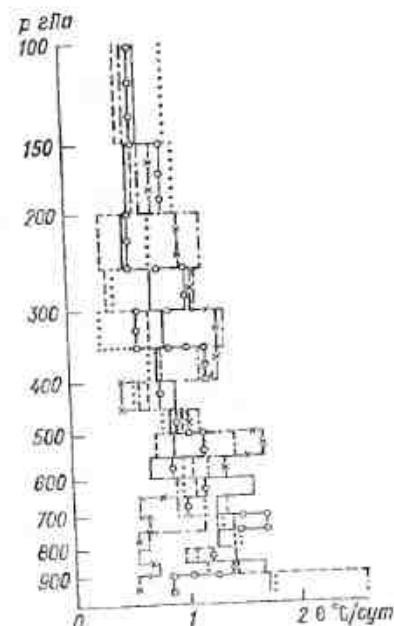


Рис. 12 (9.7). Средние значения  $\theta$  при наличии облачности различных форм в июле за 1968—1975 гг. (Свердловск).

Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).



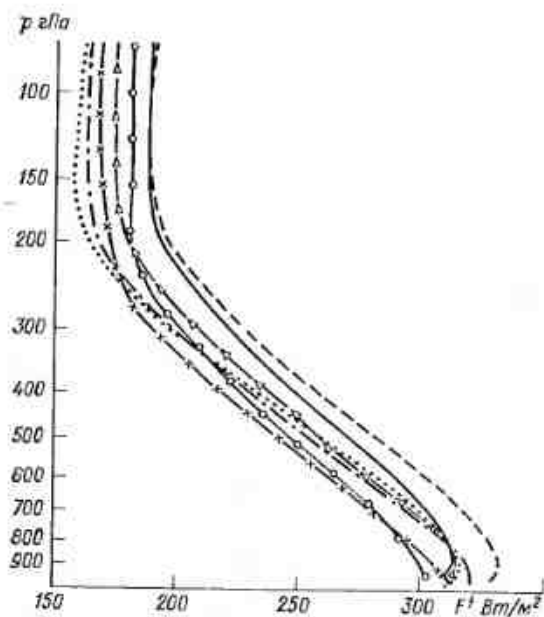


Рис. 13 (9.7). Средние значения  $F\uparrow$  при наличии облачности различных форм в октябре за 1968—1975 гг. (Свердловск).  
Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

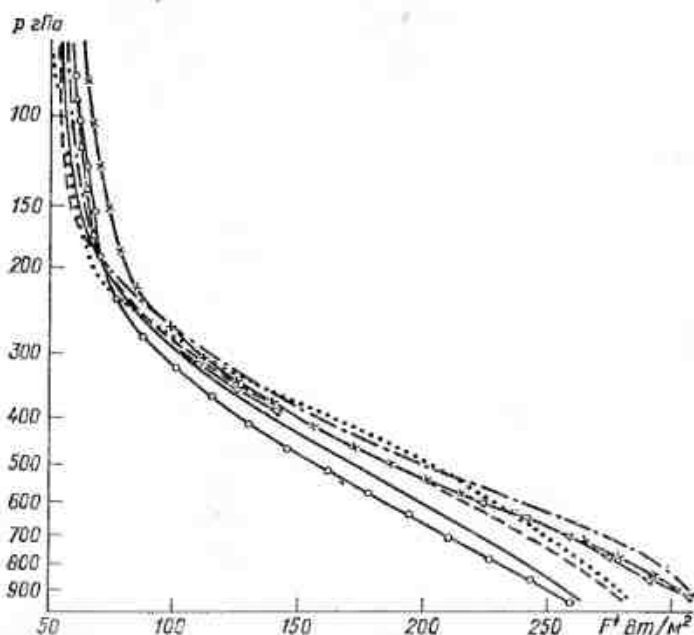


Рис. 14 (9.7). Средние значения  $F\downarrow$  при наличии облачности различных форм в октябре за 1968—1975 гг. (Свердловск).  
Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

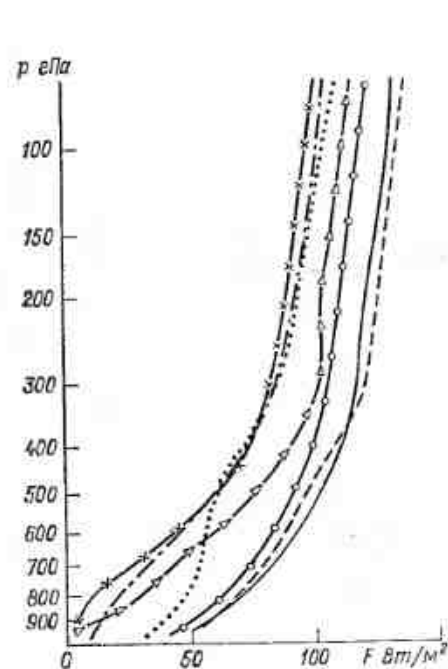


Рис. 15 (9.7). Средние значения  $F$  при наличии облачности различных форм в октябре за 1968—1975 гг. (Свердловск).  
Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

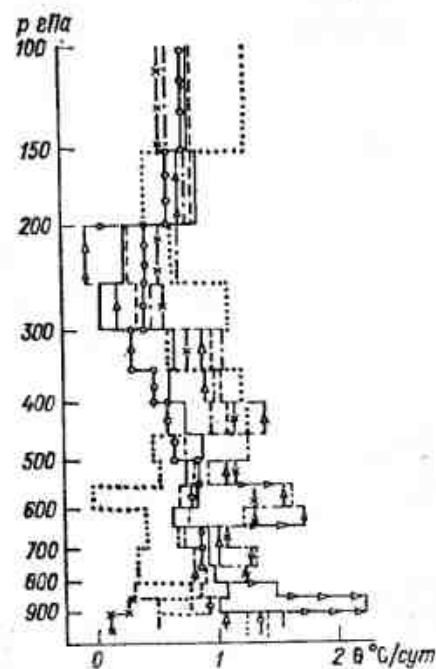


Рис. 16 (9.7). Средние значения  $\theta$  при наличии облачности различных форм в октябре за 1968—1975 гг. (Свердловск).  
Усл. обозначения см. рис. 3 (9.7).

$F\uparrow$ ,  $F\downarrow$ ,  $F$  и  $\theta$  по высоте для станции Свердловск. Следует отметить, что как по станциям, так и по сезонам радиационные характеристики атмосферы сильно различаются.

Из-за большой изменчивости поля ДВР под влиянием облачности [39, 40, 42], которую трудно описать в ночных условиях, для расчета восходящих и нисходящих потоков ДВР предложены эмпирические формулы, построенные на основе сетевого материала, полученного с помощью АРЗ, за 1963—1967 гг. [100]:

при  $p = 300 \dots 1000$  гПа

$$\begin{aligned} F\uparrow(p) &= (2,65 - 0,36 \lg p - 0,061 \lg^2 p) \sigma T^4(p), \\ F\downarrow(p) &= (0,158 + 0,26 \lg p) \sigma T^4(p); \end{aligned} \quad (5)$$

при  $p = 150 \dots 300$  гПа

$$\begin{aligned} F\uparrow(p) &= (0,675 + 0,333 \lg p) \sigma T^4(p), \\ F\downarrow(p) &= (-0,35 + 0,38 \lg p + 0,031 \lg^2 p) \sigma T^4(p), \end{aligned} \quad (6)$$

где  $\sigma = 5,6697 \cdot 10^{-8}$  Вт/(м²·К⁴).

### 9.8. Некоторые радиационные характеристики отдельных форм облаков

Исследования угловых и спектральных радиационных характеристик облачности представляют большие трудности, и поэтому к настоящему времени накоплено сравнительно мало данных.

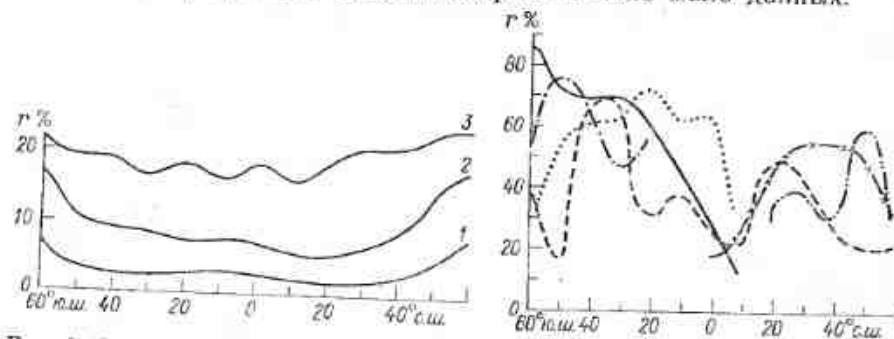


Рис. 1 (9.8). Угловое распределение коэффициента яркости  $r$  отражения над морем, закрытым тонкими облаками [111].

1 — тонкая пелена As, 2 — As fr. с пеленой As, 3 — однородные облака.

Рис. 2 (9.8). Угловое распределение коэффициента яркости  $r$  над мощными кучевыми облаками [111].

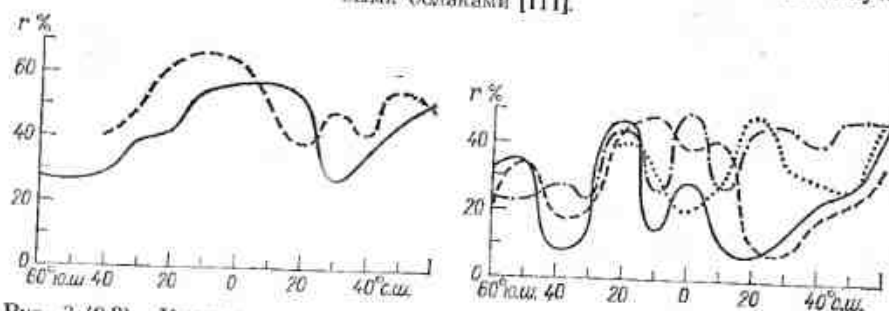


Рис. 3 (9.8). Угловое распределение коэффициента яркости  $r$  для облаков As op. [111].

Рис. 4 (9.8). Угловое распределение коэффициента яркости  $r$  для облаков Sc с просветами [111].

Впервые наиболее полно угловое распределение отраженной от облачности радиации было рассмотрено в работе [111]. На рис. 1—8 (9.8) приведено угловое распределение коэффициента яркости над разными облаками [111]. Из рисунков видно, что коэффициент яркости меняется в широких пределах — от 10 до 70 % — и для рассмотренной облачности не имеет определенной угловой зависимости.

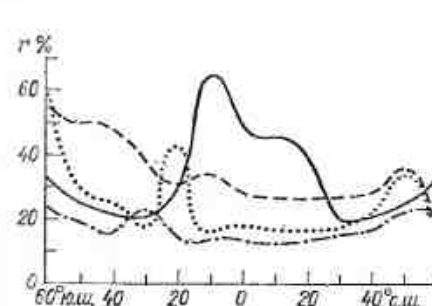


Рис. 5 (9.8). Угловое распределение коэффициента яркости  $r$  для сочетания облачных форм As и Cu [111].

Рис. 6 (9.8). Угловое распределение коэффициента яркости  $r$  для сочетания облачных форм As и Sc [111].

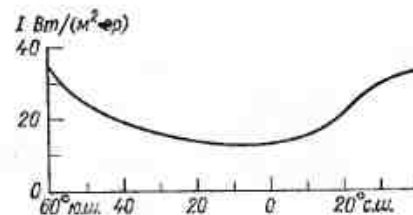


Рис. 7 (9.8). Угловое распределение интенсивности отраженной радиации  $I$  над морем, закрытым пеленой As neb. [111].

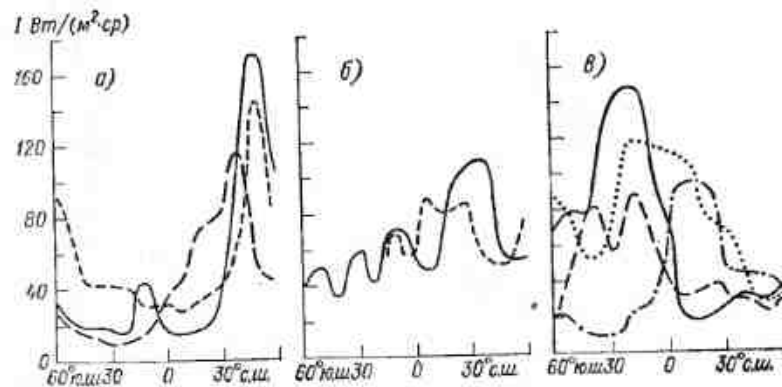


Рис. 8 (9.8). Угловое распределение интенсивности отраженной радиации  $I$  для сочетания форм облачности As+As fr., As+As op. [111].

Обширный материал по спектральным характеристикам облачности представлен в работах [3, 4, 57—63, 65, 95—97]. На рис. 9—11 (9.8) приведены спектральные характеристики различных форм облаков. Спектральные характеристики перистых облаков приведены в работе [30].

В работах [3—5, 30, 57—63, 65, 95—97] приводятся зависимости коэффициента ослабления от линейного размера слоя об-

лака, формирующего излучение, от длины волны, метеорологической дальности видимости, от концентрации капель. Измерения

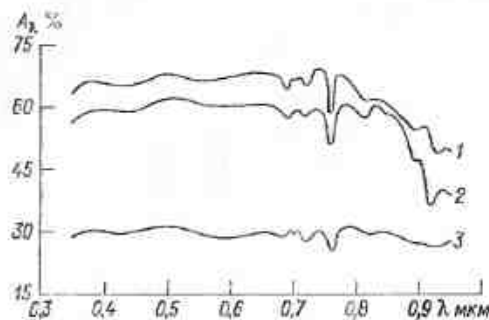


Рис 9 (9.8). Спектральное альbedo облаков в зависимости от их оптической толщины  $\tau$  и альbedo  $A'$  нижней лежащей поверхности [3, 97].  
1) St при  $\tau=3$  и  $A'=4\%$ ; 2) St при  $\tau=9$  и  $A'=4.3\%$ ; 3) Ac при  $\tau=10$  и  $A'=45\%$ .

Рис 10 (9.8). Спектральное альbedo в зависимости от микро-структуры облака [3, 97].

1) St при  $a_m=6$  мкм и  $N=180 \dots 220 \text{ см}^{-2}$ ; 2) St при  $a_m=8$  мкм и  $N=80 \dots 100 \text{ см}^{-2}$ ; 3) St при  $a_m=50$  мкм и  $N=10^{-2} \dots 10^{-3} \text{ см}^{-2}$ .

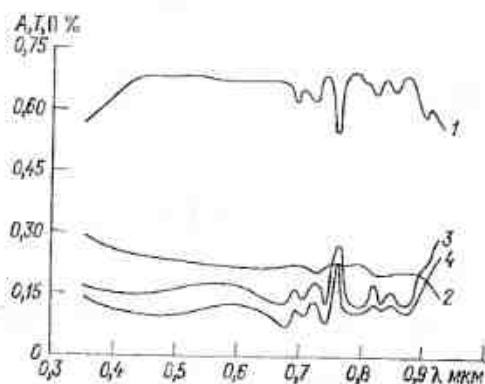
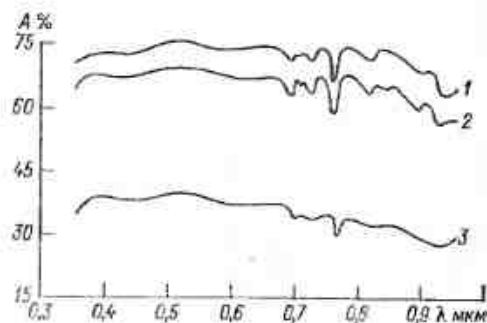


Рис 11 (9.8). Спектральное альbedo  $A$  (1), пропускание  $T$  (2), а также поглощательная способность  $\Pi$  облачного слоя толщиной 1,2—0,2 км (3) и 1,2—0,6 км (4) при  $h_E=38^\circ$ .

## 9.9. Расчеты радиационных характеристик отдельных моделей облачности

На практике при расчетах разнообразных радиационных характеристик облачности широко используются различные модели строения облаков. В частности, в работах [100, 102, 106, 112—116, 136—138, 155] можно найти рассчитанные значения альbedo и потоков для ряда облачных моделей. Поскольку в основу настоящего Справочника положены эмпирические данные, мы не считали возможным приводить здесь расчетные радиационные модели. Тот, кто заинтересуется расчетными радиационными моделями, может познакомиться с ними по оригинальным статьям и монографиям [101, 133, 136, 140, 144, 145, 153, 155, 158, 169, 172, 173, 176].

индикатрис отражения слоисто-кучевой облачности [5] показали, что они существенно зависят не только от длины волны, но и от высоты полета самолета над верхней границей облаков. В работе [100] содержится ряд сведений по рассматриваемому вопросу.



## Электрические характеристики атмосферы и облаков

### 10.1. Электрические характеристики атмосферы

Электричество атмосферы является фоном для электрических процессов в облаках, хотя, безусловно, облака нельзя считать пассивными образованиями на этом фоне. Тем не менее фон оказывает существенное влияние на электрическое состояние облаков, и прежде всего слоновых форм, особенно в начальной стадии развития. Поэтому приведем краткие сведения об основных характеристиках электрического состояния атмосферы в ясную безоблачную погоду, чтобы иметь возможность оценить те сложные изменения, которые происходят при наличии облаков.

#### 10.1.1. Электрическое поле в атмосфере

Электрическое поле атмосферы количественно характеризуется напряженностью и электрическим потенциалом, которые могут меняться от точки к точке. Напряженность электрического поля атмосферы — это сила, действующая в электрическом поле на единичный положительный заряд. Вектор напряженности направлен по нормали к изопотенциальной поверхности атмосферного электрического поля (Земле) в сторону убывания потенциала, т. е. к Земле. Принимается, что при этом направлении вектора напряженность электрического поля положительна. Это означает, что земная поверхность обладает отрицательным зарядом, а суммарный заряд в атмосфере положителен.

Электрическое поле атмосферы над ровной подстилающей поверхностью при отсутствии нарушений погоды\* принимается однородным, и в этих условиях рассматривается обычно только вертикальная составляющая вектора напряженности электрического поля. В облаках слоновых форм также нередко рассматривают лишь вертикальную составляющую. Тем не менее, несмотря на то, что данные о горизонтальной составляющей напряженности

\* При нарушении погоды в атмосфере отмечается хотя бы один из следующих признаков: наличие дождя, тумана или метели, скорость ветра более 6 м/с, общая облачность более 3—4 баллов [29].

поля в облаках слоновых форм крайне скудны, известно, что иногда она может быть сравнима с вертикальной.

В конвективных облаках надо рассматривать три составляющих вектора напряженности, хотя наблюдатели часто и в этом случае ограничиваются вертикальной составляющей.

Напряженность вертикальной составляющей электрического поля  $E$  максимальна у поверхности Земли, где ее среднее значение составляет примерно 120—130 В/м. В отдельных пунктах средние значения могут заметно отличаться от приведенного. На величину  $E$  оказывает влияние концентрация ионов, аэрозолей и турбулентное состояние атмосферы. Примеры средних значений напряженности электрического поля в некоторых пунктах СССР приведены в табл. 1 (10.1.1) и в табл. 1 (10.1.3).

Таблица 1 (10.1.1)

Осредненные за 5 лет значения напряженности электрического поля  $E$  (В/м) и электропроводности воздуха  $\lambda$  (фСм/м) у поверхности Земли по наблюдениям на станциях Советского Союза [36]

| Годы      | Станция                        |           |                            |           |                        |           |         |           |
|-----------|--------------------------------|-----------|----------------------------|-----------|------------------------|-----------|---------|-----------|
|           | В. Дубново близ<br>Свердловска |           | Войково близ<br>Ленинграда |           | Душети близ<br>Тбилиси |           | Иркутск |           |
|           | $E$                            | $\lambda$ | $E$                        | $\lambda$ | $E$                    | $\lambda$ | $E$     | $\lambda$ |
| 1960—1964 | 140                            | 36        | 180                        | 19        | 60                     | 50        | 60      | 18        |
| 1965—1969 | 150                            | 28        | 150                        | 17        | 80                     | 37        | 70      | 17        |
| 1970—1974 | 160                            | 22        | 120                        | 18        | 80                     | 40        | 110     | 12        |
| 1975—1979 | 150                            | 16        | 130                        | 15        | 80                     | 35        | 110     | 10        |

При нарушении погоды напряженность электрического поля резко изменяется, приобретая часто отрицательное значение.

Напряженность электрического поля у поверхности Земли имеет широтный ход с максимумом в средних широтах; к экватору и к полюсам напряженность электрического поля убывает.

Значения напряженности вертикального электрического поля атмосферы испытывают регулярные суточные изменения, которые над океанами и в полярных областях имеют вид простой волны с минимумом примерно в 4—6 ч и максимумом в 19—21 ч по гринвичскому времени. Эти изменения происходят синхронно по всему земному шару и получили название унитарной вариации напряженности электрического поля. Пример среднего суточного хода напряженности электрического поля над океанами по данным измерений за 1974—1979 гг. [22] приведен на рис. 1 (10.1.1) (кривая 1).

Суточный ход над континентами в летнее время имеет более сложный характер, следует за местным временем и связан с изменением электропроводности воздуха и объемного заряда над местом наблюдения (см., например, рис. 1 (10.1.1), кривая 2).

В годовом ходе напряженности электрического поля в любой точке земного шара отмечается максимум зимой северного полушария и минимум летом. Амплитуда отклонения от среднего составляет около 15 % [37].

Кроме регулярных колебаний, напряженность электрического поля даже в хорошую погоду испытывает довольно значительные нерегулярные изменения, связанные с изменением состояния ат-

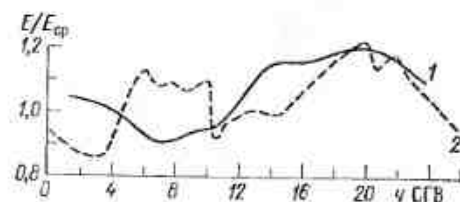


Рис. 1 (10.1.1). Средний суточный ход напряженности электрического поля (в относительных единицах) над океанами по данным наблюдений в течение 186 сут над Атлантическим и Индийским океанами (1) [22] и над континентами (Мурманск, лето 1958—1968 гг.) (2) [30].

мосферы, различными аэрозольными включениями и т. д. В табл. 2 (10.1.1) приведены значения коэффициентов вариации для среднечасовых значений напряженности электрического поля по нескольким станциям Советского Союза в зимние и летние месяцы.

Таблица 2 (10.1.1)

Средние значения коэффициентов вариации среднечасовых значений напряженности электрического поля по результатам наблюдений на станциях Советского Союза за 1964—1970 гг. [50]

| Пункт наблюдений | Зимой | Летом |
|------------------|-------|-------|
| Мурманск         | 1,0   | 1,4   |
| Воейково         | 0,8   | 1,1   |
| Верхнее Дуброво  | 0,7   | 1,8   |
| Иркутск          | 1,4   | 1,8   |
| Ташкент          | 1,1   | 1,8   |
| Душети           | 0,5   | 1,0   |

С высотой происходит быстрое уменьшение напряженности электрического поля так, что на высоте 10 км ее значение составляет примерно 3 % значения у поверхности Земли. Над океанами, в полярных областях, над континентами выше пограничного слоя в атмосфере обычно наблюдается экспоненциальное убывание напряженности с высотой.

Показатель экспоненты в нижних слоях тропосферы изменяется в пределах  $-0,2 \dots -1 \text{ км}^{-1}$  и зависит от аэрозольного и турбулентного состояния атмосферы, а также от ее электропро-

водности. Многие авторы приводят аналитическое выражение для закона убывания напряженности электрического поля с высотой в виде суммы нескольких экспонент (см., например, [78]). Пример изменения напряженности электрического поля с высотой, по данным работы [11], приведен на рис. 2 (10.1.1). Внутри слоя обмена, где наблюдаются максимальные значения плотности объемного заряда (особенно под слоями температурной инверсии), часто наблюдается рост напряженности электрического поля с высотой (см. рис. 2 (10.1.1), кривая 2).

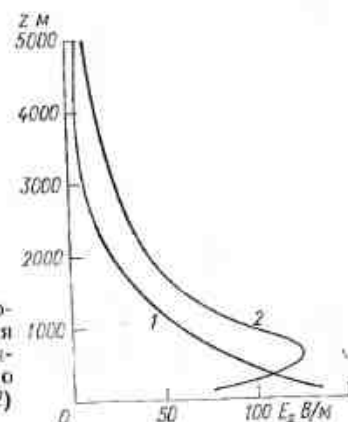


Рис. 2 (10.1.1). Распределения вертикальной составляющей напряженности электрического поля  $E_z$  по высоте в ясные дни в окрестностях Ленинграда, полученные при полетах с наветренной (1) и с подветренной (2) стороны [11].

Потенциал высоких слоев атмосферы  $V$  относительно Земли вычисляется путем интегрирования вертикальной составляющей напряженности электрического поля атмосферы в предположении ее горизонтальной однородности:

$$V = \int_0^z E_z dz.$$

Для разных пунктов наблюдения найдены следующие средние значения потенциала атмосферы на уровне ионосферы: Антарктида — 240 кВ, Япония — 280 кВ, Индия — 280 кВ, ФРГ — 250 кВ, СССР — 250 кВ, Арктика — 260 кВ. Значения потенциала, рассчитанные по данным о токе и сопротивлении столба атмосферы (оцененные по данным об электропроводности атмосферы на разных высотах), оказались близкими к приведенным. Так, по оценкам Кларка [59] среднее значение потенциала высоких проиодящих слоев атмосферы над Гренландией составляет примерно 290 кВ, а значение, вычисленное по измерениям напряженности электрического поля над Чесапикским заливом — 230 кВ. Распределение средних значений потенциала в условиях хорошей погоды близко к нормальному. Значение его с вероятностью 95 % заключено в пределах  $260 \pm 7$  кВ при коэффициенте вариации 24 % [28]. Над промышленными центрами в условиях силь-

ного загрязнения атмосферы даже в хорошую погоду потенциал высоких слоев атмосферы может существенно отличаться от приведенных средних значений.

Потенциал высоких проводящих слоев атмосферы испытывает временные изменения. В качестве примера на рис. 3 (10.1.1) приведены суточные и годовые изменения потенциала высоких слоев

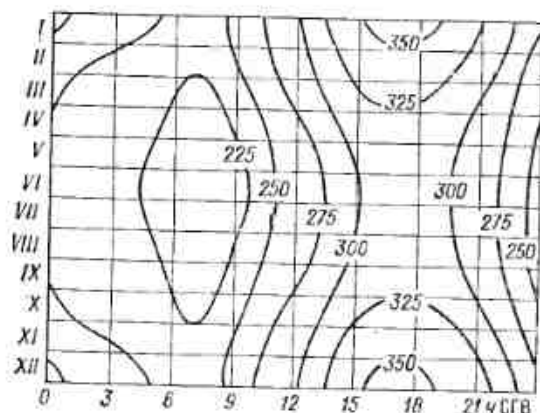


Рис. 3 (10.1.1). Диаграмма годовых изменений потенциала (кВ) высоких слоев атмосферы [64].

атмосферы, рассчитанные по зондовым измерениям напряженности электрического поля над ФРГ [64].

В условиях хорошей погоды в атмосфере выполняется закон Ома и основные соотношения между электрическими характеристиками атмосферы могут быть записаны следующим образом:

$$i = \frac{V}{R}; \quad E = ir = \frac{Vr}{R} = \frac{V}{R\lambda},$$

где  $i$  — плотность тока проводимости в атмосфере;  $R$  — сопротивление столба атмосферы единичного сечения от Земли до высоких слоев атмосферы;  $r$  — сопротивление нижнего слоя этого столба высотой 1 м;  $\lambda$  — удельная электропроводность нижнего слоя атмосферы.

Приведенные соотношения показывают, что вариации  $E$  могут быть связаны с вариациями  $V$ ,  $R$  и  $\lambda$  (опыт измерений свидетельствует о том, что наибольшим вариациям подвержена  $\lambda$ ).

### 10.1.2. Ионизация атмосферы

Нижняя атмосфера обладает проводимостью благодаря существованию ионов, образующихся при распаде радиоактивных веществ воздуха и земной коры, а также за счет ионизации космическими лучами. Над океанами и над сушей на больших высотах преобладающим источником ионов является космическое излучение. У поверхности Земли над сушей средняя интенсивность ионо-

образования равна примерно  $10 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ , над акваториями —  $2 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ . Над морем вдали от берегов практически единственным ионизатором атмосферы остаются космические лучи, действующие с большим постоянством во времени. В связи с этим все атмосферно-электрические явления над океаном значительно более просты, чем над сушей.

Интенсивность ионизации имеет широтный ход, возрастая от экватора к средним широтам ( $40-50^\circ$ ) приблизительно на 8–15% и оставаясь неизменной далее к полюсам. С увеличением высоты широтный эффект проявляется ярче.

С высотой интенсивность ионизации растет, достигая максимума на высоте примерно 12–15 км. На высотах (начиная уже с 4–5 км), так же как и над океанами, основным источником ионизации являются космические лучи.

Число образующихся пар ионов зависит не только от интенсивности действующего ионизатора, но и от плотности атмосферы, влияющей на скорость рекомбинации ионов. Под действием ионизаторов в атмосфере ионизируются молекулы газов, причем в начальный момент образуется, как правило, свободный электрон и положительный ион, несущий один элементарный заряд. К мономолекулярным ионам, а тем более к электронам, практически мгновенно присоединяются несколько (обычно 10–15) нейтральных газовых молекул, образуя ионы, которые называют легкими.

Легкие ионы, присоединяясь к обычно находящимся в атмосфере во взвешенном состоянии аэрозольным частицам, образуют тяжелые ионы. Существуют и промежуточные, или средние ионы.

В табл. 1 (10.1.2) приведены средние значения интенсивности ионообразования для разных условий измерений.

Таблица 1 (10.1.2)

Оценка средних значений интенсивности ионообразования ( $I$ ) для разных условий измерений

| № п/п | Условия измерения   | Место измерения                              | $I$                                  |                                 | Источник |
|-------|---------------------|--|--------------------------------------|---------------------------------|----------|
|       |                     |  | $\text{см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ | $\text{пА} \cdot \text{м}^{-2}$ |          |
| 1     | Океан               | Восточно-Китайское море, бухты вблизи Японии | 2                                    | 0,3                             | [96, 97] |
| 2     | Горы                | Мауна-Лоа, Гавайские о-ва (4,2 км)           | 5                                    | 0,8                             | [60]     |
|       |                     | Хуанкайо, Китай, (3,3 км)                    | 40                                   | 6,4                             | [44, 51] |
|       |                     | Норикава, Япония, (2,3 км)                   | 15                                   | 2,4                             | [77]     |
| 3     | Сельская местность  | Всейково, СССР (весна)                       | 10                                   | 1,6                             | [41]     |
|       |                     | Слуцк, СССР                                  | 8,5                                  | 1,4                             | [44]     |
|       |                     | о. Сугашима, Япония (лето)                   | 16                                   | 2,6                             | [77]     |
| 4     | Промышленные районы | Нагойя, Япония                               | 14                                   | 2,2                             | [77]     |
|       |                     | Вашингтон, США                               | 16                                   | 2,6                             |          |



Наблюдения за концентрацией ионов в атмосфере свидетельствуют о большой ее изменчивости во времени и в пространстве. В табл. 2 (10.1.2) приведены средние значения концентрации ионов, характерные для различных территорий и акваторий. В отдельных пунктах среднее значение концентрации легких ионов может изменяться от 50 до 1000 см<sup>-3</sup>, концентрация тяже-

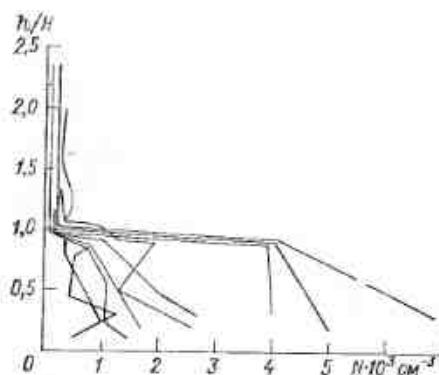


Рис. 1 (10.1.2). Нормированные на высоту планетарного электрического пограничного слоя  $H$  профили концентрации  $N$  тяжелых ионов по данным ряда авторов [91, 92].

$h$  — текущая высота, значение  $h/H=1,0$  соответствует границе слоя обмена.

лых ионов у земной поверхности над сушей изменяется от места к месту от нескольких сотен до нескольких десятков тысяч в кубическом сантиметре. У земной поверхности, как правило, концентрация положительных ионов (как легких, так и тяжелых) выше, чем отрицательных; среднее отношение первой ко второй составляет обычно 1,1—1,2.

Закономерности изменения концентрации ионов с высотой внутри планетарного пограничного слоя не обнаружено, на границе этого слоя концентрация ионов резко изменяется (рис. 1 (10.1.2)), а выше его число легких ионов возрастает с высотой, а тяжелых — убывает.

Таблица 2 (10.1.2)

Средние значения интенсивности ионообразования ( $J$ ), а также концентрации легких ( $n$ ) и тяжелых ( $N$ ) ионов в разных условиях наблюдения [51]

| Район наблюдения   | $J$ см <sup>-3</sup> ·с <sup>-1</sup> (пА/м <sup>2</sup> ) |                           | $n$ см <sup>-3</sup> | $N$ см <sup>-3</sup> |
|--------------------|--|---------------------------|----------------------|----------------------|
|                    | за счет радиоактивности                                    | за счет космических лучей |                      |                      |
| Океан              | 0 (0)  | 2 (0,3)                   | 700                  | 200                  |
| Сельская местность | 8 (1,3)  | 2 (0,3)                   | 600                  | 2 000                |
| Города             | 8 (1,3)  | 2 (0,3)                   | 100                  | 20 000               |
| Горы               | 20 (3,2)   | —                         | —                    | —                    |

В атмосфере одновременно протекают процессы образования и исчезновения (рекомбинации) ионов, а также происходит переход ионов из одной группы подвижности в другую вследствие осаждения легких ионов на более тяжелые частицы. Изменение концентрации ионов во времени описывается ионизационно-рекомбинационными уравнениями.

Ионизационно-рекомбинационные уравнения имеют (без учета влияния электрического поля и диффузионных процессов) следующий вид:

для легких ионов

$$\frac{dn_1}{dt} = J - \alpha n_1 n_2 - \eta_{12} n_1 N_2 - \eta_{10} n_1 N_0,$$

для тяжелых ионов

$$\frac{dN_1}{dt} = \eta_{10} n_1 N_0 - \eta_{21} n_2 N_1 - \gamma N_1 N_2.$$

Здесь  $n_1$ ,  $n_2$ ,  $N_1$ ,  $N_2$  — объемная концентрация легких (+ и —) и тяжелых (+ и —) ионов,  $N_0$  — концентрация незаряженных частиц,  $\alpha \approx 1,6 \cdot 10^{-12}$  м<sup>3</sup>/с — коэффициент рекомбинации легких ионов противоположных знаков (у разных авторов приводятся значения  $\alpha$  в пределах от  $1,2 \cdot 10^{-12}$  до  $2,4 \cdot 10^{-12}$  м<sup>3</sup>/с);  $\eta^{12} \approx 4,5 \times 10^{-12}$  м<sup>3</sup>/с — коэффициенты соединения легких и тяжелых ионов противоположных знаков (первый индекс относится к легким ионам, второй — к тяжелым);  $\eta_{10} \approx (1,2 \dots 2,2) \cdot 10^{-12}$  м<sup>3</sup>/с,  $\eta_{20} \approx (1,7 \dots 3,0) \cdot 10^{-12}$  м<sup>3</sup>/с — коэффициенты соединения легких ионов с незаряженными частицами;  $\gamma \approx 10^{-15}$  м<sup>-3</sup>·с<sup>-1</sup> — коэффициент соединения тяжелых ионов обоих знаков (Уайт [112] нашел, что значение  $\gamma$  пропорционально значению подвижности ( $w$ ) ионов в степени  $3/4$ , а именно:  $\gamma \approx 1,25 \cdot 10^{-15} w^{3/4}$ ).

Значения  $\gamma$  столь малы, что величиной  $\gamma N_1 N_2$  почти всегда можно пренебречь. Когда устанавливается ионное равновесие, изменения концентраций  $n_i$  и  $N_i$  во времени равны нулю и выполняются соотношения

$$J = \eta_{12} n_1 N_2 + \eta_{10} n_1 N_0 = \eta_{21} n_2 N_1 + \eta_{20} n_2 N_0,$$

$$\eta_{21} n_2 N_1 = \eta_{10} n_1 N_0,$$

$$\eta_{12} n_1 N_2 = \eta_{20} n_2 N_0.$$

Время установления ионного равновесия для легких ионов ( $n$ ) составляет от 10 с до нескольких минут, для тяжелых ионов это время составляет от 10 мин до 1 ч в зависимости от аэрозольного состояния атмосферы.

В условиях равновесия чем больше тяжелых ионов (и нейтральных частиц), тем меньше легких. Некоторые исследователи ограничиваются применением соотношения

$$nN^x = \text{const},$$

где  $\chi$ , по данным различных авторов, составляет от  $1/2$  до  $1/4$ , причем наиболее вероятно значение  $1:2,3$ .

### 10.1.3. Электропроводность атмосферы

Электропроводность атмосферы — это способность атмосферного воздуха проводить электричество, обусловленная наличием и движением в нем ионов обоих знаков. В атмосфере рассматривается обычно электропроводность единичного объема воздуха. Суммарную электропроводность обычно обозначают через  $\lambda_{\Sigma}$ , положительную и отрицательную электропроводность воздуха — через  $\lambda_1, \lambda_2$ . Единицей измерения  $\lambda$  является См/м.

Если  $n_1$  и  $n_2$  — концентрации положительных и отрицательных ионов, подвижность которых равна  $w_1$  и  $w_2$ , а заряд  $\pm e$  ( $e$  — один элементарный заряд), то

$$\lambda_1 = \sum_i n_{1i} e w_{1i} \quad \text{и} \quad \lambda_2 = \sum_i n_{2i} e w_{2i}$$

есть соответственно удельная положительная и отрицательная электропроводность атмосферы. Суммирование проводится по всем группам ионов.

По данным [36], средняя суммарная электропроводность в приземном слое в относительно чистых районах крупных индустриальных центров составляет около 5–10 фСм/м, в сельской местности вблизи крупных городов 10–15 фСм/м, в чистых континентальных районах, где непосредственные источники загрязнения отсутствуют, 20–30 фСм/м, в горных районах (на высоте около 2 км) — 30–40 фСм/м, над океанами вдали от материков — 30 фСм/м, вблизи материков (или островов) — 20 фСм/м. В табл. 1 (10.1.3) приведены средние значения электропроводности воздуха вблизи поверхности Земли ( $\lambda_{\Sigma}$ ) по данным измерений в некоторых пунктах в различные периоды [19, 36, 78]. Средний коэффициент вариации для  $\lambda_{\Sigma}$ , по данным работы [50], примерно равен 0,5–0,7.

За последние несколько десятилетий отмечается тенденция общего уменьшения электропроводности воздуха при почти неизменном значении напряженности электрического поля, что, по всей вероятности, связано с изменением аэрозольного состояния атмосферы.

В суточных изменениях электропроводности воздуха в хорошую погоду обычно наблюдается максимум в ранние утренние часы и снижение проводимости вскоре после восхода Солнца, что связывают с развитием конвекции и увеличением загрязнения воздуха. В годовом ходе наблюдается минимум зимой и максимум

Осредненные за период наблюдений значения электропроводности вблизи поверхности Земли в различных пунктах наблюдений [19, 36, 78]

| Пункт наблюдений                           | Период наблюдений | $\lambda_{\Sigma}$ , фСм/м | $E$ В/м |
|--|-------------------|----------------------------|---------|
| Кью (вблизи Лондона)                       | 1933              | 4                          | 280     |
| Потсдам (ГДР)                              | 1911              | 11                         | 255     |
| Мюнхен (ФРГ)                               | 1939              | 12                         | 200     |
| Павловск (СССР)                            | 1926              | 24                         | 190     |
| Виндзорф (вблизи Дрездена, ГДР)            | 1934–1938         | 25                         | 160     |
| Вост. Гренландия                           | 1932–1933         | 27                         | 70      |
| Вандунг (Ява)                              | 1932–1935         | 30                         | 85      |
| Давос (Швейцария)                          | 1911              | 31                         | 65      |
| Вантерос (Австралия)                       | 1924–1934         | 41                         | 85      |
| Шницберген (Норвегия)                      | 1913–1914         | 51                         | 80      |
| Бет-Даган (вблизи Тель-Авива, Израиль)     | 1966              | 16                         |         |
| Пуна (Индия)                               | 1974              | 8                          |         |
| То же                                      | 1935–1937         | 30                         |         |
| Сев. Атлантика                             | 1967–1968         | 12                         |         |
| То же                                      | 1910–1920         | 30                         |         |
| Верхнее Дуброво (СССР, вблизи Свердловска) | 1960–1970         | 20                         |         |
| Воейково (СССР, вблизи Ленинграда)         | 1960–1979         | 26                         | 150     |
| Душети (СССР, вблизи Тбилиси)              | 1960–1979         | 17                         | 140     |
| Иркутск (СССР)                             | 1960–1979         | 40                         | 80      |
| Индийский океан                            | 1979              | 14                         | 120     |
|  |                   | 28                         | 160     |

в летние месяцы (май–сентябрь) при средней амплитуде 60–100 % среднего значения.

Отмечается уменьшение проводимости при увеличении влажности воздуха, а также резкое уменьшение проводимости (в 1,5–2 раза) за 1–2 ч до образования тумана.

С высотой выше слоя обмена возрастает электропроводность атмосферы над океанами и над континентами по экспоненциальному закону (с показателем экспоненты  $\alpha \approx 0,2 \text{ км}^{-1}$ )  $\lambda = \lambda_0 e^{\alpha H}$ , где  $H$  — высота в километрах. Внутри слоя обмена величина электропроводности с высотой изменяется не монотонно [10, 92], на границе слоя обмена электропроводность возрастает скачком примерно в 3–4 раза. В табл. 2 (10.1.3) приведена сводка средних данных об изменении электропроводности с высотой.

На рис. 1 (10.1.3) приведены примеры изменения электропроводности атмосферы с высотой над континентами, вблизи промышленных центров (кривая 3) и в невозмущенных условиях (арктические районы СССР) (кривая 4). Горизонтальными черточками у кривой 3 отмечены отклонения от средних на уровне  $\sigma$ . На том же рисунке приведен пример изменения с высотой концентрации ядер конденсации (кривая 2) и напряженности

Средние значения суммарной электропроводности воздуха (фСм/м) выше слоя обмена [48]

| Район изме-<br>рений | Координаты               | Период наб-<br>людений | Высота, км |     |     |     |     |     |     |     |     |     | Коэффициент<br>электропроводности,<br>км <sup>-1</sup> | Плотность<br>ионизации,<br>ион/см <sup>3</sup> | Примечание |
|----------------------|--------------------------|------------------------|------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|--|--|------------|
|                      |                          |                        | 3          | 5   | 6   | 7   | 8   | 9   | 10  | 11  | 12  | 15  | 20   |  |            |
| США                  | 25° с. ш., 115° з. д.    | 1950                   | —          | 125 | 171 | 207 | 288 | 342 | 395 | —   | —   | —   | 0,25   | 33   | [56]       |
| "                    | 27° с. ш., 81° з. д.     | 1955                   | —          | 125 | 180 | 228 | 288 | 350 | 423 | 477 | 585 | —   | 0,25   | 3  | [104]      |
| СССР                 | 60° с. ш., 31° в. д.     | 1967                   | 72         | 135 | 162 | —   | —   | —   | —   | —   | —   | —   | 0,23   | 10   | [7]        |
| Япония               | 31° с. ш., 130° в. д.    | 1957—1965              | 60         | 110 | —   | —   | —   | —   | 330 | —   | —   | 650 | 0,22   | 200  | [29]       |
| "                    | 33° с. ш., 139° в. д.    | 1957—1965              | 60         | 100 | —   | —   | —   | —   | 360 | —   | —   | 750 | 0,21   | 150  | [29]       |
| "                    | 36° с. ш., 140° в. д.    | 1957—1965              | 55         | 130 | —   | —   | —   | —   | 360 | —   | —   | 780 | 0,22   | 320  | [29]       |
| "                    | 43° с. ш., 141° в. д.    | 1967                   | —          | 135 | 153 | 207 | 251 | 324 | 387 | 477 | 567 | —   | 0,23   | —  | [111]      |
| "                    | 36° с. ш., 140° в. д.    | 1959                   | —          | 135 | —   | 207 | 279 | 324 | 309 | 432 | 485 | —   | 0,23   | 3  | [111]      |
| "                    | 43° с. ш., 141° в. д.    | 1957—1965              | 55         | 115 | —   | —   | —   | —   | 385 | —   | —   | 800 | 0,21   | 230  | [29]       |
| США                  | 39° с. ш., 77° з. д.     | 1956—1957              | —          | 189 | 225 | 279 | 360 | 932 | 495 | 630 | 783 | —   | 0,23   | 6  | [114]      |
| "                    | 40° с. ш., 100° з. д.    | 1948                   | —          | 108 | 144 | 198 | 261 | 324 | 387 | 459 | 540 | —   | 0,22   | 10   | [71]       |
| Швейцария            | 47° с. ш., 8° в. д.      | 1957—1958              | —          | 135 | 171 | 215 | 279 | 333 | 414 | 504 | 621 | —   | 0,22   | 81   | [82]       |
| СССР                 | 73° с. ш., 40—100° в. д. | 1970                   | 60         | 145 | 200 | —   | —   | —   | —   | —   | —   | —   | 0,30   | 21   | [48]       |
| Шпицберген           | 78° с. ш., 15° в. д.     | 1957—1958              | —          | 135 | 171 | 225 | 279 | 351 | 441 | 558 | 648 | —   | 0,20   | 33   | [48]       |
| Среднее<br>значение  |                          |                        | 57         | 120 | 174 | 220 | 280 | 340 | 365 | 515 | 650 | 750 | 1400   |  |            |

электрического поля атмосферы над континентами (кривая 1) по данным работы [11]. Между указанными величинами существует коррелятивная зависимость, которая может быть выражена аналитически [11] в виде  $E=AN$ , где  $A=3 \cdot 10^{-6} \frac{4\pi D r_l}{e \omega l}$ ,  $D$  — коэффициент турбулентности,  $r_l$  — средний радиус аэрозольных частиц.

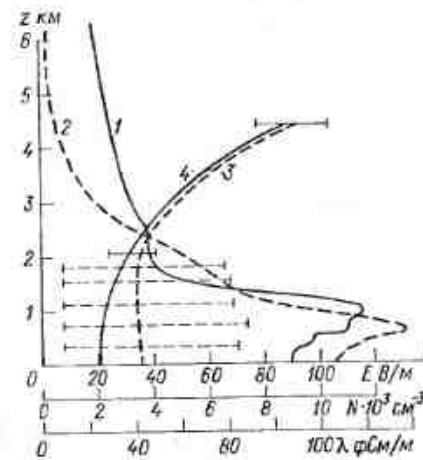


Рис. 1 (10.1.3). Изменение с высотой напряженности электрического поля  $E$  (1), концентрации  $N$  ядер конденсации в районе Ленинграда (2), электропроводности воздуха  $\lambda$  над континентами (3) и в арктических районах (4).

#### 10.1.4. Сопротивление столба воздуха

Сопротивление столба воздуха  $R$  определяется как сопротивление вертикального воздушного столба, простирающегося от Земли до высоких проводящих слоев атмосферы, площадь поперечного сечения которого равна  $1 \text{ м}^2$ . По оценкам разных авторов в среднем сопротивление столба воздуха  $R$  составляет  $(0,7 \dots 1) \cdot 10^{17} \text{ Ом}$ . Причем по данным [71, 78] сопротивление столба воздуха от поверхности Земли до высоты 3 км равно примерно  $0,4 \cdot 10^{17} \text{ Ом}$ , от 3 до 7 км —  $0,1 \cdot 10^{17} \text{ Ом}$ , выше 7 км —  $0,25 \cdot 10^{17} \text{ Ом}$ . Таким образом, вклад области обмена составляет от 40 до 80 % сопротивления всего столба воздуха.

#### 10.1.5. Электрические токи в атмосфере

Токи в атмосфере делятся на следующие виды:

— токи проводимости ( $i_{\text{пр}}$ ), обусловленные движением атмосферных ионов под действием напряженности электрического поля;

— конвективные токи ( $i_{\text{конв}}$ ), связанные с движением зарядов в атмосфере, перемещающихся вместе с турбулентными и конвективными потоками;

— токи смещения ( $i_{\text{см}}$ ), связанные с наличием отличной от нуля производной напряженности электрического поля по времени, т. е. с временными вариациями  $E$ ;



— токи осадков, связанные с переносом зарядов выпадающими осадками;

— токи молний, связанные с переносом зарядов при грозовых разрядах на площадь земли в 1 км<sup>2</sup> за 1 год;

— токи с острий, возникающие при большой напряженности электрического поля обычно в предгрозовой и грозовой периоды и истекающие с любых заостренных предметов на Земле, в том числе с деревьев, растительности, строений и т. п.

В хорошую погоду рассматриваются обычно первые три вида тока, причем в основном даже один — ток проводимости. В атмосфере плотность тока проводимости связана с напряженностью электрического поля и электропроводностью в данной точке соотношением  $i_{\text{пр}} = E\lambda$ .

Если все токи, кроме тока проводимости, отсутствуют, то при квазистатических условиях ток проводимости одинаков на всех уровнях между Землей и высокими проводящими слоями атмосферы и определяется соотношением  $i = V/R$ .

При измерении плотности тока проводимости для различных районов были получены значения от 1 до 4 пА/м<sup>2</sup>, хотя известны ситуации, когда плотность тока проводимости при хорошей погоде составляла в среднем примерно 13,3 пА/м<sup>2</sup> (на горе Юнгфрау [78]).

Конвективный ток существует внутри слоя обмена и по оценкам Краакевича [79] составляет в среднем 10—30 % значения тока проводимости, хотя иногда может и существенно превышать его значение.

Токи смещения обусловлены временными изменениями напряженности электрического поля:

$$i_{\text{см}} = \frac{dQ}{dt} \approx - \frac{dE}{dt}.$$

При быстрых изменениях  $E$  токи смещения становятся сравнимыми по значению с током проводимости, поэтому при знакомстве с эмпирическими данными следует удостовериться, что были приняты необходимые меры по защите аппаратуры от воздействия токов смещения.

### 10.1.6. Объемные заряды в атмосфере

Объемные заряды ( $\rho$ ) могут создаваться легкими и тяжелыми ионами, частичками пыли, капельками и т. д. При хорошей погоде среднее значение плотности объемного заряда в приземном слое составляет 10—300 пКл/м<sup>3</sup>. Величина эта испытывает значительные колебания, принимая иногда и отрицательные значения.

В хорошую погоду значение объемных зарядов с высотой уменьшается, особенно быстро — выше слоя обмена. При затопке воздушных масс от промышленных районов, городов и других

источников загрязнений значение объемного заряда возрастает и изменение его с высотой имеет более сложный характер.

## 10.2. Электрические характеристики облаков

В этом параграфе рассматриваются следующие электрические характеристики облаков: напряженность электрического поля, электропроводность облачного воздуха, заряды частиц облаков и осадков.

### 10.2.1. Напряженность электрического поля в облаках

Средние значения напряженности электрического поля в облаках различных форм существенно различаются. На рис. 1 (10.2.1),

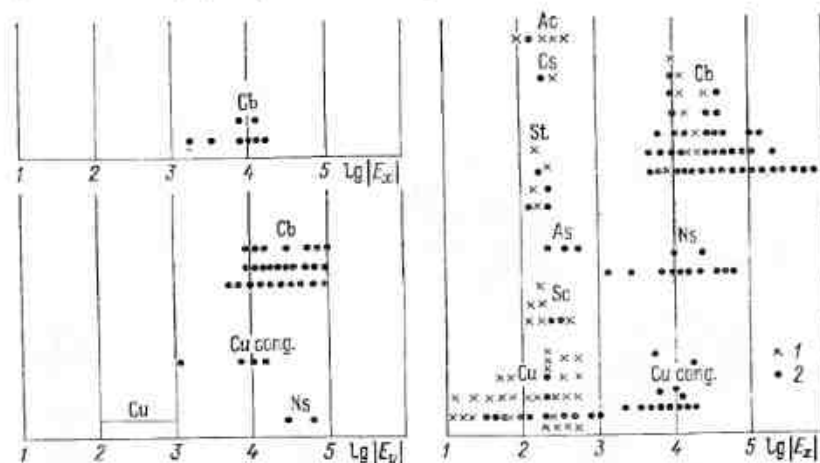


Рис. 1 (10.2.1). Средние (1) и максимальные (2) значения напряженности электрического поля в облаках различных форм, полученные разными авторами ([2, 5, 12, 13, 49, 63] и др.) в разных районах земного шара.

построенном по результатам измерений, взятым из различных работ, видно, как группируются значения составляющих напряженности электрического поля в разных облаках.

Наиболее обширный массив данных измерений напряженности электрического поля в облаках различных форм имеется для территории СССР [12]. По этим данным удалось построить распределение значений вертикальной составляющей напряженности электрического поля в облаках. Оказалось, что повторяемость абсолютных значений  $|E_z|$  может быть удовлетворительно аппроксимирована логарифмически нормальным распределением, причем параметры распределений существенно различаются для облаков разных форм (табл. 1 (10.2.1) и рис. 2 (10.2.1)). Значения  $|E_z|_{\text{max}}$  получены путем экстраполяции кривой распределения до

уровня 99,9 %, т. е. они представляют собой расчетные значения, вероятность которых не превышает 0,1 %.

Как видно из рис. 1 и 2 (10.2.1) и табл. 1 (10.2.1), средние значения напряженности электрического поля в облаках, не дающих осадков (St, Sc, Ac, Cu), достаточно близки и существенно отличаются от аналогичных характеристик для облаков, дающих осадки (As, Ns, Cu cong., Cb).

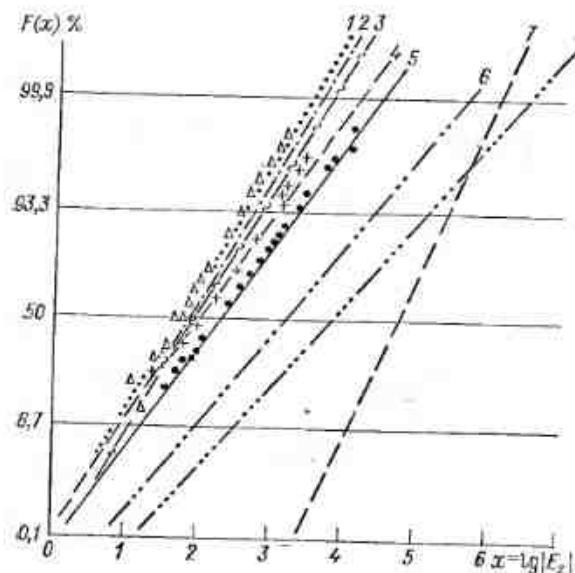


Рис. 2(10.2.1). Распределение  $F(x)$  логарифма абсолютных значений вертикальной составляющей напряженности электрического поля  $x = \lg |E_z|$  в облаках различных форм по данным ряда авторов.

1 — Ac [12], 2 — St [12], 3 — St в районе Кривого Рога [20], 4 — As [12], 5 — Ns [12, 49], 6 — As-Ns в районе Кривого Рога [20], 7 — Cb (составляющая  $E_z$ ) [113], 8 — Cb [12].

$$F(x) = \left( \frac{1 - \Phi(x)}{2} \right), \text{ где } \Phi(x) = \frac{2}{\pi} \int_0^x e^{-\frac{t^2}{2}} dt - \text{интеграл вероятности.}$$

Таблица 1 (10.2.1)

Среднее арифметическое  $\bar{E}_z$ , медианное  $E_{z \text{ med}}$  и максимальное  $E_{z \text{ max}}$  значения вертикальной составляющей напряженности электрического поля в облаках различных форм при осреднении по слоям высотой 100 м и горизонтальной протяженностью 3000—4000 м

| Форма облаков | $\bar{E}_z$ В/м |     |     | $E_{z \text{ med}}$ В/м |     |     | $E_{z \text{ max}}$ $10^{-3}$ В/м |     |     | Среднеквадратическое отклонение $\delta$ дБ |      |      |
|---------------|-----------------|-----|-----|-------------------------|-----|-----|-----------------------------------|-----|-----|---|------|------|
|               | Л               | К   | Т   | Л                       | К   | Т   | Л                                 | К   | Т   | Л   | К    | Т    |
| St            | 160             | 160 | 160 | 100                     | 120 | 130 | 2                                 | 1,5 | 1   | 8   | 7,5  | 6    |
| Sc            | 130             | 160 | 160 | 80                      | 100 | 100 | 2                                 | 2,5 | 7,5 | 9   | 9    | 12   |
| Ac            | 100             | 180 | 250 | 40                      | 80  | 70  | 2,5                               | 1,5 | 4,6 | 11  | 12   | 17   |
| As            | 200             | 320 | 460 | 100                     | 150 | 350 | 8                                 | 7,5 | 60  | 13  | 11   | 14,5 |
| Ns            | 300             | 450 | 700 | 150                     | 250 | 600 | 16                                | 7,5 | 135 | 13  | 10,5 | 16,5 |
| Cb            | —               | —   | —   | 5000                    | —   | —   | 2000                              | —   | —   | 17  | —    | —    |

Примечание. В таблице представлены результаты измерений в районе Ленинграда (Л), Киева (К) и Ташкента (Т).

Если представить последовательность форм облаков по возрастанию их электрической активности, характеризуемой средними абсолютными значениями напряженности электрического поля, то она будет иметь следующий вид: St, Sc, Cu, Ac, As, Ns, Cu cong., Cb. Экстремальные измеренные значения представлены в табл. 2 (10.2.1).

На рис. 3 (10.2.1) приведено распределение измеренных максимальных значений горизонтальной составляющей напряженности

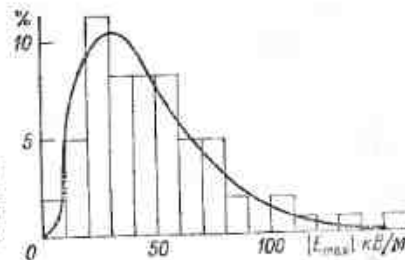


Рис. 3 (10.2.1). Плотность распределения максимальных абсолютных значений горизонтальной составляющей напряженности электрического поля в активных грозовых облаках [113].

электрического поля в активных грозовых облаках [113]. Как правило, с увеличением толщины облака  $H$  возрастает его электриче-

Таблица 2 (10.2.1)

Экстремальные значения составляющих напряженности электрического поля в облаках по данным ряда авторов

| Место измерения  | Форма облаков           | Напряженность электрического поля, кВ/м |            |           | Источник |
|------------------|-------------------------|---|------------|-----------|----------|
|                  |                         | $E_z$                                   | $E_y$      | $E_x$     |          |
| Индия            | Sc муссонные            | —0,1... 0,2                             | —          | —         | [95]     |
| ЕТС              | Ns на втор. хол. фронте | —50... 25                               | —          | —         | [5]      |
| ЕТС              | Ns                      | —50... 40                               | —          | —         | [2]      |
| Грузия, СССР     | Cu                      | 0,1... 0,4                              | —          | —         | [12]     |
| ЕТС              | Cu                      | 1                                       | —          | —         | [13]     |
| Гавайские о-ва   | Cu теплые               | —0,05... 0,22                           | —          | —         | [105]    |
| Аризона, США     | Cu пассатные            | —                                       | —0,1... —1 | —         | [65]     |
| ЕТС              | Cu cong.                | 4                                       | —          | —         | [13]     |
| Аризона, США     | Cu cong.                | —5... 5                                 | —          | —         | [63]     |
| Аризона, США     | Cu cong.                | —15... 10                               | —          | —         | [81]     |
| Аризона, США     | Cb                      | —15... 10                               | —          | —         | [90]     |
| ЕТС              | Cb                      | 40                                      | —30... 95  | —         | [5, 13]  |
| Аризона, США     | Cb                      | —40... 30                               | —          | —         | [65]     |
| Нью-Мексико, США | Cb                      | —140... 130                             | —60... 80  | —         | [113]    |
| Флорида, США     | Cb                      | —85... 60                               | —25... 20  | —10... 16 | [66]     |
| Колорадо, США    | Cb                      | 100                                     | —          | —         | [58]     |
| Кавказ, СССР     | Cb                      | —250... 900                             | —          | —         | [12]     |

ская активность, и особенно экстремальные значения напряженности электрического поля в облаках (рис. 4 (10.2.1)).

Зависимость электрической активности облака от его толщины  $H$  значительно ярче проявляется в южных широтах, чем в север-

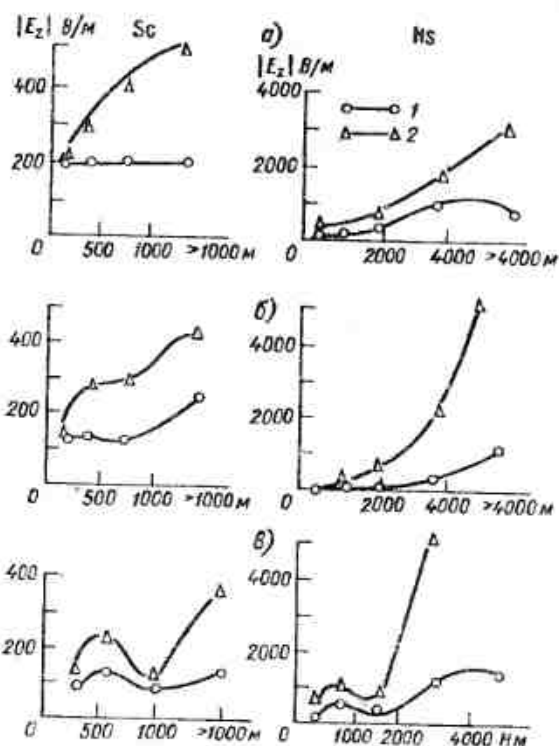


Рис. 4 (10.2.1). Зависимость средней (1) и максимальной (2) вертикальной напряженности электрического поля от толщины облака  $H$ .

а — Ленинград, б — Киев, в — Ташкент.

ных. Электрическая активность облаков в среднем возрастает от северных широт к южным.

Типичные вертикальные электрические структуры облаков слоистых форм представлены на рис. 5 и 6 (10.2.1) [12]. На рис. 5 (10.2.1) по оси ординат отложены приведенные высоты, для получения которых области под облаками (1), в облаке (2) и над облаком (3) (до верхнего уровня зондирования) делились на 10 частей и затем проводилось сравнение этих частей вне зависимости от реальной толщины и высоты расположения облака. Кривые на рис. а и в соответствуют положительно поляризованному

облаку, когда в нижней части облака находится преимущественный отрицательный заряд, а в верхней — преимущественный положительный, примерно в 30 % случаев наблюдается обратное

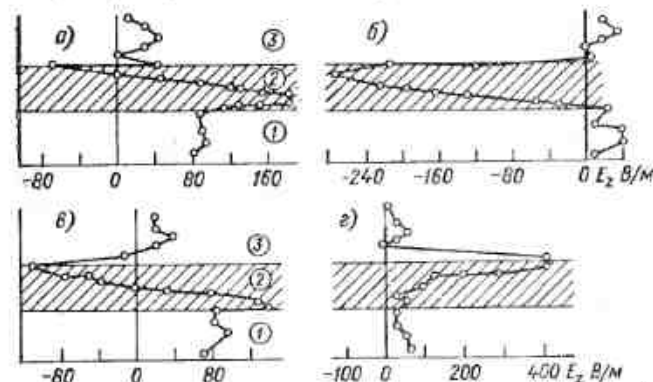


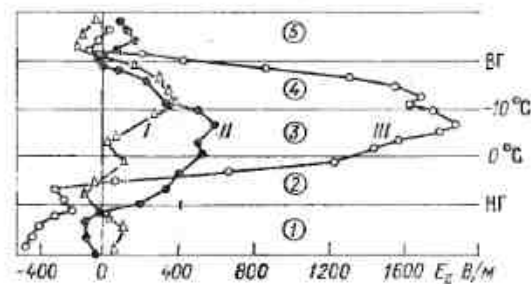
Рис. 5 (10.2.1). Распределение по высоте вертикальной составляющей напряженности электрического поля  $E_z$  в слоисто-кучевых облаках с определенным типом электрической структуры и при отсутствии облаков другого вида для Ленинграда за 1958—1959 гг. [12].

а — положительно поляризованные облака (72 случая), б — отрицательно (20 случаев), в — положительно заряженные облака (38 случаев), г — отрицательно (10 случаев). Сравнение облаков велось по областям: 1 — от Земли до нижней границы облаков, 2 — внутри облака, 3 — от верхней границы облаков до высоты полета самолета (6—7 км).

расположение зарядов в облаке, или отрицательная его поляризация. Тонкие облака слоистых форм часто бывают однозарядными (заряд противоположного знака в этих случаях чаще всего

Рис. 6 (10.2.1). Приведенный ход напряженности электрического поля в облаках  $N_s$ , имеющих смешанное строение.

I — Ленинград, 1960—1962 гг. (18 случаев), II — Киев, 1960—1963 гг. (7 случаев), III — Ташкент, 1960—1961 гг. (10 случаев); НГ и ВГ — нижняя и верхняя границы облаков. Сравнение облаков велось по пяти областям.



находится над облаком в слое, непосредственно к нему прилегающему). Мощные же облака, как правило, бывают многозарядными.

На рис. 6 (10.2.1) представлено распределение напряженности электрического поля по высоте в слоисто-дождевых облаках смешанного строения, наблюдаемое в умеренных широтах [11, 12]. Максимальные значения  $E$  наблюдаются в области между изотермами  $-10$  и  $0^\circ\text{C}$ . Под облаком или в его нижней части часто существуют области положительных зарядов, связанных с осад-



ками. Конвективные облака (Cu, Cu cong., Cb), как правило, содержат два основных заряда: в 75 % случаев всю верхнюю часть облака занимает положительный заряд, а нижнюю — отрицательный. В кучево-дождевых облаках в нижней части появляется третья область положительного заряда, связанная с выпадением дождя. В этом отношении они имеют некоторое формальное сходство со слоисто-дождевыми облаками, существенно differing

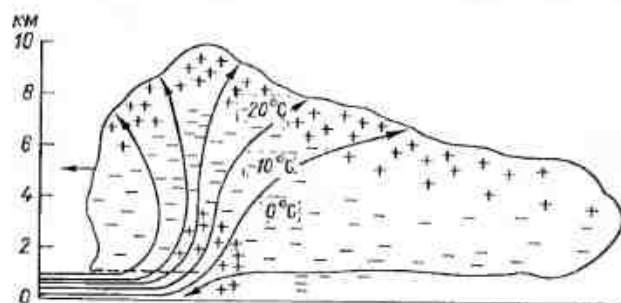


Рис. 7 (10.2.1). Распределение электрических зарядов по высоте в типичном грозовом облаке [99].

Плюсами обозначена область положительно заряженного дождя, минусами — отрицательно заряженного.

от них по значению плотности объемных зарядов. В среднем для слоистообразных облаков характерная плотность объемного заряда составляет примерно  $10^{-13}$ — $10^{-12}$  Кл/м<sup>3</sup>, для слоисто-дождевых —  $10^{-12}$ — $10^{-11}$  Кл/м<sup>3</sup>, для кучево-дождевых —  $10^{-11}$ — $10^{-10}$  Кл/м<sup>3</sup>, а для грозовых —  $10^{-9}$  Кл/м<sup>3</sup>. В разных физико-географических условиях средние значения основных зарядов облаков могут существенно различаться. Структура грозового облака схематически представлена на рис. 7 и 8 (10.2.1).

Характерным единичным образованием в грозовом облаке является отдельная ячейка. Грозовое облако состоит из одной или нескольких таких ячеек, находящихся в различных стадиях развития (см. п. 4.5.3). В верхней части грозовых облаков, на высотах более 7 км, при температуре ниже  $-10^\circ\text{C}$  в облаке наблюдаются в основном положительные заряды. Ниже, в слое 2—7 км, расположена область с отрицательными зарядами с центром между изотермами  $-10$ ...  $0^\circ\text{C}$ . Вторая, более слабо выраженная область положительных зарядов находится ниже нулевой изотермы.

В среднем области имеют следующие размеры: верхняя с положительным зарядом — около 2 км; с отрицательным зарядом — примерно 1 км и нижняя с положительным зарядом — около 0,5 км.

На рис. 9 (10.2.1) представлено распределение пространственных зарядов в грозовых облаках, развивающихся в различных

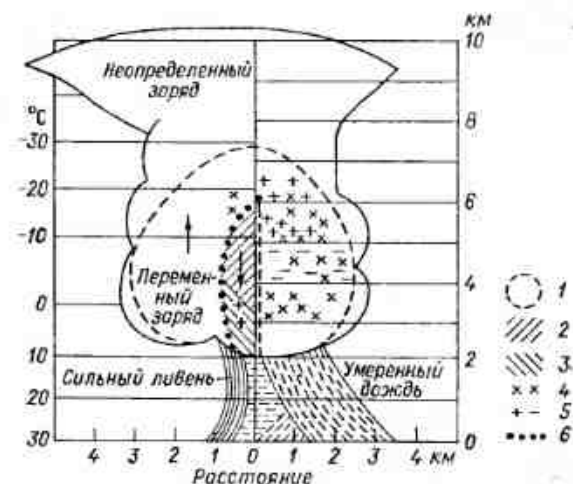


Рис. 8 (10.2.1). Модель распределения зарядов в грозовой ячейке [80].

1 — граница области с частицами осадков (по радарному отражению), 2 — область растущих градин, 3 — область тающих градин, 4 — область снега, 5 — знаки электрических зарядов, 6 — граница между восходящими (↑) и нисходящими (↓) потоками.

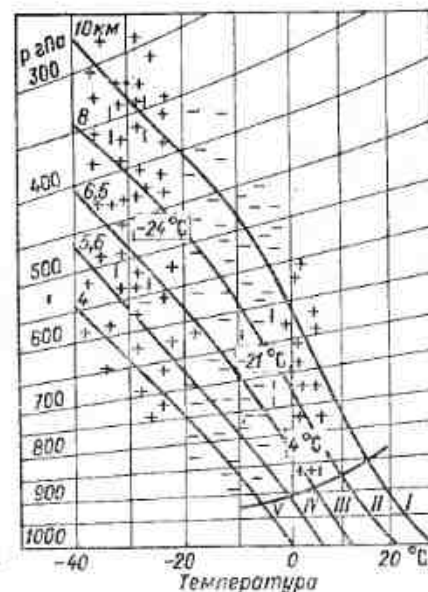


Рис. 9 (10.2.1). Типичное распределение зарядов в грозовых облаках, сформировавшихся в различных воздушных массах, приведенных в Северную Европу [83].

I — типично для воздуха, пришедшего из субтропиков, II—III — для воздуха умеренных широт, IV—V — для очень холодных воздушных масс (зимние грозы).

воздушных массах. Если не учитывать нижнюю часть, то грозовое облако представляет собой положительный диполь с типичным распределением основных зарядов: отрицательный — в нижней части облака, положительный — в верхней. Существование в нижней части облака достаточно большой зоны положительных температур характерно для грозовых облаков теплой половины года. Зимние грозы возможны и при отсутствии зоны положительных температур и, следовательно, при отсутствии положительного за-

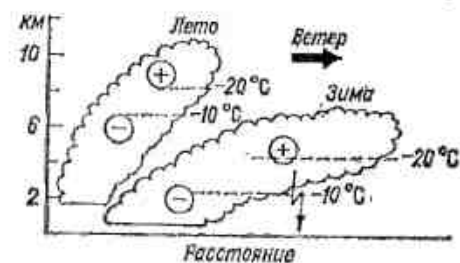


Рис. 10 (10.2.1). Схема зимних и летних грозовых облаков по [108].

ряда в нижней части облака; однако эти грозы чаще всего малоинтенсивны. Зимнее грозовое облако также представляет собой диполь, но сильно вытянутый и наклоненный к Земле (рис. 10 (10.2.1)). Вершина облаков зимой располагается ниже, чем летом, поэтому, хотя положительный и отрицательный заряды локализованы в грозовых облаках на уровне одних и тех же изотерм, летом положительный заряд расположен ближе к Земле и менее экранируется отрицательным, что дает возможность непосредственного разряда положительного заряда на Землю.

В разных физико-географических условиях средние значения основных зарядов в облаке могут существенно различаться. В табл. 3 (10.2.1) приводятся сведения о среднем электрическом моменте облачного диполя ( $M$ ), заряде в верхней ( $Q_n$ ) и нижней ( $Q_p$ ) частях облака и высоте ( $h_{Q_n}$ ,  $h_{Q_p}$ ), на которой они измерялись, а также о расстоянии между основными зарядами.

Таблица 3 (10.2.1)

Электрическая структура грозовых облаков

| Широта       | $M$ Кл-км | $Q_n$ Кл | $h_{Q_n}$ км | $Q_p$ Кл | $h_{Q_p}$ км | $L_Q$ км | Источ-ник |
|--------------|-----------|----------|--------------|----------|--------------|----------|-----------|
| 50° с. ш.    | 72        | 24       | 6            | -20      | 3            | 3        | [98]      |
| 35° с. ш.    | 200       | 40       | 10           | -40      | 5            | 5        | [85]      |
| 35° с. ш.    | 234       | 39       | 9            | -39      | 3            | 6        | [72]      |
| 50—60° с. ш. | 35        | 23       |              | -23      |              | 1,5      | [12]      |
| —            | —         | 60       | 9            | -340     | 3            | 6        | [14]      |
| —            | —         | 80       | 7            | -120     | 5            | 2        | [109]     |

Вследствие большой динамичности процессов в грозовых облаках распределение зарядов в них быстро изменяется, и одновременно происходит столь же быстрое изменение распределения электрического поля.

Установлено [15], что в процессе развития облака электрическая структура его претерпевает значительные изменения. Часто на первой стадии (стадия развития) облако имеет положительную полярность (основной отрицательный заряд — внизу, а основной положительный заряд — вверху), а при переходе к стадии зрелости полярность изменяется на обратную. В стадии диссипации также происходит преобразование электрической структуры облака (табл. 4 (10.2.1)).

Таблица 4 (10.2.1)

Повторяемость (%) случаев положительного и отрицательного направлений напряженности электрического поля в облаке в зависимости от стадии развития конвективных облаков [15]

| Направление напряженности электрического поля в облаке | Стадии   |          |         | Число случаев |
|--|----------|----------|---------|---------------|
|  | развития | зрелости | распада |               |
| +  | 82       | 14       | 4       | 57            |
| -  | 9        | 36       | 56      | 101           |

Напряженность электрического поля в грозовых облаках на стадии развития достигает  $10^6$  В/м, а в отдельных зонах —  $10^6$  В/м (см. рис. 1, 2 (10.2.1)). Горизонтальные составляющие вектора напряженности электрического поля в конвективных облаках велики и сравнимы с вертикальной составляющей (см. рис. 3 (10.2.1) и табл. 2 (10.2.1)).

В грозовом облаке в период роста и стационарирования происходят непрерывные процессы электризации частиц и разделения заряженных частиц в пространстве. Поэтому, рассматривая грозовое облако как генератор электрического тока, можно говорить о силе вырабатываемого им тока. Измерения при полетах над облаком и под облаком [12] позволили оценить силу тока во внешней цепи генератора. Пронтегрированная по всей площади грозового облака она в умеренных широтах составила 0,1—0,2 А, а в низких широтах 0,5—1 А. Ряд исследователей утверждают, что гроза является как бы генератором с большим током утечки. Так, по мнению Воркмана [3], до 90—95 % вырабатываемой грозой электрической энергии, а возможно, и более, расходуется тем или иным способом между главными центрами внутри облака. Согласно [8], грозовое облако скорее можно считать короткозамкнутым генератором, сила тока которого составляет около 100 А. О больших токах утечки внутри облака можно судить по большей электрической проводимости в грозовом облаке (см. п. 10.2.2), которая по

данным непосредственных измерений [33, 63], а также согласно расчетам по кривым восстановления поля после удара молнии [16, 67—69] примерно на два порядка больше проводимости воздуха вне облаков на данной высоте.

По мнению Мейсона [35], любая модель или теория, описывающая процессы в грозовом облаке, должна учитывать следующие его основные характеристики:

1) средняя продолжительность выпадения осадков и разрядной активности для типичной грозовой ячейки составляет  $\approx 30$  мин;

2) средний электрический момент, уничтожаемый грозовым разрядом, равен  $\approx 100$  Кл·км; соответствующий заряд, вовлеченный в разряд,  $\approx 20$ —30 Кл;

3) в типичной грозовой ячейке интервалы между отдельными грозовыми разрядами составляют  $\approx 20$  с, средний ток молнии  $\approx 1$  А, в отдельные активные моменты частота грозовых разрядов может резко (на 2 порядка) возрасти;

4) заряд, который разделяется непосредственно после удара молнии за счет выпадения частиц осадков, равен  $\approx 1000$  Кл;

5) в типичной грозовой ячейке этот заряд генерируется и разделяется в области между изотермами  $0 \dots -40^\circ\text{C}$ ;

6) отрицательный заряд располагается на уровне изотермы  $-5^\circ\text{C}$ , основной положительный заряд — на несколько километров выше, а вблизи основания облака ниже изотермы  $0^\circ\text{C}$  часто возникает добавочный положительный заряд;

7) через 10—20 мин после появления достаточно крупных частиц осадков, способных создать радиозою, в облаке образуются и разделяются заряды, необходимые для возникновения молний.

В табл. 5 (10.2.1) приведены данные ряда авторов о значениях и высоте расположения зарядов в грозовых облаках. Отметим, что электрическая структура облаков слоистых форм определялась по результатам непосредственных измерений в них. Распределение же зарядов в грозовых облаках рассчитывалось по данным измерений напряженности электрического поля во время полетов над ними.

На фоне основных зарядов в облаке хаотически расположены заряды плотностью на 1—2 порядка выше средней. Это так называемые зоны неоднородностей в облаке, наиболее характерные для конвективных облаков. В среднем размеры зоны экстремальных зарядов составляют от десятков до сотен метров при наиболее вероятном 50—200 м (рис. 11 (10.2.1)). Спектр размеров зон электрических неоднородностей подобен спектру размеров зон, где меняется зарядение самолета, и спектру размеров струй в конвективных облаках (рис. 12 (10.2.1)).

Зоны неоднородностей наблюдаются и в слоистообразных облаках. Вероятность того или иного значения неоднородности в облаках различных видов описывается кривыми распределения (рис. 13 (10.2.1)). Средние и максимальные значения электрических неод-

Заряд  $Q$  и высота его локализации  $H_Q$  в грозовых облаках

| Место наблюдения  | Способ определения $Q$   | $Q$ Кл              | $H_Q$ км           | Источник |
|-------------------|--|---------------------|--------------------|----------|
| Африка            | По значению $\Delta E$ во время разряда молнии                         | 10—30               | 1,5—3,5            | [83]     |
| Нью-Мексико       | По $\Delta E$ во время разряда на сети наземных измерений (11 пунктов) | 9—24                |                    | [83]     |
| Англия            | То же  | 40—160              |                    | [83]     |
| США               | "  | 50                  |                    | [83]     |
| США, 35 с. ш.     | По данным о распределении напряженности электрического поля в облаке   | —30<br>39           | 3<br>6             | [72]     |
| 35° ю. ш.         | То же  | 40<br>—40<br>10     | 10<br>5<br>2       | [85]     |
| 50° с. ш.         | "  | —20<br>24<br>4      | 3<br>6             | [98]     |
| ИТС, 50—60° с. ш. | "  | 23                  | Ниже отриц. заряда | [12]     |
| Япония            | По геомагнитным полям  | от 20—30 до 200—300 | 4—8                | [83]     |

породностей представлены в табл. 6 (10.2.1). Максимальные значения получены путем экстраполяции кривых распределения до уровня 99,9%. Электрические неоднородности оценивались как отношение отклонений от среднего значения текущего значения напряженности электрического поля на выбранном участке горизонтального пути к среднему значению  $|\Delta E/E_{\text{ср}}|$ . Распределение значений  $|\Delta E/E_{\text{ср}}|$  в облаках достаточно хорошо описывается нормально-логарифмическим законом. Из рис. 13 (10.2.1) видно, что медианные значения неоднородностей  $|\Delta E/E_{\text{ср}}|_{\text{мед}}$  в облаках различных форм близки между собой и составляют примерно 20%; наклон же кривых различен, что свидетельствует о разной вероят-

Таблица 6 (10.2.1)

Средние и максимальные значения электрических неоднородностей в облаках различных форм

| Форма облаков | $ \Delta E/E_{\text{ср}} _{\text{мед}} \%$ | $ \Delta E/E_{\text{ср}} _{\text{max}} \%$ |
|---------------|--|--|
| Sc            | 25   | 350  |
| Ns            | 22   | 300  |
| Cb            | 17   | 1500                                       |



ности существования больших неоднородностей в облаках различных форм.

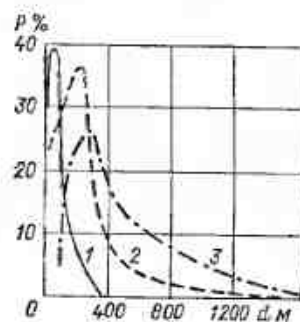


Рис. 11 (10.2.1). Повторяемость  $P$  (%) линейных размеров зон с экстремальными зарядами в мощных кучевых облаках (1), грозовых облаках в стадии зрелости (2) и в стадии распада (3) [12].

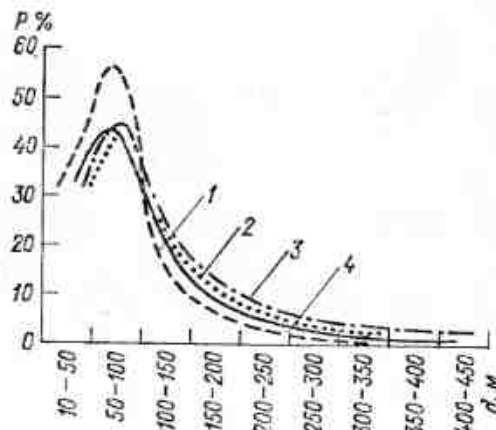


Рис. 12 (10.2.1). Повторяемость  $P$  (%) линейных размеров воздушных струй (пузырей) (1), зон экстремумов заряда самолета (2), напряженности электрического поля (3) и температуры (4) в конвективных облаках [12].

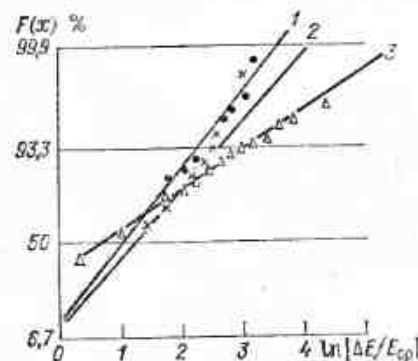


Рис. 13 (10.2.1). Распределения значений электрических неоднородностей  $|\Delta E/E_{cp}|$  в облаках различных форм [12].

$$F(x) = \left( \frac{1 - \Phi(x)}{2} \right); \quad 1 - \text{Sc}, \quad 2 - \text{Ns}, \quad 3 - \text{Cb}.$$

В табл. 6 (10.2.1) представлены значения  $|\Delta E/E_{cp}|_{med}$  и расчетные значения  $|\Delta E/E_{cp}|_{max}$ , соответствующие 0,1 %-ной вероятности существования больших неоднородностей. Таким образом, если в Sc и Ns одна из 1000 неоднородностей достигает 300—350 %, то в Cb одна из 1000 неоднородностей может достигать 1500 %. Неоднородности, превышающие 10 %, занимают 50—60 % траектории полета в облаках типа Sc и до 70—80 % — в Ns.

Вопрос о влиянии загрязнения на значение напряженности электрического поля облаков мало исследован, однако в работе [20] указано, что загрязнение атмосферы может приводить к существенному изменению значения напряженности поля в облаке. Так, в загрязненном промышленном районе Кривого Рога  $|E_z|_{med}$  в облаках As—Ns примерно на порядок больше, чем в аналогичных облаках в менее загрязненных районах Киева (см. табл. 1 (10.2.1)).

### 10.2.2. Электропроводность в облаках

Электропроводность облачного воздуха, как правило, меньше электропроводности свободной атмосферы на том же уровне и в среднем примерно в 3—5 раз (в отдельных случаях и в 20 раз), что связано с захватом атмосферных ионов каплями.

Измерение электропроводности воздуха в облаках является методически сложной задачей в основном из-за сильного заряжения измерительных электродов аппаратуры при касании их каплями и разрядке электродов при отрыве капелек. В связи с этим такие измерения весьма малочисленны. Они проводились в горах [26, 52, 89, 90]; несколько измерений сделано при использовании в качестве подъемного средства самолета [26, 81], ракеты [33], радиозонда [26, 63, 90, 94]; некоторые авторы рассчитывали электропроводность в грозовых облаках по времени релаксации напряженности электрического поля после молниевых разрядов [3, 8, 16, 67—69, 86].

Электропроводность в облаках слоистых форм составляет на уровне 2—3 км в среднем  $1-5 \cdot 10^{-14}$  См/м. При положительных значениях напряженности электрического поля обычно коэффициент униполярности  $\lambda_1/\lambda_2 > 1$ , при отрицательных значениях  $\lambda_1/\lambda_2 < 1$ .

Электропроводность воздуха в слоисто-дождевых облаках делаться не измерялась. В работе [24] анализируются данные измерений электропроводности воздуха на горе Эльбрус. Автор отмечает, что ход электропроводности при прохождении слоисто-дождевых облаков в общем не отличается от ее хода в слоистых облаках. Поэтому можно предположить, что электропроводность в слоисто-дождевых облаках, так же как и в слоистых, в несколько раз меньше электропроводности в свободной атмосфере на том же уровне.

Электропроводность в кучевых облаках измерялась эпизодически вблизи поверхности Земли [52, 89]; отдельные измерения электропроводности в слабо развитых кучевых облаках были проведены с самолета [4]. Инерционность аппаратуры позволяла оценить только средние значения электропроводности. В среднем электропроводность в кучевых облаках в несколько раз меньше электропроводности воздуха в чистой атмосфере на том же уровне.

Таблица 1 (10.2.2)  
Средние значения положительной ( $\lambda_1$  обл.), отрицательной ( $\lambda_2$  обл.) и суммарной ( $\lambda_{\Sigma}$  обл.) электропроводности  
облачного воздуха в облаках различных форм

| Форма об-<br>лаков   | $\lambda_1$ обл. См/м          | $\lambda_2$ обл. См/м            | $\lambda_{\Sigma}$ обл. См/м    | $\frac{\lambda_{\text{точно}}}{\lambda_{\Sigma \text{ обл.}}}$ | $\frac{\lambda_1 \text{ обл.}}{\lambda_2 \text{ обл.}}$ | H км | Источник     |
|--|--------------------------------|----------------------------------|---------------------------------|--|---|------|--------------|
| <b>Измерения в горных облаках</b>  |                                |                                  |                                 |  |   |      |              |
| Sc   | $0,4 \cdot 10^{-14}$           | $0,4 \cdot 10^{-14}$             | $0,8 \cdot 10^{-14}$            | 7,5  | 1   | 2    | [52]         |
| Sc   | $(0,2 \dots 3) \cdot 10^{-14}$ | $(0,2 \dots 2,5) \cdot 10^{-14}$ |                                 | 1,5—5  | 0,2—4,5   | 2—3  | [24, 26, 40] |
| Cu   | $0,6 \cdot 10^{-14}$           | $0,6 \cdot 10^{-14}$             |                                 | 10   | 1   | 2    | [52]         |
| Cu   | $(0,7 \dots 4) \cdot 10^{-14}$ | $(0,6 \dots 4) \cdot 10^{-14}$   |                                 | 0,8  | 1—1,2   | 2,5  | [88]         |
| Cu cong.   | $2 \cdot 10^{-12}$             | $2,3 \cdot 10^{-12}$             |                                 | 10   | 0,9   | 4,5  | [90]         |
| Cb   | $0,7 \cdot 10^{-14}$           | $0,2 \cdot 10^{-14}$             |                                 | 0,1  | 2,6   | 4,5  | [90]         |
| <b>Самолетные измерения</b>  |                                |                                  |                                 |  |   |      |              |
| Cu   | $1,2 \cdot 10^{-16}$           | $0,7 \cdot 10^{-16}$             | $1,7 \cdot 10^{-16}$            |  |   |      | [6, 24, 26]  |
| Cu cong.<br>(с осадками)   | $1,4 \cdot 10^{-16}$           | $1,2 \cdot 10^{-16}$             | $2,6 \cdot 10^{-16}$            |  |   |      | [26]         |
| <b>Радиозондовые измерения</b>   |                                |                                  |                                 |  |   |      |              |
|  |                                |                                  | $2 \cdot 10^{-12}$              | 0,1—1  |   | 2—8  | [94]         |
|  |                                |                                  | $(0,1 \dots 60) \cdot 10^{-12}$ | $\ll 1$  |   |      | [63]         |
| <b>Ракетные измерения</b>  |                                |                                  |                                 |  |   |      |              |
| Cb   |                                |                                  | $10^{-10}$                      | $\ll 1$  |   |      | [33]         |
| <b>Результаты расчета по кривым восстановления напряженности электрического поля после разряда</b> |                                |                                  |                                 |  |   |      |              |
| Cb   |                                |                                  | $(4 \dots 5) \cdot 10^{-12}$    | 0,01—0,1   |   |      | [17, 16]     |
| Cb   |                                |                                  | $5 \cdot 10^{-12}$              | 0,01—0,1   |   |      | [69]         |
| Cb   |                                |                                  | $1,3 \cdot 10^{-12}$            | 0,01—0,1   |   |      | [86]         |
| Cb   |                                |                                  | $(1 \dots 2) \cdot 10^{-12}$    | 0,01—0,1   |   |      | [53, 68]     |

Электропроводность в кучево-дождевых и грозовых облаках исследовалась с помощью специальных зондов [63, 70]. Эти измерения показали, что значения омической электропроводности воздуха в кучево-дождевых облаках на 1—2 порядка больше, чем в свободной атмосфере на том же уровне. Электропроводность воздуха в грозовых облаках оценивалась по кривым восстановления напряженности электрического поля после удара молнии (16, 17, 67, 86 и др.). Эти оценки также свидетельствуют об очень большой электропроводности воздуха в таких облаках ( $10^{-14}$ — $10^{-10}$  См/м). По-видимому, наряду с омической проводимостью, в грозовом облаке большую роль играет турбулентная проводимость, однако способы выделения ее из экспериментальных данных, так же как и выделение конвективной и омической проводимости, еще не разработаны. В табл. 1 (10.2.2) приведены некоторые экспериментальные значения электропроводности воздуха в облаках различных форм.

### 10.2.3. Заряды облачных частиц и частиц осадков

Электрическое состояние облаков обусловлено зарядами отдельных облачных элементов и распределением их внутри облака. Краткая сводка результатов измерений зарядов облачных капель ( $d < 100$  мкм), ледяных частиц и капель осадков ( $d = 100 \dots 5000$  мкм) приведена в табл. 1, 2 и 3 (10.2.3) и на рис. 1 и 2 (10.2.3). Обращает на себя внимание значительный разброс данных. Действительно, из рис. 1 (10.2.3), построенного Такахаси [104], обобщившего данные многочисленных измерений, видно, что заряд на облачных частицах данного диаметра может изменяться на 2—3 порядка.

Заряды твердых облачных частиц и твердых частиц осадков превышают заряды жидких частиц. Обобщенные данные по зарядам твердых облачных частиц представлены в табл. 2 (10.2.3) и на рис. 2 (10.2.3).

Чалмерс [47] отмечал, что при измерении зарядов отдельных капель в облаках удивляет то, что почти всегда имеются капли, близкие по размеру и выпадающие почти одновременно, заряды которых тем не менее существенно различаются и даже имеют противоположные знаки, хотя при падении они, очевидно, находятся очень близко друг к другу.

Измерения зарядов отдельных частиц в облаках (как в горах, так и в свободной атмосфере) свидетельствуют о том, что в облаках содержатся заряженные частицы обоих знаков.

В облаках слоистых форм и в туманах наблюдается обычно распределение облачных частиц по зарядам, близкое к гауссовскому. В грозовых облаках встречаются крупные области с явным преобладанием зарядов одного знака.

Средний заряд капли ( $K \cdot 10^{-18}$ ) в облаках различного типа

| Тип облака                      | Особенности измерения                     | Радиус капли, мкм |       |      |      |         |    | Источник |
|---------------------------------|---|-------------------|-------|------|------|---------|----|----------|
|                                 |   | 2                 | 5     | 8    | 10   | 30      | 60 | 100      |
| Туманы                          | Обобщенные результаты ряда авторов (СССР) | 3,2               | 11,8  | 6,7  | 7,4  |         |    | [18]     |
| "                               | Отраженное число измерений (СССР)         | 4,5               | 9,4   | 15,0 | 11,7 |         |    | [1]      |
| "                               | Склон Эльбруса (СССР)                     | 4,5               | 10,8  | 13,0 | 15,2 |         |    | [18, 40] |
| "                               | Самолетные измерения (СССР)               | 4,0               | 15,0  | 21,0 | 14,0 |         |    | [18, 40] |
| "                               | Аэростатные измерения (СССР)              | 5,8               | 15,4  |      |      |         |    | [18, 40] |
| "                               | Самолетные измерения (СССР)               | 14,3              | 16,0  |      |      |         |    | [25]     |
| "                               | На горе (США, Калифорния)                 | 0,8               | 1,01  | 1,4  | 1,6  |         |    | [52]     |
| St, Sc переохлажденные (морось) | На горе (Тасмания)                        | —                 | 32,0  | 13,0 | 192  |         |    | [110]    |
| Sc теплые капли                 |   |                   |       |      |      | 5600    |    |          |
| переохлажденные капли           |   |                   |       |      |      | 4400    |    | [84]     |
| ледяные частицы                 |   |                   |       |      |      | 1000    |    |          |
| замерзшие облачные капли        |   |                   |       |      |      | 3700    |    |          |
| Сб                              | На горе (Калифорния)                      |                   | 30—70 | 30   | 50   |         |    | [88]     |
| Сб, стадия развития             | Правозной аэростат (Нью-Мексико)          |                   |       |      |      | 160—320 |    | [61]     |
| Туман                           | У поверхности Земли (СССР)                | 3                 | 6     | 10   | 13   |         |    | [32]     |
| Си переохлажденные              | На горе (США)                             |                   | 3     |      |      |         |    | [76]     |
| Sc                              | Самолетные измерения                      | 3                 |       | 20   |      |         |    | [39]     |

Таблица 2 (10.2.3)

Средние заряды твердых частиц осадков [83], а также отношения числа положительно и отрицательно заряженных частиц ( $N_+/N_-$ ) и их заряды ( $Q_+/Q_-$ )

| $\frac{Q_+}{Q_-}$ | $\frac{N_+}{N_-}$ | Знак | Средний заряд, пКл | Тип осадков        | Источник |
|-------------------|-------------------|------|--------------------|--------------------|----------|
| 3,6               | 2,1               |      |                    |                    | [100]    |
| 1,9               | —                 | ±    | 0,03<br>0,02       | спокойный снегопад | [73]     |
|                   |                   | ±    | 1,88<br>1,59       | шквальный снег     |          |
| 1,4               | 1,2               | ±    | 3,5<br>1,9         | шквальный снег     | [57]     |
| —                 | 1,4               | ±    | 0,8<br>1,0         | крупа              | [87]     |
| —                 | —                 | ±    | 0,22<br>0,33       | спокойный снегопад | [74—76]  |
| 1,6               | 1,0               | ±    | 0,47<br>0,30       | ливневой снег      |          |
| 1,1               | 1,2               | ±    | 0,45<br>0,45       | умеренный снег     | [23, 27] |
| 3,2               | 3,5               | ±    | 0,09<br>0,09       | мокрый снег        |          |

Исследования распределения зарядов отдельных частиц осадков, выполненные у поверхности Земли, показали, что в осадках, так же как и в облаках, содержатся заряды обоих знаков. Однако измерения в свободной атмосфере [18, 25, 40, 70, 102, 103, 106, 107] показали, что в облаках имеются значительные области (протяженностью  $\geq 1$  км) с зарядами преимущественно одного знака.

Согласно [25, 84] в облаке существуют два типа распределения зарядов облачных частиц: 1) симметричное, более характерное для верхней части развивающихся облаков и для облаков в стадии рассеяния; 2) несимметричное (со сдвигом, как правило, в отрицательную область), более характерное для нижней части развивающихся облаков. В облаках с асимметричным распределением средний заряд отрицательных частиц больше среднего заряда положительных частиц. В облаках с симметричным распределением средние значения зарядов обоих знаков примерно равны. Связь между размером облачной частицы и ее зарядом недостаточно изучена. Многие исследователи [18] указывают на линейную связь ( $q = k \cdot r$ ), где если  $r$  выразить в микрометрах, а  $q$  — в СГСЭ, то  $k = 10 \dots 20$ , другие [61] — устанавливают квадратичную зависимость, третьи [88] — отмечают отсутствие прямой связи между средними радиусами и средними зарядами облачных частиц.



Таблица 3 (10.2.3)

## Средние заряды дождевых капель

| Форма<br>облаков     | Район                      | Высо-<br>та,<br>км | Заряд капли, нКл        |                        |                      | Источник                |
|----------------------|----------------------------|--------------------|-------------------------|------------------------|----------------------|-------------------------|
|                      |                            |                    | спокой-<br>ный<br>дождь | ливне-<br>вый<br>дождь | грозовой<br>дождь    |                         |
| У поверхности Земли  |                            |                    |                         |                        |                      |                         |
| Sc, Ns               | Швейцария                  | 0                  | 0,08                    | 0,6                    | 2,7                  | [73]                    |
| Cb                   | Индия                      | 0                  | -1,8                    | -1,8                   | -1,95                | [55]                    |
| Ns                   |                            |                    |                         | 2,1                    | 2,3                  |                         |
| Cb                   | Англия                     | 0                  | 0,7                     | -2,2                   | -2,4                 | [57]                    |
| Sc, Ns               |                            |                    |                         | 0,4                    | 1,2                  |                         |
| Cb                   | США                        | 0                  | -1                      | -0,8                   | -3,1                 | [75]                    |
| Cb                   |                            |                    |                         | -                      | 5,0                  |                         |
| Cu cong.             | Воейково, СССР             |                    |                         |                        | -6,3                 | [21]                    |
|                      |                            |                    |                         |                        | 9                    |                         |
|                      |                            |                    |                         |                        | -7,5                 |                         |
| Самолётные измерения |                            |                    |                         |                        |                      |                         |
| Cu cong.             | США                        | 4                  |                         | 14                     |                      | [75]                    |
| Cu cong.             |                            | 6                  |                         | -33                    |                      |                         |
| Cb                   |                            | 1,5                |                         | 21                     |                      |                         |
| Cb                   |                            | 3                  |                         |                        | 27                   |                         |
| Cb                   |                            | 5                  |                         |                        | -21                  |                         |
| Cb                   |                            | 5                  |                         |                        | 50                   | [74]                    |
| Cb                   |                            | 6                  |                         |                        | -37                  |                         |
| Cu cong.             | УССР                       |                    | 1,7                     | 20                     |                      | [27]                    |
| Cb                   | Московская<br>область      |                    | -1,5                    | -22                    |                      | [45]                    |
| Cb                   | ЕТС                        |                    |                         | 1                      |                      |                         |
| Cb                   | Нью-Мексико,<br>США        |                    |                         | -1                     |                      |                         |
|                      |                            |                    |                         | 15                     |                      | [9]                     |
|                      |                            |                    |                         | -14                    |                      |                         |
|                      |                            |                    |                         |                        | 40—50                | [70]                    |
| Высотные измерения   |                            |                    |                         |                        |                      |                         |
| Sc, Ns               | Эльбрус, СССР<br>(на горе) |                    | 7                       | 14                     |                      | [23]                    |
|                      |                            |                    | -9                      | -16                    |                      |                         |
| Радиозондирование    |                            |                    |                         |                        |                      |                         |
| Cb                   | Гавайские о-ва             |                    |                         |                        | 20—130<br>-70... 150 | [102, 103,<br>106, 107] |
| Привязной аэростат   |                            |                    |                         |                        |                      |                         |
| Cb                   | Нью-Мексико,<br>США        |                    |                         |                        | 20                   | [61]                    |

Обобщенные данные Такахаши (см. рис. 1 (10.2.3)) показали, что распределения заряд—размер частиц в облаках могут быть разделены на две группы: к первой относятся теплые облака, не дающие осадков или с осадками в виде мороси, ко второй — ливне-

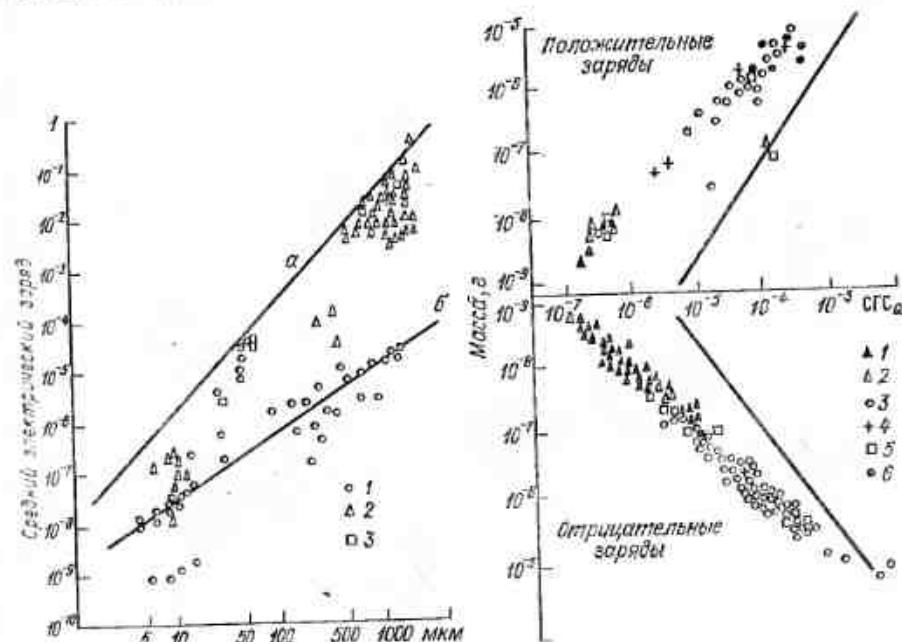


Рис. 1 (10.2.3). Соотношение между средним электрическим зарядом и размером (диаметром) для облачных и дождевых капель [104].

1 — теплые облака, 2 — грозовые облака, 3 — облака с ледяной фазой; а — заряды в максимуме поле (340 000 В/м), б — заряды, обусловленные капельно-ионным взаимодействием.

Рис. 2 (10.2.3). Соотношение между зарядом и массой ледяных частиц и снежных кристаллов [83].

1 — искусственные ледяные кристаллы ( $-15^{\circ}\text{C}$ ), 2 — естественные ледяные кристаллы, 3 — искусственные снежные кристаллы, 4 — звезды, 5 — сильно разветвленные кристаллы, 6 — ледяные частицы; жирные прямые — верхний предел заряда для сферических частиц.

вые и грозовые облака, в которых, как правило, присутствует ледяная фаза и заряды на 2—3 порядка больше, чем в теплых слоистообразных облаках.

Результаты измерений распределений частиц по размерам и зарядам в теплых слоисто-кучевых облаках и приземных туманах, по данным ряда авторов [18, 32, 31], показали, что полученные распределения часто описываются логнормальными законами. На рис. 3 и 4 (10.2.3) приведены распределения величин  $q/r$  и  $q/r^2$  на логнормальной сетке по работам [42, 43]. Значения отношения  $q/r$  для слоистообразных облаков близки между собой и составляют  $(0,13 \dots 0,17) \cdot 10^{-14}$  Кл/м. Параметры этого распределения приведены в табл. 4 (10.2.3).

Параметры распределения величины  $(g/r)$  в слоистообразных облаках ( $10^{-10}$  Кл/см) при среднем радиусе облачных частиц, равном 3—4 мкм

| Форма облаков | $\frac{\bar{q}_+}{r}$ | $\frac{\bar{q}_-}{r}$ | $\left(\frac{q_+}{r}\right)_{\text{med}}$ | $\left(\frac{q_-}{r}\right)_{\text{med}}$ | Источник |
|---------------|-----------------------|-----------------------|---|---|----------|
| Sc            | 1,44                  | 1,44                  | 1,17                                      | 1,11                                      | [40, 42] |
| Cu cong.      | 1,44                  | 1,47                  | 1,20                                      | 1,20                                      | [40, 42] |
| Sc            | 1,41                  | 1,44                  | 1,08                                      | 1,14                                      | [40, 42] |
| St fr.        | 4,86                  | 1,59                  | 1,17                                      | 1,08                                      | [40, 42] |
| Cu            | 1,41                  | 1,41                  | 1,20                                      | 1,14                                      | [40, 42] |
| St fr.        | 1,41                  | 1,41                  | 1,23                                      | 1,14                                      | [40, 42] |
| St Sc         | 1,56                  | 1,66                  | 1,32                                      | 1,0                                       | [43]     |
| St            | 0,9—3,0               | 0,6—3,9               |   |   | [1]      |
| Cu            | 4,86                  | 2,07                  |   |   | [39]     |

Исследования Такахаши [103—105] свидетельствуют о том, что заряды в облаках южных широт больше, чем в облаках умеренных широт.

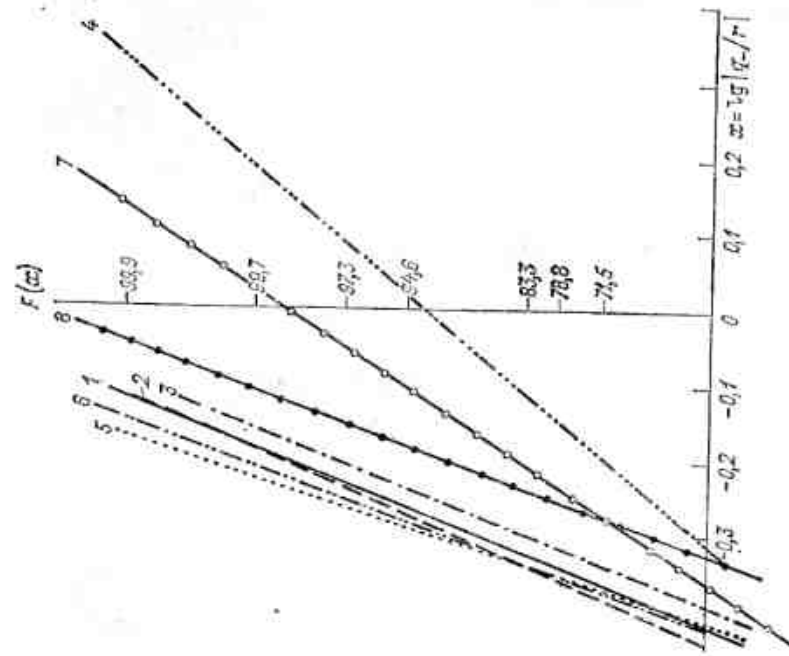


Рис. 4 (10.2.3). Распределение величины  $|q-r|$  в нормально-логарифмической сетке. Обозначения см. рис. 3 (10.2.3).

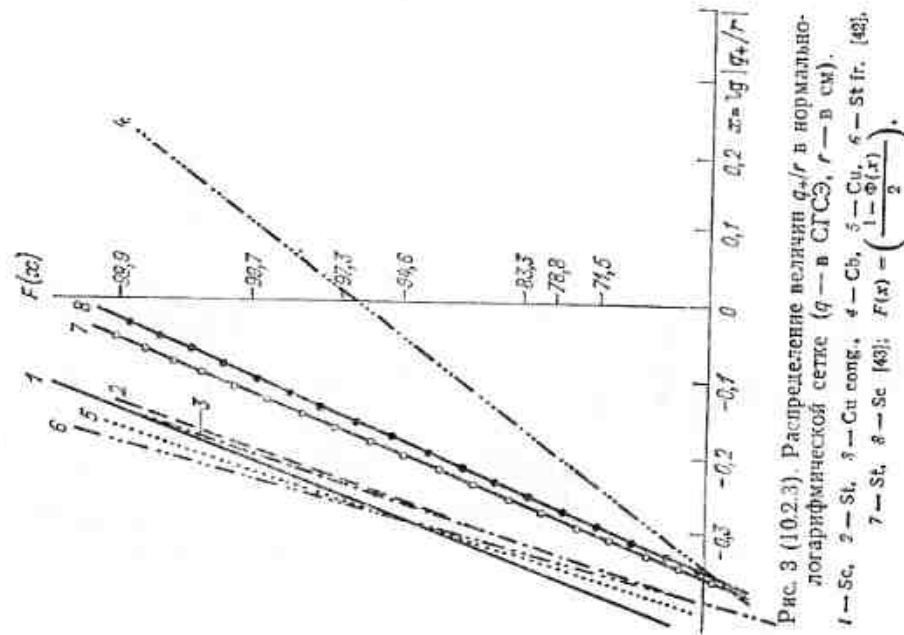


Рис. 3 (10.2.3). Распределение величины  $q_+/r$  в нормально-логарифмической сетке ( $q$  — в СГСЭ,  $r$  — в см).  
1 — Sc, 2 — St, 3 — Cu cong., 4 — Cb, 5 — Cu, 6 — St fr. [42].  
7 — St, 8 — Sc [43];  $F(x) = \left( \frac{1 - \Phi(x)}{2} \right)$ .

## Радиолокационные характеристики облаков

11.1. Радиолокационная отражаемость  $[Z]$  и интенсивность осадков  $[I]$ 

## 11.1.1. Радиолокационная отражаемость и ее связь с характеристиками микроструктуры осадков

Радиолокационная отражаемость  $Z$  (в дальнейшем для краткости мы часто будем называть ее просто «отражаемость»), расчи-

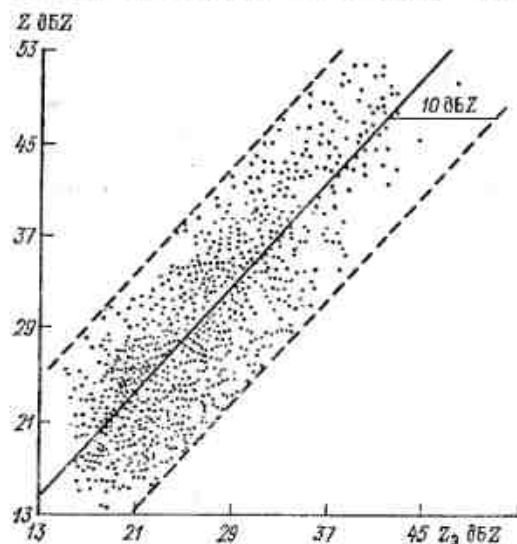


Рис. 1 (11.1.1). Сравнение значений отражаемости, измеренных с помощью МРЛС  $Z_0$  и рассчитанных на основе распределений капель по размерам  $Z$  [47].

Распределения капель получены с помощью дисдрометра.

танная по распределению капель дождя по размерам, найденному с помощью дисдрометра, и  $I$  связаны с измеряемой на МРЛ  $Z_0$  статистически. Исследованию связи  $Z$  с  $Z_0$  посвящено много работ [5]. Их выводы проиллюстрируем, следуя [47].

Из рис. 1 (11.1.1) видно, что экспериментальные точки находятся в пределах  $\pm 10$  дБZ (штриховые линии) от линии, описывающей решение уравнения линейной регрессии между  $Z$  и  $Z_0$ . Уравнение линейной регрессии имеет вид

$$\bar{Z} = 1,099\bar{Z}_0 + 0,480 \quad (1)$$

при коэффициенте корреляции, равном 0,82, и коэффициенте вариации, равном 69,6 %. Во всем диапазоне измерений значение средней разности  $\bar{Z} - \bar{Z}_0$  составляет примерно 3 дБZ.

## 11.1.2. Отражаемость и интенсивность жидких осадков

Опираясь на микрофизические исследования распределения частиц осадков по размерам, Маршалл и Пальмер [23] нашли, что в среднем

$$Z = A I^B = 220 I^{1,6}, \quad (1)$$

где  $Z$  выражено в  $\text{мм}^6/\text{м}^3$ , а  $I$  — в  $\text{мм}/\text{ч}$ .

В дальнейшем такая связь  $Z$  (или  $Z_0$ ) с  $I$  получила название  $Z-I$  соотношения. Многочисленные исследования [5], проведенные в разных районах земного шара, показывают, что коэффициенты  $A$  и  $B$  изменяются в широких пределах и зависят от многочисленных факторов, и в первую очередь от типа осадков и особенностей синоптических процессов в районе наблюдений.

О возможных вариациях коэффициентов  $A$  и  $B$  можно судить на примере исследований [47], выполненных в Канаде (табл. 1

Таблица 1 (11.1.2)

$Z_0-I$  соотношения для различных синоптических ситуаций (южная часть провинции Онтарио, Канада) [47]

| Синоптическая ситуация             | Уравнение регрессии  | $N$  | $\sigma_{\lg I}$ | Коэффициент вариации $\lg I$ , % |
|------------------------------------|----------------------|------|------------------|----------------------------------|
| Холодный фронт                     | $Z_0 = 288 I^{1,32}$ | 515  | 0,306            | 67                               |
| Теплый фронт                       | $Z_0 = 350 I^{1,23}$ | 325  | 0,261            | 72                               |
| Квазистационарный фронт            | $Z_0 = 233 I^{1,64}$ | 365  | 0,277            | 53                               |
| Все остальные фронтальные ситуации | $Z_0 = 254 I^{1,40}$ | 687  | 0,274            | 60                               |
| Внутримассовые ливни               | $Z_0 = 575 I^{1,38}$ | 28   | 0,357            | 68                               |
| Все данные                         | $Z_0 = 295 I^{1,43}$ | 1920 | 0,288            | 63                               |

Примечание.  $N$  — число измерений,  $\sigma_{\lg I}$  — стандартное отклонение измеренных значений  $\lg I$  от рассчитанных по  $Z_0-I$  соотношению.

и 2 (11.1.2)) на МРЛ с  $\lambda = 5,5$  см. Эти исследования отличаются полнотой изучения изменчивости  $A$  и  $B$  в одном районе для различных погодных условий и типов осадков. Их результаты подтверждают выводы, полученные ранее в многочисленных исследованиях [5]. Многие авторы проводят собственные исследования для определения наилучших коэффициентов соотношения  $Z-I$  для конкретного района наблюдений, в котором производится измерение  $I$ . Например, для Европейской территории СССР [5]

$$Z = 275 I^{1,4}, \quad (1)$$

для Флориды, США [40]

$$Z = 300 I^{1,5}. \quad (2)$$



Таблица 2 (11.1.2)

 $Z_a$ — $I$  соотношения и их статистические характеристики для осадков разного типа [47]

| Тип осадков               | Уравнение регрессии | $N$  | $\sigma_{\lg I}$ | Коэффициент вариации $\lg I$ , % |
|---------------------------|---------------------|------|------------------|----------------------------------|
| Слабые осадки или морось  | $Z_a = 250I^{1,57}$ | 41   | 0,217            | 34                               |
| Обложной дождь            | $Z_a = 256I^{1,43}$ | 1044 | 0,260            | 55                               |
| Обложной дождь с ливневым | $Z_a = 361I^{1,31}$ | 767  | 0,306            | 64                               |
| Изолированные ливни       | $Z_a = 544I^{1,27}$ | 92   | 0,348            | 75                               |
| Все данные                | $Z_a = 295I^{1,43}$ | 1920 | 0,288            | 63                               |

При интерпретации радиолокационных измерений интенсивности осадков обязательно указывается вид соотношения  $Z—I$ . Самым распространенным при этом является соотношение Маршалла — Пальмера. Этому соотношению соответствуют следующие значения  $I$ ,  $Z_a$  и  $\lg Z_a$ :

|                     |      |     |     |     |      |     |     |      |     |
|---------------------|------|-----|-----|-----|------|-----|-----|------|-----|
| $I$ мм/ч . . . . .  | 0,1  | 0,5 | 1   | 2,5 | 5    | 10  | 25  | 50   | 100 |
| $Z_a$ дБЗ . . . . . | 7    | 18  | 23  | 29  | 34,2 | 39  | 45  | 50,2 | 55  |
| $\lg Z_a$ . . . . . | -1,1 | 0   | 0,5 | 1,1 | 1,22 | 2,1 | 2,7 | 3,22 | 3,3 |

Зависимость Маршалла — Пальмера для эффективной площади рассеяния  $\eta$  выглядит следующим образом:

$$\eta = 5,7 \cdot 10^{-8} I^{1,6} \lambda^{-4}, \quad (2)$$

где  $\eta$  измеряется в  $\text{см}^{-1}$ ,  $\lambda$  — в сантиметрах.

### 11.1.3. Отражаемость и интенсивность снегопада

Сопоставляя результаты микрофизических и радиолокационных измерений в снегопадах, можно также установить  $Z—I$  соотношения. Так, в [53] предложено следующее соотношение:

$$Z = 1780I^{2,21}, \quad (1)$$

где  $Z$  выражено в  $\text{мм}^6/\text{м}^3$ ,  $I$  снега — в  $\text{мм}/\text{ч}$ , или в дБЗ

$$Z = 32,5 + 22,1 \lg I. \quad (2)$$

Для тающего снега

$$Z_a = 26 + 22,1 \lg I, \quad (3)$$

где  $Z_a$  выражено в дБЗ.

Одному и тому же значению  $I$  будут соответствовать разные значения  $Z_a$  для снегопадов  $Z_{ac}$  и дождей  $Z_{ад}$ :

|                    |    |    |
|--------------------|----|----|
| $I$ мм/ч . . . . . | 1  | 10 |
| $Z_{ад}$ . . . . . | 23 | 39 |
| $Z_{ac}$ . . . . . | 26 | 48 |

### 11.1.4. Дифференциальная отражаемость $Z_{DR}$ и интенсивность осадков

Величину  $Z_{DR}$  можно связать с медианным объемным диаметром капель  $D_0$ . Если имеет место экспоненциальное распределение дождевых капель по размерам, то

$$N(D) = \begin{cases} N_0 \exp(-3,69D/D_0), & 0 < D < D_{\max}, \\ 0 & D > D_{\max}, \end{cases} \quad (1)$$

где  $D$  — диаметр сферы, равновеликой по объему несферической дождевой капли;  $N(D)$  — плотность распределения капель по размерам  $D$  ( $\text{м}^{-3}/\text{см}^{-1}$ );  $N_0$  — нормировочный параметр, пропорциональный концентрации капель;  $D_{\max}$  — максимальный диаметр. Совместные измерения  $Z_{DR}$  и  $Z_r$  (отражаемость, измеренная по горизонтальной поляризации) обеспечивают оценку  $N_0$  и  $D_0$ , так как

$$Z_{r,v} = \frac{\lambda^4}{\pi^5 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2} \int_0^{D_{\max}} \sigma_{r,v} N(D) dD, \quad (2)$$

где  $Z_{r,v}$  — отражаемость, измеренная при горизонтальной и вертикальной поляризации,  $\sigma_{r,v}$  — эффективные поперечники рассеяния сплюснутых сферических дождевых капель. При ряде допущений в работе [51] дается эмпирическое уравнение связи между  $Z_r$ ,  $Z_{DR}$  и  $I$ ,

$$Z_r = 147I(Z_{DR} + 0,474)^{2,454}, \quad 0,57 \leq Z_{DR} \leq 4,8 \text{ дБ}, \quad (3)$$

где  $\lambda = 10$  см,  $I$  выражено в  $\text{мм}/\text{ч}$ ,  $Z_r$  — в  $\text{мм}^6/\text{м}^3$ ,  $D_{\max} = 1$  см.

Если выше уровня таяния в облаках  $Z_{DR} \approx 0$  дБ, а мощность сигнала достаточно велика, то это может указывать либо на случайную ориентацию кристаллов льда в пространстве, либо на то, что форма града близка к сферической. В случае града средних размеров, имеющего сплюсненно-сферическую форму и падающего с предпочтительной ориентацией,  $Z_{DR} \geq 4$  дБ, а в случае града конической формы  $Z_{DR} \approx -1$  дБ [51].

При исследованиях  $Z_{DR}$  на МРЛ с двойной поляризацией используют понятие коэффициента круговой поляризации (ККП), который связан с  $Z_{DR}$  соотношением

$$\text{ККП} = \left( \frac{1 - Z_{DR}^{1/2}}{1 + Z_{DR}^{1/2}} \right)^2. \quad (4)$$

Характер зависимости между  $Z_{DR}$ , ККП и медианным объемным диаметром капель дождя  $D_0$  для монодисперсного и экспоненци-

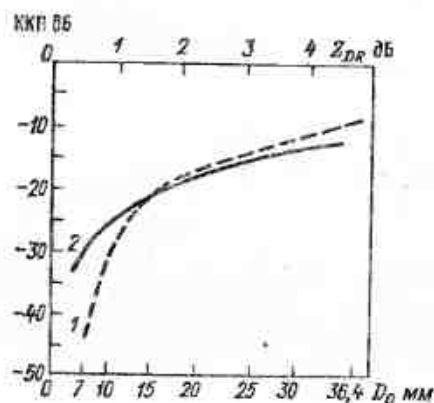


Рис. 1 (11.1.4). Зависимость между дифференциальной отражаемостью  $Z_{DR}$  и ККП (1), а также между ККП медианным объемным диаметром  $D_0$  (2) [51].

Интенсивность осадков рассчитывалась с помощью соотношения Маршалла—Пальмера [33].

ального распределений капель по размерам представлен на рис. 1 (11.1.4) [28].

## 11.2. Изменение радиолокационных характеристик облаков в процессе их развития

### 11.2.1. Особенности появления первого радиоэха

Кучево-дождевые (мульти- и суперячейковые) облака при своем развитии проходят три стадии: рост, развитие, распад.

Временные характеристики процесса развития Сб над мезомасштабным полигоном, нормированные на его продолжительность, представлены в табл. 1 (11.2.1) и на рис. 1 (11.2.1). За 100 % принято время от появления конвергенции до полного распада облака. Первое радиоэхо от конвективного облака появляется в среднем спустя 36 % времени существования от момента появления конвергенции в приземном слое. Среднее время существования облаков по визуальным и радиолокационным данным составляло 161 мин. От появления визуально наблюдаемых кучевых облаков до появления первого радиоэха от них в среднем

Нормированное на длительность существования облака время (%) наступления событий от А до J в процессе развития Сб во время проведения эксперимента (Флорида, США) [35]

| Дата           | Событие |    |    |      |      |      |      |         |      |     | Длительность, мин |
|----------------|---------|----|----|------|------|------|------|---------|------|-----|-------------------|
|                | A       | B  | C  | D    | E    | F    | G    | H       | I    | J   |                   |
| 15 VI 1973 г.  | 0       | 29 | 38 | 54   | (38) | 58   | 58   | 69      | 77   | 100 | 130               |
| 8 VIII 1975 г. | 0       | 14 | 31 | (24) | 34   | 38   | 45   | 41—52   | 59   | 100 | 145               |
| 12 VIII        | 0       | 12 | 38 | (36) | (34) | 41   | 62   | возд.   | 69   | 100 | 160               |
| 13 VIII        | 0       | 14 | 42 | (41) | (67) | 50   | 72   | 69—78   | 86   | 100 | 180               |
| 18 VIII        | 0       | 9  | 44 | (34) | 47   | (41) | 47   | 56—66   | 75   | 100 | 160               |
| 19 VIII        | 0       | 23 | 43 | 45   | 51   | 51   | (62) | 55—57   | 81   | 100 | 235               |
| 20 VIII        | 0       | 13 | 39 | 39   | 39   | 41   | 62   | (54—62) | 69   | 100 | 195               |
| 25 VIII (а)    | 0       | 15 | 33 | 33   | (22) | 41   | 81   | возд.   | (56) | 100 | 135               |
| 25 VIII (б)    | 0       | 9  | 18 | (14) | 27   | 32   | 55   | возд.   | 59   | 100 | 110               |
| Среднее, %     | 0       | 15 | 36 | (36) | 40   | 44   | 60   | 61      | 70   | 100 | 161               |
| σ %            | 0       | 7  | 8  | 12   | 14   | 8    | 11   | 10      | 11   | 0   | 38                |

Примечание. А — начало конвергенции в приземном слое, В — появление первых визуально наблюдаемых облаков, С — начало быстрого роста облаков, D — появление первого радиоэха, E — максимум конвергенции, F — первое выпадение осадков на поверхность Земли, G — максимум осадков по радиолокационным данным, H — максимум осадков по данным плевниографов, I — максимум дивергенции, J — полный распад, возд. — на облако произведено воздействие; скобки означают, что событие не вписывается в усредненную последовательность, что связано с разной дискретностью регистрации событий.

проходит 21 % времени их существования, т. е. 32 мин. Как только облака начинают расти, практически мгновенно появляется их первое радиоэхо. Временной интервал между первым обнаружением радиоэха и первым обнаружением осадков на плевниографической сети равен в среднем 13 мин. В среднем моменты наступления максимума интенсивности осадков по данным МРЛ и по данным плевниографов практически совпадают (60 и 61 %). Максимум приземной дивергенции отмечается примерно по прошествии 70 % времени существования облака. Стадия диссипации от этой точки до полного исчезновения облаков составляет около 30 % времени жизни облака, а период от зарождения конвергенции до формирования первых визуально наблюдаемых облаков — всего 15 %.

На рис. 2 (11.2.1) схематически проиллюстрирована высотнo-временная эволюция радиоэха конвективной ячейки с момента его первого наблюдения на МРЛ [37]. Из рисунка следует, что после появления первого радиоэха его вершина быстро растет, а основание опускается. Наиболее вероятная длительность этого процесса составляет 3 мин. Максимальное время роста высоты верхней границы первого радиоэха не превышает 15—18 мин. В среднем высота верхней границы первого радиоэха в течение первых 3 мин

жизни возрастает от 3,2 до 4,5 км со скоростью 1—2 м/с. Средняя скорость опускания основания первого радиоэха превосходит 2 м/с.

Исследования, проведенные в северо-восточной части Колорадо (США) [38], позволяют установить связь высоты появления пер-

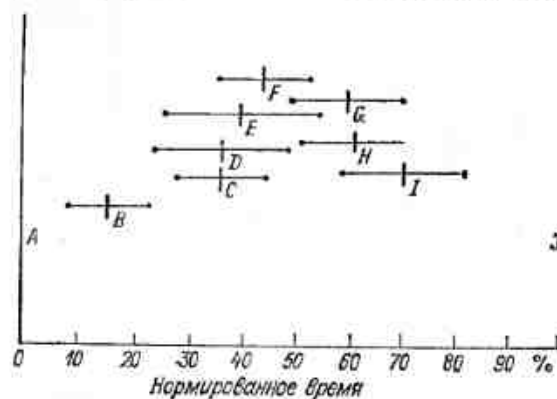
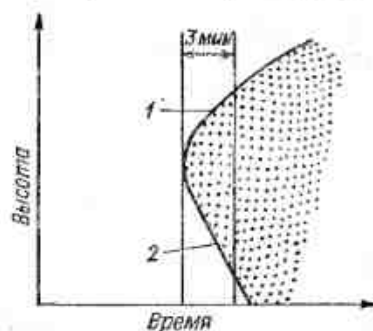


Рис. 1 (11.2.1). Нормированное время существования облаков для событий от А до I (см. табл. 1 (11.2.1)), полученное по результатам наблюдений за девятью конвективными облаками на наземной мелосети FACE во Флориде, США, в ноябре—декабре 1975 г. [35].

вого радиоэха с температурой воздуха на этой высоте. Первое радиоэхо с  $Z_a = 5$  дБЗ появлялось вблизи или у визуально наблюдаемой вершины облака. Температура в центре зоны первого радио-

Рис. 2 (11.2.1). Схематическая иллюстрация высотно-временной эволюции радиоэха конвективной ячейки с момента его первого наблюдения [37].

1 — вершина первого радиоэха, 2 — основание.



эха находилась в пределах  $-15...-20^\circ\text{C}$ . Появление первого радиоэха по [38] — результат переноса зародышевых ледяных частиц в области с восходящими потоками и высоким влагосодержанием, где дальнейший рост частиц происходит очень быстро.

Эксперименты по обнаружению и определению характеристик первого радиоэха из-за стремительно развивающихся процессов требуют большой квалификации исследователя. Многие авторы дают нечеткое определение первого радиоэха с точки зрения его отражаемости. Для некоторых это  $Z_a = 5$  дБЗ [38], для других 20, 23 или даже 30 дБЗ [37]. Определенную роль играет и широта места исследований, и процессы, приводящие к образованию осад-

ков в данном районе. Например, в районе Барбадоса первые радиоэхо ( $Z_a = 15...20$  дБЗ) наблюдались на 300—1200 м ниже визуальных вершин мощных кучевых облаков. В провинции Квебек (Канада) первые радиоэхо при  $Z_a = 23$  дБЗ наблюдались на высотах, близких к 4 км над уровнем моря, и при температуре от 0 до  $-5^\circ\text{C}$  [38].

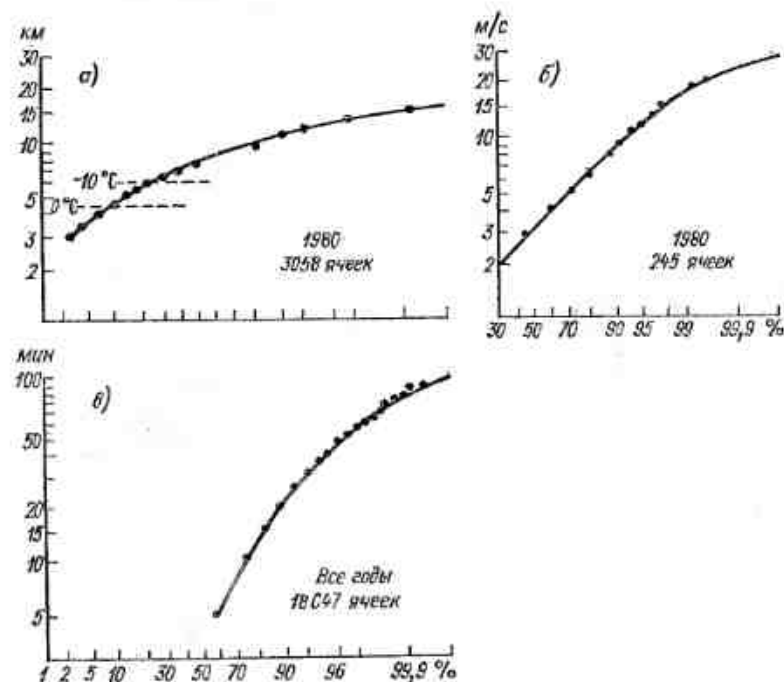


Рис. 3 (11.2.1). Интегральные распределения высоты появления первых радиоэхо (а), скорости роста высоты верхней границы (б), времени существования ячеек (в), построенные по данным, полученным при проведении эксперимента FACE-2, Флорида, США [41].

Среднее значение высоты верхней границы первого радиоэха на Украине [18] и в Ферганской долине [3] составляет 3—4 км и средняя температура — от 0 до  $-6^\circ\text{C}$ .

Во время эксперимента FACE-2 во Флориде (США) [41] наблюдения на МРЛ проводились через 7—8-минутные интервалы. Распределение повторяемости высот появления первого радиоэха приведено на рис. 3 (11.2.1). Из распределений следует, что радиоэхо 10 % конвективных ячеек были обнаружены на высотах менее 4,5 км, т. е. ниже уровня изотермы  $0^\circ\text{C}$ ; 12 % ячеек были впервые обнаружены, когда высота их радиоэха составила 4,5—6 км (от 0 до  $-10^\circ\text{C}$ ); 25—30 % ячеек наблюдались, когда на уровне их первого радиоэха температура не превышала  $-10^\circ\text{C}$ .



## 11.2.2. Скорости роста и распада Сб по оценке изменения высоты верхней границы радиоэха

На рис. 3 (11.2.1) [41] приведено распределение повторяемости скорости роста вершин радиоэха конвективных ячеек. Сразу отметим, что скорости роста вершин нельзя отождествлять со скоростью восходящих потоков в облаках. Скорости роста вершин являются самостоятельной характеристикой, которая позволяет судить об интенсивности развития процессов облако- и осадкообразования. Приведенное на рис. 3 (11.2.1) распределение показывает, что скорости роста вершин примерно 90 % ячеек меньше 9 м/с, только для 0,5 % ячеек скорость роста превышает 20 м/с. Измеренный абсолютный максимум составляет 28 м/с. Скорости роста вершин ячеек коррелируют с площадью ячеек и высотой первого радиоэха. Для ячеек, достигающих высот 12—15 км, скорость роста вершин находится в пределах 3—6 м/с. Наконец, у ячеек с вершиной, достигающей 7 км, скорость роста вершин составляет 2—3 м/с.

В табл. 1 и 2 (11.2.2) приведены некоторые характеристики роста вершин радиоэха облаков для Украины [18] и Армении [6].

Таблица 1 (11.2.2)

Характеристики роста радиоэха верхней границы кучево-дождевых облаков (Украина) [18]

| № п/п | Продолжительность, мин | Скорость роста, м/с | H <sub>ВГ</sub> макс, км | № п/п   | Продолжительность, мин | Скорость роста, м/с | H <sub>ВГ</sub> макс, км |
|-------|------------------------|---------------------|--------------------------|---------|------------------------|---------------------|--------------------------|
| 1     | 50                     | 2,1                 | 10,5                     | 8       | 50                     | 2,2                 | 10,4                     |
| 2     | 50                     | 2,5                 | 10,6                     | 9       | 60                     | 2,0                 | 10,4                     |
| 3     | 30                     | 3,1                 | 11,1                     | 10      | 20                     | 6,6                 | 11,6                     |
| 4     | 30                     | 3,5                 | 9,7                      | 11      | 40                     | 1,2                 | 6,8                      |
| 5     | 10                     | 4,5                 | 11,0                     |         |                        |                     |                          |
|       |                        |                     |                          | Среднее | 38                     | 3,1                 | 10,2                     |

Таблица 2 (11.2.2)

Средняя скорость  $\bar{w}$  роста верхней границы радиоэха Сб (Армянская ССР, число измерений 375) [6]

| Характеристика   | Максимальная высота Сб, км |     |     |     |
|------------------|----------------------------|-----|-----|-----|
|                  | <5                         | 5—7 | 7—9 | >9  |
| $\bar{w}$ м/с    | 3,1                        | 4,4 | 4,8 | 5,5 |
| Повторяемость, % | 3                          | 35  | 45  | 17  |

В табл. 3 (11.2.2) на примере наблюдений в Армении приведены повторяемости скорости оседания вершин Сб. Как видим, конвективные облака в перечисленных регионах развиваются более спокойно, чем во Флориде.

Таблица 3 (11.2.2)

Средняя скорость  $\bar{w}$  оседания верхней границы радиоэха Сб (Армянская ССР, число измерений 441) [6]

| Характеристика   | Максимальная высота Сб, км |     |     |     |
|------------------|----------------------------|-----|-----|-----|
|                  | >9                         | 9—7 | 7—5 | <5  |
| $\bar{w}$ м/с    | 5,0                        | 5,2 | 4,9 | 4,6 |
| Повторяемость, % | 14                         | 38  | 40  | 9   |

## 11.2.3. Изменение во времени радиолокационных характеристик и время жизни ячеек

Данные [41], полученные во Флориде (рис. 3 (11.2.1)) показывают, что 90 % всех ячеек живут меньше 20 мин и только для нескольких ячеек эта величина превышает 100 мин. Время жизни 99 % ячеек не превышает 1 ч. 60 % ячеек отмечались только при одном обзоре МРЛ. Это означает, что время их жизни не превосходит 10 мин. Такой же результат получен при исследовании маленьких изолированных ячеек в Атлантике (АТЭП) [36]. Однако, как следует из табл. 1 (11.2.3), в других районах эти закономерности могут быть существенно иными, что обычно объясняется большим влиянием орографии на образование и развитие конвективных облаков.

Таблица 1 (11.2.3)

Повторяемость (%) градаций времени жизни конвективных ячеек в однокучевых процессах (Ферганская долина, число измерений 56) [3]

|                        |      |       |       |       |     |
|------------------------|------|-------|-------|-------|-----|
| Время жизни, мин . . . | 0—20 | 21—40 | 41—60 | 61—80 | >81 |
| Повторяемость, % . . . | 24   | 24    | 24    | 16    | 12  |

На рис. 1 (11.2.3) изображена схематически структура вертикального и горизонтального радиолокационных разрезов мезомасштабной зоны осадков в процессе ее развития и по мере приближения к МРЛ [36]. На рисунке наглядно представлен процесс увеличения высоты и площади радиоэха, а также увеличения Z. В стадии зрелости зарождается, а в стадии распада четко видна зона таяния на уровне изотермы 0°C. Эта картина развития процесса наиболее типична, однако в Сб она проявляется по-разному в зависимости от интенсивности конвективных процессов и региональных особенностей.

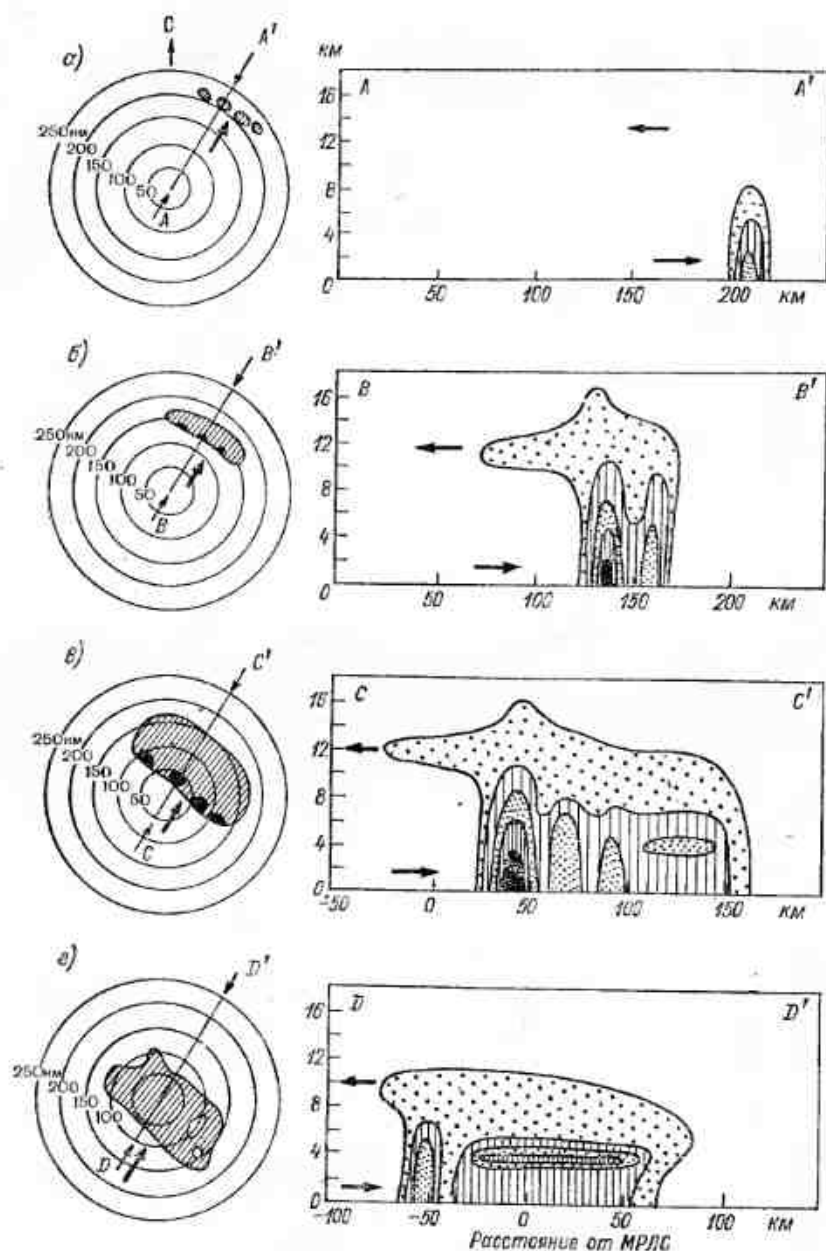


Рис. 1 (11.2.3). Схематическая структура мезомасштабной карты осадков (горизонтальный и вертикальный разрезы) по радиолокационным наблюдениям [36].

а — стадия формирования, б — роста, в — зрелости, г — распада. Внешний контур отражаемости соответствует минимальному обнаруживаемому сигналу, внутренние контуры отражаемости соответствуют наиболее сильным осадкам; стрелка на индикаторе кругового обзора указывает направление ветра на нижнем уровне, стрелки на вертикальных разрезах указывают направление ветра на высотах.

Эти зависимости наглядно изображены на рис. 2 (11.2.3) [41]; на нем представлены кривые роста площади ячеек  $s$  (а), средней отражаемости  $Z$  (б) и максимальных высот радиоэха ячеек  $H$  (в) со временем. Из рисунка видно, что перечисленные характеристики за время существования ячеек значительно изменяются. Стандартные отклонения для площадей  $s$  составляют 40—50 км<sup>2</sup>, для  $Z_0$  8—9 дБЗ и для  $H$  2—3 км. Причем, как следует из рисунка, площадь ячеек заметно увеличивается по мере увеличения общего времени существования ( $t_c$ ) ячеек, однако для  $Z_0$  и  $H$  такая зави-

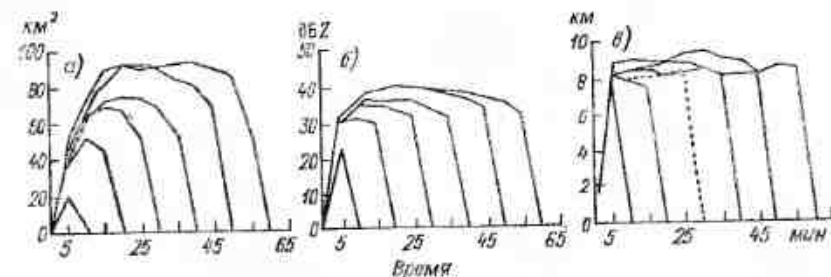


Рис. 2 (11.2.3). Кривые изменения площади ячеек (а), средней отражаемости ячеек (б) и высоты ячеек (в) со временем, построенные по данным за 1978 и 1980 гг., FAGE-2, Флорида, США [41].

Каждая кривая является средней для всех ячеек, относящихся к данной градации времени.

симость проявляется гораздо слабее. При увеличении  $t_c$  от 10 до 20 мин площади увеличиваются от 20 до 50 км<sup>2</sup>. Обычно все изменения на стадиях роста и диссипации ячеек намного превышают изменения на других стадиях жизни ячеек. Увеличение  $Z_0$  на 5—10 дБЗ происходит при увеличении  $t_c$  ячейки от 10 до 60 мин. Можно выделить три масштаба развития конвективных процессов [41]:

- 1) отдельные изолированные конвективные ячейки, которые образуются и развиваются сравнительно независимо;
- 2) конгломераты (популяции, кластеры) нескольких отдельных ячеек на разных стадиях развития, которые обычно начинают рост от одной или двух изолированных ячеек; старые ячейки могут продолжать свое существование или распадаться, в то время как новые начинают расти и развиваться рядом со старыми;
- 3) большие площади радиоэха  $S_b$  обусловлены слиянием существующих конгломератов ячеек в процессе их роста и взаимодействия с окружающей средой.

Однократное слияние представляет собой соединение двух отдельных изолированных радиоэхо ячеек, многократное слияние — формирование объединившихся двух и более сначала независимых или уже слившихся ячеек на уровне изоконтур  $I=1$  мм/ч. Слияние ячеек приводит к увеличению длительности их существования и площади радиоэха (табл. 2 (11.2.3)). По мере слияния ячеек

Таблица 2 (11.2.3)

Характеристики времени жизни и площади (средней  $\bar{s}$  и максимальной  $s_{\max}$ ) ячеек [52]

| Характеристики ячеек                                   | Среднее | Стандартное отклонение | Стандартная ошибка |
|--|---------|------------------------|--------------------|
| <i>Отдельные радиозонды (615 случаев)</i>              |         |                        |                    |
| Время жизни, мин                                       | 24,2    | 23,5                   | 0,95               |
| $\bar{s}$ км <sup>2</sup>                              | 31,9    | 22,2                   | 0,90               |
| $s_{\max}$ км <sup>2</sup>                             | 44,5    | 40,9                   | 1,67               |
| <i>Ячейки после однократного слияния (60 случаев)</i>  |         |                        |                    |
| Время жизни, мин                                       | 58,4    | 37,7                   | 4,86               |
| $\bar{s}$ км <sup>2</sup>                              | 183,5   | 119,3                  | 15,40              |
| $s_{\max}$ км <sup>2</sup>                             | 266,6   | 187,8                  | 24,25              |
| <i>Ячейки после многократного слияния (11 случаев)</i> |         |                        |                    |
| Время жизни, мин                                       | 132,5   | 49,7                   | 14,98              |
| $\bar{s}$ км <sup>2</sup>                              | 851,8   | 697,3                  | 210,26             |
| $s_{\max}$ км <sup>2</sup>                             | 1415,3  | 1040,3                 | 313,66             |

значительно увеличивается и интенсивность осадков, иногда в несколько раз.

### 11.3. Измерение характеристик облаков с помощью доплеровских МРЛ

#### 11.3.1. Средняя доплеровская скорость

Для исследования динамики развития Сб в последнее время нашли широкое распространение доплеровские МРЛ [4, 25, 31, 42].

Доплеровская частота, обусловленная движением частиц облаков и осадков, описывается формулой

$$f = 2v_r/\lambda, \quad (1)$$

где  $v_r$  — радиальная скорость цели. Для импульсной доплеровской МРЛ максимальная доплеровская частота  $f_{\max}$ , которую еще можно однозначно разрешить, определяется выражением

$$f_{\max} = 0,5F, \quad (2)$$

где  $F$  — частота посылок импульса МРЛ. Для увеличения диапазона измерений  $f$  желательно иметь высокие значения  $F$ . Однако при больших  $F$  невелико расстояние, на котором можно проводить доплеровские измерения. Максимальная разрешаемая дальность  $R_{\max}$  и максимальная скорость  $v_{\max}$  связаны соотношением

$$v_{\max} = \frac{c}{8} \frac{\lambda}{R_{\max}}. \quad (3)$$

Для МРЛ с  $\lambda = 5$  см при  $R_{\max} = 100$  км,  $v_{\max}$  должна быть меньше 19 м/с.

Радиолокационный спектр доплеровских частот определенным образом связан со спектром скоростей частиц  $n(v)$  [25].

В случае вертикального зондирования облаков средняя доплеровская скорость  $\bar{v}_D$ , измеренная МРЛ, складывается из скорости вертикального потока  $w$  и средней скорости гравитационного падения  $\bar{v}_g$  совокупности рассеивающих частиц:

$$\bar{v}_D = w + \bar{v}_g \quad (4)$$

( $w$  имеет положительный знак при нисходящем потоке и отрицательный — при восходящем).

Для определения  $\bar{v}_g$  в капельных облаках и дождях используют эмпирическое уравнение связи

$$\bar{v}_g = 3,84Z_s^{0,072}. \quad (5)$$

Таким образом, скорость воздушных потоков  $w$  определяется по формуле

$$w = \bar{v}_D - 3,84Z_s^{0,072}. \quad (6)$$

Форма огибающих доплеровского спектра частот и его средне-квадратическая ширина существенно зависят от турбулентности, сдвига ветра и уширения диаграммы направленности антенны МРЛ, что осложняет их использование непосредственно для микро-структурных исследований облаков. Однако при использовании специальных методик наблюдений и обработки данных появляется возможность судить о зонах турбулентности и сдвигах ветра.

В табл. 1 (11.3.1) приведены экстремальные характеристики  $\sigma_D$  и  $\sigma_v$ , полученные в районе Северного Кавказа [4]. Как отмечается в [4], в слоисто-дождевых облаках выше уровня изотермы 0°C доплеровские спектры очень узкие ( $\sigma_v < 0,2$  м/с) и скорости вертикального движения гидрометеоров не превышают 1–2 м/с. Ниже уровня 0°C спектр скоростей гидрометеоров несколько уширяется — до 0,5–0,8 м/с. По всем высотам отмечаются лишь нисходящие движения гидрометеоров с максимальной скоростью до 7 м/с. Влияния турбулентности в этих облаках не отмечается.



Спектры довольно однородны по высоте выше уровня изотермы  $0^{\circ}\text{C}$ , трансформируются в слое 300—500 м и ниже уровня нулевой изотермы и вновь однородны до Земли. Их ширина также согласуется со скоростями гравитационного падения снежинок

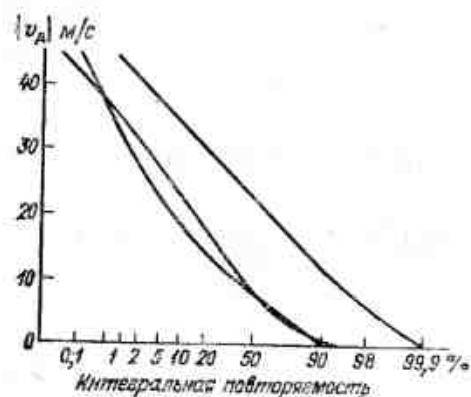


Рис. 1 (11.3.1). Диапазон изменения абсолютной доплеровской скорости для трех конкретных синоптических ситуаций [57].

(1—2 м/с) выше слоя таяния и скоростями падения капель дождя из растаявших снежинок.

На рис. 1 (11.3.1) приведена интегральная повторяемость абсолютных значений доплеровских скоростей  $|v_d|$  для трех типичных синоптических ситуаций с грозами для центральных районов США.

Таблица 1 (11.3.1)

Экстремальные и средние значения среднеквадратичной ширины доплеровского спектра  $\sigma_v$  и средней доплеровской скорости  $\bar{v}_D$  (Северный Кавказ) [4]

|                               | Вид осадков, выпадающих из облаков |               |                 |                |
|-------------------------------|------------------------------------|---------------|-----------------|----------------|
|                               | Град                               | Ледяная крупа | Линнейный дождь | Обложной дождь |
| $\sigma_v \min$ м/с           | 0,2                                | 0,2           | 0,2             | 0,2            |
| $\sigma_v \max$ м/с           | 7,4                                | 2,7           | 2,3             | 1,7            |
| $\bar{\sigma}_v$              | 2,4                                | 1,3           | 1,1             | 0,8            |
| $v_{D \min}$ м/с              | -12,0                              | 0,2           | 0,4             | 0,4            |
| $v_{D \max}$ м/с              | 20,3                               | 13,1          | 9,6             | 7,0            |
| $v_{D \max} - v_{D \min}$ м/с | 32,3                               | 12,9          | 9,2             | 6,6            |
| $\bar{v}_D$ м/с               | 3,65                               | 5,65          | 4,12            | 3,43           |

### 11.3.2. Оценка скорости диссипации кинетической энергии турбулентности облаков и осадков по радиолокационным данным

В [20] приведены результаты экспериментальных исследований скорости диссипации турбулентной энергии  $\epsilon$  по уширению спектров флуктуации интенсивностей радиолокационных сигналов на обычной импульсной некогерентной МРЛ:

$$\epsilon = A(\sigma_2^2 - \sigma_1^2)^{3/2}, \quad (1)$$

где

$$\sigma_1^2 = \sigma_{\tau 1}^2 + \sigma_{g 1}^2 + \sigma_{c 1}^2, \quad (2)$$

$$\sigma_2^2 = \sigma_{\tau 2}^2 + \sigma_{g 2}^2 + \sigma_{c 2}^2. \quad (3)$$

Здесь  $\sigma^2$  — дисперсия в спектре флуктуаций радиолокационного сигнала; индексом «т» обозначена турбулентная составляющая, «г» — гравитационная, «с» — составляющая за счет сдвига ветра; индексы 1 и 2 соответствуют масштабам  $L_1$  и  $L_2$ , равным 45 и 135 м соответственно;  $A$  — размерная константа, учитывающая параметры МРЛ и геометрию рассеивающих объемов.

В предположении, что  $\sigma_{\tau}^2 \gg \sigma_{g}^2 + \sigma_{c}^2$ , были рассчитаны значения  $\epsilon$ . Данные сведены в табл. 1 (11.3.2) [20]. Осредненные по масштабам порядка  $10^2$  м средние значения  $\epsilon$  для грозных облаков оказались равными 30—40  $\text{см}^2/\text{с}^3$ , а максимальные значения — примерно в 10 раз большими.

Таблица 1 (11.3.2)

Обобщенные данные о средних значениях скорости диссипации турбулентной энергии  $\epsilon$  и пульсационной скорости  $\bar{\sigma}$  в кучево-дождевой облачности [20]

| Характер облачности     | $\epsilon$ $\text{см}^2/\text{с}^3$ | $\bar{\sigma}$ м/с | $\epsilon_{\max}$ $\text{см}^2/\text{с}^3$ | $\sigma_{\tau \max}$ м/с | Число случаев измерений |
|-------------------------|-------------------------------------|--------------------|--|--------------------------|-------------------------|
| Внутримассовая          | 6,6                                 | 0,57               | 15   | 0,75                     | 170                     |
| Фронтальная             | 12                                  | 0,7                | 44   | 1,06                     | 890                     |
| Фронтальная грозовая    | 36                                  | 1                  | 200  | 1,8                      | 160                     |
| Внутримассовая грозовая | 45                                  | 1,8                | 330  | 2,1                      | 180                     |

### 11.4. Статистические параметры распределений максимальной высоты радиоэха облаков и их отражаемости по данным сети МРЛ на территории СССР

#### 11.4.1. Кучево-дождевые облака

Приводимые ниже данные получены на МРЛ сети штормоповещения ( $\lambda=3,2$  см). Как известно [19], основная информация об облаках при сетевых наблюдениях сводится к определению радио-

локационных характеристик грозовых и негрозовых облаков. Отсюда и применяемая терминология: грозы, ливни, Сб без осадков. Методика наблюдений [19] предусматривает в радиусе до 40 км вертикальные разрезы через область с максимальной отражаемостью в облаке. Измерения высоты радиоэха облаков производятся на индикаторе дальность—высота. За пределами площади радиусом 40 км от МРЛ измеряются максимальные высоты верхней границы радиоэха облаков над площадями 30×30 км, а также максимальные отражаемости над этими же площадями в слоях 0—2, 2—4, 4—6 и 8—10 км, занятых облаками.

#### 11.4.1.1. Повторяемость максимальных значений высоты радиоэха Сб

В табл. 1 (11.4.1.1) приведена повторяемость высот радиоэха Сб. В общую выборку входили высоты верхней границы радиоэха конвективной облачности (РКО) без осадков, Сб с ливнями и грозами. Наблюдения производились 1—2 раза в час в процессе оперативных наблюдений. По данным метеостанций в пункте установки МРЛ были рассчитаны средняя температура воздуха за все

Таблица 1 (11.4.1.1)

Повторяемость градаций высоты  $H$  верхней границы радиоэха конвективной облачности, параметры распределения  $H$  и некоторые метеорологические и статистические характеристики, полученные в течение двух лет за период май—сентябрь в радиусе 40 км от МРЛ

| Ф° с. ш. | Названные данные<br>за май—сентябрь |                    |      | Повторяемость, % |      |      |      |      |       |       |
|----------|-------------------------------------|--------------------|------|------------------|------|------|------|------|-------|-------|
|          |                                     |                    |      | H км             |      |      |      |      |       |       |
|          | n                                   | T <sub>ср</sub> °C | Q мм | 0—2              | 2—4  | 4—6  | 6—8  | 8—10 | 10—12 | 13—14 |
| 54       | 25—30                               | 14,9               | 329  | 2,3              | 36,6 | 33,3 | 15,3 | 8,5  | 3,9   | 0,1   |
| 50       | 16—27                               | 18,8               | 115  | 9,4              | 23,7 | 38,6 | 18,9 | 7,7  | 1,6   | 0,1   |
| 46       | 12—14                               | 20,8               | 112  | —                | 2,1  | 23,7 | 52,1 | 20,6 | 1,5   | —     |
| 45       | 25—30                               | 19,4               | 302  | 0,1              | 22,5 | 32,7 | 25,0 | 11,5 | 7,6   | 0,6   |

| Ф° с. ш. | Параметры распределения H |             |                |                | ΣN   | Доля общего числа радиоэхо, % |        |                    |                  |
|----------|---------------------------|-------------|----------------|----------------|------|-------------------------------|--------|--------------------|------------------|
|          |                           |             |                |                |      |                               |        |                    |                  |
|          | H <sub>ср</sub> км        | СКО<br>H км | A <sub>s</sub> | E <sub>x</sub> |      | гроз                          | ливней | РКО без<br>осадков | РКО с<br>H>10 км |
| 54       | 4,46                      | 2,21        | 0,91           | 0,28           | 3297 | 14,3                          | 74,6   | 11,1               | 4,0              |
| 50       | 5,59                      | 2,24        | 0,26           | 0,04           | 2028 | 18,0                          | 47,4   | 34,6               | 1,7              |
| 46       | 7,29                      | 1,53        | 0,01           | —0,43          | 194  | 8,0                           | 90,0   | 2,0                | 1,5              |
| 45       | 6,86                      | 2,4         | 0,58           | —0,39          | 2030 | 26,0                          | 60,4   | 13,6               | 8,2              |

дин наблюдений ( $T_{\text{ср}}^{\circ}\text{C}$ ), среднее число дней с грозами ( $n$ ) и количество выпавших осадков  $Q$ .

Таблица 1 (11.4.1.1) построена по данным четырех МРЛ, расположенных на европейской части СССР на широтах 54—45° с. ш. Распределения описываются нормальными или логнормальным законом. Экстремальная величина  $H - H_{\text{экстр}}$  равна 14 км. В целом с уменьшением широты места размещения МРЛ возрастает  $H_{\text{ср}}$ , увеличивается число гроз и число радиоэха конвективной облачности (РКО) с высотами  $H > 10$  км.

#### 11.4.1.2. Широтная зависимость высоты радиоэха кучево-дождевой облачности и гроз от высоты нулевой изотермы

Оценить влияние местных условий на развитие кучево-дождевых облаков позволяет табл. 1 (11.4.1.2), с помощью которой

Таблица 1 (11.4.1.2)

Статистические характеристики РКО и гроз в зависимости от высоты нулевой изотермы ( $H_0$ ) по данным МРЛ, расположенных между 59 и 45° с. ш. (данные получены в радиусе 40 км от МРЛ)

| Ф° с. ш.                         | $H_0$ км   |       |         |         |         |         |         |         | Общее число случаев $\Sigma N$ | Средняя по широте $\Sigma$ |
|----------------------------------|------------|-------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------------------------------|----------------------------|
|                                  | $\leq 0,5$ | 0,6—1 | 1,1—1,5 | 1,6—2,0 | 2,1—2,5 | 2,6—3,0 | 3,1—3,5 | 3,6—4,0 |                                |                            |
| Повторяемость РКО, %             |            |       |         |         |         |         |         |         |                                |                            |
| 59                               | 2,1        | 3,2   | 5,3     | 17,8    | 39,2    | 19,1    | 11,5    | 1,8     | 2 581                          |                            |
| 56                               | 0,2        | 2,4   | 8,0     | 18,5    | 21,1    | 36,5    | 12,5    | 0,8     | 2 339                          |                            |
| 54                               | 2,4        | 1,8   | 4,2     | 25,1    | 22,8    | 24,2    | 27,6    | 1,9     | 3 497                          |                            |
| 50                               | —          | —     | 1,8     | 2,1     | 12,7    | 32,9    | 32,8    | 16,7    | 1 991                          |                            |
| 45                               | —          | —     | 1,8     | 4,0     | 5,8     | 35,6    | 43,3    | 9,5     | 2 021                          |                            |
| Среднее                          | 1,2        | 1,6   | 4,4     | 15,2    | 21,5    | 28,7    | 22,0    | 5,4     | 12 429                         |                            |
| $H_{\text{ср}}$ км               |            |       |         |         |         |         |         |         |                                |                            |
| 59                               | 2,4        | 3,1   | 3,5     | 4,2     | 4,6     | 4,7     | 5,8     | 6,4     |                                | 4,6                        |
| 56                               | 4,6        | 3,1   | 3,8     | 4,5     | 5,1     | 5,0     | 6,9     | 7,0     |                                | 5,4                        |
| 54                               | 2,2        | 2,6   | 3,2     | 3,8     | 3,7     | 5,3     | 5,6     | 5,4     |                                | 4,5                        |
| 50                               | —          | —     | 4,2     | 4,1     | 4,7     | 5,2     | 5,8     | 6,4     |                                | 5,6                        |
| 45                               | —          | —     | 4,3     | 4,7     | 5,2     | 6,6     | 7,6     | 7,0     |                                | 6,9                        |
| Среднее                          | 2,4        | 2,9   | 3,6     | 4,1     | 4,5     | 5,6     | 6,4     | 6,5     |                                |                            |
| шаг — шаг                        | —          | 0,5   | 1,1     | 0,9     | 1,5     | 1,9     | 2,0     | 1,6     |                                |                            |
| $\Delta H = H_{\text{ср}} - H_0$ |            |       |         |         |         |         |         |         |                                |                            |
| 59                               | 2,2        | 2,3   | 2,2     | 2,4     | 2,3     | 1,9     | 2,5     | 2,6     | 2 581                          |                            |
| 56                               | 4,1        | 2,3   | 2,5     | 2,7     | 2,8     | 3,2     | 3,6     | 3,2     | 2 339                          |                            |
| 54                               | 2,0        | 1,8   | 1,9     | 2,0     | 1,4     | 2,5     | 2,3     | 1,6     | 3 497                          |                            |
| 50                               | —          | —     | 2,9     | 2,3     | 2,4     | 2,4     | 2,5     | 2,6     | 1 991                          |                            |
| 45                               | —          | —     | 3,0     | 2,9     | 2,9     | 3,8     | 4,3     | 4,3     | 2 021                          |                            |
| Среднее                          | 2,1        | 2,1   | 2,3     | 2,3     | 2,2     | 2,8     | 3,1     | 3,0     | 12 429                         |                            |

| $\varphi^\circ$ с. ш.                                      | $H_0$ км |       |         |         |         |         |         |         | Общее число случаев $\Sigma N$ | Средняя по широте $\Sigma$ |
|--|----------|-------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------------------------------|----------------------------|
|  | $<0,5$   | 0,6-1 | 1,1-1,5 | 1,6-2,0 | 2,1-2,5 | 2,6-3,0 | 3,1-3,5 | 3,6-4,0 |                                |                            |
| $H_{\text{экстр}}$ км                                      |          |       |         |         |         |         |         |         |                                |                            |
| 59   | 4        | 8     | 9       | 9       | 11      | 12      | 13      | 12      | 2 581                          |                            |
| 56   | 6        | 5     | 8       | 10      | 12      | 12      | 13      | 10      | 2 339                          |                            |
| 54   | 5        | 4     | 6       | 9       | 10      | 13      | 12      | 9       | 3 497                          |                            |
| 50   | —        | —     | 8       | 6       | 10      | 13      | 13      | 12      | 1 991                          |                            |
| 45   | —        | —     | 7       | 8       | 10      | 13      | 14      | 12      | 2 021                          |                            |
| Экстремум  | 6        | 8     | 9       | 10      | 12      | 13      | 14      | 12      | 12 429                         |                            |
| Повторяемость гроз, %                                      |          |       |         |         |         |         |         |         |                                |                            |
| 59   | —        | 1,7   | 3,9     | 18,9    | 38,6    | 15,9    | 19,3    | 1,7     | 233                            |                            |
| 56   | —        | —     | 0,4     | 12,7    | 20,6    | 46,6    | 17,8    | 1,9     | 465                            |                            |
| 54   | —        | —     | 1,6     | 15,8    | 14,3    | 37,4    | 29,5    | 1,4     | 488                            |                            |
| 50   | —        | —     | —       | 1,1     | 5,3     | 35,5    | 37,9    | 20,2    | 355                            |                            |
| 45   | —        | —     | —       | —       | 1,9     | 32,2    | 56,0    | 9,9     | 525                            |                            |
| Среднее  | —        | 0,2   | 0,9     | 8,9     | 13,8    | 35,3    | 33,9    | 7,0     | 2067                           |                            |
| $H_{\text{ср гр}}$ км                                      |          |       |         |         |         |         |         |         |                                |                            |
| 59   | —        | —     | 6,5     | 6,4     | 7,9     | 8,9     | 9,0     | 11,0    | 7,84                           |                            |
| 56   | —        | —     | 7,0     | 7,4     | 7,8     | 8,1     | 9,1     | 8,8     | 8,24                           |                            |
| 54   | —        | —     | 5,4     | 6,6     | 6,4     | 7,9     | 8,2     | 7,9     | 7,53                           |                            |
| 50   | —        | —     | —       | 4,2     | 7,7     | 7,7     | 8,2     | 8,6     | 8,87                           |                            |
| 45   | —        | —     | —       | —       | 9,2     | 9,2     | 9,4     | 9,4     | 9,33                           |                            |
| Среднее  | —        | —     | 6,1     | 6,8     | 7,5     | 8,2     | 8,9     | 8,5     |                                |                            |
| max — min  | —        | —     | 1,6     | 3,2     | 2,8     | 1,5     | 1,2     | 3,1     |                                |                            |
| $\Delta \overline{H}_{\text{гр}} = H_{\text{ср гр}} - H_0$ |          |       |         |         |         |         |         |         |                                |                            |
| 59   | —        | —     | 5,2     | 4,6     | 5,6     | 5,4     | 5,7     | 7,2     | 233                            |                            |
| 56   | —        | —     | —       | 5,6     | 5,5     | 5,3     | 5,8     | 4,8     | 465                            |                            |
| 54   | —        | —     | 4,1     | 4,8     | 4,1     | 5,1     | 4,9     | 4,1     | 488                            |                            |
| 50   | —        | —     | —       | —       | 5,4     | 4,9     | 4,9     | 4,8     | 355                            |                            |
| 45   | —        | —     | —       | —       | 6,9     | 6,4     | 6,1     | 5,6     | 525                            |                            |
| Среднее  | —        | —     | 4,7     | 5,0     | 5,2     | 5,4     | 5,6     | 5,1     | 2067                           |                            |

Примечание.  $\Delta \overline{H}$  и  $\Delta \overline{H}_{\text{гр}}$  — средние значения толщины зон с отрицательными температурами для РКО и гроз соответственно.

можно проанализировать зависимость статистических характеристик РКО от высоты нулевой изотермы по данным пяти МРЛ, расположенных в пяти пунктах ЕТС. Данные о высоте нулевой изотермы получены по результатам аэрологического зондирования в месте установки МРЛ. В табл. 1 (11.4.1.2), как и в табл. 1

(11.4.1.1), в понятие кучево-дождевая облачность входят: РКО без осадков, Сб с ливнями и Сб с грозами.

Приведенные в таблице данные о средней высоте РКО  $H_{\text{ср}}$  представляют собой среднеарифметические значения всех высот верхних границ радиоэха Сб, наблюдавшихся при заданном интервале изменения высоты нулевой изотермы  $H_0$ . Например, средняя высота  $H_{\text{ср}} = 4,6$  км в целом по широте  $\varphi = 59^\circ$  с. ш., рассчитана по данным 2581 измерения, а средняя высота РКО  $H_{\text{ср}}$  для интервала  $H_0 = 3,6 \dots 4$  км, равная 6,4 км, рассчитана по данным 1,8 % общего числа измерений, равного 2581.

Таким же образом рассчитаны и средние высоты радиоэха гроз  $H_{\text{ср гр}}$ .

Анализ табл. 1 (11.4.1.2) показывает, что с увеличением  $H_0$  растут средние высоты РКО и гроз, а также средние толщины зон РКО и гроз с отрицательными температурами. Грозы наблюдались только при  $H_0 > 0,6$  км. Средняя толщина зон РКО с отрицательными температурами для широт  $59-45^\circ$  с. ш. составляет 2,1—3,0 км, в то время как для гроз 4,7—5,6 км.

#### 11.4.1.3. Сезонные и суточные вариации высоты верхней границы радиоэха гроз

В табл. 1 (11.4.1.3) приведена повторяемость высот верхней границы радиоэха гроз  $H$  по данным МРЛ в радиусе 100 км ( $45^\circ$  с. ш.) за 8 лет наблюдений. Модальные высоты приходится на диапазон 7—10 км, для 15,6 % гроз  $H > 10$  км.

Анализ сезонного хода  $H$  по Европейской территории Союза показывает, что относительная амплитуда сезонного хода по месячным данным равна 15 %.

В табл. 2 и 3 (11.4.1.3) приведены повторяемость продолжительности гроз и суточный ход относительного числа гроз в ра-

Таблица 1 (11.4.1.3)

Сезонный ход повторяемости (%) верхней границы радиоэха гроз  $H$  по данным МРЛ в радиусе 100 км ( $\varphi = 45^\circ$  с. ш.) и основные параметры распределений  $H$  по данным за 8-летний период наблюдений

| Месяц               | $H$ км |      |      |      |       |       |       | $\Sigma N$ | $H_{\text{ср}}$ | $\sigma_H$ | $K_v$ % |
|---------------------|--------|------|------|------|-------|-------|-------|------------|-----------------|------------|---------|
|                     | 3-4    | 5-6  | 7-8  | 9-10 | 11-12 | 13-14 | 15-16 |            |                 |            |         |
| Май                 | 0,8    | 8,1  | 36,0 | 36,7 | 16,0  | 2,2   | 0,2   | 453        | 8,8             | 2,03       | 23      |
| Июнь                | 0,3    | 7,9  | 38,1 | 32,8 | 18,5  | 2,4   | —     | 748        | 8,9             | 1,76       | 20      |
| Июль                | —      | 6,0  | 38,4 | 39,3 | 14,3  | 2,0   | 0,1   | 908        | 8,9             | 1,54       | 17      |
| Август              | 0,1    | 3,7  | 34,8 | 42,6 | 16,2  | 2,6   | —     | 722        | 9,1             | 1,58       | 17      |
| Сентябрь            | —      | 11,6 | 48,0 | 29,2 | 9,1   | 2,1   | —     | 232        | 8,3             | 1,96       | 24      |
| Среднее за сезон, % | 0,2    | 6,7  | 37,8 | 37,3 | 15,6  | 2,3   | 0,1   | 3063       |                 |            |         |
| $\Sigma N$          | 7      | 204  | 1159 | 1143 | 478   | 70    | 2     | 3063       | 8,9             | 1,68       | 19      |

Примечание. Распределения получены по максимальным значениям  $H$  над площадью квадрата  $30 \times 30$  км.



Таблица 2 (11.4.1.3)

Повторяемость продолжительности гроз над площадью  $30 \times 30$  км по данным МРЛ в радиусе 100 км ( $\varphi=45^\circ$  с. ш.) (число гроз 3063) за 8-летний период наблюдений

|                      |      |      |      |     |     |     |     |     |
|----------------------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|
| Продолжительность, ч | <1   | 1—2  | 2—3  | 3—4 | 4—5 | 5—6 | 6—7 | 7—8 |
| Повторяемость, %     | 24,3 | 38,3 | 19,7 | 8,6 | 5,0 | 2,3 | 1,0 | 0,8 |

диусе 100 км (для той же МРЛ). Максимум гроз приходится на период 12—18 ч, модальное значение продолжительности гроз — на интервал 1—2 ч (38,3 %).

Таблица 3 (11.4.1.3)

Суточный ход относительного числа радиозах гроз  $p$  по данным МРЛ в радиусе 100 км ( $\varphi=45^\circ$  с. ш.) за 8-летний период наблюдений (всего радиозах гроз 3063)

|                  |     |     |     |      |       |       |       |       |
|------------------|-----|-----|-----|------|-------|-------|-------|-------|
| Время местное, ч | 0—3 | 3—6 | 6—9 | 9—12 | 12—15 | 15—18 | 18—21 | 21—24 |
| $p$ , %          | 4,1 | 6,2 | 6,3 | 10,0 | 29,9  | 26,7  | 11,3  | 5,5   |

Специальная обработка показала, что разность между средними высотами радиозах гроз днем и ночью изменяется от 0,4 до 0,74 км, т.е. ночью (0—4 ч) высота гроз в среднем меньше. Чаще всего высокие грозы отмечаются на стационарном фронте с волнами; наиболее низкими являются внутримассовые грозы и грозы на вторичных холодных фронтах [15].

Относительная амплитуда нормированных средних высот радиозах гроз над Европейской территорией СССР достигает 13 % [10]. Наиболее высокие грозы, верхняя граница радиозах которых достигает 17—18 км, отмечаются на фронтах окклюзии [15]. В [9] приведены статистические параметры  $H$  и отражаемости гроз над акваторией Черного моря и прибрежными районами. Во

все месяцы года за исключением сентября  $\bar{H}$  над сушей на 1—2 км больше, чем над морем, в сентябре — наоборот. Средняя отражаемость гроз возрастает с увеличением высоты, но разность значений  $\bar{Z}_a$  над сушей и над морем никогда не превосходила 6 дБЗ.

## 11.4.2. Высота радиозах слоистообразной облачности

### 11.4.2.1. Высота радиозах обложных дождей и снегопадов

В табл. 1 (11.4.2.1) представлены результаты обработки данных о максимальной высоте верхней границы радиозах обложных дождей и снегопадов [13]. Оценка интенсивности осадков жидких и снегопадов проводилась только по данным радиолокационных измерений путем пересчета  $Z_a$  в  $I$  по формуле (1) (11.1.2). Для снегопадов было выбрано соотношение  $Z_a = 2000 I^{1,6}$ , которое является модификацией формулы (1) (11.1.2) для снега.

Таблица 1 (11.4.2.1)

Повторяемость (%) максимальной высоты верхней границы радиозах  $H$  и основные параметры распределений  $H$  обложных дождей (лето) и снегопадов (зима), полученные на сети МРЛ в радиусе 20 км от МРЛ для трех градаций максимальной мгновенной интенсивности осадков [13]

| Интенсивность осадков | H мм |      |      |     |      |                    | ΣN   | H <sub>ср</sub> мм | σH мм | K <sub>в</sub> % | P % |
|-----------------------|------|------|------|-----|------|--------------------|------|--------------------|-------|------------------|-----|
|                       | 0—2  | 2—4  | 4—6  | 6—8 | 8—10 | 10—12              |      |                    |       |                  |     |
| Обложные дожди        |      |      |      |     |      |                    |      |                    |       |                  |     |
| Слабые                | 12   | 20   | 32,4 | 28  | 7    | 0,6                | 2430 | 5,6                | 2,3   | 41               | 92  |
| Умеренные             | 2    | 10   | 30   | 39  | 16   | 3                  | 133  | 6,9                | 1,9   | 27               | 5   |
| Сильные               | 0    | 4,5  | 25   | 42  | 24   | 4,5                | 67   | 7,7                | 1,7   | 22               | 3   |
| Всего                 | 11   | 19   | 32   | 29  | 8    | 0,7                | 2628 | 5,8                | 2,3   | 39               | 100 |
| Снегопад              |      |      |      |     |      |                    |      |                    |       |                  |     |
| Слабые                | 24,3 | 44   | 24,8 | 5,8 | 0,6  | 8·10 <sup>-4</sup> | 5953 | 3,9                | 1,7   | 43               | 76  |
| Умеренные             | 13   | 38   | 33   | 14  | 2    | 0                  | 1545 | 4,7                | 1,9   | 40               | 20  |
| Сильные               | 7    | 30   | 38   | 10  | 5    | 0                  | 311  | 4,9                | 1,8   | 36               | 4   |
| Всего                 | 21,4 | 42,8 | 26,9 | 7,6 | 1,1  | 6·10 <sup>-4</sup> | 7809 | 4,1                | 1,8   | 43               | 100 |

В табл. 1 (11.4.2.1) обложные осадки считались слабыми при  $I < 6$  мм/ч, умеренными при  $I = 6 \dots 10$  мм/ч, сильными при  $I > 10$  мм/ч. Снегопад считался слабым при  $I < 0,3$  мм/ч, умеренным при  $I = 0,3 \dots 1,0$  мм/ч и сильным при  $I \geq 1,1$  мм/ч. За снегопад принимались все осадки, выпавшие в период декабрь—февраль, к обложным дождям относились только данные за июль—август. В таблице представлена повторяемость максимальной высоты радиозах, средняя высота радиозах,  $H_{cp}$ , среднее квадратическое отклонение  $\sigma_H$ , коэффициент вариации  $K_v$  и повторяемость  $P$  осадков различной интенсивности в выборке.

### 11.4.2.2. Высота радиозах слоистообразных облаков

В табл. 1 (11.4.2.2) приведены статистические характеристики высоты верхней границы радиозах слоистообразных облаков, которая измерялась в радиусе 20 км от МРЛ на сети, состоящей из 12 МРЛ, за три летних (Л) и три зимних (З) месяца [11, 13]. Данные были сгруппированы для облаков слоистых форм по ярусам — нижнего яруса (S), среднего (A) и верхнего (C).

Средние характеристики высоты радиозах облаков различных форм, вообще говоря, могут отличаться от соответствующих характеристик высоты облаков, определенных по данным самолетного зондирования (см. главу 4). Это ясно видно из табл. 1 (11.4.2.2), в которой представлены данные о  $\bar{H}_c$  —  $H_{cp}$ , где  $\bar{H}_c$  — средняя высота верхней границы по результатам самолетного зондирования (1957—1963 гг.), а  $H_{cp}$  — средняя высота радиозах, полученная на сети МРЛ (1978—1981 гг.).

| Район                       | Сезон | S (St, Se)  |               |         |            |                   | A (As, Ae)  |               |         |            |                   | C (Cl, Cs)  |               |         |            |  |
|-----------------------------|-------|-------------|---------------|---------|------------|-------------------|-------------|---------------|---------|------------|-------------------|-------------|---------------|---------|------------|--|
|                             |       | $H_{cp}$ км | $\theta H$ км | $K_p$ % | $\Sigma N$ | $H^e - H_{cp}$ км | $H_{cp}$ км | $\theta H$ км | $K_p$ % | $\Sigma N$ | $H^e - H_{cp}$ км | $H_{cp}$ км | $\theta H$ км | $K_p$ % | $\Sigma N$ |  |
| Север ЕТС<br>(60—65° с. ш.) | Л     | 1,85        | 0,39          | 21      | 197        | 0,20              | 5,25        | 1,00          | 19      | 528        | -1,45             | 8,81        | 1,33          | 15      | 462        |  |
|                             | З     | 1,63        | 0,49          | 29      | 996        | -0,08             | 4,50        | 1,06          | 23      | 468        | -0,78             | 7,46        | 0,78          | 10      | 39         |  |
| Центр ЕТС<br>(55—60° с. ш.) | Л     | 1,85        | 0,75          | 41      | 162        | -0,14             | 5,24        | 0,96          | 18      | 555        | -1,51             | 8,32        | 1,28          | 15      | 292        |  |
|                             | З     | 1,77        | 0,56          | 31      | 1659       | -0,42             | 4,78        | 1,05          | 22      | 933        | -0,99             | 6,76        | 0,93          | 14      | 117        |  |
| Юг ЕТС (45—54° с. ш.)       | Л     | 1,87        | 0,34          | 18      | 53         | -0,09             | 5,30        | 0,99          | 19      | 332        | -1,38             | 8,65        | 1,07          | 12      | 189        |  |
|                             | З     | 1,81        | 0,41          | 22      | 674        | -0,64             | 4,78        | 1,04          | 22      | 1329       | -0,78             | 8,18        | 1,01          | 12      | 39         |  |
| Западная Сибирь             | Л     | 2,07        | 0,73          | 35      | 86         | -0,06             | 5,31        | 1,00          | 19      | 520        | -1,54             | 8,98        | 1,35          | 15      | 470        |  |
|                             | З     | 1,90        | 0,58          | 31      | 515        | -0,21             | 4,93        | 1,04          | 21      | 712        | -1,02             | 7,98        | 1,44          | 18      | 113        |  |
| Восточная Сибирь            | Л     | 1,74        | 0,50          | 29      | 473        | 0,10              | 5,26        | 0,96          | 18      | 618        | -1,22             | 9,05        | 1,27          | 14      | 670        |  |
|                             | З     | 1,77        | 0,54          | 30      | 666        | 0,20              | 4,62        | 1,01          | 22      | 485        | -0,84             | 6,70        | 0,97          | 14      | 30         |  |

#### 11.4.2.3. Высота радиозла $H$ и отражаемость $Z_{\text{д}}$ облаков Сб, возникающих на фоне слоисто-дождевых облаков

На Европейской территории СССР слоисто-дождевые облака в теплый период редко наблюдаются без кучево-дождевых; основные параметры их распределений приведены в табл. 1 (11.4.2.3).

Таблица 1 (11.4.2.3)

Статистические параметры распределения высоты верхней границы радиозахвата  $H$  выражаемых для  $N_s$  и  $C_b$ , образующихся на фоне  $N_s$  (по выборочной сети 10 МРЛ юга ЕТС) [8]

| Период<br>год | Форма<br>облаков | $H_{\text{ср}}$ км | $\sigma_H$ км | $\bar{Z}_9$ дБ Z | $\lg \bar{Z}_9$ | $c_{\lg Z_9}$ | $\Sigma N$ |
|---------------|------------------|--------------------|---------------|------------------|-----------------|---------------|------------|
| Теплый        | Ns               | 5,4                | 2,17          | 26               | 0,8             | 0,83          | 68         |
|               | Cb               | 6,1                | 2,1           | 33               | 1,5             | 1,38          | 233        |
| Холодный      | Ns               | 4,9                | 1,9           | 20               | 0,2             | 1,05          | 159        |
|               | Cb               | 4,7                | 1,97          | 20,9             | 0,29            | 1,01          | 179        |
| Переходный    | Ns               | 5,1                | 1,79          | 21,5             | 0,35            | 0,89          | 230        |
|               | Cb               | 6,0                | 1,87          | 25,4             | 0,74            | 1,52          | 260        |

Сравнение значений  $H_{\text{ср}}$ , приведенные в табл. 1 (11.4.2.3) и 1 (11.4.1.2) для широт 45—50°, показывает, что в теплый период года  $H_{\text{ср}}$  обычных Сб несколько превышает  $H_{\text{ср}}$  Сб, возникающих на фоне Ns.

#### 11.4.2.4. Отражаемость слонстообразных облаков

Распределение отражаемости  $Z_{\text{в}}$  в дБЗ в туманах и слоистооблаках представлена в табл. 1 (11.4.2.4). Вклад в отражаемость сверхкрупных частиц, размер которых превышает 100 мкм, обычно составляет  $10^{-15}$ — $10^{-14}$  см<sup>3</sup>, или —30... —20 дБЗ для St и Sc и  $10^{-13}$ — $10^{-12}$  см<sup>3</sup>, или —10... 0 дБЗ для Ns [23].

Таблица 1 (11.4.2.4)

Повторяемость (%) градаций отражаемости  $Z_s$  для туманов и облаков  
слоистообразных форм [23]

| $F_{\text{конт}} \cdot t$ | Тысяч | St   | Sc   | Ns   | As   | Ac   | Cl, Cs |
|---------------------------|-------|------|------|------|------|------|--------|
| 20 ... 60                 | 12,5  |      |      |      |      |      |        |
| 60 ... 50                 | 5,5   |      |      |      |      |      |        |
| 50 ... 40                 | 25,0  |      |      |      |      |      |        |
| 40 ... 30                 | 42,7  |      |      |      |      |      |        |
| 30 ... 20                 | 14,3  | 20,2 | 26,8 | 0,5  | 12,0 | 8,5  | 2,6    |
| 20 ... 10                 |       | 60,0 | 32,2 | 21,1 | 28,0 | 23,0 | 32,6   |
| 10 ... 0                  |       | 19,8 | 29,6 | 26,5 | 29,5 | 28,0 | 52,8   |
| 0 ... 10                  |       |      | 10,8 | 18,9 | 9,5  | 29,5 | 10,0   |
| 10 ... 20                 |       |      | 0,6  | 16,5 | 1,5  | 9,5  | 3,0    |
| 20 ... 30                 |       |      |      | 13,0 |      | 1,5  |        |
| 30 ... 40                 |       |      |      | 3,5  |      |      |        |

### 11.5. Статистические характеристики радиоэха Сб в районах проведения противоградовых работ на территории СССР

#### 11.5.1. Характерные особенности градовых процессов на Северном Кавказе

Разделение Сб на классы при этом связывается с наличием или отсутствием града при развитии Сб, поэтому Сб подразделяются на градовые и неградовые (ливневые, дождевые). В табл. 1 (11.5.1) рассмотрены [1, 2] характерные особенности одноячейковых (рис. 1

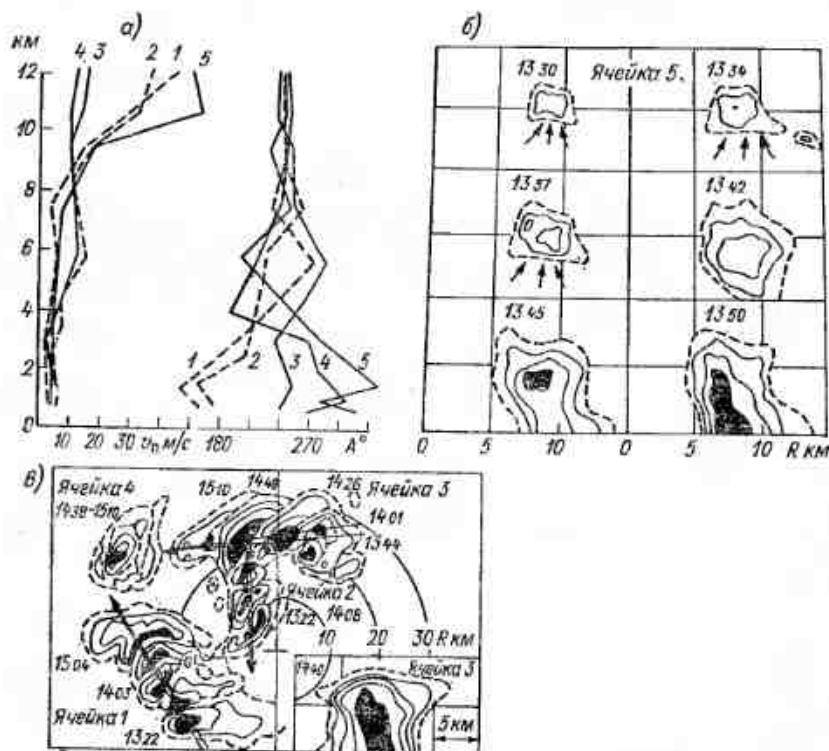


Рис. 1 (11.5.1). Распределение по высоте скорости  $u_d$  и направления  $A^\circ$  ветра по данным радиозондирования в различных пунктах (а), структура радиоэха на ИДВ (б) и пространственное распределение и перемещение конвективных ячеек (в) при одноячейковом градовом процессе 8 июня 1977 г. [1].

Рис. а: 1 и 2 — Минеральные Воды, 9 и 15 ч соответственно; 3 и 4 — Черкеска, 9 и 15 ч; 5 — Ардона; рис. б: изолинии радиолокационной отражаемости на  $\lambda=10$  см через 10 дБ; внешняя граница радиоэха, соответствующая  $\eta=10^{-12}$  см $^{-1}$ , выделена штриховой кривой; градовые очаги, выделенные по критериям двухволнового метода, затупеваны; стрелками указаны восходящие потоки; рис. в: стрелками указано направление перемещения конвективных ячеек.

(11.5.1)), многоячейковых (рис. 2 (11.5.1)) и суперячейковых (рис. 3—5 (11.5.1)) процессов на Северном Кавказе.

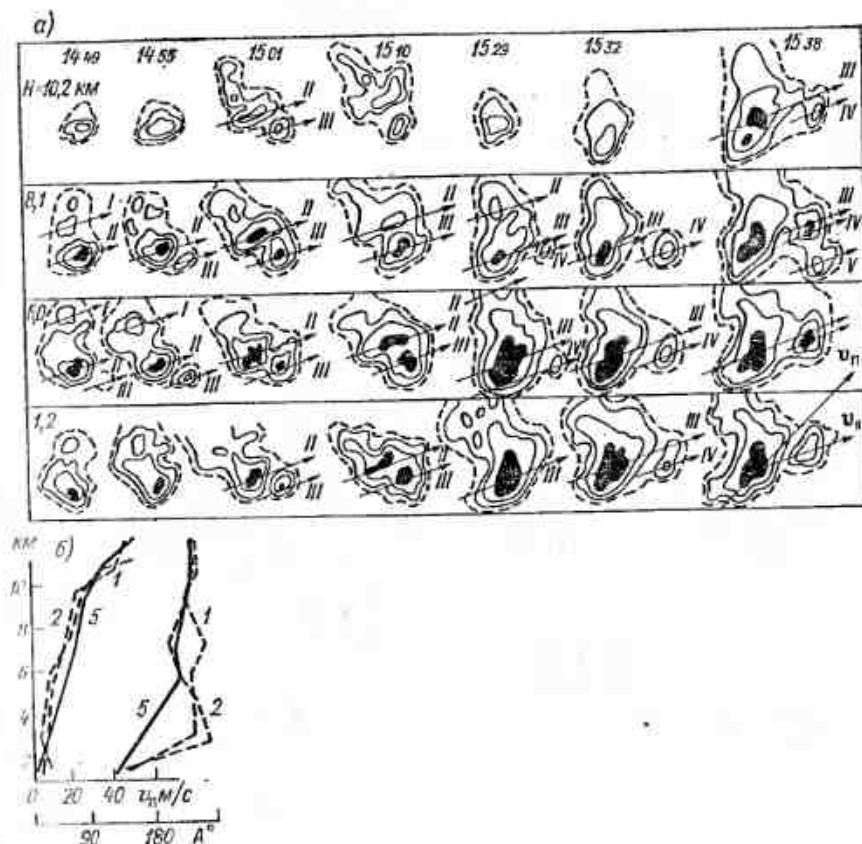


Рис. 2 (11.5.1). Пространственная структура и динамика развития радиоэха конвективного градового процесса 13 июля 1977 г. на ИКО (а) и структура ветра в атмосфере (б) [1].

а: стрелками указано направление перемещения конвективных ячеек, цифры у стрелок 1-5 — нумерация ячеек в хронологическом порядке; усл. обозначения 1-5 см, рис. 1 а (11.5.1).

#### 11.5.2. Высота радиоэха и площадь ячеек с градом в Армении и Ферганской долине

В табл. 1 (11.5.2) представлен месячный ход высоты зоны радиоэха  $h_{\text{соед.}}$  и Сб над Арменией [6].

В табл. 2 (11.5.2) приведена повторяемость высоты верхней границы радиоэха  $H$  конвективных ячеек, а в табл. 3 (11.5.2) — повторяемость поперечных размеров конвективных ячеек при грозо-градовых процессах в Ферганской долине [3] (измерения по-



Характерные особенности одноячейковых, многоячейковых и суперячейковых градовых процессов на Северном Кавказе [1]

Таблица 1 (11.5.1)

|   | Типы процессов   |   |   |
|---|--|---|---|
|   | Одноячейковые  | Многоячейковые—упорядоченные  | Суперячейковые  |
| Ячейковая структура облачности                            | Несколько (множество) пространственно изолированных ячеек  | Несколько взаимодействующих ячеек, граничащих друг с другом   | Одна, две или три значительно разнесенные в пространстве и не взаимодействующие ячейки      |
| Строение конвективных ячеек                               | Осесимметричные  | Несимметричные  | Несимметричные  |
| Динамика развития облачной системы                        | Беспорядочное зарождение в пространстве и во времени новых конвективных ячеек и отмирание старых | Периодическое обновление процесса за счет зарождения и отмирания старых конвективных ячеек                  | Квазинепрерывное обновление фронтальной части ячеек и диссипация их тыловой части           |
| Динамика развития конвективных ячеек                      | Развитие 10—20 мин и диссипация 15—20 мин без стадии квазистационарного состояния                | Развитие 10—20 мин, квазистационарное состояние 10—30 мин и диссипация 10—30 мин                            | Развитие 15—20 мин, квазистационарное состояние 30—250 мин, диссипация 20—30 мин            |
| Закономерности зарождения и диссипации ячеек              | Случайное во времени и пространстве  | Периодическое (через 10—20 мин) зарождение на правом фланге новых ячеек и диссипация на левом фланге старых | Возможно зарождение новой суперячейки на 1—2 ч позже и на 40—70 км юго-восточнее предыдущей |
| Распространение процесса градообразования в пространстве  | Дискретное   | Дискретно-непрерывное   | Непрерывное   |
| Направление перемещения ячеек                             | Беспорядочное  | Вправо от ведущего потока на 5—40°  | Вправо от ведущего потока на 10—90°   |
| Скорость перемещения ячеек, $v_n$ км/ч                    | 0—20   | 10—17 $\approx (1/2 \dots 1) v_n$   | 20—50 $\approx 1/2 v_n$   |
| Максимальная высота радиолокса, $H$ км                    | 8—12   | 10—14   | 11—16   |
| Удельная площадь обратного рассеяния для $\lambda=10$ см  | $5 \cdot 10^{-9} - 10^{-7}$  | $5 \cdot 10^{-9} - 5 \cdot 10^{-7}$   | $5 \cdot 10^{-8} - 2 \cdot 10^{-6}$   |
| $Z_0 \pm 5 Z$   | 45—60  | 45—65   | 55—75   |
| Максимальный размер в спектре выпадающего града, см       | 1—3  | 2—5   | 3—8   |
| Площадь выпадения града, км <sup>2</sup>                  | 0,5—10   | 5—100   | 60—1800   |
| Длина и ширина градовых дорожек, км (см. рис. 4 (11.5.1)) | 0,5—4; 0,3—3   | 3—60; 0,5—10  | 15—180; 3—20  |
| Синоптическая ситуация                                    | Внутримассовое развитие, малоградиентные поля пониженного и повышенного давления                 | Прохождение основного и вторичного холодных фронтов   | Прохождение холодных фронтов и фронтов окклюзии по типу холодного                           |
| Направление ведущего потока                               | Неопределенное   | Юго-западное, западное, северо-западное   | Юго-западное, иногда западное   |
| Скорость ведущего потока, $v_n$ км/ч                      | < 30   | 30—100  | 50—80   |
| Сдвиг ветра ( $c^{-1}$ ) в слое 500—600 гПа               | < 10 <sup>-4</sup>   | 10 <sup>-4</sup> —5·10 <sup>-3</sup>  | 5·10 <sup>-4</sup> —5·10 <sup>-3</sup>  |
| Конвективная неустойчивость                               | Умеренная и сильная  | Умеренная и сильная   | Умеренная и сильная   |
| Влагосодержание атмосферы                                 | Малое и умеренное  | Умеренное и повышенное  | Повышенное  |
| Температура на уровне конденсации, °C                     | 2—16   | —5... 20  | 7—17  |
| Относительная влажность воздуха в слое 1,5—5,5 км, %      | 35—70  | 35—90   | 50—80   |

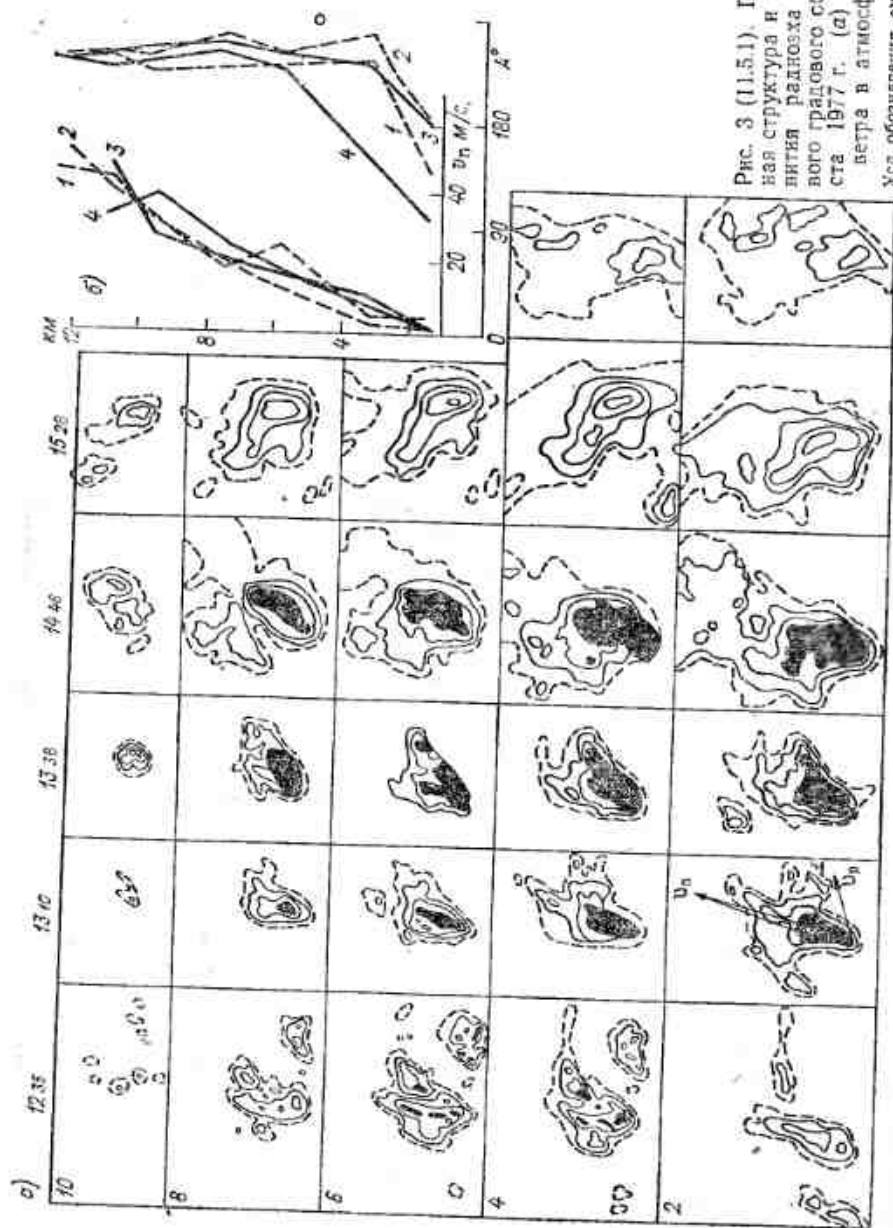


Рис. 3 (11.5.1). Пространственная структура и динамика развития радиозона суперячейкового градового облака 13 августа 1977 г. (а) и структура ветра в атмосфере (б) [1].

Усл. обозначения см. рис. 1 а (11.5.1).

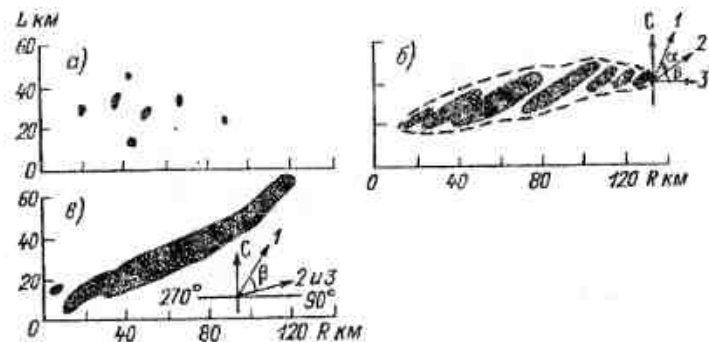


Рис. 4 (11.5.1). Схема выпадения града при одноячейковых (а), многоячейковых (б) и суперячейковых (в) градовых процессах [1].

1 — вектор ведущего потока, 2 — направление перемещения ячеек, 3 — направление перемещения облачной системы.

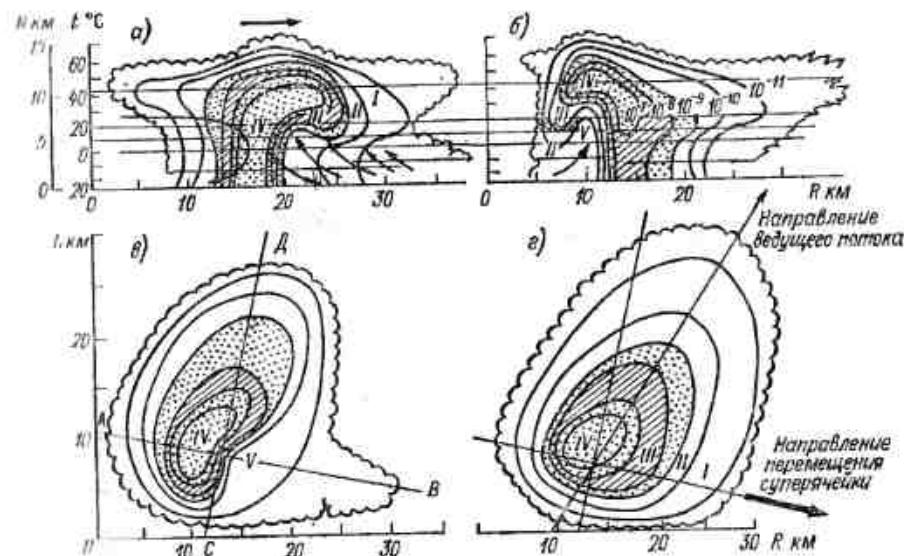


Рис. 5 (11.5.1). Типичная структура радиозона суперячейкового градового облака [2].

а — вертикальный разрез через зону радиозона по линии АВ в плоскости направления движения облака; б — вертикальный разрез по линии СД через зону слабого радиозона и зону (II), перпендикулярной направлению движения облака; в и г — горизонтальные разрезы на уровнях 5 км ( $T = -6^{\circ}\text{C}$ ) и 6 км ( $T = -12^{\circ}\text{C}$ ) над уровнем моря; I — зона формирования града, II — зона зарождения града, III — зона роста града, IV — зона дефлуации града, V — зона мощных восходящих потоков.

Таблица 1 (11.5.2)

Средние месячные значения повторяемости  $P$  радиозах и средней высоты  $H_{\text{ср}}$  верхней границы радиозах  $Cu \text{ congl.}$  и над Армянской ССР в 1968–1971 гг. ( $\Sigma N=2094$ ) [6]

|                          | Месяц |     |     |     |      |     |     |
|--------------------------|-------|-----|-----|-----|------|-----|-----|
|                          | IV    | V   | VI  | VII | VIII | IX  | X   |
| $H_{\text{ср}}$ км . . . | 6,5   | 8,1 | 8,8 | 8,4 | 7,7  | 7,7 | 7,5 |
| $P$ % . . . . .          | 11    | 29  | 22  | 9   | 19   | 7   | 3   |

Таблица 2 (11.5.2)

Повторяемость  $P$  высоты  $H$  верхней границы радиозах конвективных ячеек для Ферганской долины ( $\Sigma N=758$ ) [3]

|                 |           |           |           |           |
|-----------------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| $H$ м . . . . . | 7,1–8,0   | 8,1–9,0   | 9,1–10,0  | 10,1–11,0 |
| $P$ % . . . . . | 3         | 10        | 15        | 25        |
| $H$ м . . . . . | 11,1–12,0 | 12,1–13,0 | 13,1–14,0 |           |
| $P$ % . . . . . | 32        | 10        | 5         |           |

Таблица 3 (11.5.2)

Повторяемость (%) поперечных размеров конвективных ячеек при грозо-градовых процессах в Ферганской долине [3]

| Высота, середина слоя, км | Геометрическая характеристика | Размер, км |        |         |         |         |         |         |         |         | $\Sigma N$ |
|---------------------------|-------------------------------|------------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|------------|
|                           |                               | 0,1–8      | 8,1–16 | 16,1–24 | 24,1–32 | 32,1–40 | 40,1–48 | 48,1–56 | 56,1–64 | 64,1–72 |            |
| 1                         | б                             | 10         | 20     | 16      | 20      | 16      | 7       | 7       | 2       | 2       | 905        |
| 3                         | б                             | 27         | 48     | 18      | 6       | 1       | —       | —       | —       | —       |            |
| 6                         | б                             | 9          | 22     | 18      | 17      | 14      | 7       | 8       | 4       | 1       | 625        |
| 9                         | б                             | 29         | 46     | 18      | 6       | 1       | —       | —       | —       | —       |            |
| 12                        | б                             | 12         | 34     | 17      | 15      | 12      | 5       | 2       | 2       | 1       | 211        |
|                           | б                             | 34         | 43     | 18      | 5       | —       | —       | —       | —       | —       |            |
|                           | б                             | 30         | 49     | 12      | 5       | 2       | —       | —       | —       | —       | 43         |
|                           | б                             | 43         | 41     | 14      | 2       | —       | —       | —       | —       | —       |            |
|                           | б                             | 23         | 54     | 15      | 8       | —       | —       | —       | —       | —       | 13         |
|                           | б                             | 23         | 62     | 15      | —       | —       | —       | —       | —       | —       |            |

Примечание. б — большая полуось, м — малая полуось.

перечных разрезов проводились в середине слоя — на высоте 1, 3, 6, 9 и 12 км).

### 11.5.3. Повторяемость радиолокационных характеристик Сб в Молдавии

В табл. 1 (11.5.3) приведены значения повторяемости радиолокационных характеристик Сб в Молдавии [16]. Кроме повторяемости значений высоты верхней границы радиозах Сб ( $H_{\text{вг}}$ ) и отражаемости ( $Z_a$ ), в таблице приведены распределения повторяемости максимальной температуры  $T_{\text{вг}}$  на уровне  $H_{\text{вг}}$ , а также мощности Сб  $\Delta H = H_{\text{вг}} - H_{\text{вг}}$ . За экспериментальную единицу принято изолированное градоопасное облако и выпавший из него ливень.

Таблица 1 (11.5.3)

Повторяемость  $P$  различных значений характеристик градоопасных Сб для Молдавской ССР ( $\Sigma N=48$ ) [16]

| $H_{\text{вг}}$ км | $P$ % | $\Delta H$ км | $P$ % | $T_{\text{вг}}$ °C | $P$ % | $Z_a$ дБЗ | $P$ % |
|--------------------|-------|---------------|-------|--------------------|-------|-----------|-------|
| $\leq 8,0$         | 29    | $\leq 6,0$    | 15    | $\geq -30,0$       | 19    | 33        | 0     |
| 8,1–10,0           | 34    | 6,1–8,0       | 22    | -30,1...-40,0      | 30    | 34–43     | 12    |
| 10,1–12,0          | 27    | 8,1–10,0      | 46    | -40,1...-50,0      | 36    | 44–54     | 58    |
| $> 12,1$           | 10    | 10,1–12,0     | 15    | $\leq -50,1$       | 15    | $> 55$    | 30    |
|                    |       | $> 12,1$      | 2     |                    |       |           |       |

В табл. 2 (11.5.3) приведены средние параметры градоопасных облаков в Молдавии. В табл. 3 (11.5.3) представлены некоторые квантили распределения характеристик облаков, приведенных в табл. 1 и 2 (11.5.3). Как следует из табл. 3 (11.5.3), при обеспеченности  $P=60\%$   $H \geq 8,8$  км;  $\Delta H \geq 8,0$  км;  $T_{\text{вг}} \leq -39^\circ\text{C}$  и  $Z_a \geq 47$  дБЗ.

Таблица 2 (11.5.3)

Средние параметры градоопасных облаков для Молдавской ССР ( $\Sigma N=48$ ) [16]

| $H_{\text{ср}}$ км | $\Delta H_{\text{ср}}$ км | $T_{\text{вг}}$ °C | $Z_a$ дБЗ |
|--------------------|---------------------------|--------------------|-----------|
| 9,5                | 8,3                       | -40,5              | 49        |

Таблица 3 (11.5.3)

Обеспеченность  $P$  различных значений параметров градоопасных Сб для Молдавской ССР ( $\Sigma N=48$ ) [16]

| $P$ %              | 5    | 10   | 20   | 30   | 40   | 50  | 60  | 70  | 80  | 90  | 95  |
|--------------------|------|------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| $H_{\text{вг}}$ км | 13,5 | 12,5 | 11,5 | 10,7 | 10,0 | 9,3 | 8,8 | 8,2 | 7,6 | 6,8 | 6,0 |
| $\Delta H$ км      | 11,6 | 10,8 | 10,0 | 9,4  | 8,9  | 8,4 | 8,0 | 7,4 | 6,7 | 5,5 | 4,5 |
| $T_{\text{вг}}$ °C | -58  | -55  | -50  | -47  | -44  | -42 | -39 | -35 | -30 | -23 | -18 |
| $Z_a$ дБЗ          | 61   | 58   | 54   | 52   | 50   | 48  | 47  | 46  | 44  | 42  | 40  |



### 11.6. Особенности радиолокационных характеристик облаков в разных физико-географических условиях

#### 11.6.1. Распределение $S_b$ по размерам

Приводимые ниже радиолокационные характеристики облаков и осадков получены не только в разных физико-географических условиях, но и на МРЛ, работающих на различных длинах волн, и при разных методиках наблюдений и обработки данных. Во многих случаях необходимо учитывать, что в силу определенных обстоятельств, вызываемых, как правило, ограниченными возможностями МРЛ, обрабатываются только характеристики радиоэха таких облаков и осадков, параметры которых превосходят заданный нижний порог ограничения.

За размер  $S_b$  при радиолокационных наблюдениях принимают эквивалентный диаметр  $D_{э}$ , который связан с площадью радиоэха  $S_i$ , ограничивающей  $i$ -й контур  $Z_{э}$  (дБЗ), простой формулой

$$D_{э} = 2\sqrt{S_i/\pi}. \quad (1)$$

Часто авторы сообщают только о диаметре радиоэха конвективной ячейки  $D_{эя}$ , при этом  $i$ -й контур образуется  $Z_{э\text{min}}(R)$ , т. е. может уменьшаться с удалением  $S_b$  от МРЛ. Распределение ячеек по диаметрам  $D_{эя}$  лучше всего описывается экспонентой [49]:

$$n_{я}(D_{эя})dD_{эя} = N_{эя}e^{-\beta'D_{эя}}, \quad (2)$$

где  $n_{я}(D_{эя})dD_{эя}$  — число ячеек с диаметром от  $D_{эя}$  до  $D_{эя} + dD_{эя}$ ,  $N_{эя}$  — нормирующий множитель, пропорциональный объему выборки.

По данным [40], диаметр  $D_{эя}$ , для которого справедливо соотношение (2), составляет 4–12 км. Верхний предел  $D_{эя}=12$  км установлен по двум причинам — для того чтобы довести до минимума эффекты малой выборки и исключить мезомасштабные эффекты взаимодействия и слияния радиоэха, при которых площадь образующихся ячеек превышает 100 км<sup>2</sup>.

Средние значения параметра наклона  $\beta'$ , по данным разных авторов, приведены в табл. 1 и 2 (11.6.1).

Пять районов в Тихом океане вдали от побережья Северной Америки по широте от Калифорнии до Ванкувера представлены данными МРЛ, полученными на патрульных кораблях. Экспоненциальное распределение с параметром наклона  $\beta'$ , близким к 0,3 км<sup>-1</sup>, характерно для  $S_b$  с осадками, если их диаметр  $D_{э}$  не превышает 20 км. Это подтверждают и другие работы, результаты которых обобщены в табл. 2 (11.6.1).

Опираясь на результаты 2457 измерений радиоэха  $S_b$ , авторы [43] установили связь между числом радиоэха конвективных

Таблица 1 (11.6.1)

Значения параметра наклона  $\beta'$ , определенные по методу наименьших квадратов, при  $D_{эя}=4...12$  км [49]

| $Z_{э}$ дБЗ | $\beta'$ км <sup>-1</sup> | Коэффициент корреляции | $Z_{э}$ дБЗ | $\beta'$ км <sup>-1</sup> | Коэффициент корреляции |
|-------------|---------------------------|------------------------|-------------|---------------------------|------------------------|
| 16          | 0,311                     | 0,983                  | 35          | 0,322                     | 0,995                  |
| 18          | 0,297                     | 0,987                  | 39          | 0,313                     | 0,985                  |
| 20          | 0,275                     | 0,988                  | 43          | 0,408                     | 0,994                  |
| 24          | 0,272                     | 0,991                  | 47          | 0,618                     | 0,989                  |
| 27          | 0,276                     | 0,992                  | 51          | 0,469                     | 0,949                  |
| 31          | 0,293                     | 0,994                  | 55          | 0,640                     | 0,945                  |

Таблица 2 (11.6.1)

Оценка параметра  $\beta'$  в 11 различных районах земного шара [49]

| Местоположение                    | $\beta'$ км <sup>-1</sup> |
|-----------------------------------|---------------------------|
| Брайз-Нортон, Великобритания      | 0,22                      |
| Шампейн, Иллинойс, США            | 0,30                      |
| 49° с. ш., 131° з. д.             | 0,27                      |
| 45° с. ш., 130° з. д.             | 0,32                      |
| 40° с. ш., 130° з. д.             | 0,35                      |
| 36° с. ш., 128° з. д.             | 0,38                      |
| 32° с. ш., 124° з. д.             | 0,38                      |
| Атолл Энвиевик                    | 0,38                      |
| Северо-западная часть Дакоты, США | 0,36                      |
| Остров Уоллонс, Виргиния, США     | 0,36                      |
| Монреаль, Квебек, Канада          | 0,311                     |

Примечание. Данные получены на МРЛ с  $\lambda=3$  см.

ячеек  $N_{я}$  и их диаметром  $D_{я}$  (мм), за который они принимали большую ось ячейки:

$$N_{я} = 1513 \exp(-0,35D_{я}). \quad (3)$$

Диаметр  $D_{я}$  изменялся от 2 до 15 км, коэффициент корреляции был равен 0,97. Отмечается, что в случае данных ежедневных наблюдений коэффициент при показателе экспоненты изменяется от 0,164 до 0,381.

В [39] аналогичная зависимость рассматривалась для ячеек  $S_b$  с осадками, на внешнем контуре которых  $Z_{э}=10$  дБЗ. Автор нашел, что

$$N_{я} = 500 \exp(-0,3D_{я}). \quad (4)$$

где  $D_{я} = 2\sqrt{s/\pi}$ , а  $s$  — площадь радиоэха с  $Z_{э} \geq 10$  дБЗ. Если ограничить площадь значениями  $Z_{э}$  от 40 до 60 дБЗ, то показатель экспоненты будет находиться в пределах от 0,42 до 0,5 (см. табл. 1 (11.6.1)).

### 11.6.2. Параметры конвективных ячеек с осадками в районе проведения АТЭП (Восточная Атлантика) и Флориде

В период проведения АТЭП были исследованы радиоэхо конвективных ячеек в восточной Атлантике (13—15° с.ш.) [40], ре-

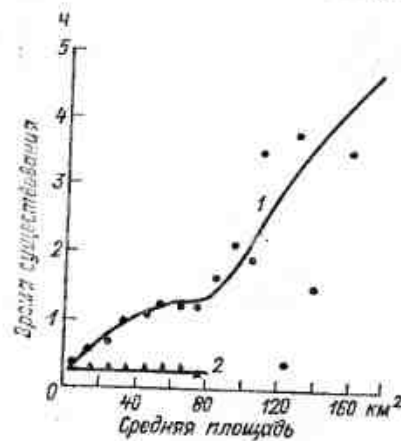


Рис. 1 (11.6.2). Статистическая зависимость между временем существования и средней площадью сгруппированных (1) и индивидуальных (2) ячеек [40].

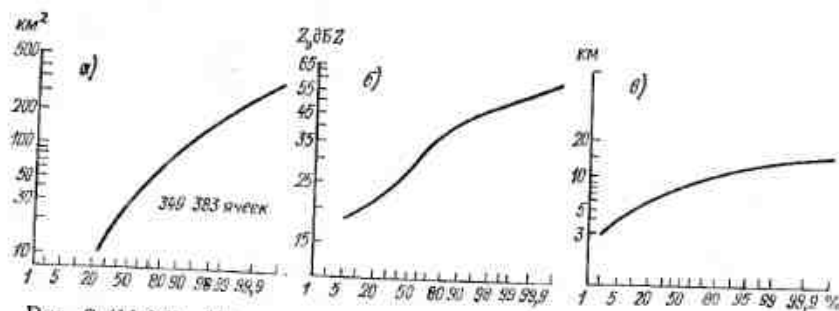


Рис. 2 (11.6.2). Интегральное распределение площади ячеек (а), максимума радиолокационной отражаемости Z ячеек (б) и высоты радиоэха ячеек (в).

Данные получены для трех летних сезонов FACE-2 (Флорида, США) [41].

зультаты представлены на рис. 1 (11.6.2). Из рисунка следует, что в указанном районе с увеличением площади растёт и время существования ячеек, и количество выпавших из них осадков. Распределение ячеек по площади описывается логнормальным законом.

Аналогичные исследования, выполненные на мезомасштабном полигоне во Флориде (26—27° с.ш.), позволили получить интегральное распределение радиолокационных характеристик в радиусе 200 км от МРЛ (рис. 2 (11.6.2)) [41].

Таблица 1 (11.6.5)

Радиолокационные параметры градовых и дождевых облаков в Болгарии (1969—1972 гг.) [21]

| Характеристики<br>облаков | H <sub>0</sub> км | Число<br>случаев | Радиолокационный параметр |      |           |  |     |          |     |      | Z <sub>9</sub> дБZ |  |
|---------------------------|-------------------|------------------|---------------------------|------|-----------|--|-----|----------|-----|------|--------------------|--|
|                           |                   |                  | H <sub>max</sub> км       |      |           | ΔH = H <sub>Zmax</sub> — H <sub>0</sub> км |     |          |     |      |                    |  |
|                           |                   |                  | min                       | max  | mod       | min  | max | mod      | min | max  | mod                |  |
| λ = 3,2 см                |                   |                  |                           |      |           |  |     |          |     |      |                    |  |
| Градовые                  | ≤3                | 46               | 8,0                       | 13,2 | 11,0—12,0 | 0,7  | 5,3 | 2,5—3,5  | 30  | 61,2 | 48—56              |  |
|                           | 3...4             | 99               | 8,4                       | 15,5 | 11,0—12,0 | 0,6  | 7,2 | 2,0—3,0  | 30  | 61,2 |                    |  |
|                           | >4                | 82               | 8,6                       | 14,7 | 11,0—12,0 | 0,5  | 6,2 | 2,0—3,0  | 30  | 61,6 |                    |  |
|                           | ≤3                | 105              | 5,6                       | 10,9 | 6,5—7,5   | —1,6                                       | 3,2 | 0,5—1,5  | 18  | 53,1 | 36—44              |  |
| Дождевые                  | 3...4             | 317              | 5,8                       | 11,3 | 7,5—8,5   | —2,6                                       | 3,3 | 0,0—1,0  | 19  | 56,5 |                    |  |
|                           | >4                | 139              | 6,2                       | 11,5 | 8,0—9,0   | —3,1                                       | 2,7 | 0,0—1,0  | 20  | 57,0 |                    |  |
| λ = 10 см                 |                   |                  |                           |      |           |  |     |          |     |      |                    |  |
| Градовые                  | —                 | 90               | 7,5                       | 11,9 | 10,0—11,0 | 0,5  | 4,9 | 1,5—2,5  | 36  | 58,4 | 40—48              |  |
| Дождевые                  | —                 | 130              | 5,0                       | 10,0 | 6,5—7,5   | —2,0                                       | 1,9 | —0,5—0,5 | 20  | 49,0 | 32—40              |  |

Примечание. min — минимальное значение, max — максимальное, mod — модалное.

Повторяемость (%) радиолокационных характеристик градовых и неградовых облаков в г. Турин, Италия  
(1979—1981 гг., МРЛ с  $\lambda=5,3$  см) [29]

Таблица 2 (11.6.3)

| Характер<br>облачности | H км                             |              |      |      |              |      |      |             |      |      |             |     |           | ΣN         | H <sub>ср</sub> | СКО        |            |  |
|------------------------|----------------------------------|--------------|------|------|--------------|------|------|-------------|------|------|-------------|-----|-----------|------------|-----------------|------------|------------|--|
|                        | 4                                | 5            | 6    | 7    | 8            | 9    | 10   | 11          | 12   | 13   | 14          | 15  | 16        |            |                 |            |            |  |
|                        | H <sub>Z</sub> <sub>max</sub> км |              |      |      |              |      |      |             |      |      |             |     |           |            |                 |            |            |  |
| Градовое<br>Неградовое | —                                | —            | 1,4  | 2,8  | 2,8          | 7,0  | 8,3  | 15,0        | 15,3 | 18,2 | 15,4        | 9,7 | 4,1       | 72<br>558  | 12<br>9         | 2,3<br>2,2 |            |  |
|                        | 0,2                              | 1,6          | 8,1  | 16,8 | 20,6         | 15,3 | 12,3 | 9,3         | 7,3  | 3,8  | 3,2         | 1,0 | —         |            |                 |            |            |  |
| Градовое<br>Неградовое | 1,4                              | 8,3          | 2,8  | 21,0 | 11,0         | 24,8 | 9,8  | 4,2         | 9,7  | 4,2  | 2,8         | —   | 72<br>558 | 5,6<br>5,6 | 2,4<br>2,3      |            |            |  |
|                        | 0,6                              | 5,5          | 10,2 | 18,2 | 17,5         | 12,4 | 15,0 | 11,5        | 5,4  | 1,8  | 1,7         | 0,2 |           |            |                 |            |            |  |
| Градовое<br>Неградовое | Z <sub>3</sub> дБЗ               |              |      |      |              |      |      |             |      |      |             |     |           | 72<br>558  |                 |            |            |  |
|                        | 14                               | 29           |      |      | 40           |      |      | 45          |      |      | 50          |     |           |            |                 |            | 56         |  |
|                        | 1,4<br>30,4                      | 15,1<br>37,8 |      |      | 33,7<br>23,5 |      |      | 24,8<br>7,1 |      |      | 18,5<br>1,0 |     |           |            |                 |            | 5,5<br>0,2 |  |

Из рис. 2а (11.6.2) видно, что площадь 99 % ячеек превышает 200 км<sup>2</sup>, экстремальное ее значение 430 км<sup>2</sup>. Из рис. 2б (11.6.2) следует, что для 50 % ячеек  $Z_0 < 30$  дБЗ ( $I=3$  мм/ч), для 99 % ячеек  $Z_0 < 50$  дБЗ и только в нескольких ячейках  $Z_0$  достигает 60 дБЗ. Из рис. 2в (11.6.2) видно, что  $H$  достигает 16 км и для 30 % ячеек  $H > 10$  км.

Исследование параметров распределений радиолокационных характеристик в зависимости от времени суток показало, что  $Z_{0\text{ср}}$  изменяется в пределах 5 дБЗ,  $H_{\text{ср}}$  — в пределах 1 км. Наилучшую аппроксимацию распределений дает логнормальный закон [40, 41].

### 11.6.3. Высота радиоэха и другие характеристики градовых и неградовых Сб в разных регионах

В табл. 1 (11.6.3) приведены радиолокационные параметры градовых и дождевых облаков в Болгарии [21]. Таблица иллюстрирует характеристики градовых и дождевых облаков при разной высоте нулевой изотермы  $H_0$  в районе наблюдений. Кроме максимальной высоты верхней границы радиоэха  $H$ , приведена толщина слоя ( $\Delta H = H_{Z_{\text{max}}} - H_0$ ) от уровня максимальной отражаемости в облаках  $H_{Z_{\text{max}}}$  до уровня  $H_0$ , а также максимальная отражаемость  $Z_{0\text{max}}$ .

В табл. 2 (11.6.3) приведены радиолокационные характеристики градовых и неградовых Сб в районе г. Турина (Италия) [29]. Высота нулевой изотермы  $H_0$  изменялась в пределах  $3,5 \pm 0,6$  км. Разность средних значений  $H_{Z_{\text{max}}} - H_0 = 2,1$  км. Распределения высоты радиоэха Сб имеют бимодальный характер.

В табл. 3 (11.6.3) приведены распределения радиолокационных характеристик градовых ячеек в районе г. Люцерн (Швейцария) [45]. Критерием отбора ячеек в табл. 3 (11.6.3) были следующие

Таблица 3 (11.6.3)

Радиолокационные характеристики градовых внутримассовых (Вм) и фронтальных (Фр) ячеек (249 ячеек, МРЛ с  $\lambda=3$  см, г. Люцерн, Швейцария, 1977—1982 гг.) [45]

|                                    | Среднее | Стандартное отклонение | min | max   |                                      | Среднее | Стандартное отклонение | min | max  |
|------------------------------------|---------|------------------------|-----|-------|--------------------------------------|---------|------------------------|-----|------|
| Z <sub>0</sub> , дБ Z              |         |                        |     |       | Продолжительность существования, мин |         |                        |     |      |
| Вс                                 | 59,4    | 5,5                    | 46  | 75    | Все                                  | 47,8    | 37,1                   | 1   | 166  |
| Вм                                 | 59,3    | 5,2                    | 49  | 73    | Вм                                   | 47,0    | 36,3                   | 3   | 166  |
| Фр                                 | 59,5    | 6,1                    | 46  | 75    | Фр                                   | 49,3    | 38,7                   | 1   | 164  |
| S <sub>max</sub> , км <sup>2</sup> |         |                        |     |       | Средняя скорость перемещения, м/с    |         |                        |     |      |
| Вс                                 | 28,9    | 45,6                   | 0,3 | 270   | Все                                  | 5,7     | 4,2                    | 0,0 | 26,8 |
| Вм                                 | 24,9    | 37,0                   | 0,6 | 211,9 | Вм                                   | 4,9     | 3,5                    | 0,1 | 15,7 |
| Фр                                 | 30,0    | 57,6                   | 0,3 | 271   | Фр                                   | 7,3     | 4,9                    | 0,0 | 26,8 |



Особенности градовых процессов в Швейцарии (Нарф), Южной Африке (Трансвааль) и Канаде (провинция Альберта) [27]

| № п/п |   | Швейцария                                   | Южная Африка                                       | Канада   |
|-------|---|---|--|--|
| 1     | Длина волны, см                                 | 10; 3                                       | 10   | 10; 5; 3   |
| 2     | Период наибольшей активности градовых процессов | Июнь, июль                                  | Ноябрь, декабрь, 17 ч                              | Июль, август, с 16 до 20 ч                               |
| 3     | Вероятная причина атмосферной неустойчивости    |   |  |  |
|       | Конвекция                                       | 70 % (изолированные и рассеянные ячейки)    | 93 % (изолированные ячейки в 39 % дней наблюдений) | 80 %   |
|       | Холодные фронты                                 | 11 %  | Редко  | 0  |
|       | Теплые фронты                                   | 19 %  | 0  | 20 %   |
|       | Линии шквалов                                   | Редко                                       | 7 %  | 0  |
| 4     | Повторяемость максимальных размеров градин, мм  | 50 % < 9; 80 % < 13; 0,1 % < 40             | 60 % < 9; 79 % < 12; 86 % < 15; 91 % < 18          | 68 % < 7; 92 % < 10; 98 % < 13; 99 % < 15                |
| 5     | Кинетическая энергия градин, Дж/м <sup>2</sup>  | 68 % < 20; 81 % < 50; 91 % < 100; 3 % < 200 | 30 % < 1; 72 % < 10; 91 % < 100                    | 49 % < 10; 81 % < 50; 91 % < 100; 0,3 % < 600; макс. 900 |
| 6     | Размеры градовых дорожек                        |   |  |  |
|       | длина, км                                       | < 50  | Большинство 10—19                                  | 85 % < 30; 97 % < 80; 0,3 % > 150                        |

|    |   |  |  |   |
|----|---|--|--|---|
|    | Ширина, км                                      | от 2 до 10—12  | Большинство 5—9  | 68 % < 3; 97 % < 6; 90 % < 15; макс. 25—30                            |
| 7  | Площадь выпадения града, км <sup>2</sup>        | 80 % < 20; 90 % < 50; в исключительных случаях > 350   | 46 % < 10; 67 % < 25; 84 % < 50; 8 % > 100; макс. 250                                | 53 % < 15; 74 % < 30; 79 % < 50; 96 % > 300; 1 % > 1000; 0,5 % > 1500 |
| 8  | Общая длительность выпадения града              | от 3 мин до 1 ч 30 мин   | —  | от 3 мин до 3—4 ч; 85 % < 30  |
| 9  | Общая кинетическая энергия, Дж                  | $4 \cdot 10^8$ — $2,5 \cdot 10^{10}$ (107 градопадов)  | $2 \cdot 10^6$ — $8,8 \cdot 10^{10}$ (47 градопадов)                                 | $9,7 \cdot 10^7$ — $5 \cdot 10^{10}$                                  |
| 10 | Характеристики отдельных ячеек                  |  |  |   |
|    | длина, км                                       | 1—5  |  | Макс. 10—20   |
|    | время жизни, мин                                | 15—30  |  | Наиболее часто 15   |
| 11 | Траектория                                      | Часто квазилинейная, иногда отклонение $\pm 30^\circ$  | Отклонение от направления скорости ветра на уровне 500 гПа: 57 % влево и 27 % вправо | Совпадает с направлением скорости ветра на высоте 4 км                |
| 12 | Общий процесс градообразования                  | $10^8$ — $10^{11}$ градин выпадают из одиоичейковых Сб, $10^{12}$ — $10^{13}$ градин — из циркуляционных | Редко хорошо коррелируется с высотой радиозаха, $10^8$ — $10^{12}$ градин            | $10^{12}$ градин (циркуляционная ячейка)                              |
| 13 | Зона роста града                                | В большинстве случаев от $10^\circ\text{C}$ до $-20^\circ\text{C}$                                       | От $-20$ до $-5^\circ\text{C}$   |   |
| 14 | Время роста от момента появления зародышей, мин | 10—12 (градины до 25 мм)   | 10—20  |   |

условия:  $Z_0 \geq 46$  дБЗ и по крайней мере один раз верхняя граница изоконтур  $Z_0 = 46$  дБЗ располагалась выше уровня  $-5^\circ\text{C}$ .

В табл. 4 (11.6.3) приведены результаты сравнительного анализа градовых процессов в Швейцарии, Южной Африке и Канаде (провинция Альберта) [27]. Поток кинетической энергии градин  $E$  ( $\text{Дж} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ ) рассчитывался по отражаемости  $Z_0$  ( $\text{мм}^6/\text{м}^3$ ) по эмпирической формуле [54]

$$E = 5 \cdot 10^{-6} Z_0^{0,84}. \quad (1)$$

Эта формула используется для преобразования данных МРЛ в данные измерения градомером, и наоборот. Оно основано на анализе 175 спектров градин во время четырех градовых процессов [54]. Общая кинетическая энергия градопада определялась как произведение кинетической энергии градин, выпавших за время градобития на единицу площади, на всю площадь поверхности, на которую выпал град.

#### 11.6.4. Высота радиоэха гроз

В табл. 1 (11.6.4) приведен годовой ход экстремальных  $H_{\text{вкс}}$  (наибольших за месяц наблюдений) и средних за месяц  $H_{\text{ср}}$  зна-

Таблица 1 (11.6.4)

Годовой ход экстремальных за месяц  $H_{\text{вкс}}$  и средних  $H_{\text{ср}}$  значений высоты радиоэха конвективных облаков в Сингапуре и восточной части Махараштра (Индия) [34]

|                                | I    | II   | III  | IV   | V    | VI   |
|--------------------------------|------|------|------|------|------|------|
| $H_{\text{вкс}}$ (Индия) км    | 9,0  | 15,0 | 15,0 | 18,0 | 19,0 | 17,0 |
| $H_{\text{вкс}}$ (Сингапур) км | 18,2 | 13,6 | 18,0 | 19,6 | 20,3 | 16,7 |
| $H_{\text{ср}}$ (Сингапур) км  | 8,8  | 5,9  | 10,1 | 12,8 | 12,7 | 9,6  |

|                                | VII  | VIII | IX   | X    | XI   | XII  |
|--------------------------------|------|------|------|------|------|------|
| $H_{\text{вкс}}$ (Индия) км    | 16,0 | 15,0 | 15,0 | 16,0 | 15,0 | 9,0  |
| $H_{\text{вкс}}$ (Сингапур) км | 19,7 | 18,7 | 19,3 | 17,9 | 17,6 | 15,3 |
| $H_{\text{ср}}$ (Сингапур) км  | 9,1  | 9,8  | 9,9  | 10,6 | 11,6 | 9,6  |

чений высоты радиоэха конвективных облаков в Сингапуре ( $1^\circ$  с.ш.) и восточной части Махараштра, Индия ( $17,5^\circ$  с.ш.), полученных на МРЛ с  $\lambda = 10,7$  см [34]. Погрешность единичного

измерения составляет  $\pm 0,5$  км. На величину  $H_{\text{вкс}}$ , по-видимому, влияет и широта (в Индии Сб ниже), и местные особенности возникновения Сб, связанные с муссонной деятельностью.

В табл. 2 (11.6.4) приведены средние значения высоты  $H_{\text{ср}}$  и длительности существования конвективных ячеек на западе Северной Дакоты, США ( $47^\circ$  с.ш.). Данные получены в радиусе 110 км от МРЛ с  $\lambda = 3$  см [43].

Таблица 2 (11.6.4)

Средние значения высоты верхней границы радиоэха ливневых конвективных ячеек  $H_{\text{ср}}$  и длительности их существования  $\tau$  на западе Северной Дакоты (США) ( $\lambda = 3$  см) [43]

| Месяц          | $n$ | $\tau$ мин | $N$ | $H_{\text{ср}}$ км |
|----------------|-----|------------|-----|--------------------|
| Май            | 90  | 20,5       | 61  | 10,6               |
| Июнь           | 161 | 23,1       | 183 | 10,4               |
| Июль           | 127 | 35,8       | 255 | 8,7                |
| Август         | 101 | 30,4       | 79  | 10,4               |
| Общее за сезон | 479 | 27,5       | 578 | 9,7                |

Примечание.  $n$  — число ячеек,  $N$  — число измерений высоты верхней границы Сб.

В табл. 3 (11.6.4) представлены средние значения высоты радиоэха гроз, определенные как максимальные значения высоты

Таблица 3 (11.6.4)

Высота радиоэха гроз, полученная как высота изолинии  $I = 16$  мм/ч по данным МРЛ с  $\lambda = 3$  см, и температура воздуха на этом же уровне в районе г. Токио (1979 г.) [44]

| Период наблюдения | $H_{\text{ср}}$ км | $H_{\text{min}}$ км | $H_{\text{вкс}}$ км | $t_{H_{\text{ср}}}$ $^\circ\text{C}$ | $t_{H_{\text{min}}}$ $^\circ\text{C}$ | $t_{H_{\text{max}}}$ $^\circ\text{C}$ | $\Sigma N$ |
|-------------------|--------------------|---------------------|---------------------|--------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|------------|
| 16 V—15 VI        | 6,9                | 4,5                 | 9                   | -20                                  | -5                                    | -45                                   | 37         |
| 16 VI—15 VII      | 7,6                | 5,0                 | 9                   | -19,8                                | -5                                    | -38                                   | 37         |
| 16 VII—15 VIII    | 8,2                | 5,0                 | 11                  | -22                                  | 0                                     | -43                                   | 65         |
| 16 VIII—15 IX     | 7,9                | 4,3                 | 10,5                | -19                                  | 0                                     | -46                                   | 41         |

изолинии интенсивности осадков  $I = 16$  мм/ч, и температура воздуха на этом же уровне [44]. В работе [44] связь  $Z_0$  с  $I$  определялась с помощью соотношения (1) (11.1.2) и рассчитывалась по данным наблюдений МРЛ, расположенного в 100 км севернее г. Токио.

## 11.6.5. Высота радиоэха гроз. Связь с высотой тропопавзы

В [30] на основании оперативных данных сети МРЛ ( $\lambda=10$  см) построены карты высоты верхней границы Сб в случае их проник-

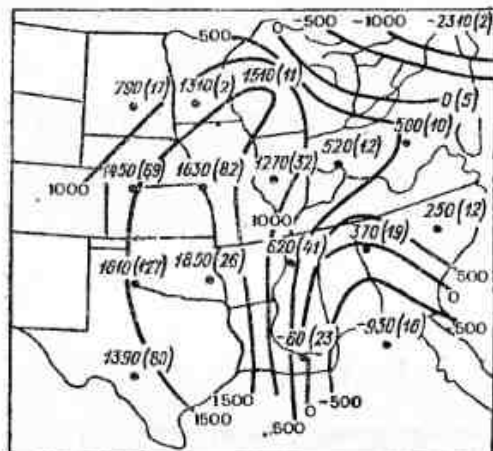


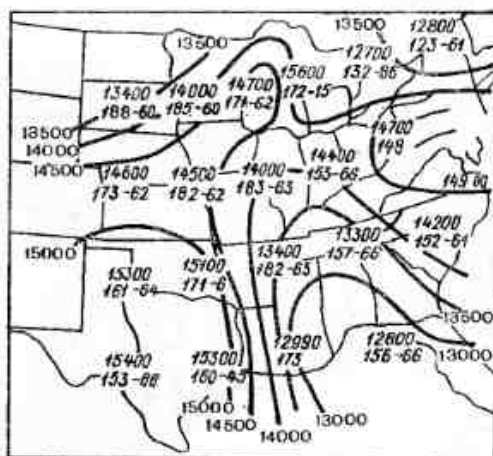
Рис. 1 (11.6.5). Изолинии высоты (м) над уровнем тропопавзы радиоэха Сб с крупным градом ( $\geq 1,9$  см) на территории США [30].

Число случаев для каждой точки указано в скобках.

новения в тропопавзу, если при этом из них выпадает град диаметром не менее 1,9 см (рис. 1 и 2 (11.6.5)); карты для Сб со

Рис. 2 (11.6.5). Изолинии высоты (м) вершин радиоэха грозо-градовых очагов с крупным градом ( $\geq 1,9$  см) [30].

Под значениями высоты приведены давление, гПа (слева) и температура, °С (справа) на уровне тропопавзы.



шквалами ( $\geq 25$  м/с) (рис. 3 и 4 (11.6.5)); карты для Сб со смерчами (рис. 5 и 6 (11.6.5)) для районов США восточнее  $105^\circ$  з.д. в широтной зоне  $25-47^\circ$  с.ш. Средняя высота радио-

эха Сб, с перечисленными явлениями более чем в 14 000 случаев составляет 12,4 км. Средняя высота проникновения в тропопавзу



Рис. 3 (11.6.5). Изолинии высоты (м) над уровнем тропопавзы вершин радиоэха грозо-градовых очагов со шквалами ( $\geq 25$  м/с) на территории США [30].

Число случаев для каждой точки указано в скобках.

составляет 2,2 км. В выборку не вошли характеристики радиоэха Сб с  $H \leq 9,15$  км, поскольку в [30] они считались негрозовыми.

Следует обратить внимание, что методика съема данных на оперативной сети МРЛ США предусматривала съем только наибо-

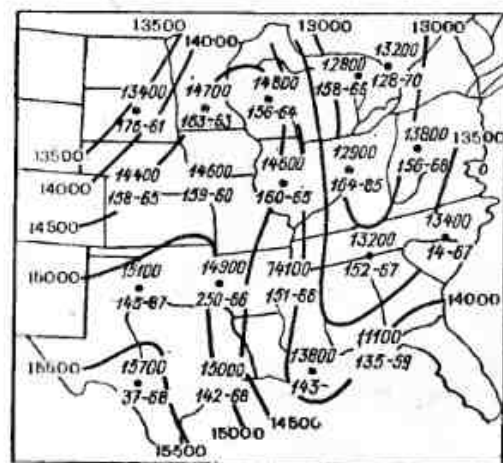


Рис. 4 (11.6.5). Изолинии высоты (м) вершин радиоэха грозо-градовых очагов со шквалами ( $\geq 25$  м/с) [30].

Под значениями высоты приведены давление, гПа (слева) и температура, °С (справа) на уровне тропопавзы.

лее высоких РКО с наибольшими значениями  $Z_0$ . По этой причине иногда отмечается заметная разница между данными такой сети и результатами специальных наблюдений, проводимых в тех же районах.



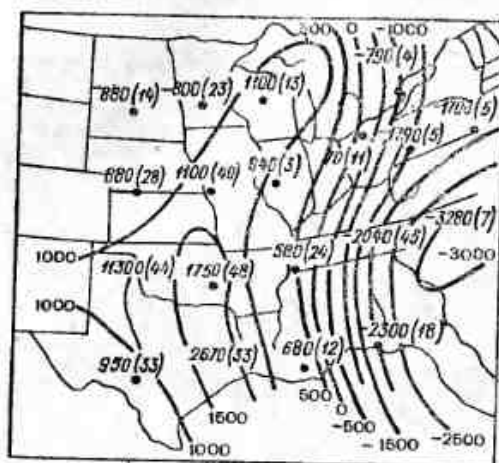


Рис. 5 (11.6.5). Изолинии высоты (м) над уровнем тропопавзы вершин радиозона грозо-градовых очагов со смерчем на территории США [30].

Число случаев для каждого пункта указано в скобках.

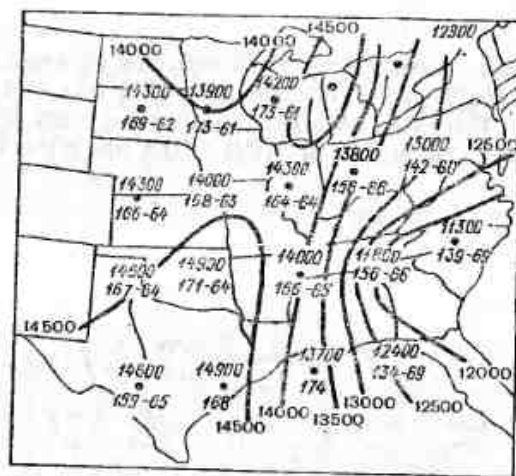


Рис. 6 (11.6.5). Изолинии высоты (м) вершин радиозахвата грозо-градовых очагов со смерчем [30].

Под значением высоты приводятся давление, гПа (слева) и температура, °С (справа) на уровне тропопавзы.

### 11.7. Статистические радиолокационные модели конвективных ячеек с осадками

### 11.7.1. Общие положения

В ряде прикладных задач, в частности при параметризации и оценке влияния конвекции кучевых облаков на процессы переноса в атмосфере, при оценке затухания и интерференции электромагнитного излучения на трассах распространения, при оценке активных воздействий на конвективные облака, при оценке дистан-

ционных датчиков атмосферных явлений, требуется знание статистической модели конвективных ячеек с осадками.

Исходные данные для моделирования зависят от методик наблюдений, длин волн МРЛ и типов аппаратуры регистрации радиосигнала Сб, а также от заметной различающихся друг от друга методик статистической обработки, включающих различные (но оптимальные для каждого региона) коэффициенты соотношения  $Z-I$ . Тем не менее между отражаемостью Сб, площадью радиосигнала и его высотой отмечаются устойчивые статистические зависимости. Они обладают заметной региональной изменчивостью и дают большой разброс значений наблюдаемых параметров вокруг среднего.

Существует несколько радиолокационных статистических моделей конвективных ячеек с осадками, полученных в разных регионах — Италии [46], Канаде [48], США [11, 32], СССР [8]. Основная цель моделей — связать параметры  $S_b$ , которые измеряет МРЛ, т.е. максимальные высоты верхних границ радиоэха и максимальные отражаемости, с наземными данными об интенсивности осадков, которые регистрируются плевниографом. В связи с этим на первом этапе моделирования доказывается сходимость результатов по статистике осадков в регионе по наземным и радиолокационным методам, а затем проводится моделирование ячеек  $S_b$  с осадками на основании только радиолокационных измерений.

### 11.7.2. Пространственное изменение отражаемости в облаках

#### 11.7.2.1. Распределение отражаемости в конвективной ячейке с осадками

Большинство применяемых в настоящее время МРЛ обнаруживает конвективные облака в конце стадии их роста. По этой причине наиболее хорошо изучены радиолокационные характеристики отдельных конвективных ячеек с осадками. Осредненные значения отражаемости в таких ячейках, полученные за большой период наблюдений и по большой выборке в одном и том же районе, имеют характерные особенности. Отражаемость практически не изменяется от поверхности Земли до уровня нулевой плотности  $N_0$  в районе наблюдений, а затем плавно убывает с ростом высоты. Скорость убывания заметно отличается для разных типов осадков (град, грозы, ливни, обложные осадки) [7].

В горизонтальной плоскости отражаемость и интенсивность осадков в пределах площади «среднего» ливня изменяются по экспоненциальному закону от центра к периферии и также зависят от типа осадков:

$$Z = Z_{\max} 10^{-\beta R}, \quad (1)$$

где  $R$  — расстояние, отсчитываемое от центра ливня;  $\alpha, \beta$  — параметр, характеризующий изменчивость отражаемости ливня в го-

горизонтальной плоскости. Например, для Ленинградской области средние значения  $\beta$  ливней и гроз в горизонтальной плоскости получаются равными 2,74 и 0,67 км<sup>-1</sup> соответственно [23].

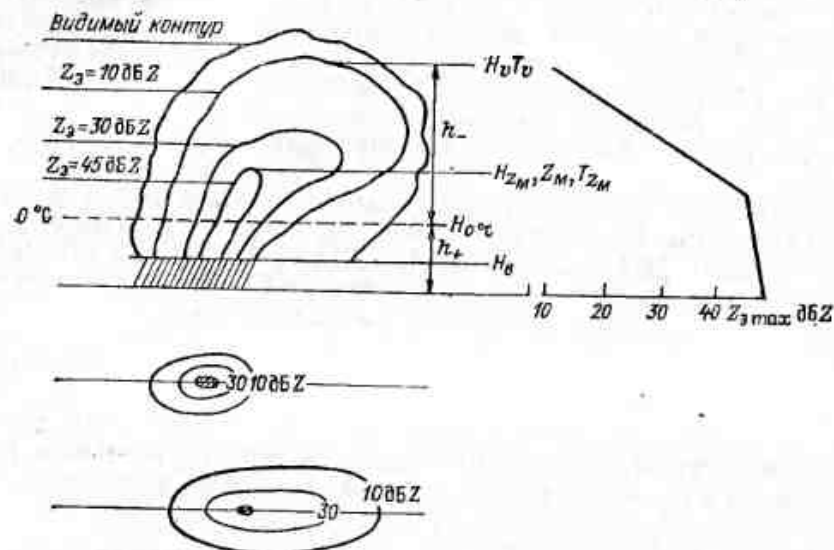


Рис. 1 (11.7.2.1). Схема ячейки с градом.

Сверху — вертикальный профиль  $Z_0 \max(h)$ ; снизу — горизонтальный разрез ячейки на индикаторе кругового обзора МРЛ по линии  $H_0$  и линии  $H_{ZM}$ .

В вертикальной плоскости убывание  $Z$  тоже в первом приближении описывается экспоненциальным законом:

$$Z = Z_{\max} 10^{-\gamma h}, \quad (2)$$

где  $h$  — высота, отсчитываемая от центра зоны максимальной отражаемости, а  $\gamma$  можно рассматривать как вертикальный градиент логарифма отражаемости.

Более подробное и детальное изучение отражаемости в облаках показывает, что величины  $\beta$  и  $\gamma$  зависят от многих параметров, в частности от стадии развития облака, типа синоптической ситуации, максимальной интенсивности осадков и не в последнюю очередь от методики наблюдений. Для простоты дальнейшего изложения приведем типичную конвективную ячейку с градом на рис. 1 (11.7.2.1) [52].

На рис. 1 (11.7.2.1)  $h_+$  — слой от поверхности Земли до высоты нулевой изотермы  $H_0$ ,  $h_-$  — слой от  $H_0$  до верхней границы изолинии контура  $Z_0 = 10$  дБЗ, внешний контур — контур, наблюдаемый на МРЛ.

На рис. 1 (11.7.2.2) приведен высотный ход  $Z_0$  (мм<sup>6</sup>/м<sup>3</sup>) для типичных осадков в циклонах, конвективных ячеек на фоне обложных осадков, интенсивных ливней и гроз в США и Канаде [33]. Как следует из рисунка, с увеличением степени опасности явления величина  $Z_0$  возрастает, а вертикальный градиент  $Z_0$  уменьшается.

Аналогичные закономерности проявляются и в табл. 1 (11.7.2.2). В ней приведены статистические параметры распределений  $\lg Z_{0\max}$ , которые получены при измерении максимальных значений отражаемости через 2 км по высоте (от 0 до 10 км) над квадратами 30×30 км в грозах, ливнях и обложных осадках, и указаны за-

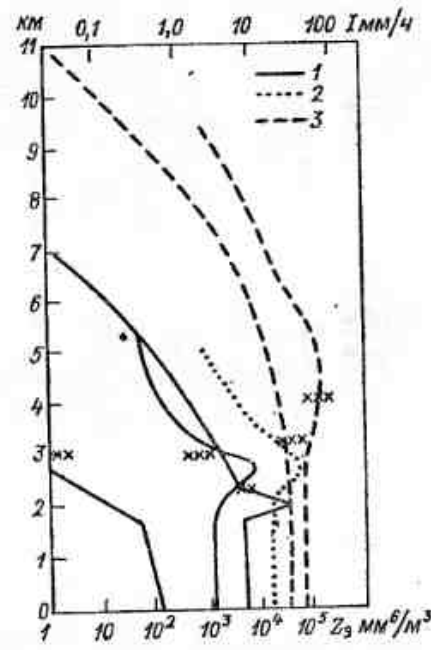


Рис. 1 (11.7.2.2). Вариации эквивалентной радиолокационной отражаемости  $Z_0$  (дБЗ) с высотой [33].

1 — осадки в циклонах, 2 — конвективные ячейки на фоне обложных осадков, 3 — интенсивные ливни и грозы; крестиками указан уровень нулевой изотермы 0°C.

коны и параметры распределения  $\lg Z_{0\max}$  [7]. Из табл. 1 (11.7.2.2) следует, что в данной выборке среднее значение  $\lg Z_{0\max}$  для гроз больше, чем для ливней, примерно на 0,9—1,0, и больше, чем для обложных осадков, на 1,5—2,0. Медианное значение  $\lg Z_{0\max}$  для середины слоя (1 км) в этих выборках равно для гроз 2,4, для ливней 1,4 и для обложных осадков 0,4 [7], что соответствует  $I$  осадков 20; 6; 0,9 мм/час.

Абсолютные значения вертикальных градиентов  $Z_0$  зависят от методов группировки данных в выборках и способов их обработки.

В табл. 2 (11.7.2.2) приведены средние значения величин

$$\frac{\Delta Z_0}{\Delta h} = \frac{Z_0(h_{i+1}) - Z_0(h_i)}{h_{i+1} - h_i} \quad (1)$$

в грозах, ливнях и обложных осадках по данным измерений  $Z_{0\max}$  по квадратам 30×30 км, где  $h_i$  — середина  $i$ -го слоя (км).

Грозы, ливни и обложные осадки разбиты на три группы по величине  $Y = H \lg Z_{0\max}$ , где  $H$  — максимальная высота радиозона над квадратом 30×30 км, а  $\lg Z_{0\max}$  — максимальная отражаемость над

Таблица 1 (11.7.2.2)

Статистические параметры и законы распределения логарифма отражаемости ( $\lg Z_{0.3}$ ) гроз, ливней и обложных осадков в 2-километровых слоях, полученные в Ленинградской области и Белоруссии над квадратами  $30 \times 30$  км [7]

| Явление            | Высота<br>середины<br>слоя, км | $\lg Z_{0.3}$ | $\sigma$ | $K_0$ | $A_z$ | $E_x$ | $\Sigma N$ | $Z_0$ дБ Z | Закон распределения |
|--------------------|--------------------------------|---------------|----------|-------|-------|-------|------------|------------|---------------------|
| Грозы              | 1                              | 2,67          | 0,99     | 0,37  | -1,41 | 5,64  | 2716       | 44,7       | Парсона III типа    |
|                    | 3                              | 2,63          | 0,79     | 0,30  | -0,64 | 3,18  | 3641       | 44,3       | Парсона III типа    |
|                    | 5                              | 2,08          | 0,90     | 0,43  | 0,41  | -0,19 | 3764       | 38,8       | Нормальный          |
|                    | 7                              | 1,31          | 1,08     | 0,82  | 0,72  | -0,10 | 3804       | 31,1       | Логнормальный       |
|                    | 9                              | 0,90          | 1,30     | 1,44  | -0,01 | 0,23  | 2060       | 27,0       | Логнормальный       |
| Ливни              | 1                              | 1,73          | 0,95     | 0,54  | -0,06 | -0,02 | 4036       | 35,8       | Нормальный          |
|                    | 3                              | 1,56          | 0,78     | 0,50  | 0,37  | -0,19 | 5501       | 33,6       | Логнормальный       |
|                    | 5                              | 0,65          | 0,53     | 0,81  | 1,04  | 3,69  | 5682       | 24,6       | Гамма-распределение |
|                    | 7                              | 0,10          | 0,43     | 4,15  | 0,17  | 12,25 | 1727       | 18,1       | Гамма-распределение |
|                    | 9                              | -0,53         | 0,95     | -1,65 | -1,05 | 0,74  | 208        | 12,2       | Не определен        |
| Обложные<br>осадки | 1                              | 0,96          | 0,87     | 1,00  | 0,82  | 0,95  | 7464       | 27,6       | Логнормальный       |
|                    | 3                              | 0,61          | 0,87     | 1,44  | 0,10  | 3,72  | 5717       | 24,1       | Парсона III типа    |
|                    | 5                              | -0,25         | 0,70     | -2,80 | -0,97 | 9,67  | 1010       | 17,75      | Гамма-распределение |
|                    | 7                              | -0,43         | 0,51     | -1,17 | -0,95 | 9,06  | 245        | 13,7       | Не определен        |
|                    | 9                              | -0,97         | 0,75     | -0,77 | -0,14 | 1,00  | 101        | 8,3        | Не определен        |

Примечание.  $K_0 = \sigma / \lg Z_{0.3}$  — коэффициент вариации,  $A_z$  — коэффициент асимметрии,  $E_x$  — эксцесс.

Таблица 2 (11.7.2.2)

Средние значения вертикальных градиентов отражаемости (дБ Z/км) в грозах, ливнях и обложных осадках, измеренных на МРЛ на северо-западе Европейской территории СССР (в скобках — число измерений)

| Слой, км        | $Y = H \lg Z_{0.3}$ |             |             |          |
|-----------------|---------------------|-------------|-------------|----------|
|                 | 8-12                | 15-25       | >35         | $\geq 8$ |
| Грозы           |                     |             |             |          |
| 1-3             | 2,1 (175)           | 0,1 (1380)  | -0,5 (1148) | -0,2     |
| 3-5             | -1,45 (295)         | -3,6 (1859) | -2,6 (1425) | -2,75    |
| 5-7             | -3,5 (332)          | -4,5 (1970) | -3,2 (1470) | -3,85    |
| 7-9             | -1,8 (50)           | -4,0 (584)  | -4,5 (1366) | -2,05    |
| 1-9             | -1,75 (812)         | -3,1 (5710) | -3,0 (5404) |          |
| Ливни           |                     |             |             |          |
| 1-3             | -0,5 (2009)         | -2,0 (1289) | —           | -1,1     |
| 3-5             | -4,6 (2857)         | -6,9 (1443) | —           | -4,8     |
| 1-5             | -2,5                | -4,5        | —           |          |
| Обложные осадки |                     |             |             |          |
| 1-3             | -5,0 (1463)         | -6,3 (259)  | —           |          |
| 3-5             | -6,5 (354)          | -6,7 (197)  | —           |          |
| 1-5             | -5,3                | -6,6        | —           |          |

этой площадью. В первой группе  $Y$  изменяется от 8 до 12, во второй — от 15 до 25, в третьей  $Y > 35$ , в четвертую группу ( $Y \geq 8$ ) вошли все измерения. Из табл. 2 (11.7.2.2) следует, что в слое от поверхности Земли до уровня нулевой изотермы в районе наблюдений (3 км)  $Z_0$  в грозах слабо изменяется с высотой, а выше  $H_0$  — убывает.

### 11.7.3. Радиолокационные оценки пространственной протяженности зон осадков с заданной интенсивностью

Для решения многих прикладных задач (например, распространения радиоволн на трассах различной протяженности) требуются данные о размере зон, занятых осадками определенной интенсивности.

На рис. 1 (11.7.3) представлена экспериментальная зависимость вероятности наблюдения заданной интенсивности  $I$  в конвективных ячейках с эквивалентными диаметрами  $D_{\text{яч}}$  при условии  $I > I_0$ , где  $I_0 = 5$  мм/ч [46]. Из рис. 1 (11.7.3) видно, что зависимость между логарифмом вероятности  $P(I, D)$  и  $\lg I$  близка к линейной с постоянным наклоном кривых для любых значений  $D_{\text{яч}}$ .



Кривые условной вероятности того, что площадь ячейки с заданной интенсивностью осадков  $I$  превышает площадь, ограниченную эквивалентным диаметром  $D$ , приведены на рис. 2 (11.7.3) [46].

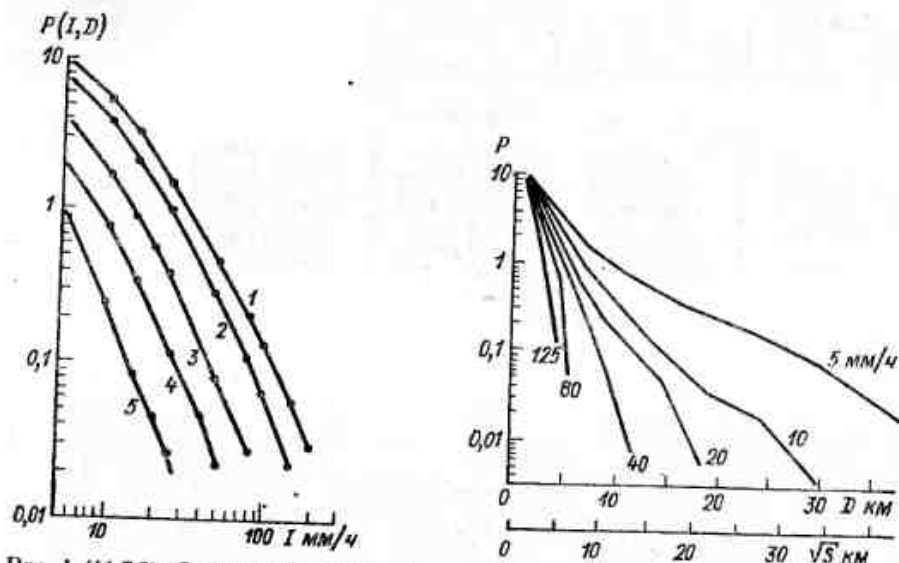


Рис. 1 (11.7.3). Зависимость условной вероятности  $P(I, D)$  значений интенсивности дождя  $I$  (мм/ч) в ячейке от эквивалентного диаметра  $D$  при условии, что  $I > I_0$ , где  $I_0 = 5$  мм/ч [46].

|        |           |          |         |          |           |
|--------|-----------|----------|---------|----------|-----------|
| Кривая | 1         | 2        | 3       | 4        | 5         |
| $D$ км | 1,13–2,25 | 2,25–4,5 | 4,5–7,1 | 7,1–11,8 | 11,8–14,9 |

Рис. 2 (11.7.3). Условная вероятность  $P$  различных значений размера зон осадков конвективной ячейки ( $D = 2\sqrt{s/\pi}$ ) [46].

Из рис. 1 и 2 (11.7.3) следует, что средняя горизонтальная протяженность зоны конвективной ячейки с осадками, в которых  $I$  изменяется от 125 до 80 мм/ч, находится в пределах от 1,13 до 3 км.

#### 11.7.4. Статистические характеристики зон осадков на высотах

##### 11.7.4.1. Характеристики ячеек Сб на высотах 2 и 7 км

Подробные радиолокационные исследования конвективных ячеек, основанные на данных измерения отражаемости 12 336 отдельных ливней или ячеек Сб при минимальном значении отражаемости на внешнем контуре радиозона  $Z_{a \min} = 16$  дБЗ и 5394 изме-

рений при  $Z_{a \min} = 39$  дБЗ (что соответствует, согласно формуле 1 (11.1.2), интенсивности осадков  $I = 10$  мм/ч), проведены в работах [48, 49]. Наибольшая отражаемость в период наблюдений составила  $Z_{a \max} = 67$  дБЗ. Данные наблюдений были получены в районе Монреаля (Канада) на МРЛ с  $\lambda = 10$  см. Минимальная площадь обработки  $S_{\min}$  составила 4 км<sup>2</sup>, продолжительность наблюдений — 14 сут с 30-минутным интервалом между последовательными сериями наблюдений, радиус обзора — от 12 до 200 км от МРЛ. Всего в работах [48, 49] получено 78 карт для каждого из девяти уровней по высоте (от 2 до 10 км).

В табл. 1 и 2 (11.7.4.1) обобщены результаты анализа [49]: наибольшее число ячеек ( $N_{я}$ ) со слабыми осадками зафиксировано

Таблица 1 (11.7.4.1)

Площадь ячеек на высоте 2 км, в которых  $Z_a > Z_{a0}$  [49]

| $Z_{a0}$ дБЗ | $N_{я}$ | $\bar{s}$ км <sup>2</sup> | $\bar{D}_{я}$ км | $\sigma_{D_{я}}$ км |
|--------------|---------|---------------------------|------------------|---------------------|
| 16           | 12 336  | 134,84                    | 4,89             | 12,16               |
| 18           | 17 113  | 81,72                     | 3,58             | 9,55                |
| 20           | 16 571  | 70,97                     | 3,46             | 8,85                |
| 24           | 15 136  | 61,59                     | 3,49             | 8,14                |
| 27           | 12 734  | 46,99                     | 3,61             | 6,84                |
| 31           | 10 267  | 32,62                     | 3,52             | 5,40                |
| 35           | 7 216   | 24,72                     | 3,48             | 4,40                |
| 39           | 5 394   | 19,49                     | 3,34             | 3,69                |
| 43           | 2 606   | 7,52                      | 2,36             | 2,00                |
| 47           | 1 456   | 5,28                      | 2,07             | 1,56                |
| 51           | 650     | 4,47                      | 1,91             | 1,42                |
| 55           | 79      | 4,93                      | 2,18             | 1,23                |
| 59           | 11      | 5,37                      | 2,41             | 1,01                |

при  $Z_{a \min} = 18 \dots 24$  дБЗ. Примерно в 17 % ячеек Сб, на внешнем контуре которых  $Z_{a \min} = 16$  дБЗ, совсем не содержались внутри контура ячейки с  $Z_a > 18$  дБЗ, однако в остальных 83 % наблюдались две или больше ячеек с порогом  $Z_a = 18$  дБЗ.

Таблица 2 (11.7.4.1)

Площадь ячеек на высоте 7 км, в которых  $Z_a > Z_{a0}$  [49]

| $Z_{a0}$ дБЗ | $N_{я}$ | $\bar{s}$ | $\bar{D}_{я}$ | $\sigma_{D_{я}}$ | $Z_{a0}$ дБЗ | $N_{я}$ | $\bar{s}$ | $\bar{D}_{я}$ | $\sigma_{D_{я}}$ |
|--------------|---------|-----------|---------------|------------------|--------------|---------|-----------|---------------|------------------|
| 16           | 4022    | 112       | 6,02          | 10,30            | 35           | 950     | 14,8      | 3,25          | 2,89             |
| 18           | 7376    | 40,7      | 3,45          | 6,32             | 39           | 642     | 12,0      | 2,96          | 2,56             |
| 20           | 7673    | 24,2      | 3,01          | 4,66             | 43           | 174     | 10,0      | 2,94          | 2,04             |
| 24           | 5319    | 19,6      | 3,12          | 3,91             | 47           | 104     | 9,2       | 2,98          | 1,69             |
| 27           | 2299    | 23,3      | 3,80          | 3,91             | 51           | 63      | 8,58      | 2,96          | 1,48             |
| 31           | 1474    | 18,6      | 3,58          | 3,30             | 55           | 17      | 5,44      | 2,24          | 1,43             |

Сравнение данных табл. 1 (11.7.4.1) и 2 (11.7.4.1) показывают, что средняя площадь ячеек  $S_b$  с  $Z_0 > 40$  дБЗ на высоте 7 км больше, чем на высоте 2 км. Для ячеек с  $Z_0 < 40$  дБЗ зависимость обратная.

В табл. 3 (11.7.4.1) приведено распределение характеристик ячеек, определяемых изолиниями  $Z_0 = 16$  дБЗ и  $Z_0 = 39$  дБЗ на

Таблица 3 (11.7.4.1)

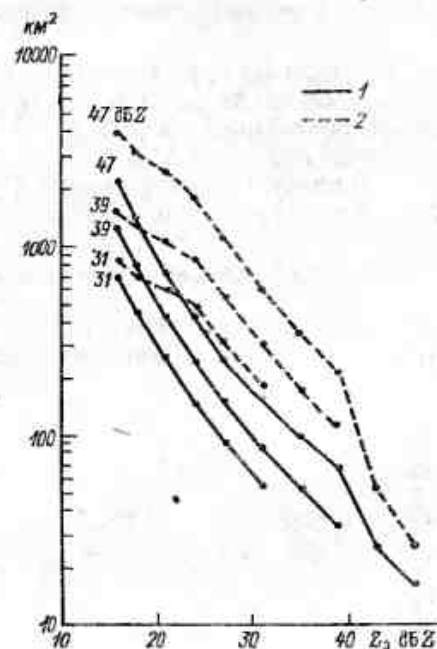
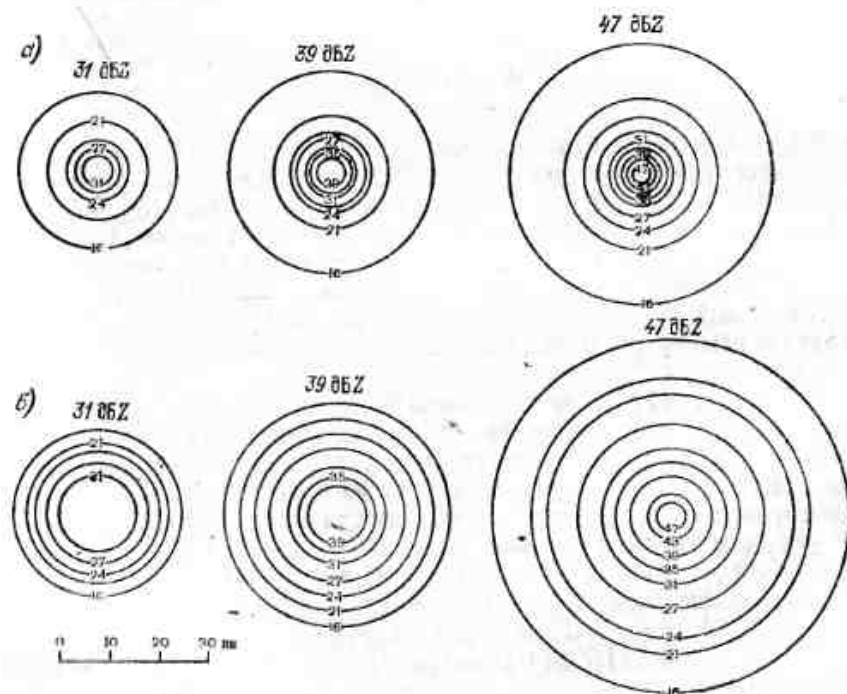
Характеристики ячеек для двух значений  $Z_0$  на всех высотах [49]

| Высота<br>км | $Z_0 = 16$ дБЗ |           |               |                  | $Z_0 = 39$ дБЗ |           |               |                  |
|--------------|----------------|-----------|---------------|------------------|----------------|-----------|---------------|------------------|
|              | $N_{я}$        | $\bar{s}$ | $\bar{D}_{я}$ | $\sigma_{D_{я}}$ | $N_{я}$        | $\bar{s}$ | $\bar{D}_{я}$ | $\sigma_{D_{я}}$ |
| 10           | 1 113          | 30,2      | 4,32          | 4,45             | 103            | 8,11      | 2,69          | 1,75             |
| 9            | 2 352          | 40,2      | 4,65          | 5,44             | 160            | 9,80      | 2,79          | 2,17             |
| 8            | 3 247          | 72,1      | 5,25          | 8,02             | 306            | 11,3      | 2,94          | 2,38             |
| 7            | 4 022          | 112       | 6,02          | 10,3             | 642            | 12,0      | 2,96          | 2,56             |
| 6            | 5 613          | 137       | 6,37          | 11,6             | 1249           | 13,9      | 3,16          | 2,78             |
| 5            | 7 513          | 167       | 6,32          | 13,1             | 2421           | 16,6      | 3,42          | 3,07             |
| 4            | 7 998          | 202       | 6,45          | 14,7             | 5097           | 15,7      | 3,04          | 3,28             |
| 3            | 9 407          | 183       | 5,86          | 14,1             | 6164           | 17,5      | 3,08          | 3,57             |
| 2            | 12 336         | 135       | 4,89          | 12,2             | 5394           | 19,5      | 3,35          | 3,69             |

всех высотах. Из табл. 3 (11.7.4.1) следует, что число ячеек и их средняя площадь уменьшаются на высотах более 4 км. Уменьшение числа ячеек с  $Z_0 = 39$  дБЗ происходит быстрее. Максимум площади для ячеек с  $Z_0 = 16$  дБЗ вызван увеличением горизонтальных размеров зоны относительно слабых отражений в слое таяния, который в большинстве случаев располагался между 3 и 4 км. Средний диаметр ячеек изменяется с высотой меньше, чем другие параметры ячеек.

В простейшем случае структуру ливня можно охарактеризовать суммарной площадью всех ячеек, заключенных внутри контуров радиоэха  $S_b$ , ограниченных  $i$ -й изолинией  $Z_0$ . Среднюю суммарную площадь при любом выбранном внутреннем пороге  $Z_{0i}$  определяют путем умножения средней площади ячеек при фиксированном пороге  $Z_{0i}$  на эффективное число таких ячеек. Результаты показаны на рис. 1 (11.7.4.1) для трех классов отражаемости  $Z_0$  и двух уровней (2 и 7 км). Средняя суммарная площадь сокращается в 10 раз при увеличении порога  $Z_0$  на внешнем контуре примерно на 15 дБЗ. В первом приближении средняя суммарная площадь  $\bar{s}$  в пределах любого заданного контура  $Z_{0i}$  увеличивается пропорционально  $\exp(\gamma' Z)$ , где  $\gamma' \approx 0,14$  (дБЗ) $^{-1}$  для высоты 2 км и  $\gamma' = 0,13$  (дБЗ) $^{-1}$  для высоты 7 км.

Описанные результаты показаны в схематическом виде на рис. 2 (11.7.4.1), где каждый класс радиоэха  $S_b$  по грациям  $Z_0$

Рис. 1 (11.7.4.1). Средняя суммарная площадь (км<sup>2</sup>) ячеек радиоэха  $S_b$ , ограниченных изолинией  $Z_0$  (значения отложены по оси абсцисс), внутри которой отражаемость  $Z_{0i}$  превышает 31,39 и 47 дБЗ [49].1 — радиоэхо  $S_b$  на высоте 7 км, 2 — на высоте 2 км.Рис. 2 (11.7.4.1). Схематическое изображение радиоэха облаков  $S_b$  простой конфигурации для шести случаев, описанных на рис. 1 (11.7.4.1) [49].а — радиоэхо  $S_b$  на высоте 7 км, б — на высоте 2 км.

на внешнем контуре изображается в виде концентрических окружностей, площадь которых соответствует средней суммарной площади, показанной на рис. 1 (11.7.4.1). Фактические конфигурации радиоэхо ливневых Сб, естественно, имеют более сложную форму, часто далекую от окружности. Средняя площадь радиоэха Сб увеличивается примерно в 2 раза с увеличением  $Z_{01}$  на 6 дБЗ.

#### 11.7.4.2. Средний размер активных ячеек и высота их радиоэха

Активными считаются ячейки Сб, в которых контуры заданной отражаемости достигают определенной (опорной) высоты. В таких

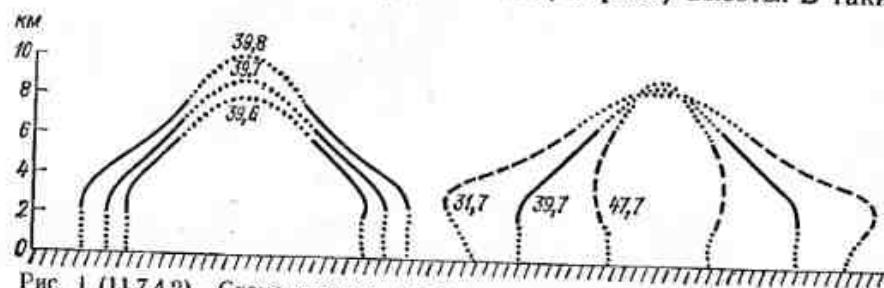


Рис. 1 (11.7.4.2). Схематическое изображение средних радиоэхо активных ячеек различных классов [48].

Пунктирные кривые — экстраполяция выше и ниже наблюдаемого диапазона; горизонтальный масштаб равен вертикальному; цифры на рисунке см. примечание к табл. 2 (11.7.4.2).

ячейках образуется «ствол», или «столб» повышенной отражаемости, и они, как правило, находятся в стадии развития. На любом уровне ниже опорной высоты активные ячейки обычно составляют небольшую часть общего числа наблюдаемых ячеек Сб, но их размеры в среднем больше размеров случайно выбранной ячейки.

Исследование «активных» ячеек Сб позволяет оценить влияние вертикальной структуры отражаемости ливневых очагов на максимальную высоту радиоэха Сб и заданное пороговое значение отражаемости  $Z_{01}$ .

На рис. 1 (11.7.4.2) показаны в схематическом виде модели средних радиоэхо активных Сб, разделенных на пять классов. Среднее радиоэхо Сб для каждой категории в вертикальном сечении представлено как симметричное и с эквивалентным средним диаметром для каждого уровня по вертикали. Из рис. 1 (11.7.4.1) следует, что горизонтальные размеры радиоэха Сб с  $Z_0$  в диапазоне от 30 до 40 дБЗ в слое нулевой изотермы в среднем значительно больше, чем их вертикальная протяженность. Только Сб с  $Z_0=47$  дБЗ имеют вытянутую по вертикали форму.

В табл. 1—3 (11.7.4.2) приведены средние характеристики активных ячеек.

Из рис. 2 (11.7.4.2) видно, какая часть любого выбранного слоя на той или иной высоте занята радиоэхом Сб. По оси абсцисс отложена относительная площадь, а также приближенное значение относительной общей площади, полученное путем умножения наблюдаемых на МРЛ относительных значений на 0,15. Последняя цифра связана с тем, что по результатам сравнения радиолокаци-

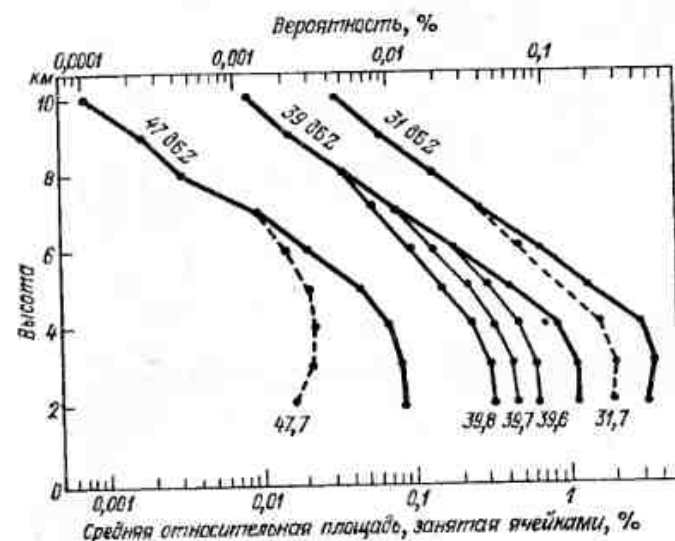


Рис. 2 (11.7.4.2). Наблюдаемая относительная общая площадь, занятая радиоэхом ячеек Сб (жирные кривые) и радиоэхо активных ячеек (47,7 и т. д.) [48].

Верхняя шкала построена в предположении, что относительное время существования радиоэха Сб в любой точке равно средней относительной общей площади, занятой этим радиоэхом. Ордината — высота (км), абсцисса — среднее относительное покрытие площади (%), верхний масштаб — вероятность (%); разъяснение в тексте.

Таблица 1 (11.7.4.2)

Средние характеристики активных ячеек с  $Z_0=31$  дБЗ и  $Z_0=47$  дБЗ, достигавших высоты 7 км по слоям толщиной 1 км [48]

| Высота слоя, км | $Z_0=31$ дБЗ |                  |                     |                           | $Z_0=47$ дБЗ |                  |                     |                           |
|-----------------|--------------|------------------|---------------------|---------------------------|--------------|------------------|---------------------|---------------------------|
|                 | $N_{я}$      | $\bar{D}_{я}$ км | $\sigma_{D_{я}}$ км | $\bar{S}$ км <sup>2</sup> | $N_{я}$      | $\bar{D}_{я}$ км | $\sigma_{D_{я}}$ км | $\bar{S}$ км <sup>2</sup> |
| 7               | 1474         | 3,58             | 3,30                | 18,6                      | 104          | 2,98             | 1,69                | 9,17                      |
| 6               | 799          | 7,29             | 4,47                | 59,5                      | 70           | 4,85             | 1,87                | 21,1                      |
| 5               | 623          | 11,1             | 7,19                | 138                       | 65           | 6,00             | 1,88                | 31,0                      |
| 4               | 525          | 15,2             | 12,2                | 299                       | 65           | 6,15             | 2,24                | 33,6                      |
| 3               | 573          | 15,3             | 14,4                | 344                       | 77           | 5,32             | 2,37                | 26,5                      |
| 2               | 911          | 10,4             | 12,2                | 202                       | 81           | 4,35             | 2,56                | 19,9                      |



Таблица 2 (11.7.4.2)

Эффективное число  $n_{\text{я}}$  ячеек на одно радиоэхо Св и эквивалентный диаметр  $D_{\text{я}}$  активных ячеек различных классов [48]

| Высота,<br>км | Ячейки (39,8)  |                   | Ячейки (39,7)  |                   | Ячейки (39,6)  |                   | Ячейки (31,7)  |                   | Ячейки (47,7)  |                   |
|---------------|----------------|-------------------|----------------|-------------------|----------------|-------------------|----------------|-------------------|----------------|-------------------|
|               | $n_{\text{я}}$ | $D_{\text{я}}$ км | $n_{\text{я}}$ | $D_{\text{я}}$ км | $n_{\text{я}}$ | $D_{\text{я}}$ км | $n_{\text{я}}$ | $D_{\text{я}}$ км | $n_{\text{я}}$ | $D_{\text{я}}$ км |
| 8             | 2,13           | 5,53              |                |                   |                |                   |                |                   |                |                   |
| 7             | 1,41           | 7,04              | 2,26           | 5,87              |                |                   | 2,81           | 8,15              | 1,60           | 4,32              |
| 6             | 1,13           | 9,15              | 1,31           | 7,72              | 2,27           | 6,34              | 1,52           | 10,7              | 1,08           | 5,38              |
| 5             | 1,06           | 11,7              | 1,11           | 9,96              | 1,31           | 8,35              | 1,19           | 14,4              | 1,00           | 6,28              |
| 4             | 1,00           | 14,2              | 1,03           | 11,9              | 1,10           | 10,4              | 1,00           | 19,5              | 1,00           | 6,54              |
| 3             | 1,03           | 16,3              | 1,00           | 13,7              | 1,00           | 11,8              | 1,09           | 21,9              | 1,18           | 6,32              |
| 2             | 1,17           | 16,4              | 1,16           | 14,0              | 1,16           | 11,9              | 1,74           | 21,1              | 1,25           | 5,62              |

Примечание. (39,8) означает, что ячейка содержит зону с  $Z_0=39$  дБZ, которая достигает опорной высоты 8 км.

онных данных и данных дождемерной сети по статистике для района Монреаля в поле обзора МРЛ дождь наблюдается в среднем 15 % общего времени за год.

Таблица 3 (11.7.4.2)

Средние характеристики активных ячеек с  $Z_0=39$  дБZ [48]

| Высота,<br>км | Общая выборка  |                         |                            |                           | Ячейки (39,8)  |                         |                            |                           |
|---------------|----------------|-------------------------|----------------------------|---------------------------|----------------|-------------------------|----------------------------|---------------------------|
|               | $N_{\text{я}}$ | $\bar{D}_{\text{я}}$ км | $\sigma_{D_{\text{я}}}$ км | $\bar{S}$ км <sup>2</sup> | $N_{\text{я}}$ | $\bar{D}_{\text{я}}$ км | $\sigma_{D_{\text{я}}}$ км | $\bar{S}$ км <sup>2</sup> |
| 8             | 306            | 2,94                    | 2,38                       | 11,3                      | 306            | 2,94                    | 2,38                       | 11,3                      |
| 7             | 642            | 2,96                    | 2,56                       | 12,0                      | 203            | 4,90                    | 3,34                       | 27,6                      |
| 6             | 1249           | 3,16                    | 2,78                       | 13,9                      | 163            | 7,64                    | 3,73                       | 58,6                      |
| 5             | 2421           | 3,42                    | 3,07                       | 16,6                      | 152            | 10,02                   | 5,12                       | 102                       |
| 4             | 5097           | 3,04                    | 3,28                       | 15,7                      | 144            | 12,7                    | 6,50                       | 159                       |
| 3             | 6164           | 3,08                    | 3,57                       | 17,5                      | 148            | 13,7                    | 8,29                       | 202                       |
| 2             | 5394           | 3,35                    | 3,69                       | 19,5                      | 169            | 12,3                    | 8,84                       | 179                       |

| Высота,<br>км | Ячейки (39,7)  |                         |                            |                           | Ячейки (39,6)  |                         |                            |                           |
|---------------|----------------|-------------------------|----------------------------|---------------------------|----------------|-------------------------|----------------------------|---------------------------|
|               | $N_{\text{я}}$ | $\bar{D}_{\text{я}}$ км | $\sigma_{D_{\text{я}}}$ км | $\bar{S}$ км <sup>2</sup> | $N_{\text{я}}$ | $\bar{D}_{\text{я}}$ км | $\sigma_{D_{\text{я}}}$ км | $\bar{S}$ км <sup>2</sup> |
| 8             |                |                         |                            |                           |                |                         |                            |                           |
| 7             | 642            | 2,96                    | 2,56                       | 12,0                      |                |                         |                            |                           |
| 6             | 373            | 5,73                    | 3,53                       | 35,6                      | 1249           | 3,16                    | 2,78                       | 13,9                      |
| 5             | 316            | 8,28                    | 4,53                       | 70,0                      | 724            | 6,14                    | 3,94                       | 41,8                      |
| 4             | 292            | 10,2                    | 5,93                       | 109                       | 606            | 8,37                    | 5,24                       | 76,6                      |
| 3             | 284            | 11,5                    | 7,36                       | 147                       | 551            | 9,86                    | 6,44                       | 109                       |
| 2             | 329            | 10,3                    | 7,81                       | 132                       | 639            | 8,68                    | 6,80                       | 95,5                      |

Штриховые кривые на рис. 2 (11.7.4.2) относятся ко всем ячейкам с пороговыми значениями  $Z_{01}=31,39$  дБZ и  $Z_{02}=47$  дБZ. Например, ведя отсчет от верхнего масштаба, можно определить, что точка, выбранная случайно в пространстве на высоте 2 км, с вероятностью 0,17 % приходится на ячейку с  $Z_0=39$  дБZ ( $I>10$  мм/ч) (соотношение  $Z=200 I^{1,6}$ ). Вероятность активных ячеек с  $Z_0=39$  дБZ (39,6), (39,7) и (39,8), которые простираются до больших высот, составляет 0,1; 0,07 и 0,05 % соответственно.

Вероятностный масштаб на рис. 2 (11.7.4.2) может быть использован для оценки относительного времени, в течение которого радиоэхо Св находится над случайно выбранной точкой. Например, время существования активных ячеек ( $Z_0=39$  дБZ), достигающих высоты 6, 7 и 8 км, соответствует 8,8; 6,1 и 4,4 ч/год для любого района вокруг Монреаля ( $365 \cdot 24 \cdot 0,1 \cdot 0,01=8,8$  ч/год).

### 11.7.5. Статистическая модель изолированной конвективной ячейки с осадками

Проведенные исследования радиоэха конвективных ячеек с осадками на Атлантическом побережье США (37° с.ш.) на МРЛ с  $\lambda=10,7$  см позволили разработать статистическую модель изолированного Св с осадками [39]. При обработке экспериментальных данных [39] за вертикальную и горизонтальную границы Св с осадками была принята изолиния  $Z_0=30$  дБZ ( $I=3$  мм/ч). Все Св были разбиты на группы по наибольшему значению  $Z_1$  (через 5 дБZ) в ячейке в слое 0—2 км от поверхности Земли. Исходные распределения и статистическая модель ячейки представлены на рис. 1 (11.7.5).

Моделирование было основано на эмпирической операции перевода основных вертикальных профилей отражаемости в горизонтальные профили. В среднем по данным [39] корень квадратный из площади ячейки уменьшается примерно линейно с ростом наибольшего значения  $Z$  ячейки. В модели принято, что в интервале высот 0—2 км отражаемость убывает по горизонтали с градиентом —3,25 дБZ/км от наибольшего значения  $Z$  в «ядре» радиоэхо Св до изолинии  $Z=10$  дБZ. За эквивалентный диаметр ячейки принят

$D_{\text{я}}=2\sqrt{s/\pi}$ , где  $s$  — площадь ячейки (км<sup>2</sup>). С помощью рис. 1—8 (11.7.5) можно построить трехмерную радиолокационную модель Св с дождем и оценить вероятность ее появления в каждом физико-географическом районе.

В работе [39] рекомендуется следующая последовательность моделирования.

1. Построить вертикальный профиль  $Z_0(H)$  — наибольшего значения отражаемости «ядра» в ячейке при выбранной (или заданной) повторяемости наблюдений ячейки Св в районе (рис. 1, 3—5, 8 (11.7.5)).

2. Построить контуры постоянной отражаемости вокруг «ядра»  $Z_0$  ячейки Св. Для этого можно выбрать медианный профиль (см.

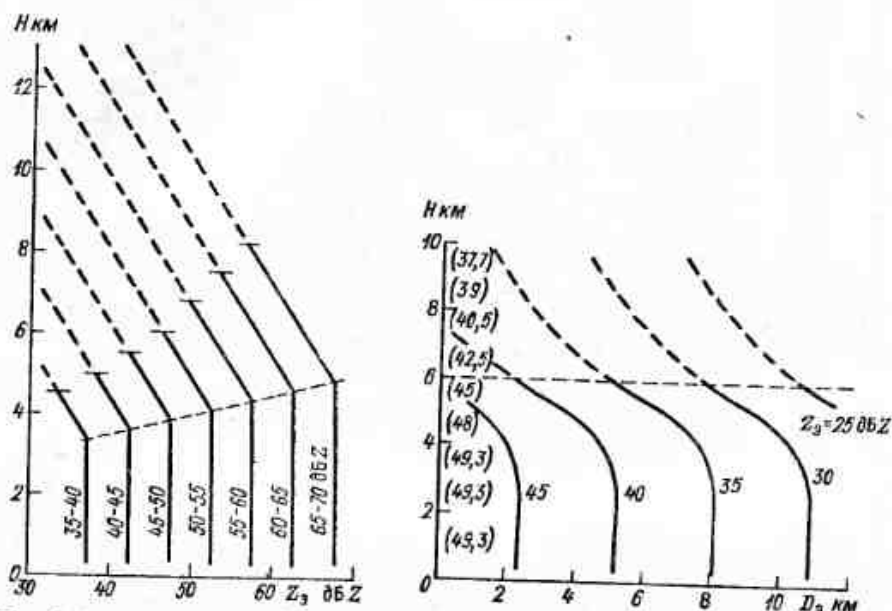


Рис. 1 (11.7.5). Линеаризированные вертикальные профили отражаемости  $Z_0$  через 5 дБЗ [39].

Средний градиент отражаемости — 3,25 дБЗ/км.

Рис. 2 (11.7.5). Модель медианной ячейки Сб с осадками в плоскости  $H-D_0$  [39]. В скобках указаны значения  $Z$ ; штриховые кривые — профили выше уровня, которого достигли ячейки за 50 % времени их наблюдения.

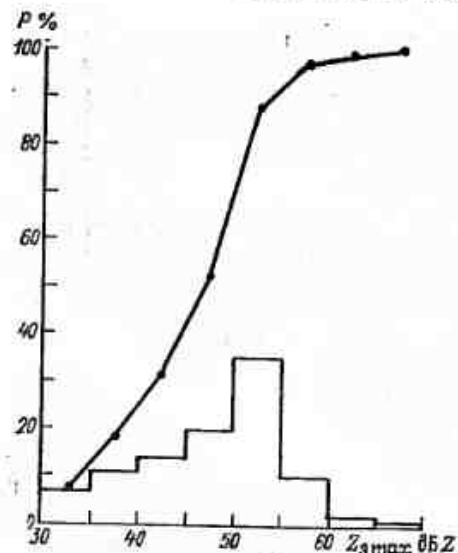


Рис. 3 (11.7.5). Интегральное и дифференциальное распределение  $Z_0$  для интервала высот 0—2 км [39].

рис. 1 (11.7.5)) и задать вертикальный градиент отражаемости. Средний градиент отражаемости в слое выше нулевой изотермы

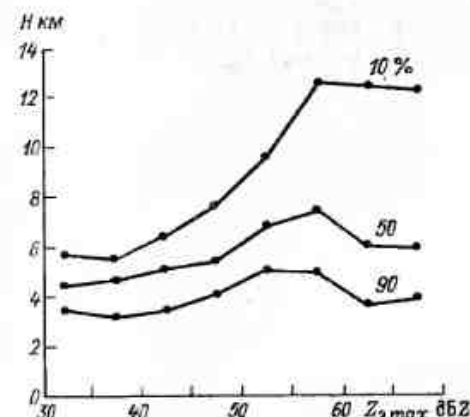


Рис. 4 (11.7.5). Вероятность наблюдения ячейки Сб, в которой  $Z_0 \text{ max}$  достигает определенной высоты  $H$ .

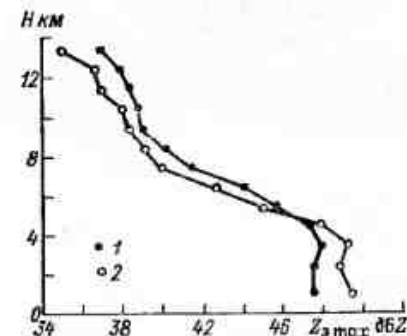


Рис. 5 (11.7.5). Вертикальные профили среднего (1) и медианного (2) значений отражаемости конвективной ячейки для всех наблюдающихся ячеек [39].

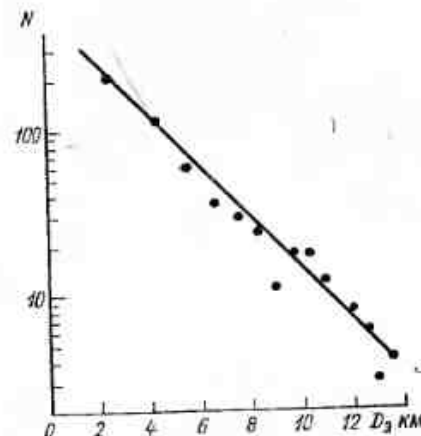


Рис. 6 (11.7.5). Распределение числа ячеек  $N$ , на внешнем контуре радиоэха которых  $Z_0 = 10$  дБЗ [39].

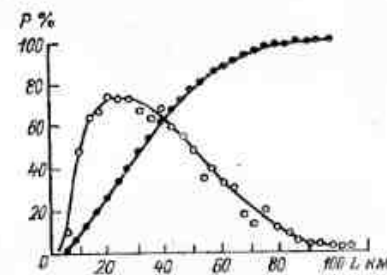


Рис. 7 (11.7.5). Интегральное и дифференциальное распределения расстояний  $L$  между центрами ячеек с осадками.

равен —2,6 дБЗ/км, модальный —1... —2 дБЗ/км, медианный —2 дБЗ/км, его абсолютное значение уменьшается от 3,15 дБЗ/км при  $Z = 35 \dots 45$  дБЗ, до 1,5 дБЗ/км при  $Z_0 = 60$  дБЗ. Градиент  $Z_0(H)$  выбирается исходя из наибольших значений  $Z_0$  и  $H$  ячейки Сб. На рис. 2 (11.7.5) представлена с учетом рекомендаций [39]

модель медианной ячейки Сб с дождем. Модель может быть обрезана на высоте 6 км, которая соответствует высоте медианной ячейки. На рис. 2 (11.7.5) за диаметр круга  $D$  при заданном контуре  $Z_{01}$  принят  $D_{01}$ .

Таким образом, имея распределение осадков по их максимальной интенсивности в слое 0—2 км от поверхности Земли (см. рис. 3 (11.7.5)) и статистические зависимости, приведенные на

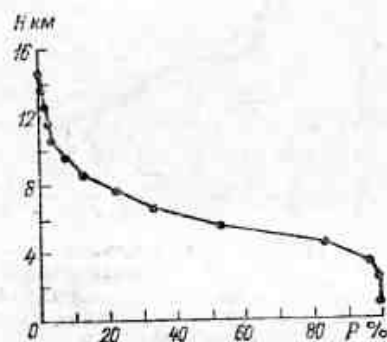


Рис. 8 (11.7.5). Статистическая модель конвективной ячейки с осадками [39].

Интегральное распределение максимальной высоты  $H$  радиоэха с осадками.

остальных рис. 1—8 (11.7.5), можно построить статистическую трехмерную модель отражаемости Сб при любой заданной или выбранной повторяемости наблюдения Сб в любом регионе.

Для сравнения с данными, полученными для других районов, распределения параметров радиолокационных характеристик приведены на рис. 1—8 (11.7.5).

### 11.7.6. Высоты конвективных ячеек и характеристики осадков из них

Для радиоэха конвективных ячеек, формирующихся во влажных тропических воздушных массах в течение летнего сезона в южной части Флориды, получены соотношения, связывающие параметры таких ячеек [32]. Были рассмотрены 349 конвективных ячеек от появления до исчезновения их радиоэха на удалении от 60 до 100 км от МРЛ с  $\lambda = 10,7$  см; минимальная высота  $H_{\min} = 1,8$  км; данные измерений получались каждые 7 мин; обрабатывались ячейки с  $Z < Z_{\max}$  (100 км). Наибольшие значения параметров ячеек определялись за все время существования одной ячейки, они обозначены значком «max».

В табл. 1 (11.7.6) приведены соотношения между наибольшим вертикальным размером и некоторыми другими параметрами Сб: наибольшей площадью за все время существования радиоэха ячейки  $S_{\max}$  (км<sup>2</sup>), наибольшим значением отражаемости за все время существования радиоэха  $Z_{\max}$  (мм<sup>6</sup>/м<sup>3</sup>), временем существования  $t_{\text{сущ}}$  (мин), суммарным объемом осадков  $V$  (10<sup>3</sup> м<sup>3</sup>) или их

Таблица 1 (11.7.6)

Коэффициенты корреляции и постоянные уравнения регрессии между вертикальным размером ( $H_{\max} - 1,8$ ) (км) конвективных ячеек с осадками и другими параметрами (число ячеек 349) [32]

| Параметры                                     | Постоянные линейной регрессии |              | Коэффициент корреляции |
|---|-------------------------------|--------------|------------------------|
|   | Наклон                        | Пересечение  |                        |
| $\lg S_{\max}$ и $\lg (H_{\max} - 1,8)$       | 0,97 (0,04)                   | 1,62 (0,02)  | 0,79                   |
| $\lg Z_{\max}$ и $\lg (H_{\max} - 1,8)$       | 2,20 (0,02)                   | 2,60 (0,06)  | 0,78                   |
| $\lg I_{\max}$ и $\lg (H_{\max} - 1,8)$       | 2,14 (0,07)                   | 0,82 (0,05)  | 0,84                   |
| $\lg t_{\text{сущ}}$ и $\lg (H_{\max} - 1,8)$ | 0,60 (0,03)                   | 1,00 (0,02)  | 0,59                   |
| $\lg V$ и $\lg (H_{\max} - 1,8)$              | 2,44 (0,08)                   | -0,02 (0,01) | 0,84                   |

Примечание. В скобках приведена стандартная ошибка оценки.

массой (10<sup>3</sup> т), наибольшей за дождь интенсивностью осадков  $I_{\max}$  (мм/ч).

Уравнение регрессии имеет вид

$$V = 0,96 (H_{\max} - 1,8)^{2,44}. \quad (1)$$

Из него следует, что увеличение высоты радиоэха в два раза приводит к увеличению общего объема осадков на порядок величины.

Наибольшая отражаемость ячейки Сб описывается формулой

$$Z_{\max} = 398 (H_{\max} - 1,8)^{2,2}, \quad (2)$$

где  $Z$  — в мм<sup>6</sup>/м<sup>3</sup>.

Выражение для наибольшей площади ячейки Сб имеет вид

$$S_{\max} = 10,5 (H_{\max} - 1,8)^{0,97}, \quad (3)$$

где  $S_{\max}$  — в км<sup>2</sup>.

Длительность существования радиоэха ячейки Сб может быть представлена следующим образом:

$$t_{\text{сущ}} = 10,0 (H_{\max} - 1,8)^{0,6}, \quad (4)$$

где  $t_{\text{сущ}}$  — в минутах.

Наибольшая интенсивность осадков в общем объеме описывается формулой

$$I_{\max} = 6,6 (H_{\max} - 1,8)^{2,14}, \quad (5)$$

где  $I_{\max}$  — в 10<sup>3</sup> м<sup>3</sup>/ч.

Время, за которое основные параметры радиоэха ячейки Сб достигают наибольших значений за время существования ячейки, обозначается  $t_{H_{\max}}$ ,  $t_{Z_{\max}}$  и  $t_{I_{\max}}$ . Они приведены в табл. 2 и 3 (11.7.6) и аппроксимированы следующей формулой:

$$t_{H_{\max}} = 1,8 (H_{\max} - 1,8)^{1,2}, \quad (6)$$



Таблица 2 (11.7.6)

Коэффициенты корреляции и постоянные уравнения регрессии между временными интервалами, за которые основные параметры радиоэха ячейки достигают наибольших значений, и другие соотношения [32]

| Параметры                               | Коэффициент корреляции | Постоянные линейной регрессии |        |
|---|------------------------|-------------------------------|--------|
|   |                        | Пересечение                   | Наклон |
| $t_{Z_{\max}}$ и $t_{H_{\max}}$         | 0,79                   | 3,97                          | 0,68   |
| $t_{S_{\max}}$ и $t_{H_{\max}}$         | 0,73                   | 3,60                          | 0,69   |
| $t_{S_{\max}}$ и $t_{Z_{\max}}$         | 0,75                   | 3,50                          | 0,83   |
| $t_{Z_{\max}}$ и $Z_{\max}$             | 0,56                   | 0,25                          | 0,32   |
| $\lg S_{\max}$ и $\lg Z_{\max}$         | 0,76                   | 0,30                          | 3,27   |
| $\lg T_{\max}$ и $\lg (H_{\max} - 1,8)$ | 0,60                   | 0,26                          | 1,20   |

Таблица 3 (11.7.6)

Время, необходимое для достижения наибольших значений параметров, и общее время жизни ячеек для заданных значений высоты  $H_{\max}$  [32]

|                                |      |      |      |      |      |      |
|--------------------------------|------|------|------|------|------|------|
| $H_{\max}$ км . . . . .        | 5    | 6    | 7    | 8    | 9    | 10   |
| $t_{H_{\max}}$ мин . . . . .   | 7,2  | 10,0 | 13,0 | 16,0 | 19,2 | 22,5 |
| $t_{S_{\max}}$ мин . . . . .   | 8,6  | 10,5 | 12,6 | 14,9 | 17,8 | 20,2 |
| $t_{I_{\max}}$ мин . . . . .   | 8,8  | 10,7 | 2,6  | 14,8 | 17,7 | 20,1 |
| $t_{\text{сущ}}$ мин . . . . . | 20,0 | 23,6 | 26,9 | 29,9 | 32,7 | 35,3 |

где  $H_{\max}$  — в километрах,  $t_{H_{\max}}$  — в минутах. Значения  $t_{Z_{\max}}$  и  $t_{S_{\max}}$  в больших ячейках меньше, чем  $t_{H_{\max}}$  а в небольших — больше, чем  $t_{H_{\max}}$ .

Параметры выбранных ячеек связаны следующими соотношениями:

$$Z_{\max} = 400 (H_{\max} - 1,8)^2, \quad (7)$$

$$S_{\max} = 10 (H_{\max} - 1,8), \quad (8)$$

$$Z_{\max} = 4S_{\max}^2. \quad (9)$$

Используя соотношения  $Z - I$  в виде (оптимальные для района Флориды)

$$Z = 300I^{1,5}, \quad (10)$$

получаем:

$$I_{\max} = \frac{4}{3} (H_{\max} - 1,8)^{1/2}, \quad (11)$$

$$I_{\max} = \frac{4}{3} \left( \frac{S_{\max}}{10} \right)^{1/2}, \quad (12)$$

где  $H_{\max}$  — в километрах,  $S_{\max}$  — в км<sup>2</sup>.

### 11.7.7. Высота радиоэха конвективных ячеек с осадками над площадью заданных размеров и характеристики выпадающих из них осадков

Для исследования зависимости  $H - I$  по данным наблюдений сети МРЛ на Европейской территории СССР была образована статистическая выборка из одновременных измерений высоты верхней границы радиоэха гроз и ливней ( $H$ ) и отражаемости ( $Z$ ), полученных через 30-минутные интервалы наблюдений над квадратами  $30 \times 30$  км (обозначим такие высоты и отражаемости индексом  $s$ ).

Каждое измерение  $H_s^*$  и  $Z_s^*$  представляет собой наибольшие значения  $H$  и  $Z$  над площадью  $30 \times 30$  км в срок наблюдения, которые не обязательно являются наибольшими значениями за весь период жизни  $S_b$  с грозами и ливнями. Оценку последних выполним в предположении, что наибольшая высота радиоэха  $S_b$  с грозами и ливнями за весь период его существования не превышает измеренного значения  $H_s^*$ . Тогда в качестве оценки наибольших значений  $Z^*$  можно принять среднее значение  $Z_{\text{ср}}^*$  выборки  $Z_s^*$ , построенной при фиксированном  $H^s$  или значения  $Z_1^s$  и  $Z_2^s$ , соответствующие повторяемости, равной 95 и 99 %, на интегральной кривой повторяемости  $Z_1^*$  при  $H^s = \text{const}$ .

В общую выборку вошло 19 219 пар измерений  $H^s - Z^s$  в грозах и ливнях. При обработке каждое значение  $Z^s$  переводилось в  $I^s$  с помощью соотношения  $Z = 275I^{1,4}$  (оптимальное для Европейской территории СССР [8]).

Для гроз и ливней с высотами радиоэха  $H^s \geq 3$  км были получены следующие эмпирические зависимости:

$$Z_{\text{ср}}^s(H^s) = 22,39 + 2,293H^s - 0,05(H^s)^2, \quad (1)$$

$$Z_1^s(H^s) = 30,39 + 2,508H^s - 0,064(H^s)^2, \quad (2)$$

$$Z_2^s(H^s) = 39,3 + 2,556H^s - 0,07(H^s)^2, \quad (3)$$

$$I_{\text{ср}}(H^s) = 4,194 - 1,514H^s + 0,309(H^s)^2 - 0,006(H^s)^3, \quad (4)$$

$$I_1(H^s) = 36,11 - 15,75H^s + 2,71(H^s)^2 - 0,086(H^s)^3, \quad (5)$$

$$I_2(H^s) = 61,24 - 15,61H^s + 3,43(H^s)^2, \quad (6)$$

где  $Z$  выражено в дБЗ;  $I$  — в мм/ч,  $H^*$  — высота (км) радиоэха гроз и ливней над квадратом  $30 \times 30$  км<sup>2</sup>.

По интенсивности осадков на поверхности Земли (средним или наибольшим значениям за дождь по плувиографу) или наибольшему значению отражаемости в слое 0—2 км от поверхности Земли можно оценить наибольшую высоту радиоэха конвективной облачности над квадратом  $30 \times 30$  км, используя ту же выборку  $H^* - Z^*$ .

Сравним приведенные выше результаты с данными других авторов. В [55] зависимость между  $H^*$  и  $I_{\max}^*$  получена по данным измерения высоты конвективных облаков на ИСЗ в ИК диапазоне для  $H > 1,5$  км и интенсивности осадков  $I_{\max}^*$  (мм/ч). За  $I_{\max}^*$  принималась наибольшая интенсивность осадков над квадратом  $60 \times 60$  км, которая отмечалась над любой точкой не более 5-ти минутного интервала; коэффициент корреляции между  $\lg I_{\max}^*$  и  $H$  равен 0,76. При этих условиях

$$I_{\max}^* = 8 \exp(0,2H^*). \quad (7)$$

## 12.1. Туманы

## 12.1.1. Общие данные о туманах

Туманом (капельным) в атмосфере, согласно определению, данному в Международном облачном атласе, называется взвесь весьма мелких водяных капель в воздухе, в совокупности снижающих горизонтальную дальность видимости  $L$  вблизи поверхности Земли до 1 км и менее. При тумане в воздухе ощущается сырость. Аналогично, ледяным туманом называется взвесь из мелких ледяных кристаллов, также уменьшающая дальность видимости  $L$  до 1 км и менее [7, 12].

Дымкой называется сходное явление, при котором  $L$  составляет от 1 до 10 км.

В синоптической практике различают, в частности, просвечивающий туман — тонкий слой, сквозь который просвечивают небо или облака.

В тумане, очевидно, при  $T > 0^\circ\text{C}$  вода находится в жидкой и газообразной фазах, а при  $T < 0^\circ\text{C}$  туманы могут быть также смешанными и кристаллическими. О водности тумана дает представление табл. 1 (12.1.1).

Таблица 1 (12.1.1)

Средняя водность  $Q$  (г/м<sup>3</sup>) тумана различной интенсивности при положительных и отрицательных температурах [15]

| Тип тумана               | $T^\circ\text{C}$ | Интенсивность тумана            |                                       |                           |
|--------------------------|-------------------|---------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|
|                          |                   | Слабый,<br>$L = 0,5 \dots 1$ км | Умеренный,<br>$L = 0,05 \dots 0,5$ км | Сильный,<br>$L < 0,05$ км |
| Адвективный<br>Испарения | $\geq 0$          | 0,02—0,09                       | 0,04—0,18                             | 0,10—0,76                 |
|                          | $< 0$             | 0,02—0,04                       | 0,05—0,11                             | 0,08—0,37                 |

Средний (модальный) радиус капель тумана составляет обычно 3—5 мкм, изредка несколько больше. Есть, однако, сведения о том [14], что в туманах присутствует большое количество (до  $2 \cdot 10^4$  см<sup>-3</sup>) субмикроскопических частиц с  $r \leq 0,15$  мкм, которые

могут увеличивать коэффициент ослабления света и уменьшать дальность видимости на 30—40 %.

Как указывалось выше (см. главу 3), туманы подразделяются на адвективные, радиационные и туманы испарения. Ниже будут приведены краткие сведения о физической природе и характеристиках этих туманов.

### 12.1.2. Адвективные туманы

Адвективные туманы возникают в теплом воздушном потоке, перемещающемся (вступающем) на более холодную подстилающую поверхность и остывающем благодаря турбулентному и радиационному теплообмену с этой поверхностью. Образованию такого тумана и увеличению его мощности благоприятствует большая разность температуры подстилающей поверхности ( $T_1$ ) и начальной температуры теплого потока ( $T_2$ ), высокая относительная влажность ( $f_2$ ) этого потока, а также умеренная (2,5—5 м/с) скорость его движения. Поскольку со временем в теплой воздушной массе образуется инверсия температуры, то при этом постепенно ослабевает упомянутый теплообмен, и замедляется дальнейшее развитие тумана [10].

Адвективный туман, по сравнению с другими типами тумана, отличается наибольшей продолжительностью. На Украине, например, 59 % общего числа дней с туманом приходится именно на этот тип; в 9 % случаев продолжительность существования такого тумана составляет более 24 ч [9].

В качестве наиболее типичного примера района с большой повторяемостью сильных адвективных туманов можно привести Арктику в летний период. Здесь перенос воздуха с юга, от сравнительно теплого свободного от снега материка на холодное море приводит к образованию больших довольно устойчивых областей туманов.

Воздушные потоки с материка приводят к образованию туманов на довольно значительном расстоянии от берега. В табл. 1 (12.1.2) приведена повторяемость  $N$  туманов в Арктике в пунктах, более или менее удаленных от материка. На о. Четырехстолбовом, а также на о. Котельном, например, в отдельные годы отмечается более 100 дней с туманом, в основном в летние месяцы [8].

В табл. 1 (12.1.5) указана средняя продолжительность  $T$  туманов в нескольких пунктах СССР в январе и июле в разные часы суток.\* Так, общая продолжительность туманов на о. Четырехстолбовом достигает 380 ч в год.

Таблица 1 (12.1.2)

Среднемесячное число дней с туманами в отдельных регионах и характерных пунктах

|                        | I   | II  | III | IV  | V   | VI   | VII  | VIII | IX  | X   | XI  | XII | Год  |
|------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|-----|-----|-----|-----|------|
| Европейская часть СССР | 6,2 | 4,9 | 4,6 | 3,5 | 1,5 | 1,1  | 1,6  | 2,4  | 3,7 | 4,6 | 6,6 | 7,3 | 48   |
| Юг СССР                | 4,8 | 3,6 | 2,7 | 1,3 | 0,8 | 6,2  | 0,1  | 0,1  | 0,2 | 0,6 | 2,1 | 4,8 | 21,4 |
| Урал и Западная Сибирь | 3,9 | 3,0 | 2,5 | 1,8 | 0,8 | 0,8  | 1,3  | 2,4  | 2,5 | 2,4 | 3,0 | 3,4 | 28,0 |
| Восточная Сибирь       | 7,4 | 4,4 | 1,3 | 0,5 | 0,8 | 2,4  | 4,6  | 6,6  | 4,5 | 1,7 | 3,0 | 6,4 | 42,7 |
| Дальний Восток         | 1,0 | 0,9 | 2,0 | 5,3 | 9,4 | 14,4 | 15,5 | 12,3 | 6,7 | 3,0 | 1,6 | 1,0 | 72   |
| Якутск                 | 18  | 10  | 2   | 0,4 | 0,1 | 0,3  | 0,5  | 1    | 1   | 2   | 5   | 17  | 57   |
| Оймякон                | 0,7 | 0,3 | —   | —   | 0,1 | 1    | 2    | 3    | 2   | 1   | 1   | 0,8 | 18   |
| Алаун                  | 1   | 0,3 | 0,1 | 0,3 | 2   | 2    | 3    | 5    | 5   | 0,8 | 0,3 | 2   | 20   |
| Сунтар-Хаята           | 0,9 | 0,5 | 0,2 | 1   | 3   | 8    | 6    | 9    | 8   | 4   | 0,4 | 0,6 | 42   |
| Вильсмяли (Эстония)    | 4   | 5   | 6   | 6   | 6   | 4    | 3    | 1    | 2   | 2   | 3   | 4   | 46   |
| Хаапсалу (Эстония)     | 4   | 6   | 5   | 5   | 2   | 0,8  | 1    | 2    | 2   | 3   | 5   | 4   | 40   |
| Колка (Латвия)         | 2   | 4   | 4   | 6   | 5   | 3    | 2    | 2    | 2   | 2   | 3   | 3   | 38   |
| Стенде (Латвия)        | 5   | 5   | 5   | 4   | 4   | 4    | 6    | 7    | 6   | 6   | 7   | 7   | 66   |

\* Здесь и ниже данные о туманах в СССР взяты из Климатического справочника СССР, вып. 1—34 [10].



В арктическом бассейне нередко над обширной территорией происходит «отрыв» тумана от Земли и превращение его в покров слоистых облаков.

Арктические туманы, возникающие на определенном удалении от берега, формируют там как бы пояс шириной в несколько сотен километров, а непосредственно у берега при ветре с суши они редки. Наоборот, при северном ветре с холодного океана туманы у берега появляются часто [8]. На Мысе Шмидта, например, повторяемость тумана при юго-западном ветре близка к 0, а при северном — северо-западном ветре составляет 45—46 % [3].

Из табл. 2 (12.1.2) видно, что в общем повторяемость арктических туманов днем и ночью почти одинакова; это характерная черта адвективных туманов.

Зимой туманы в Арктике редки и очень кратковременны, поскольку разность температур ( $T_2 - T_1$ ) снежного и ледового покрова океана и снежного покрова материка мала и главное при низких температурах невелика разность значений массовой доли влаги  $q_2(T_2) - q_1(T_1)$ . На о. Четырехстолбовом, например, в январе отмечается в среднем лишь 13 часов с туманом.

Адвективные туманы характерны для побережья Балтийского моря, где туманы связаны весь год с сильной циклонической активностью (см. данные для Вильсанди, Колка, Стенде, в табл. 1 (12.1.2)). Повторяемость их здесь в общем невелика, поскольку разность  $T_2 - T_1$  в условиях морского климата мала в течение всего года. И на побережье, и на некотором удалении от него повторяемость туманов  $N$  примерно одинакова — 25—45 случаев в год. Дольше 24 ч адвективный туман сохраняется там весьма редко.

На континенте выделить адвективный тип тумана труднее. В зимнее время повторяемость туманов здесь в общем не зависит от времени суток (см. табл. 2 (12.1.2)), что свидетельствует, вероятно, о преобладании туманов именно адвективного типа. В Куйбышеве, Минске и Стенде (Латвийская ССР) такое преобладание характерно с ноября по февраль.

Длительность туманов (см. табл. 2 (12.1.2), 2 (12.1.5)) на континенте обычно невелика, а в летний период — совсем мала. Это обусловлено низкой относительной влажностью воздуха  $f$ , типичной для континентального климата. Географические различия там, тем не менее, существуют. И повторяемость  $N$ , и продолжительность  $T_T$  туманов летом в Куйбышеве несколько меньше, чем, например, в Минске, где влажность выше.

Заметим, наконец, что на континенте образование адвективного тумана зависит от местных условий. В то время как в Куйбышеве годовая суммарная продолжительность  $T_T$  составляет 264 ч, в Сызрани  $T_T = 141$  ч, а в Елабуге  $T_T = 118$  ч.

### 12.1.3. Туманы испарения

Туманы испарения образуются при поступлении холодного воздуха на открытую более теплую поверхность воды — водоема, озера, моря или полыни в арктических морях. Они наблюдаются, например, при вторжении арктического воздуха, доходящего до Черного моря, в виде клубящегося или пятнистого сравнительно тонкого слоя тумана над водой.

Поступающий холодный воздух очень быстро (близко от берега) смешивается со сравнительно теплым, но тонким приводным

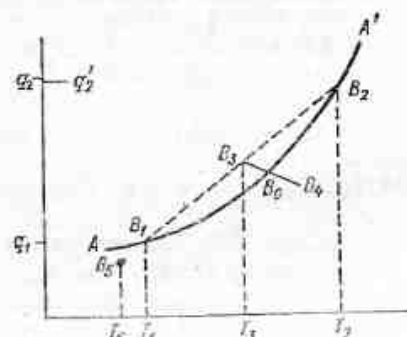


Рис. 1 (12.1.3). Схема процесса конденсации при смешении двух насыщенных масс воздуха.

слоем воздуха. Согласно [10] этот процесс происходит интенсивно и туман образуется уже через несколько минут после начала такой адвекции. Пусть  $T_1, q_1$  (точка  $B_1$  на рис. 1 (12.1.3)) — температура и массовая доля влаги в холодном насыщенном воздухе,  $T_2, q_2$  — в теплом (точка  $B_2$ ). Предположим, что одинаковое количество теплого и холодного воздуха смешивается при одинаковом давлении, так что смесь характеризуется значениями  $T_3 = (T_1 + T_2)/2$  и  $q_3 = (q_1 + q_2)/2$  (точка  $B_3$ ). Пусть далее кривая  $AA'$  описывает зависимость массовой доли насыщенного водяного пара  $q_s(T)$  от  $T$ . Тогда ясно, что  $q_3 > q_s(T_3)$  и начнется конденсация, приводящая к повышению температуры и уменьшению  $q$  вдоль прямой  $B_3B_4$ . Конденсация прекратится в точке  $B_0$ , где прямая  $B_3B_4$  пересечет кривую  $AA'$ . В частности, при  $T_1 = -5^\circ\text{C}$ ,  $T_2 = 5^\circ\text{C}$  температура смеси будет равна  $0,33^\circ\text{C}$  и количество сконденсировавшейся воды  $\Delta q$  будет составлять  $0,133$  г на 1 кг воздуха ( $\Delta q = q_3 - q_s(0,33^\circ\text{C})$ ), в результате водность тумана  $Q = \Delta q \rho_v$  составит  $0,17$  г/м<sup>3</sup>, т. е. будет довольно значительной.

Таким образом, туман испарения образуется очень быстро. Такой туман наблюдается, например, над незамерзающим Кольским заливом, длина которого составляет 12 км. Такие туманы часто формируются над Великими озерами США, где  $N$  может превышать 60 случаев в год [15]. Туман также может образоваться, если холодный воздух ненасыщен ( $q < q_s(T_1)$ , точка  $B_5$  на рис. 1 (12.1.3)), а разность  $T_2 - T_5$  достаточно велика.

Нагревание холодной воздушной массы над теплой водой приводит вскоре к формированию очень сильной неустойчивости и турбулентности, препятствующих образованию сплошного и мощного покрова тумана.

#### 12.1.4. Радиационный туман

Радиационным называют туман, возникающий над поверхностью выхолаживающейся за счет излучения почвы (ночного или в зимнее время в высоких широтах круглосуточного). Развитие его может зависеть и от излучения самого слоя тумана.

Радиационный туман в известной мере испытывает влияние и ряда таких факторов, как турбулентность, оседание капель и т. д. Он находится в зависимости (гораздо более существенной, чем в случае адвективных туманов) и от местных условий — характера подстилающей поверхности, местных воздушных течений и пр.

Процесс образования радиационного тумана можно разделить на следующие фазы: 1а) зарождение приповерхностной слабой дымки и начало образования приземной инверсии температуры; 1б) образование оптически тонкого в вертикальном направлении слоя тумана, довольно изменчивого по мощности (10—40 м), в котором, однако, горизонтальная дальность видимости  $L$  может уменьшаться до 0,1—0,2 км; 2) возникновение оптически толстого и более устойчивого слоя тумана, толщиной порядка 20 м с заметной инверсией температуры непосредственно над его четкой теперь границей; 3) рассеяние тумана [18].

Солнечная радиация после восхода Солнца способствует рассеянию тумана, но в меньшей степени, чем, например, появление облачного покрова, в результате которого значительно ослабляется излучение с верхней границы (поверхности) слоя тумана и, следовательно, резко уменьшается его водность.

В слое радиационного тумана могут наблюдаться гравитационные волны с периодом 10—15 мин, создающие колебания его верхней границы и плотности.

Невысокий растительный покров, эффективная теплоемкость которого (в расчете на 1 м<sup>3</sup>) мала, ночью может сильно охлаждаться и таким образом способствовать образованию тумана.

Заметим, наконец, что радиационные туманы связаны со слабыми воздушными течениями над склонами с образованием «озер» холодного воздуха в низинах и т. п.

#### 12.1.5. Климатология радиационных туманов

Выделение случаев радиационных туманов в рядах климатологических данных дело очень непростое, поскольку, как было показано выше, их образование существенно зависит от местных

атмосферных условий и, кроме того, развитие адвективных туманов также несколько зависит от излучения.

Классическим примером района с радиационными туманами считается Восточная Сибирь. Здесь в течение длительного холодного сезона преобладает высокое давление воздуха. Правда, не следует считать, как это иногда делается, что сибирский антициклон существует постоянно, подобно его образу на средних климатических картах. Временами в Сибирь вторгаются фронты — чаще сравнительно слабые окклюзии, с которыми, однако, связано поступление более теплых воздушных масс и снегопады. Эти массы затем стабилизируются, их охлаждение создает нисходящие движения, инверсии оседания и т. д. Уже давно было замечено, что в Якутске, в долине Лены (100 м над уровнем моря) средняя температура января составляет  $-43^{\circ}\text{C}$ , а поблизости, на небольшом хребте в Семеновском руднике (1200 м) — всего  $-29^{\circ}\text{C}$ .

Зависимость радиационных туманов от условий местности и микроклимата чрезвычайно интересна. В табл. 1 (12.1.2) приведен годовой ход повторяемости туманов ( $N$ ), а в табл. 1 (12.1.5) — средняя месячная продолжительность существования тумана  $T_t$  в нескольких пунктах Европейской территории СССР и Сибири. Долинное положение Якутска обуславливает там большую повторяемость зимних туманов, иногда очень продолжительных,  $T_t$  за год составляет 499 ч (17—18 дней в месяц). Аналогично в Томоте (Якутия) годовое число дней с туманом  $N_t$  достигает в среднем 102, в отдельные годы — даже 120.

Наоборот, в Оймяконе на плоскогорье (730 м) зимние туманы почти не отмечаются — за 1951—1966 гг. среднее значение  $N_t$  там составило всего 11 дней, а на Алдане (676 м)  $N_t = 20$  дней. В Сунгар-Хаята, хребет Черского (2068 м), повторяемость летних туманов велика (8—9 раз в месяц) — фактически это облака, поскольку располагаются они на большой высоте над уровнем моря.

В Иркутске не замерзающая до декабря—января Ангара способствует частому образованию низких туманов, сходных с туманами испарения. Сходны с ними, вероятно, и туманы в глубокой долине р. Ингоды в Чите.

В Сибири однако, повсеместно наблюдается небольшой летний максимум  $N$ , обусловленный, в частности, значительным суточным ходом температуры и общей большой влажностью воздуха в этой «стране 100 тысяч озер» и многолетней мерзлоты. Что касается продолжительности туманов, то данные табл. 1 (12.1.5) свидетельствуют, в частности, о кратковременности летних туманов в Якутии.

Некоторый диагностический интерес представляет суточный ход продолжительности существования туманов (см. табл. 1 (12.1.5)). Летом повсеместно от Средне-Колымска до Минска и до Стенде туманы, несомненно, более характерны для темного времени суток, а в послеполуденные часы их длительность мала. Такой суточный ход типичен именно для радиационных туманов. Зимой в Сибири радиационные туманы могут сохра-

Средняя продолжительность туманов  $T_T$  (ч) за месяц

| Время суток, ч   | I   | II  | III | IV  | V    | VI   | VII  | VIII | IX   | X   | XI | XII | Год |
|------------------|-----|-----|-----|-----|------|------|------|------|------|-----|----|-----|-----|
| Якутск, аэропорт | 187 | 77  | 8   | 1   | 0,6  | 1    | 2    | 1    | 9    | 9   | 42 | 162 | 499 |
| о. Котельный     | 10  | 10  | 23  | 21  | 22   | 54   | 99   | 80   | 34   | 11  | 10 | 6   | 380 |
| Оймякон          | 2   | 0,2 | 0   | 0   | 0,1  | 3    | 6    | 11   | 9    | 3   | 4  | 1   | 38  |
| Якутск           | 41  | 15  | 0,5 | 0,1 | 0,03 | 0    | 0    | 0,3  | 0,2  | 0,9 | 6  | 37  | 101 |
|                  | 25  | 13  | 1   | 0,8 | 0,2  | 0,5  | 1    | 2    | 3    | 3   | 4  | 26  | 80  |
|                  | 51  | 34  | 4   | 0,8 | 0,1  | 0,2  | 0,4  | 1    | 3    | 5   | 14 | 45  | 109 |
|                  | 47  | 15  | 0,2 |     |      |      |      |      | 0,01 | 0,4 | 6  | 48  | 117 |
| Земечино         | 19  | 13  | 27  | 15  | 2    | 0,8  | 2    | 5    | 4    | 14  | 32 | 26  | 160 |
| Куйбышев         | 7   | 5   | 7   | 3   | 0,1  | —    | 0,1  | 0,3  | 0,8  | 3   | 15 | 16  | 57  |
|                  | 8   | 7   | 13  | 7   | 0,9  | 0,9  | 1    | 2    | 3    | 6   | 18 | 18  | 85  |
|                  | 9   | 7   | 12  | 7   | 0,4  | 0,2  | 0,5  | 2    | 3    | 8   | 18 | 17  | 84  |
|                  | 5   | 3   | 4   | 1   | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,2  | 3   | 12 | 10  | 38  |
| Стенде           | 6   | 5   | 6   | 3   | 0,9  | 1    | 0,9  | 1    | 2    | 5   | 8  | 10  |     |
|                  | 7   | 8   | 10  | 10  | 10   | 10   | 16   | 19   | 16   | 9   | 10 | 8   |     |
|                  | 9   | 9   | 10  | 5   | 3    | 2    | 3    | 6    | 7    | 8   | 11 | 11  |     |
|                  | 8   | 3   | 2   | 0,3 | 0    | 0    | 0    | 0    | 0,1  | 2   | 9  | 12  |     |
| Минск            | 9   | 8   | 5   | 3   | 0,1  | 0,05 | 0,03 | 0,2  | 1    | 5   | 16 | 15  | 62  |
|                  | 9   | 10  | 7   | 8   | 3    | 1    | 4    | 6    | 8    | 14  | 21 | 19  | 110 |
|                  | 13  | 14  | 13  | 5   | 0,9  | 0,3  | 1    | 2    | 7    | 18  | 24 | 24  | 192 |
|                  | 8   | 6   | 4   | 0,8 | 0    | 0    | 0    | 0,1  | 0,1  | 4   | 16 | 18  | 57  |

няться длительно (до нескольких суток), «переживая» светлое время суток. Для этого региона значения  $T_T$  в табл. 1 (12.1.5) днем даже несколько больше, чем ночью. Напомним, что зимой здесь радиационный баланс существенно отрицателен в течение суток и что верхняя граница слоя тумана — теплее, чем поверхность почвы, а излучение ее интенсивное.

На Европейской территории СССР, где климат теплее, влияние радиации на  $T_T$  заметно с апреля по сентябрь.

#### 12.1.6. Характеристики туманов в различных климатических поясах

##### Тропический пояс (А)

Климат тропического пояса \* (А) отличается, как правило, малой повторяемостью туманов, несмотря на высокую влажность воздуха. Действительно, равномерное распределение температуры в поясе 25° ю. ш. — 25° с. ш. исключает эффекты адвекции, а малый суточный ход температуры неблагоприятен для образования радиационных туманов.

В морском тропическом климате туманы крайне редки — среднее годовое число их  $N_T$  в Вила (Новые Гебриды) составляет 0,4, в Апиа (о. Самоа) — 0,1, в Колоне (Панама) и Пуэнт-а-Питре (о. Гваделупа) — 0 [6]. Влияние континента, однако, повышает  $N_T$ . Так, у моря в Сингапуре  $N_T$  составляет 8 дней (см. табл. 1 (12.1.6)), а в Куала-Лумпур (Малайзия) 51 день, в прибрежном Джорджтауне (Гайана) 12 дней, в Куябе (в глубине Бразилии) 29 дней. Иногда морские заливы отличаются повышенными значениями  $N_T$ ; например, в Абиджане  $N_T=48$  дней, а в обширной бухте Рио-де-Жанейро в июне—августе (зимой южного полушария) бывает до 19 дней с туманами в месяц, а всего за год 164 дня.

Режим туманов в муссонном климате может быть различным. В Южной Азии этот климат неблагоприятен для возникновения туманов (см. данные для Карачи и Бомбея в табл. 1 (12.1.6)). В Юго-Восточной Азии так называемый австралийско-азиатский муссон (явление опять-таки самого крупного масштаба), зимой северного полушария вторгающийся в виде холодного потока воздуха с северо-запада, иногда в это время приносит туманы (см. данные для Читтагонга и Вьентьяна в табл. 1 (12.1.6)).

\* Здесь и далее применяется классификация климатов по В. П. Кёппену, согласно которой климату А соответствует средняя температура самого холодного месяца выше 18°C, влажному климату Af — средняя месячная сумма осадков больше 60 мм, климату Aw — средняя месячная сумма осадков самого сухого месяца менее 60 мм; Am — муссонный климат (см. п. 2.2.1.2).



Среднее месячное число дней с туманом в тропическом поясе

| Тип климата            | I   | II  | III | IV  | V    | VI  | VII | VIII | IX  | X   | XI  | XII | Год |
|------------------------|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|
| Куала-Лумпур           | 5   | 5   | 5   | 6   | 4    | 2   | 2   | 2    | 3   | 5   | 6   | 6   | 51  |
| Сингапур               | 0,5 | 0,6 | 0,7 | 0,5 | 0,9  | 1   | 0,9 | 0,8  | 1   | 1   | 0,3 | 0,1 | 8   |
| Манила                 | 0,6 | 0,7 | 0,8 | 0,3 | 0,04 | 0,1 | 0,3 | 0,1  | 0,5 | 1   | 0,6 | 0,7 | 6   |
| Абиджан                | 16  | 8   | 2   | 0,7 | 0,8  | 0,8 | 2   | 8    | 5   | 0,3 | 0,3 | 4   | 48  |
| Конакри                | 0,3 | 0   | 0   | 0   | 0    | 0,5 | 0,7 | 1    | 0,7 | 0   | 1   | 0,2 | 4   |
| Сан-Хуан (Пуэрто-Рико) | 0,2 | 0,2 | 0,9 | 2   | 3    | 1   | 2   | 1    | 0,5 | 0,4 | 0,8 | 0,2 | 12  |
| Рио-де-Жанейро         | 10  | 10  | 12  | 15  | 18   | 19  | 19  | 19   | 15  | 11  | 9   | 7   | 164 |
| Куяба                  | 0   | 1   | 2   | 4   | 5    | 5   | 4   | 4    | 3   | 1   | 0   | 0   | 29  |
| Джорджтаун             | 0,1 | 0,2 | 0,3 | 0,6 | 2    | 2   | 2   | 2    | 2   | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 12  |
| Карачи                 | 0,1 | 0,6 | 0   | 0,1 | 0,3  | 0   | 0   | 0    | 0,2 | 0,7 | 2,0 | 0,3 | 4   |
| Бомбей                 | 0   | 0,1 | 0,1 | 0   | 0    | 0   | 0   | 0    | 0   | 0   | 0   | 0   | 0,2 |
| Цаттагонг              | 2   | 2   | 3   | 1   | 0    | 0   | 0   | 0    | 0   | 4   | 2   | 4   | 18  |
| Вьентьян               | 4   | 2   | 2   | 0,4 | 0,3  | 0,2 | 0,4 | 0,7  | 0,8 | 0,9 | 1   | 3   | 17  |

## Засушливый пояс (B)

Засушливый климатический пояс *B*\* охватывает обширные области материков и прибрежные районы в северном полушарии и несколько меньшие области — в южном полушарии. В нем, несмотря на низкую в общем влажность, туманы — не редкость (табл. 2 (12.1.6)). Их образование зависит от циклонической активности, типичной в основном для зимы и весны. Циклоны развиваются и проходят вдоль ветвей полярного фронта, окаймляющего пояс *B* с севера (в южном полушарии — с юга). Они могут приносить резкие изменения погоды, прорывы холода и т. п. Резкие суточные колебания температуры, типичные для пояса *B*, благоприятны и для возникновения радиационных туманов.

Таблица 2 (12.1.6)

Среднее месячное число дней с туманами в засушливом поясе [6]

|          | Тип климата | I   | II  | III | IV | V   | VI  | VII | VIII | IX   | X   | XI | XII | Год |
|----------|-------------|-----|-----|-----|----|-----|-----|-----|------|------|-----|----|-----|-----|
| Ташкент  | BS          | 8   | 5   | 3   | 1  | 0,4 | 0   | 0   | 0    | 0,03 | 0,7 | 4  | 10  | 32  |
| Багдад   | BW          | 6   | 2   | 1   | 0  | 0   | 0   | 0   | 0    | 0    | 0   | 2  | 5   | 16  |
| Каир     | BW          | 3   | 0   | 2   | 1  | 0,5 | 0,2 | 0,6 | 2    | 3    | 3   | 4  | 3   | 22  |
| Триполи  | BS          | 1   | 1   | 3   | 2  | 1   | 3   | 6   | 3    | 4    | 2   | 2  | 2   | 30  |
| Ниамей   | BS          | 0,3 | 0,5 | 0   | 0  | 0   | 0,2 | 0   | 0,2  | 0    | 0,2 | 0  | 0   | 1   |
| Сантьяго | BS          | 1   | 2   | 3   | 6  | 9   | 8   | 9   | 7    | 4    | 2   | 2  | 1   | 54  |

Из табл. 2 (12.1.6) видна, в частности, замечательная черта климата *B* — двойной ход циклонической активности с двумя — весенним и осенним — максимумами среднемесячного числа туманов *N* (см. в табл. 2 (12.1.6) данные для Каира и Триполи).

Наиболее континентальные климаты пояса *B*, однако, отличаются очень малыми *N*. В Хартуме в Судане, например,  $N=0$ .

Туманы в Сантьяго (Чили) зависят от особого явления — от холодного, идущего с юга морского течения, влияние которого наиболее заметно зимой.

## Умеренный пояс (C)

Умеренный климатический пояс *C* отличается холодным зимним сезоном: средняя температура самого холодного месяца не превышает  $18^{\circ}\text{C}$  (но составляет при этом не менее  $-3^{\circ}\text{C}$ ). Вместе с тем пояс *C* отличается очень разнообразными условиями увлажнения — для одних районов типична сухая зима (*Cw*), для других — наоборот, сухое лето (*Cs*) или же равномерное в течение года увлажнение (*Cf*). Однако первая из упомянутых черт климата — холодный зимний сезон — наиболее важна для образования

\* Климату степей *BS* соответствует температура самого теплого месяца выше  $10^{\circ}\text{C}$  и годовое количество осадков *R* (см) от 2 ( $T+14$ ) до  $T+14$  ( $T$  — средняя годовая температура в  $^{\circ}\text{C}$ ), а климату пустынь *BW* —  $R < (T+14)$ .

туманов и определяет, в частности, годовой ход  $N$  в обоих полушариях (табл. 3 (12.1.6)).

В поясе  $C$  туманы наблюдаются преимущественно зимой. Весьма характерен годовой ход  $N$  в средиземноморском климате. Там вдоль известной синоптикам средиземноморской ветви полярного фронта проходят траектории многочисленных циклонов. В Риме, например, в году в среднем 23 дня с туманами. Увеличение годового  $N$  от 15 дней в Лиссабоне до  $N=37$  дней в Мадриде (высота 650 м) указывает на влияние более холодной зимой возвышенности. О таком же явлении свидетельствует сравнение  $N$  в Копенгагене и Вене, в Веллингтоне и Канберре.

Заметим, что средиземноморская зона зимних туманов простирается и на Черное море, где в Ялте  $N_T=12$  дней, а в Симферополе  $N_T=59$  дней.

В данных табл. 3 (12.1.6) находят отражение и другие местные эффекты синоптического масштаба. Так, весенний небольшой максимум в Аомыне (Китай) зависит от проникновения на юг холодного муссона из Восточной Азии (см. выше в разделе о поясе  $A$ ). С приходом туда летнего муссона туманы исчезают. Холодное Лабрадорское течение, нередко несущее большие айсберги с севера, является причиной большой повторяемости ( $N_T=115$  дней) туманов в Сен-Пьере, близ Ньюфаундленда. Образование туманов в Сан-Франциско зависит от холодного Калифорнийского течения. Над этим течением вдали от берега  $N_T$  возрастает до 60 дней.

Наконец, табл. 3 (12.1.6) описывает и влияние больших возвышенностей Южной Америки. В Каракасе (высота 830 м) годовое значение  $N_T$  составляет всего 11 дней, а в Кито (2800 м)  $N_T=92$  дня и в Боготе (2500 м)  $N_T=128$  дней. Это, очевидно, уже не столько туманы, сколько слоистые облака.

О туманах над Великими озерами США уже говорилось выше.

#### Холодный пояс ( $D$ )

Климатический пояс  $D$  отличается от пояса  $C$  существенно более холодной зимой (температура наиболее холодного месяца ниже  $-3^\circ\text{C}$ ) и вместе с тем довольно активной циклонической деятельностью в течение почти всего года, с возникающей то чаще, то реже меридиональностью, соответствующими холодными вторжениями, осадками и вторичным циклогенезом.

Ряд примеров такого рода мы уже рассмотрели выше, изучая туманы над европейской и азиатской частями СССР. Не будем поэтому возвращаться к описанию туманов этой климатической зоны. Отметим только для сравнения с рассмотренными ранее поясами  $A$ ,  $B$ ,  $C$  следующие отличия пояса  $D$ :

1) годовые изменения  $N$  заметно слабее, чем в поясах  $B$ ,  $C$ ; нередко летние туманы, например в северной части зоны  $D$  и особенно в Восточной Сибири;

Таблица 3 (12.1.6)

Среднее месячное число дней с туманами в умеренном поясе

| Тип климата    | I   | II  | III | IV  | V   | VI  | VII | VIII | IX  | X   | XI  | XII | Год  |
|----------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|------|
| Вена           | 11  | 5   | 3   | 0,7 | 0,3 | 1   | 0   | 0,3  | 2   | 7   | 6   | 7   | 43   |
| Афины          | 0,2 | 0,2 | 0   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0    | 0   | 0   | 0   | 0   | 4    |
| Копенгаген     | 3   | 3   | 2   | 2   | 0   | 0   | 0   | 0    | 1   | 3   | 2   | 3   | 19   |
| Мадрид         | 9   | 6   | 3   | 1   | 1   | 0   | 0   | 1    | 1   | 2   | 5   | 8   | 37   |
| Лиссабон       | 4   | 2   | 1   | 0   | 0   | 0   | 0   | 0    | 1   | 1   | 2   | 4   | 15   |
| Аомынь (Макао) | 2   | 4   | 7   | 4   | 0   | 0   | 0   | 0    | 0   | 0   | 1   | 1   | 19   |
| Тайбэй         | 2   | 1   | 2   | 1   | 1   | 1   | 0   | 0    | 0   | 1   | 1   | 1   | 11   |
| Дамаск         | 2,5 | 1,8 | 0,7 | 0,7 | 0,5 | 0,2 | 0,1 | 1,2  | 0,8 | 0,2 | 0,0 | 3,2 | 11,9 |
| Претория       | 0,1 | 0   | 0,6 | 0,4 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,0  | 0,1 | 0,0 | 0,1 | 0,3 | 2    |
| Мехико         | 6   | 6   | 6   | 5   | 3   | 4   | 3   | 5    | 5   | 6   | 4   | 6   | 59   |
| Сан-Франциско  | 7   | 4   | 2   | 0,6 | 0,7 | 0   | 0,5 | 0,2  | 1   | 0,4 | 3   | 4   | 22   |
| Канберра       | 0,1 | 0,2 | 1   | 1   | 5   | 6   | 5   | 2    | 1   | 0,4 | 0,1 | 0   | 22   |
| Веллингтон     | 0,3 | 0,8 | 1   | 1   | 2   | 2   | 2   | 2    | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 13   |
| Гибралтар      | 0,2 | 0,1 | 0,3 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,5 | 0,4  | 0,2 | 0,3 | 0,2 | 0,1 | 3    |
| Богота         | 16  | 15  | 16  | 10  | 8   | 5   | 5   | 7    | 10  | 10  | 12  | 14  | 128  |
| Кито           | 11  | 10  | 9   | 11  | 7   | 5   | 2   | 2    | 3   | 8   | 7   | 10  | 92   |
| Сен-Пьер       | 6   | 5   | 4   | 10  | 14  | 17  | 19  | 15   | 8   | 8   | 6   | 4   | 115  |

2) локальные различия  $N$  довольно велики, но связь их с орографией (слабо выраженной) или с взаимодействием моря и континента трудно поддается исследованию;

3) характерной областью очень частых весенних и летних туманов является Камчатка, где их образования, как и в Калифорнии, связаны с холодным морским течением.

В заключение отметим, что ряд сведений о физических процессах образования туманов имеется в монографии [2].

## 12.2. Атмосферные осадки

### 12.2.1. Общие сведения и некоторые методические замечания

Осадки (дождь, морось, снег и т. д.) — их количество, распределение и колебания — важный и наиболее изменчивый элемент климата. Их учет и прогноз — одна из наиболее трудных задач синоптической метеорологии и климатологии.

С поверхности Земли — с ее океанов и континентов — ежегодно испаряется примерно  $577\,000\text{ км}^3$  воды. В атмосфере в результате конденсации пара образуются облака и осадки;  $458\,000\text{ км}^3$  осадков за год выпадает на океаны и  $119\,000\text{ км}^3$  — на материк. Поскольку в атмосфере одновременно содержится в среднем в виде пара и облаков  $12\,900\text{ км}^3$  воды, ясно, что это содержание должно возобновляться примерно каждые 8 сут. Таково среднее время пребывания одной молекулы  $\text{H}_2\text{O}$  в атмосфере. Очевидно, что за такое время эта молекула может быть перенесена воздушными течениями очень далеко от места испарения. Действительно, значительные осадки выпадают и на побережьях, и в глубине континентов вдали от основных областей испарения; так, например, выпадает снег зимой в Восточной Сибири, где испарение мало из-за сильных холодов. Наоборот, на наветренных гористых побережьях влагооборот испарение — конденсация идет очень быстро. Эти примеры хорошо иллюстрируют большое разнообразие распределения осадков и в СССР, и на земном шаре [5, 6, 11, 16].

Изменчивость осадков можно рассматривать в двух аспектах.

1. Суммарное (за сутки, месяц и т. д.) количество осадков распределено в пространстве крайне неоднородно, существенно зависит от сезона и резко меняется от года к году.

2. От дня ко дню в период выпадения осадков интенсивность их  $I$  может меняться очень сильно — от очень слабых осадков (доли миллиметра в час), сумма которых, однако, может быть

довольно велика, до очень сильных, опасных для посевов, дорог и мостов (см. п. 12.2.4).

Для получения надежных средних данных об изменчивости осадков необходимо использовать очень длинные многолетние ряды наблюдений. Как известно, в качестве климатологической нормы Всемирная метеорологическая организация (ВМО) рекомендовала брать среднее количество осадков за единый период наблюдений — 1931—1960 гг. Таким образом должна быть обеспечена сравнимость данных об осадках на всем земном шаре. Мы использовали, однако, по возможности и более длительные ряды (порой больше столетия) отдельных обсерваторий, стремясь к наибольшей надежности и наглядности данных. Для сравнения в табл. 1 (12.2.1) приведены данные двух обсерваторий — среднее

Таблица 1 (12.2.1)

Среднемесечное количество осадков (мм) за стандартный (1931—1960 гг.) и более длительные периоды наблюдений [13]

|         | Годы      | I  | II | III | IV | V  | VI |
|---------|-----------|----|----|-----|----|----|----|
| Вена    | 1851—1950 | 38 | 36 | 45  | 52 | 71 | 69 |
|         | 1931—1960 | 40 | 43 | 45  | 45 | 70 | 67 |
| Торонто | 1836—1951 | 69 | 61 | 66  | 63 | 73 | 69 |
|         | 1931—1960 | 67 | 59 | 67  | 66 | 70 | 63 |

|         | Годы      | VII | VIII | IX | X  | XI | XII | Год |
|---------|-----------|-----|------|----|----|----|-----|-----|
| Вена    | 1851—1950 | 77  | 69   | 50 | 52 | 48 | 46  | 653 |
|         | 1931—1960 | 83  | 72   | 41 | 56 | 53 | 45  | 660 |
| Торонто | 1836—1951 | 74  | 68   | 74 | 61 | 71 | 66  | 815 |
|         | 1931—1960 | 74  | 61   | 65 | 60 | 63 | 61  | 776 |

количество осадков за период, рекомендованный ВМО, и за более продолжительный, столетний период. Таблица показывает, что по крайней мере в умеренном климате средние суммы осадков за такие периоды различаются мало.

### 12.2.2. О вековых изменениях количества осадков и о возможности их обнаружения

Используя многолетние средние данные о количестве осадков, следует, конечно, иметь в виду и возможность их постепенного изменения с годами. Если такой вековой ход осадков имеется, он



может быть крайне важным с точки зрения планирования земледелия, интродукции тех или иных культур, организации промышленности и т. д. Понятен поэтому большой интерес, который проявила Всемирная конференция по климату (1979) к вопросу об изменениях осадков за длительный период.

Эти изменения были исследованы систематически в нескольких районах земного шара. Как было показано в [17], среднее годовое количество осадков на территории Индии (среднее значение 887,5 мм, среднее квадратическое отклонение 76,4 мм) практически не изменилось за 1865—1970 гг., хотя авторы [17] и считают, что период 1931—1960 гг. был несколько более влажным, чем столетие в целом.

В Торонто (Канада) в 1864—1875 гг. немного возросло количество осадков, а в 1920—1930 гг. увеличилась повторяемость засух, но в целом, однако, общей тенденции изменения осадков не отмечается. Анализ совокупности результатов всех инструментальных наблюдений за осадками, которые удалось собрать и объединить для Англии за очень длительный период (1727—1975 гг.), при общей большой изменчивости осадков не позволил обнаружить какого-либо их систематического изменения [13].

Мы не будем здесь рассматривать подробнее методы наблюдения за осадками. Измерение их общего количества и позднее измерение их интенсивности всегда производились очень простыми методами. Лишь определение количества выпадающего снега (талой воды) иногда вызывало затруднения. В частности, наблюдения за осадками в полярных районах, где скорость ветра и ее изменчивость велики, порой ненадежны (см. п. 12.2.4.4).

В последние годы радиолокационные методы оценки интенсивности осадков, их мезомасштабного распределения и т. п. получили большое распространение. Они имеют самостоятельную область применения и являются важным элементом методов современной физики облаков (см. главу 11).

### 12.2.3. Некоторые динамические и географические черты распределения осадков на земном шаре

Общее представление о распределении осадков на земном шаре и по широте дают рис. 1 и 2 (12.2.3). На рис. 2 (12.2.3) обобщен [4] обширный материал наблюдений мировой сети станций. Более подробно и это распределение, и его статистические характеристики рассмотрены в монографиях [1, 11]. Здесь же будут освещены лишь основные климатологические характеристики осадков по земному шару и его основным климатическим поясам. Из рис. 2 (12.2.3) видно существование, в частности, трех поясов

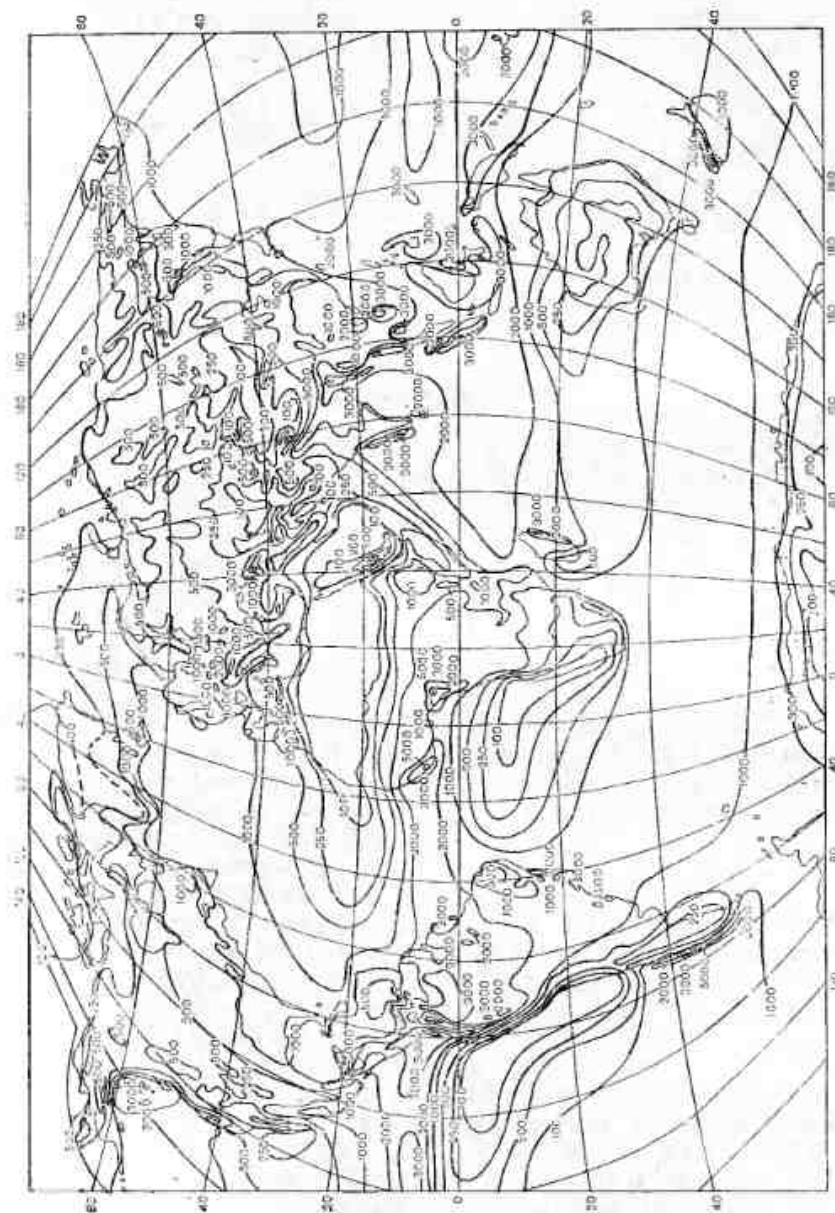


Рис. 1 (12.2.3). Распределение среднего годового количества осадков (мм) по земному шару.

повышенного количества осадков — одного в тропической зоне и двух в умеренных широтах, причем в южном полушарии максимум выше.

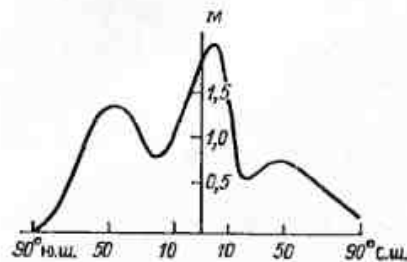


Рис. 2 (12.2.3). Среднее годовое количество осадков (м) как функция широты.

### 12.2.3.1. Тропический пояс

Наиболее важная черта распределения осадков в низких широтах (климат А по Кёппену) (см. 12.1.6) — их большое количество в области внутритропической зоны конвергенции (ВЗК). Такие зоны существуют постоянно как в северном полушарии (обычно 3—10° с. ш.), так и в южном полушарии, где ВЗК является более слабой и неустойчивой. Влияние последней прослеживается главным образом в первую половину года (январь—май) в Тихом и в Индийском океанах (см. табл. 1 (12.2.3.1), данные для Кокосовых о-вов, Аппа). В северном полушарии ВЗК отчетливо наблюдается весь год над Тихим и над Атлантическим океаном (о. Сенявина, Колон, Тринидад).

Северная и южная ветви ВЗК над океаном разделены узкой полосой слегка повышенного давления и небольших нисходящих движений (обнаруживающихся, в частности, по повышенному количеству озона в верхней атмосфере). В этой полосе, в Сан-Кристобале на Галапагосских о-вах годовая сумма осадков составляет 506 мм, а на о. Вознесения — всего 134 мм (табл. 1 (12.2.3.1)).

Атлантическая ветвь ВЗК распространяется летом северного полушария и на Африку. В Монровии годовая сумма осадков достигает 5130 мм, в Яунде — 1700 мм, а в Дебундже (всего в 120 км от Яунде), у подножия пика Камерун — 11000 мм.

С северной части Индийского океана летом ВЗК с потоком индийского летнего муссона смещается далеко на север (до 20° с. ш. и далее) на материк. Этот муссон приносит, например, в Индию и Бирму сильнейшие дожди; так, в Черрапунджи, на плато Шиллонг в год выпадает 11 000 мм осадков.

Есть сведения о том, что в Льюро (5° с. ш.), в Колумбии у западного подножия Кордильер годовая сумма осадков достигает 13 000 мм. Орографические эффекты в тропическом поясе, таким образом, колоссальны и обуславливают рекордное количество осадков.

Таблица 1 (12.2.3.1)  
Среднее месячное и годовое количество осадков (мм)

| Высота, м             | I    | II  | III | IV  | V    | VI   | VII  | VIII | IX   | X   | XI  | XII | Год    |
|-----------------------|------|-----|-----|-----|------|------|------|------|------|-----|-----|-----|--------|
| Тропическая зона      |      |     |     |     |      |      |      |      |      |     |     |     |        |
| Сингапур              | 288  | 158 | 197 | 184 | 191  | 174  | 163  | 174  | 180  | 203 | 263 | 238 | 2413   |
| Черрапунджи           | 1313 | 47  | 225 | 739 | 1436 | 2566 | 2395 | 1760 | 1149 | 494 | 63  | 9   | 10 902 |
| Конакри               | 17   | 2   | 4   | 17  | 158  | 555  | 1319 | 1100 | 718  | 334 | 121 | 12  | 4 341  |
| Колон                 | 12   | 40  | 37  | 105 | 323  | 339  | 385  | 390  | 324  | 412 | 581 | 315 | 3300   |
| о. Вознесения         | 17   | 10  | 18  | 28  | 13   | 13   | 13   | 10   | 8    | 8   | 5   | 3   | 134    |
| о. Сенявина           | 39   | 245 | 354 | 513 | 517  | 412  | 417  | 416  | 395  | 392 | 434 | 464 | 4 858  |
| о. Кантон             | 2    | 54  | 63  | 92  | 110  | 67   | 66   | 64   | 31   | 28  | 41  | 65  | 748    |
| Сав-Кристобаль        | 6    | 39  | 124 | 106 | 27   | 4    | 12   | 7    | 5    | 7   | 6   | 14  | 506    |
| Энтеббе               | 1155 | 72  | 162 | 261 | 259  | 121  | 80   | 76   | 74   | 94  | 123 | 115 | 1 525  |
| Монровия              | 25   | 30  | 96  | 216 | 509  | 973  | 996  | 373  | 744  | 772 | 236 | 130 | 5 131  |
| Найроби               | 1820 | 41  | 117 | 207 | 144  | 60   | 17   | 25   | 29   | 54  | 119 | 74  | 944    |
| Куяба                 | 165  | 200 | 220 | 107 | 50   | 12   | 9    | 18   | 46   | 126 | 164 | 199 | 1 376  |
| Аппа (Самоеа)         | 2    | 352 | 214 | 186 | 130  | 115  | 115  | 111  | 147  | 221 | 279 | 385 | 2 828  |
| Кокосовые о-ва        | 137  | 196 | 216 | 264 | 201  | 229  | 221  | 122  | 94   | 84  | 107 | 117 | 1 988  |
| Пояс степей и пустынь |      |     |     |     |      |      |      |      |      |     |     |     |        |
| Хартум                | 380  | 0   | 0   | 1   | 4    | 8    | 55   | 67   | 17   | 4   | 0   | 0   | 156    |
| Багдад                | 34   | 29  | 25  | 16  | 8    | 0    | 0    | 0    | 0    | 2   | 23  | 27  | 156    |
| Ашхабад               | 227  | 21  | 44  | 38  | 28   | 6    | 2    | 1    | 3    | 11  | 15  | 19  | 210    |
| Урумчи                | 319  | 10  | 13  | 30  | 37   | 34   | 21   | 29   | 25   | 24  | 23  | 15  | 280    |
| Тамырассер            | 1366 | 1   | 0,5 | 5   | 6    | 12   | 3    | 17   | 17   | 3   | 4   | 4   | 75     |
| Каилагар              | 1055 | 20  | 20  | 8   | 5    | 2    | 3    | 1    | 0    | 1   | 2   | 20  | 184    |
| Долина Смерти         | 54   | 3   | 2   | 3   | 5    | 3    | 8    | 8    | 5    | 2   | 3   | 2   | 45     |
| Уоллис-Бей            | 7    | 5   | 8   | 3   | 3    | 0    | 1    | 3    | 1    | 1   | 2   | 1   | 30     |
| Алис-Спрингс          | 580  | 42  | 31  | 17  | 17   | 16   | 9    | 9    | 19   | 19  | 26  | 37  | 272    |
| Сарьенго              | 266  | 10  | 8   | 15  | 24   | 16   | 17   | 14   | 10   | 6   | 12  | 9   | 152    |
| Антофагаста           | 122  | 0   | 0   | 0   | 0    | 0    | 0,3  | 0,1  | 0    | 0   | 0   | 0   | 0,4    |

Примечание. Координаты станций, упомянутых в табл. 1 (12.2.3.1), указаны в табл. 2 (12.2.3.4).

Годовые суммы осадков в Бразилии обычно не превышают 1600 мм. В целом же ВЗК над Южной Америкой изучена пока недостаточно.

Местами в активности ВЗК проявляется полугодовая периодичность. Так, в Бразавиле, Киншасе и в Найроби первый максимум осадков наблюдается в апреле, а второй — в октябре или ноябре, в обоих случаях, таким образом, несколько позднее равноденствий. В более высоких широтах оба максимума сливаются в один четкий летний максимум.

### 12.2.3.2. Пояс степей и пустынь (засушливый пояс)

Засушливые зоны земного шара (области климата В по Кёппену), хорошо изученные географами и климатологами, простираются в северном полушарии от Северной Африки через Аравийский полуостров и пустыни Ирана к великим центрально-азиатским пустыням Такла-Макан и Гоби. Они не выходят, однако к восточному побережью Азии (см. в табл. 1 (12.2.3.2) данные для Харбина). Небольшие, но характерные засушливые районы есть в Закавказье по нижнему течению Аракса и в США по нижнему течению р. Колорадо, где находится пустыня Мохаве.

В южном полушарии известны обширные пустыни Большая песчаная и Большая пустыня Викторин в Австралии, а также пустыня Калахари в Африке. Особую разновидность климата пустынь представляет собой климат побережий Перу и Чили (см. в табл. 1 (12.2.3.2) данные для Антофагаста) и юго-западного побережья Африки (Уолвис-Бей). И тут, и там, над областями направленных на север обширных холодных морских течений возникает в атмосфере мощная инверсия, препятствующая конденсации на этих высотах. В то же время здесь довольно велика повторяемость туманов.

Области пустынь соответствуют субтропическим областям повышенного давления воздуха (антициклоны), в которых преобладают нисходящие движения. Максимумы давления заметны не только на средних синоптических картах абсолютной топографии (яснее всего летом), но и в средних зональных многолетних значениях геопотенциала. Эти области представляют собой как бы продолжение на материк (отроги) тех субтропических антициклонов, которые очень хорошо выражены над океанами, в особенности над Атлантическим и Тихим.

В океанических районах наличие на картах среднего давления области повышенного давления не означает ее постоянного существования изо дня в день. С волнами давления, прохождением фронтальных разделов, холодными вторжениями там нередко связаны сильные дожди. Так, в Понта-Делгада на Азорских о-вах, в самом ядре азорского антициклона в среднем за год выпадает 740 мм осадков, а максимум за период 1941—1960 гг. составил

1007 мм. На о. Пасхи, в области южно-тихоокеанского антициклона, за год выпадает 1362 мм (больше всего в марте — 229 мм).

В области степей и пустынь, как правило, количество осадков повсеместно гораздо меньше (см. табл. 1 (12.2.3.2), данные для Хартума, Таманрассета, Багдада, Ашхабада, Кандагара, Урумчи, Долины Смерти в пустыне Мохаве, Сармиенто и Алис-Спрингса). Здесь холодные вторжения, приносящие сильные дожди — чрезвычайная редкость. Один из этих случаев отмечался 31 мая 1984 г., когда в Эль-Вадже в Саудовской Аравии ливень дал 122 мм осадков — больше, чем их выпало за предыдущие 10 лет. Холодный фронт, пришедший с северо-запада, в этот день принес в Табук (240 км от Эль-Ваджха) 12 мм осадков, причем выпадали градины диаметром до 2,5 см.

Вместе с тем местами в пояс пустынь вклиниваются высокие горные хребты, собирающие большое количество осадков. Таков, например, Тянь-Шань, расположенный между степями Казахстана и пустыней Такла-Макан, известный своими огромными ледниками и берущими в них начало потоками, питающими большие реки Или и Тарим.

### 12.2.3.3. Умеренный пояс (С) и холодный пояс (D)

Количество осадков в области умеренного и холодного климата (климата С и D по классификации Кёппена) зависит от циклонической деятельности, прежде всего на главных климатических фронтах, которые тесно связаны с характером подстилающей поверхности — с распределением континентов внутренних водоемов, океанов с теплыми течениями и т. д.

В северном полушарии главная ветвь климатического полярного фронта простирается над Великими озерами США и далее на восток через Атлантику примерно параллельно Гольфстриму до северо-запада Европы. Зимой и весной другая его ветвь проходит над Средиземным морем и далее на восток до Гиндукуша и Памира. Там она активна до апреля—мая. Летом ее активность ослабевает, но на смену ей возникает алтайско-саянская ветвь, также приносящая значительные осадки в своем районе.

От Японского моря простирается на северо-восток еще одна — тихоокеанская — ветвь полярного фронта, несколько сильнее выраженная летом.

В южном полушарии имеются обычно четыре ветви полярного фронта, проходящие примерно в долготном направлении между 40—45° ю. ш. С ним, собственно, и связаны «ревушие сороковые» — пояс особо сильных ветров и штормов, хорошо известный морякам. К югу от него количество осадков постепенно убывает.

Циклоническая деятельность на всех этих фронтах является, как сказано, главным источником осадков в умеренном климатическом поясе (табл. 1 (12.2.3.3)).



Годовой ход количества осадков (мм) в умеренном и холодном поясах

Таблица 1 (12.2.3.3)

| Высо-<br>та, м             | I    | II  | III | IV  | V   | VI  | VII | VIII | IX  | X    | XI   | XII | Год  |
|----------------------------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|------|------|-----|------|
| Умеренная зона             |      |     |     |     |     |     |     |      |     |      |      |     |      |
| Торсхавн                   | 24   | 149 | 136 | 114 | 106 | 67  | 74  | 79   | 96  | 132  | 157  | 156 | 1433 |
| Адак                       | 5    | 169 | 136 | 151 | 107 | 117 | 79  | 75   | 111 | 139  | 176  | 185 | 1639 |
| Никольское<br>(о. Беринга) |      | 68  | 42  | 54  | 30  | 18  | 25  | 47   | 52  | 42   | 49   | 42  | 518  |
| Сторнуэй                   | 10   | 107 | 75  | 63  | 65  | 52  | 68  | 87   | 88  | 97   | 118  | 111 | 1041 |
| Валенсия                   | 9    | 165 | 123 | 104 | 89  | 82  | 85  | 102  | 120 | 114  | 144  | 144 | 1436 |
| Немуро                     | 26   | 38  | 30  | 61  | 76  | 94  | 94  | 99   | 104 | 147  | 104  | 89  | 994  |
| Берген                     | 43   | 179 | 139 | 109 | 140 | 83  | 126 | 141  | 167 | 228  | 236* | 207 | 1958 |
| Якутат                     | 9    | 276 | 208 | 221 | 184 | 203 | 129 | 214  | 277 | 420  | 498* | 407 | 3348 |
| Сан-Франциско              | 47   | 119 | 97  | 79  | 38  | 18  | 3   | 0    | 1   | 8    | 25   | 63  | 563  |
| Ла-Корунья                 | 58   | 121 | 80  | 95  | 70  | 60  | 46  | 29   | 47  | 71   | 92   | 195 | 975  |
| Лондон                     | 5    | 53  | 40  | 37  | 38  | 46  | 46  | 56   | 59  | 50   | 57   | 64* | 594  |
| Варшава                    | 107  | 30  | 26  | 28  | 39  | 50  | 61  | 83   | 68  | 44   | 40   | 38  | 541  |
| Чикаго                     | 190  | 47  | 41  | 70  | 77  | 95  | 103 | 86   | 80  | 69   | 71   | 50  | 843  |
| Сен-Пьер                   | 7    | 119 | 124 | 102 | 112 | 128 | 90  | 87   | 104 | 126  | 132  | 159 | 1426 |
| Рейкьявик                  | 16   | 89  | 64  | 62  | 56  | 42  | 42  | 50   | 56  | 67   | 94   | 78  | 770  |
| о. Марион                  | 26   | 194 | 185 | 216 | 221 | 235 | 221 | 228  | 178 | 190  | 167  | 190 | 2451 |
| Бен-Невис                  | 1343 | 466 | 343 | 387 | 215 | 201 | 192 | 274  | 339 | 400* | 392  | 390 | 4084 |
| Зоннблик                   | 3106 | 109 | 122 | 132 | 152 | 150 | 124 | 137  | 122 | 104  | 117  | 107 | 1485 |
| Маунт-Ва-<br>шингтон       | 1909 | 135 | 134 | 147 | 150 | 149 | 164 | 162  | 168 | 172  | 154  | 169 | 1867 |
| Хознпейсенберг             | 978  | 57  | 50  | 57  | 80  | 122 | 154 | 158  | 136 | 110  | 72   | 59  | 1111 |
| Кергелен                   | 14   | 75  | 50  | 66  | 90  | 129 | 117 | 113  | 100 | 107  | 86   | 94  | 1123 |
| Пунта Аренас               | 38   | 34  | 28  | 46  | 42  | 43  | 35  | 33   | 31  | 30   | 24   | 28  | 407  |
| Рим                        | 5    | 80  | 72  | 69  | 70  | 57  | 38  | 15   | 23  | 70   | 118  | 111 | 803  |
| Никосия                    | 216  | 74  | 49  | 37  | 21  | 27  | 9   | 2    | 1   | 8    | 22   | 42  | 366  |
| Амман                      | 771  | 64  | 70  | 39  | 15  | 4   | 0   | 0    | 0   | 1    | 5    | 31  | 273  |
| Кабул                      | 1791 | 27  | 45  | 79  | 72  | 38  | 5   | 2    | 3   | 2    | 8    | 14  | 314  |
| Холодная зона              |      |     |     |     |     |     |     |      |     |      |      |     |      |
| Свердловск                 | 237  | 15  | 17  | 17  | 22  | 40  | 59  | 80   | 82  | 49   | 29   | 25  | 462  |
| Новосибирск                |      | 20  | 14  | 15  | 13  | 33  | 52  | 59   | 55  | 33   | 31   | 28  | 378  |
| Виннипег                   | 240  | 26  | 21  | 27  | 30  | 50  | 81  | 69   | 70  | 55   | 37   | 29  | 517  |
| Маус-Фактори               | 4    | 34  | 14  | 22  | 25  | 75  | 82  | 129  | 126 | 102  | 54   | 46  | 746  |
| Вена                       | 200  | 39  | 36  | 45  | 56  | 72  | 72  | 82   | 67  | 49   | 54   | 47  | 666  |
| Иркутск                    | 467  | 18  | 12  | 9   | 17  | 27  | 67  | 75   | 63  | 45   | 22   | 18  | 393  |
| Харбин                     | 143  | 4   | 6   | 17  | 23  | 44  | 92  | 167  | 119 | 52   | 36   | 12  | 577  |

Примечание. Координаты станций, упомянутых в табл. 1 (12.2.3.3), указаны в табл. 2 (12.2.3.4).

Влажный климат океанских островов северного полушария в табл. 1 (12.2.3.3) характеризуют данные для Сен-Пьера, Торсхавна, Сторнуэя (Атлантика), Никольского (Командорские о-ва) и Адака (Алеутские о-ва) (тихоокеанская область). В южном полушарии сходный климат — на островах Марион и Кергелен. Осадки там весь год обильные, количество их несколько возрастает осенью и зимой. Сходный климат характерен и для больших островов в умеренных широтах — в Немуро (на о. Хоккайдо) и в Валенсии (Ирландия).

Своеобразные черты средиземноморского климата с его очень сухим летом и влажной зимой или весной в табл. 1 (12.2.3.3) характеризуют данные для Рима, Никосии (о. Кипр), Аммана и Кабула. В Средней Азии эта климатическая зона простирается на север до Ташкента. Влияние упомянутой алтайско-саянской ветви фронта сказывается на режиме осадков, довольно скудных зимой, но обильных летом.

Заметное местное увеличение осадков в этой климатической зоне отмечается на побережьях (см. табл. 1 (12.2.3.3)), данные для Бергена и Якутата, Ла-Коруньи в Испании (подножье Кантабрийских гор). Отдельные возвышенности на материке тоже почти равномерно весь год получают значительное количество осадков; например, Хознпейсенберг (ФРГ), Зоннблик (Австрия), Маунт-Вашингтон (восток США) и особенно Бен-Невис (Шотландия), одно из наиболее влажных мест в Европе [16]. По имеющимся данным в горах Скандинавии местами выпадает до 3500 мм осадков в год.

На континенте со слабопересеченной местностью и невысоким рельефом, количество осадков в зоне умеренного и холодного климата, однако, значительно меньше (см. табл. 1 (12.2.3.3)), данные для Лондона, Варшавы, Свердловска, Новосибирска, Чикаго, Виннипега, Маус-Фактори).

#### 12.2.3.4. Полярные области (Е)

В полярных областях в общем весь год выпадает мало осадков как в северном полушарии (Барроу, Бухты Тихой), так и в южном (Восток-II) (табл. 1 и 2 (12.2.3.4)). Осадки выпадают здесь главным образом в виде снега, измерение количества которого, например при метелях, очень затруднительно (см. данные для Южного полюса). Поэтому данные таблицы 1 (12.2.3.4) надо считать приближенными. Несмотря на это, очевидно, что циклонические возмущения захватывают не только северные полярные области (Шпицберген), но и Антарктику (Мирный), хотя в среднем, например, над восточной Антарктидой располагается область высокого давления. Поэтому в Антарктиде происходит постоянное накопление снега, слой за слоем каждый год, и этот снег, уплотняясь со временем, формирует гигантские ледники, сползающие медленно и постепенно в океан.

Таблица 1 (12.2.3.4)

Годовой ход количества осадков (мм) в полярной области

| Высота, м           | I    | II  | III | IV  | V   | VI   | VII   | VIII  | IX   | X    | XI   | XII  | Год   |
|---------------------|------|-----|-----|-----|-----|------|-------|-------|------|------|------|------|-------|
| Арктика             |      |     |     |     |     |      |       |       |      |      |      |      |       |
| Сев. поляр. бассейн | 3-5  | 7-8 | 4-7 | 2-7 | 7-8 | 2-16 | 13-19 | 14-26 | 5-17 | 4-19 | 1-6  | 5-8  | ≈ 100 |
| Бухта Тикси         | 6    | 8   | 5   | 5   | 5   | 8    | 20    | 28    | 18   | 8    | 8    | 5    | 126   |
| Шпицберген          | 5    | 26  | 24  | 15  | 20  | 19   | 25    | 42    | 35   | 39   | 36   | 35   | 342   |
| Тул                 | 11   | 7   | 5   | 3   | 5   | 6    | 17    | 14    | 15   | 17   | 13   | 5    | 117   |
| Барроу              | 9    | 5   | 3   | 3   | 3   | 8    | 23    | 20    | 13   | 13   | 8    | 7    | 109   |
| Антарктика          |      |     |     |     |     |      |       |       |      |      |      |      |       |
| Мирный              | 30   | 4   | 9   | 32  | 33  | 66   | 106   | 78    | 103  | 49   | 13   | 28   | 626   |
| Восток-II           | 3420 | 0,6 | 1   | 7   | 4   | 9    | 12    | 5     | 5    | 2    | 0,6  | 0,8  | 53    |
| Южный полюс         | 2880 | 2   | 3   | 0,5 | 0,5 | (54) | 0,5   | (20)  | 0,5  | 0,2  | (50) | (47) | (179) |

Примечания. 1. Координаты станций, упомянутых в табл. 1 (12.2.3.4) указаны в табл. 2 (12.2.3.4). 2. Учитывался снег, надутый в дождь.

Таблица 2 (12.2.3.4)

Координаты станций, упомянутых в табл. 1 (12.2.3.1), 1 (12.2.3.3), 1 (12.2.3.4) и в тексте

| Станция             | φ            | λ             |
|---------------------|--------------|---------------|
| Адак                | 51°53' с. ш. | 176°39' з. д. |
| Алис-Спрингс        | 23°38' ю. ш. | 133°37' в. д. |
| Амман               | 31°57' с. ш. | 35°57' в. д.  |
| Антофагаста         | 23°28' с. ш. | 70°26' з. д.  |
| Анна (Самса)        | 13°48' ю. ш. | 171°46' з. д. |
| Багдад              | 33°20' с. ш. | 44°24' в. д.  |
| Барроу              | 71°18' с. ш. | 156°47' з. д. |
| Бен-Невис           | 56°48' с. ш. | 5°00' з. д.   |
| Берген              | 60°24' с. ш. | 5°19' в. д.   |
| Браззавиль          | 4°17' ю. ш.  | 15°15' в. д.  |
| Валенсия            | 51°56' с. ш. | 10°15' з. д.  |
| Варшава             | 52°11' с. ш. | 20°58' в. д.  |
| Вена                | 48°15' с. ш. | 16°22' в. д.  |
| Виннипег            | 49°54' с. ш. | 97°14' з. д.  |
| о. Вознесения       | 7°56' ю. ш.  | 14°25' з. д.  |
| Восток-II           | 78°27' ю. ш. | 106°52' в. д. |
| Даусон              | 64°04' с. ш. | 139°26' з. д. |
| Дебунджа            | 4°08' с. ш.  | 9°00' в. д.   |
| Джакарта            | 6°11' ю. ш.  | 106°50' в. д. |
| Долина Смерти       | 36°28' с. ш. | 116°51' з. д. |
| Зонблик             | 47°03' с. ш. | 12°57' в. д.  |
| Кабул               | 34°33' с. ш. | 69°13' в. д.  |
| Кандагар            | 31°36' с. ш. | 65°40' в. д.  |
| о. Кергелен         | 49°20' ю. ш. | 70°13' в. д.  |
| Киншаса             | 4°20' ю. ш.  | 15°16' в. д.  |
| Кокосовые о-ва      | 12°05' ю. ш. | 96°53' в. д.  |
| Колон               | 9°21' с. ш.  | 79°55' з. д.  |
| Куяба               | 15°36' с. ш. | 56°06' з. д.  |
| Ла-Корунья          | 43°22' с. ш. | 8°24' з. д.   |
| Лондон (Кью)        | 51°28' с. ш. | 0°19' з. д.   |
| о. Марион           | 46°53' ю. ш. | 37°52' в. д.  |
| Маунт-Вашингтон     | 44°16' с. ш. | 71°18' з. д.  |
| Мирный              | 66°33' ю. ш. | 93°01' в. д.  |
| Мокровия            | 6°18' с. ш.  | 10°45' в. д.  |
| Немуро              | 43°20' с. ш. | 145°35' в. д. |
| Никозия             | 35°09' с. ш. | 33°17' в. д.  |
| Осло                | 59°56' с. ш. | 10°44' в. д.  |
| Рим                 | 41°48' с. ш. | 12°14' в. д.  |
| Сали-Крестобал      | 0°54' ю. ш.  | 89°37' з. д.  |
| Сармьенто           | 45°35' ю. ш. | 69°08' з. д.  |
| Сев. поляр. бассейн | —            | —             |
| Сен-Пьер            | 46°47' с. ш. | 56°11' з. д.  |
| о. Сенявина         | 6°58' с. ш.  | 158°13' в. д. |
| Сторнгуэй           | 58°11' с. ш. | 6°22' з. д.   |
| Таманрассет         | 22°47' с. ш. | 5°31' в. д.   |
| Торонто             | 43°40' с. ш. | 79°24' з. д.  |
| Торсхавн            | 62°03' с. ш. | 6°45' з. д.   |
| Тринидад            | 10°40' с. ш. | 61°31' з. д.  |
| Туле                | 76°31' с. ш. | 68°50' з. д.  |
| Уединен-Бей         | 22°56' ю. ш. | 14°30' в. д.  |
| Урумчи              | 43°47' с. ш. | 87°37' в. д.  |
| о-ва Фаншиг         | 3°54' с. ш.  | 159°23' з. д. |

| Станция         | $\varphi$    | $\lambda$     |
|-----------------|--------------|---------------|
| Харбин          | 45°45' с. ш. | 126°38' в. д. |
| Хартум          | 15°36' с. ш. | 32°32' в. д.  |
| Хоснелессенберг | 47°48' с. ш. | 11°00' в. д.  |
| Черрапунджи     | 25°15' с. ш. | 91°44' в. д.  |
| Чикаго          | 41°47' с. ш. | 87°45' з. д.  |
| Шиниберген      | 78°04' с. ш. | 13°38' в. д.  |
| Южный полюс     | 90° ю. ш.    | —             |
| Яунде           | 3°52' с. ш.  | 11°32' в. д.  |
| Якутат          | 59°31' с. ш. | 139°40' з. д. |

Общее и в определенной мере более детальное представление о распределении осадков на земном шаре дает рис. 1 (12.2.3.) Он еще раз наглядно характеризует большую изменчивость осадков в пространстве и зависимость их количества от характера подстилающей поверхности.

#### 12.2.4. Интенсивность осадков и их изменчивость

Выше было дано общее представление о распределении сумм осадков по земному шару и о факторах, влияющих на их количество. Вместе с тем ряд практических задач требует учета характера осадков. Надо различать, выпадает ли значительное количество осадков за короткий промежуток времени или же отмечается длительный моросящий дождь и слабый снег, влияющий на усвоение осадков растительностью. Величина стока рек тоже зависит от характера осадков.

##### 12.2.4.1. Типизация осадков

В синоптической практике осадки делятся на несколько типов в зависимости от характера их выпадения. Обычно говорят о моросящих, обложных и ливневых осадках. При этом считают, что морось состоит из наиболее мелких капель, как бы оседающих из облака, и образуется в самом нижнем слое атмосферы, не выше уровня 700 гПа ( $\approx 3$  км) в облаках Sc и St. Интенсивность моросящих осадков не превышает 0,003—0,006 мм/мин.

Обложные осадки отличаются медленным постепенным изменением интенсивности и большой продолжительностью. Они связаны с прохождением обширных циклонов или медленно движущихся фронтов и образуются в основном в надфронтальных облачных системах Ns—As, реже в As. Интенсивность их составляет 0,016—0,025 мм/мин, изредка — до 0,04 мм/мин.

Ливневые осадки образуются в кучево-дождевых облаках Cb, нередко на холодных фронтах, линиях сходимости, в облачных скоплениях и пр. Они формируются в слоях мощностью до 10 км

(а в тропической зоне и более), возникают внезапно, могут (в зависимости от горизонтальных размеров облака) быть кратковременными и перемежающимися. Интенсивность их составляет примерно 0,08 мм/мин и более. В тропиках слабые ливневые дожди идут порой из облаков Cu med.

Таблица 1 (12.2.4.1)

Классификация типов и подтипов жидких осадков по [1]

| Тип осадков              | Интенсивность, мм/мин | $t_p/T_d$  |
|--------------------------|-----------------------|------------|
| Морось                   | 0,01                  |            |
| Мелкокапельные обложные  | 0,01—0,02             |            |
| Крупнокапельные обложные | 0,03; 0,04; 0,05      | $t > T/10$ |
| Мелкокапельные ливневые  | 0,03; 0,04; 0,05      | $t < T/10$ |
| Ливневые                 | $> 0,05$              |            |

Таким образом, этим трем типам осадков соответствуют разные физические и синоптические процессы. Это означает, что характеристики разных типов осадков могут быть дискретными, т. е. отличаться друг от друга в статистическом смысле по отношению ко всем осадкам в целом, и их кривые распределения могут быть многовершинными. Ряд примеров такой многовершинности в распределении интенсивности осадков мы приведем ниже.

В [1] предложена для практических приложений несколько более подробная типизация жидких осадков. В этой работе выделяются мелкокапельные обложные, крупнокапельные обложные и мелкокапельные ливневые осадки (табл. 1 (12.2.4.1)). При этом границу между последними двумя подтипами определяет отношение продолжительности  $t$  осадков (дождя) большой интенсивности  $I_{\max}$  (0,03—0,05 мм/мин) к общей продолжительности дождя  $T$ .

В зоне большого увлажнения Северо-Запада и Центра ЕТС пороговое значение интенсивности, разделяющее типы осадков, составляет 0,05 мм/мин, в более засушливых степных районах Украины, Казахстана и т. д. — 0,03 мм/мин.

Очевидно, что при смене сезонов, синоптических процессов, устойчивых и неустойчивых масс, происходит и смена одного типа осадков другим. При каждом таком процессе вероятность определенных значений количества и интенсивности осадков, соответствующих определенному типу осадков, будет велика, а вероятность других (промежуточных) значений — мала. Поэтому дискретные типы осадков будут создавать многовершинные кривые распределения количества и интенсивности осадков. Классификация, представленная в табл. 1 (12.2.4.1), применима, очевидно, и к снегопадам, которые также могут быть ливневыми и обложными, хотя возможно, пределы диапазонов интенсивности будут другими. Град, однако, всегда связан с ливневыми осадками.



## 12.2.4.2. Распределение количества и интенсивности осадков

Вероятность выпадения того или иного количества осадков  $Q$ , средней за дождь их интенсивности  $I_{\text{ср}}$ , максимальной за дождь

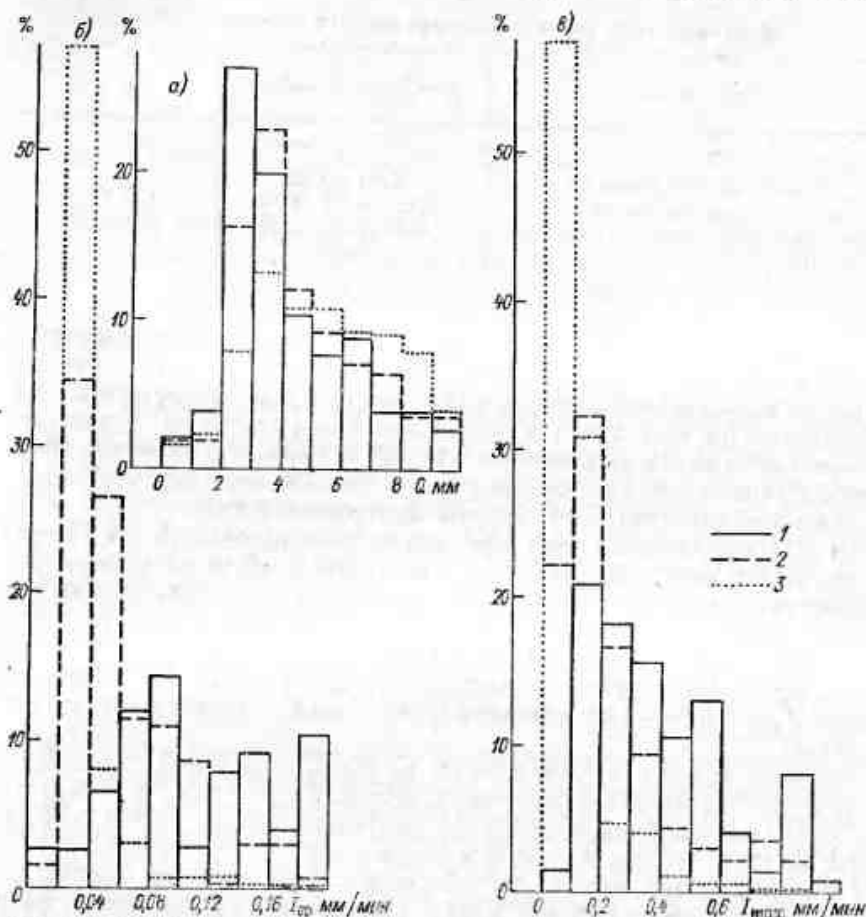


Рис. 1 (12.2.4.2). Вероятность (%) различных значений количества осадков  $Q$  (а), средней  $I_{\text{ср}}$  (б) и максимальной  $I_{\text{max}}$  (в) интенсивности.

1 — короткие дожди ( $T_d \leq 1$  ч), 2 — средние дожди ( $T_d = 1 \dots 3$  ч), 3 — длительные дожди ( $T_d > 3$  ч).

интенсивности  $I_{\text{max}}$  может быть описана соответствующими гистограммами или кривыми распределения.

На рис. 1 (12.2.4.2) дан пример такой гистограммы для  $Q$ ,  $I_{\text{ср}}$  и  $I_{\text{max}}$ . Эти кривые построены для типичного умеренного континентального климата верхней Волги, отдельно для групп коротких

( $T < 1$  ч), средних ( $T$  от 1 до 3 ч) и длительных ( $T > 3$  ч) дождей. Все они обнаруживают высокий максимум вероятности (повторяемости) при некоторых малых значениях рассматриваемых величин и длинный «хвост» небольших вероятностей больших значений. Кривые эти построены по данным работы [1], в которой можно найти аналогичные сведения и для других (в общем для 23) районов СССР. Следует помнить, что такие гистограммы существенно упрощают (схематизируют) истинную форму распределения, которая может быть построена по очень большому числу наблюдений. Наименее точна эта схематизация при малых значениях  $Q$ ,  $I_{\text{ср}}$  и  $I_{\text{max}}$ .

В [1] для описания распределений этих величин предложено использовать кривые распределения Пирсона III типа:

$$f(x) = \frac{\gamma^\gamma}{\Gamma(\gamma)} \frac{x^\gamma}{(m-l)} \left( \frac{x-l}{m-l} \right)^{-\gamma} e^{-\gamma \left( \frac{x-l}{m-l} \right)}, \quad (1)$$

где параметры  $\gamma$ ,  $l$  и  $m$  вычисляются через коэффициент вариации  $c_v = \sigma(x)/x_{\text{ср}}$  и коэффициент асимметрии  $A$ :

$$\gamma = \frac{4}{A^2}, \quad l = m \left[ 1 - \frac{2c_v}{A} \right],$$

причем  $m = x_{\text{ср}}$  — есть математическое ожидание  $x$ , под которым в нашем случае подразумеваются величины  $Q$ ,  $I_{\text{ср}}$  или  $I_{\text{max}}$ .

В табл. 1 (12.2.4.2) приведены значения  $x_{\text{ср}}$ ,  $c_v$  и  $A$  для Северного Урала. При этом были выделены дожди с  $T_d < 1$  ч (I группа), с  $T_d = 1 \dots 3$  ч (II группа) и  $T_d > 3$  ч (III группа). Всего здесь были использованы данные о 375 дождях ( $\sum N = 375$ ).

Из таблицы видно, что значения  $I_{\text{ср}}$  и  $I_{\text{max}}$  убывают существенно с увеличением  $T_d$ , а их изменчивость  $c_v$  соответственно возрастает. Распределение  $Q$  имеет значительную асимметрию, очевидно, из-за наличия нескольких сильных дождей.

В табл. 2 (12.2.4.2) приведены аналогичные данные уже для большого числа районов СССР с весьма различными характери-

Таблица 1 (12.2.4.2)

Статистические параметры распределения величин  $Q$ ,  $I_{\text{ср}}$  и  $I_{\text{max}}$  для Северного Урала

| Группа | $T_d$ ч | $N$ | Параметр        | $Q$   | $I_{\text{ср}}$ | $I_{\text{max}}$ |
|--------|---------|-----|-----------------|-------|-----------------|------------------|
| I      | <1      | 84  | $x_{\text{ср}}$ | 5,13  | 0,16            | 0,38             |
|        |         |     | $c_v$           | 0,27  | 1,76            | 1,11             |
|        |         |     | $A$             | 43,5  | 0,12            | 0,99             |
| II     | 1—3     | 129 | $x_{\text{ср}}$ | 10,30 | 0,06            | 0,22             |
|        |         |     | $c_v$           | 0,29  | 3,09            | 1,86             |
|        |         |     | $A$             | 42,4  | 0,02            | 0,26             |
| III    | >3      | 162 | $x_{\text{ср}}$ | 8,05  | 0,02            | 0,11             |
|        |         |     | $c_v$           | 0,25  | 4,69            | 2,51             |
|        |         |     | $A$             | 44,4  | 0,005           | 0,26             |

Средние значения, коэффициенты вариации  $c_v$  и асимметрии  $A$  распределений для I, II и III группы дождей

| Характеристика  | Группа | Район |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|-----------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                 |        | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    |
| Количество      |        |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| $\bar{Q}$ мм    | I      | 0,74  | 6,20  | 6,78  | 2,03  | 4,62  | 6,07  | 1,30  | 1,11  | 1,78  | 5,13  |
|                 | II     | 2,10  | 6,26  | 9,14  | 4,80  | 6,21  | 7,41  | 4,71  | 3,52  | 3,16  | 10,30 |
|                 | III    | 6,02  | 12,74 | 11,72 | 9,43  | 10,26 | 7,63  | 15,23 | 11,29 | 17,36 | 8,05  |
| $c_D$           | I      | 1,82  | 0,30  | 0,27  | 0,72  | 0,30  | 0,30  | 0,92  | 1,73  | 0,81  | 0,27  |
|                 | II     | 1,42  | 0,28  | 0,27  | 0,40  | 0,30  | 0,29  | 0,44  | 1,32  | 0,56  | 0,29  |
|                 | III    | 1,02  | 0,22  | 0,23  | 0,28  | 0,25  | 0,20  | 0,23  | 0,97  | 0,23  | 0,25  |
| $A$             | I      | 5,90  | 90,50 | 78,43 | 39,98 | 9,27  | 43,19 | 68,81 | 5,05  | 260,0 | 43,54 |
|                 | II     | 5,73  | 33,43 | 130,1 | 104,0 | 54,17 | 157,7 | 115,5 | 3,79  | 176,9 | 424,2 |
|                 | III    | —     | 86,69 | 225,6 | 229,6 | 87,41 | 89,89 | 226,7 | 1,78  | 394,4 | 44,4  |
| Средняя интен   |        |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| $\bar{T}_{cp}$  | I      | 0,038 | 0,20  | 0,23  | 0,07  | 0,16  | 0,18  | 0,05  | 0,05  | 0,04  | 0,16  |
|                 | II     | 0,026 | 0,06  | 0,08  | 0,04  | 0,07  | 0,07  | 0,04  | 0,03  | 0,03  | 0,05  |
|                 | III    | 0,020 | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,02  | 0,04  | 0,01  | 0,03  | 0,02  |
| $c_D$           | I      | 1,53  | 1,70  | 1,71  | 3,78  | 1,88  | 1,79  | 4,48  | 1,92  | 4,62  | 1,76  |
|                 | II     | 1,02  | 2,78  | 2,84  | 4,02  | 3,08  | 3,03  | 4,38  | 0,96  | 5,40  | 3,09  |
|                 | III    | 1,24  | 4,31  | 4,47  | 4,93  | 4,52  | 4,52  | 4,39  | 0,65  | 5,38  | 4,69  |
| $A$             | I      | 7,31  | 0,24  | 0,25  | 0,40  | 0,13  | 0,25  | 0,39  | 6,83  | 0,52  | 0,12  |
|                 | II     | 3,43  | 0,03  | 0,08  | 0,09  | 0,16  | 0,26  | 0,11  | 2,31  | 0,55  | 0,02  |
|                 | III    | —     | 0,02  | 0,11  | 0,03  | 0,03  | 0,01  | 0,03  | 1,51  | 2,43  | 0,005 |
| Максимальная    |        |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| $\bar{T}_{max}$ | I      | 0,12  | 0,47  | 0,50  | 0,17  | 0,35  | 0,45  | 0,09  | 0,06  | 0,09  | 0,38  |
|                 | II     | 0,18  | 0,28  | 0,38  | 0,24  | 0,27  | 0,28  | 0,12  | 0,09  | 0,09  | 0,22  |
|                 | III    | 0,19  | 0,14  | 0,15  | 0,15  | 0,13  | 0,13  | 0,26  | 0,12  | 0,10  | 0,11  |
| $c_v$           | I      | 2,28  | 1,10  | 1,07  | 2,60  | 1,29  | 1,21  | 3,72  | 1,92  | 3,69  | 1,11  |
|                 | II     | 2,16  | 1,61  | 1,46  | 2,05  | 1,58  | 1,59  | 2,48  | 1,60  | 3,72  | 1,86  |
|                 | III    | 1,62  | 2,49  | 2,41  | 2,37  | 2,47  | 2,47  | 1,92  | 0,88  | 2,99  | 2,51  |
| $A$             | I      | 6,13  | 0,71  | 1,02  | 1,28  | 0,54  | 1,42  | 1,25  | 4,06  | 2,78  | 0,99  |
|                 | II     | 5,63  | 0,76  | 0,67  | 1,12  | 0,47  | 0,87  | 1,68  | 1,70  | 0,71  | 9,26* |
|                 | III    | —     | 0,58  | 0,48  | 0,48  | 0,58  | 0,52* | 0,71  | 1,36  | 0,67  | 0,26  |
| $\sum N$        |        | 8117  | 342   | 206   | 767   | 275   | 329   | 602   | 1420  | 286   | 373   |

Примечание. 1 — северо-запад Европейской территории СССР, 2 — северо-западная часть верхней Волги, 6 — средняя часть верхней Волги, 7 — восточная часть Северного Кавказа, 10 — Северный Урал, 11 — Средний Урал, Южный Казахстан, 15 — западная часть Забайкалья, 16 — восточная часть Забайкалья, 19 — Хабаровский край, бассейн Нижнего Амура, 20 — побережье Татарского пролива.

Таблица 2 (12.2.4.2)

количества жидких осадков  $Q$ , средней  $I_{\text{ср}}$  и максимальной  $I_{\text{max}}$  интенсивности для различных районов СССР

| Район                          |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 11                             | 12    | 13    | 14    | 15    | 16    | 17    | 18    | 19    | 20    | 21    | 22    |
| осадков Q                      |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| 5,61                           | 4,85  | 5,45  | 3,25  | 6,04  | 5,97  | 1,10  | 2,78  | 1,0   | 0,48  | 0,81  | 4,27  |
| 6,14                           | 5,79  | 7,43  | 5,23  | 6,69  | 6,30  | 2,57  | 5,70  | 2,9   | 1,30  | 2,04  | 4,92  |
| 8,39                           | 9,27  | 10,23 | 11,34 | 10,50 | 11,50 | 8,71  | 8,96  | 10,4  | 11,73 | 11,74 | 13,04 |
| 0,30                           | 0,29  | 0,30  | 0,52  | 0,28  | 0,29  | 0,97  | 0,56  | 1,04  | 1,28  | 1,18  | 0,27  |
| 0,28                           | 0,27  | 0,28  | 0,32  | 0,27  | 0,28  | 0,59  | 0,32  | 0,60  | 0,82  | 0,64  | 0,29  |
| 0,25                           | 0,25  | 0,23  | 0,24  | 0,24  | 0,23  | 0,30  | 0,24  | 0,28  | 0,28  | 0,27  | 0,22  |
| 42,20                          | 10,93 | 15,09 | 40,21 | 12,96 | 49,37 | 31,86 | 17,70 | 28,74 | 5,13  | 77,33 | 7,00  |
| 30,60                          | 30,07 | 88,73 | 19,91 | 52,84 | 61,66 | 31,31 | 32,48 | 57,75 | 27,94 | 38,72 | 23,95 |
| 84,13                          | 179,7 | 53,57 | 151,2 | 56,31 | 118,2 | 94,55 | 43,25 | 334,0 | 382,2 | 286,2 | 233,4 |
| снвность I <sub>ср</sub>       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| 0,17                           | 0,14  | 0,21  | 0,09  | 0,15  | 0,17  | 0,04  | 0,09  | 0,03  | 0,02  | 0,04  | 0,12  |
| 0,06                           | 0,06  | 0,07  | 0,05  | 0,06  | 0,06  | 0,03  | 0,05  | 0,03  | 0,02  | 0,02  | 0,04  |
| 0,02                           | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,03  | 0,02  | 0,02  | 0,02  | 0,02  | 0,02  | 0,02  | 0,02  |
| 1,77                           | 1,74  | 1,68  | 2,87  | 1,78  | 1,76  | 4,47  | 2,75  | 5,21  | 5,75  | 0,49  | 1,79  |
| 2,98                           | 3,01* | 2,69  | 3,21  | 3,02  | 3,06  | 5,30  | 3,35  | 5,50  | 5,80  | 5,40  | 3,20  |
| 4,46                           | 4,38  | 4,16  | 4,09  | 4,43  | 4,27  | 5,24  | 4,75  | 5,31  | 5,35  | 5,04  | 4,58  |
| 0,24                           | 0,06  | 0,20  | 0,21  | 0,08  | 0,13  | 0,14  | 0,10  | 0,02  | 0,35  | 0,50  | 0,05  |
| 0,02                           | 0,02  | 0,03  | 0,009 | 0,03  | 0,03  | 0,05  | 0,02  | 0,08  | 0,02  | 0,03  | 0,01  |
| 0,06                           | 0,04  | 0,02  | 0,011 | 0,02  | 0,01  | 0,02  | 0,01  | 0,02  | 0,02  | 0,02  | 0,01  |
| интенсивность I <sub>max</sub> |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
| 0,43                           | 0,33  | 0,46  | 0,21  | 0,40  | 0,42  | 0,17  | 0,26  | 0,13  | 0,05  | 0,11  | 0,32  |
| 0,29                           | 0,25  | 0,37  | 0,20  | 0,28  | 0,26  | 0,21  | 0,23  | 0,19  | 0,04  | 0,09  | 0,15  |
| 0,12                           | 0,15  | 0,19  | 0,15  | 0,14  | 0,15  | 0,11  | 0,12  | 0,26  | 0,13  | 0,24  | 0,12  |
| 1,59                           | 1,16  | 1,02  | 2,05  | 1,17  | 1,12  | 2,74  | 1,82  | 3,24  | 4,99  | 3,44  | 1,17  |
| 2,33                           | 1,71  | 1,39  | 1,89  | 1,65  | 1,71  | 2,19  | 1,92  | 2,68  | 5,36  | 3,85  | 1,92  |
| 1,16                           | 2,40  | 0,20* | 2,08  | 2,34  | 2,24  | 3,44  | 2,69  | 2,04  | 2,78  | 1,96  | 2,36  |
| 0,74                           | 4,22  | 2,03  | 0,43  | 0,24  | 0,92  | 0,86  | 0,66  | 4,00  | 1,32  | 4,03  | 0,52  |
| 1,05                           | 0,64  | 1,01  | 0,24  | 0,88  | 2,10  | 1,40  | 0,59  | 2,56  | 0,69  | 1,83  | 0,14  |
| 4,22                           | 1,07  | 0,76  | 0,28  | 1,10  | 1,02  | 1,35  | 0,31* | 2,77  | 0,51  | 1,20  | 3,38  |
| 393                            | 184   | 87    | 192   | 198   | 585   | 426   | 151   | 1098  | 488   | 350   | 1010  |

перо-запад Украины, 3 — юго-запад Украины, 4 — северо-восток Украины, 5 — Черноморское побережье Кавказа, 8 — западная часть Большого Кавказа, 9 — 12 — северная часть Южного Урала, 13 — южная часть Южного Урала, 14 — Байкаль, 17 — верховья Амура, 18 — Восточная Сибирь, бассейн Индигирки, притока, 21 — Приморье, 22 — Сахалин.

стиками климата. Из этой таблицы видно, что количество осадков  $Q$  везде заметно возрастает с увеличением продолжительности дождя, особенно в областях приморского климата Запада ЕТС и Дальнего Востока СССР (где велика повторяемость кратковременных слабых дождей). На континенте, наоборот, различия  $Q$  в группах I, II и III гораздо меньше. Коэффициенты вариации  $c_v$  для  $Q$  обычно невелики (0,2—0,3) и географическое распределение их довольно однородно, но в приморских областях они существенно возрастают — и на западе, и на востоке. На побережье Черного моря значение  $c_v$  иногда превышает 1, особенно в случае кратковременных дождей (I группа).

Коэффициент асимметрии  $A$  распределения  $Q$  велик повсюду и существенно возрастает с увеличением продолжительности дождя (с переходом от группы I к группе III).

Средняя ( $I_{cp}$ ) и максимальная ( $I_{max}$ ) интенсивности дождя резко убывают с ростом его продолжительности; коэффициент вариации  $c_v$  величины  $I_{cp}$  (в отличие от  $c_v$  для  $Q$ ) существенно возрастает от I группы к III и вообще сравнительно велик. Однако в условиях морского климата он велик и в случае непродолжительных дождей (т. е. непродолжительные дожди I группы могут быть и слабыми, и сильными), хотя в общем их интенсивность невелика.

Коэффициент асимметрии распределения величины  $I_{cp}$  очень мал (близок к 0) и слегка возрастает лишь в условиях морского климата в случае непродолжительных дождей I группы.

Как обычно, в статистике экстремальных значений есть несколько «выбросов»; они помечены в табл. 2 (12.2.4.2) звездочкой.

Гистограммы, аналогичные приведенным на рис. 1 (12.2.4.2), построенные для ряда районов СССР нередко обнаруживают, кроме указанных выше черт, и многовершинность распределений. Так, в частности вторая вершина имеется обычно в распределении  $I_{cp}$ , обычно при  $I_{cp}=0,16... 0,18$  мм/мин, реже — при  $I_{cp}=0,14... 0,16$  мм/мин (в I группе).

Наличие второй вершины отличает ливневые дожди от обложных, для которых  $I_{cp}$  невелико, и характерно для данных почти всех районов СССР.

Велика повторяемость значений  $I_{max}=0,7... 0,8$  мм/мин (II группа), типичных для ливневых осадков. В то же время интенсивность продолжительных дождей III группы обычно невелика, и для них вероятность больших значений  $I_{cp}$  и  $I_{max}$  быстро убывает. Это свойство характерно для обложных (и моросящих) осадков.

Следует отметить (см. рис. 1 (12.2.4.2)), что вклад длительных дождей (III группа) в сумму осадков при слабых дождях (малых  $Q$ ) невелик, но в большие суммы  $Q>10$  мм вклад длительных дождей гораздо заметнее. Рассмотренные примеры показывают, что данные табл. 1 и 2 (12.2.4.2), характеризующие количе-

ственно распределение жидких осадков, отображают типичные физические закономерности их образования и выпадения.

### 12.2.4.3. Число дней с осадками

Одной из важных и в то же время элементарных характеристик режима осадков является число дней с осадками той или иной интенсивности за данный месяц или год. Иначе говоря, эта характеристика описывает вероятность выпадения осадков различной средней интенсивности в зависимости от сезона или района.

В табл. 1 (12.2.4.3) приведена средняя повторяемость (число дней) градаций суточных сумм осадков, принятых в «Климатическом справочнике СССР», для нескольких типичных климатических зон СССР за каждый месяц и за год [5].

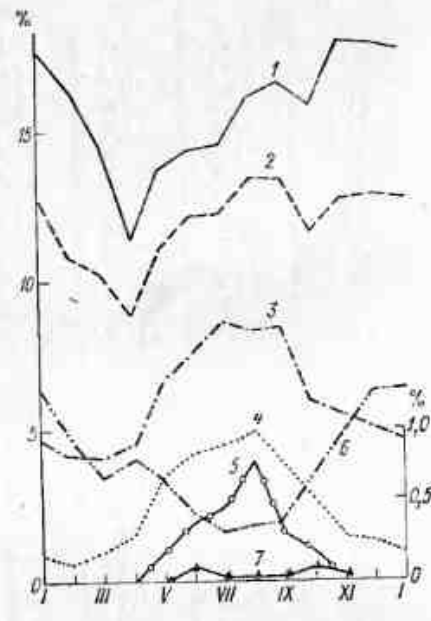


Рис. 1 (12.2.4.3). Повторяемость (%) различных значений месячной суммы осадков  $Q$ .

Вологда: 1)  $Q \geq 0,1$  мм; 2)  $Q \geq 0,5$  мм; 3)  $Q \geq 1,0$  мм; 4)  $Q > 5,0$  мм; 5)  $Q \geq 20$  мм (шкала слева); Казалинск: 6)  $Q \geq 0,1$  мм, 7)  $Q > 20$  мм (шкала справа).

Общее число дней  $N_0$  с осадками  $\geq 0,1$  мм/сут за месяц сильно меняется в разнообразных климатических условиях европейской и азиатской частей СССР. Однако почти везде  $N_0$  достигает максимума зимой (преимущественно в декабре, когда среднее значение  $N_0$  во многих пунктах превышает 20 дней) (рис. 1 (12.2.4.3)). В зоне умеренного климата зима — период наибольшей циклонической активности, когда с вертикальными движениями на холодных и особенно на теплых фронтах связаны обложные продолжительные снегопады, интенсивность которых невелика. В самых южных областях СССР — в Средней Азии, особенно в ее восточной части, где заметно влияние гиндукушского фронта, максимум  $N_0$  может сместиться на раннюю весну. Это явление типично для средиземноморского климата.

Второй, более низкий максимум  $N_0$  отмечается летом, обычно в июле или августе, когда высокая температура и большая влажность (отношение смеси) благоприятны для процесса конденсации, так и в области циклонических возмущений, хотя последние и менее развиты в это время. В засушливых районах (см.



Таблица 1 (12.2.4.3)

Повторяемость (число дней) различных значений суточных сумм осадков Q

| Месяц     | Q мм/сут |       |       |      |      |      |      |
|-----------|----------|-------|-------|------|------|------|------|
|           | >0,1     | ≥0,5  | ≥1,0  | ≥5,0 | >10  | >20  | >30  |
| Вологда   |          |       |       |      |      |      |      |
| I         | 17,7     | 12,7  | 9,2   | 0,9  | 0,1  | 0,0  | 0,0  |
| II        | 16,4     | 10,7  | 7,6   | 0,6  | 0,0  | 0,0  | 0,0  |
| III       | 14,5     | 10,2  | 7,4   | 1,0  | 0,2  | 0,0  | 0,0  |
| IV        | 11,4     | 8,8   | 6,9   | 1,6  | 0,3  | 0,04 | 0,0  |
| V         | 13,8     | 11,1  | 9,0   | 3,5  | 1,1  | 0,2  | 0,04 |
| VI        | 14,4     | 12,2  | 10,4  | 4,2  | 1,6  | 0,4  | 0,0  |
| VII       | 14,6     | 12,2  | 10,6  | 4,5  | 1,8  | 0,5  | 0,04 |
| VIII      | 16,1     | 13,4  | 10,8  | 5,0  | 2,1  | 0,8  | 0,2  |
| IX        | 16,6     | 13,3  | 11,4  | 3,7  | 1,4  | 0,3  | 0,04 |
| X         | 15,8     | 11,6  | 8,8   | 2,6  | 0,7  | 0,2  | 0,0  |
| XI        | 18,0     | 12,7  | 9,3   | 1,4  | 0,1  | 0,0  | 0,0  |
| XII       | 17,9     | 12,8  | 9,3   | 1,3  | 0,2  | 0,0  | 0,0  |
| Год       | 187,2    | 141,7 | 110,7 | 30,3 | 9,6  | 2,4  | 0,3  |
| Иркутск   |          |       |       |      |      |      |      |
| I         | 12,9     | 7,0   | 3,7   | 0,1  | 0,0  | 0,0  | 0,0  |
| II        | 9,2      | 5,2   | 2,9   | 0,1  | 0,0  | 0,0  | 0,0  |
| III       | 7,5      | 4,2   | 2,8   | 0,2  | 0,04 | 0,0  | 0,0  |
| IV        | 7,4      | 5,5   | 3,9   | 0,8  | 0,2  | 0,03 | 0,0  |
| V         | 10,1     | 8,0   | 6,5   | 1,9  | 0,6  | 0,1  | 0,04 |
| VI        | 12,6     | 10,2  | 8,8   | 4,2  | 2,1  | 0,8  | 0,3  |
| VII       | 14,1     | 11,8  | 10,3  | 5,0  | 2,9  | 1,2  | 0,5  |
| VIII      | 14,6     | 11,7  | 10,1  | 4,8  | 2,7  | 0,9  | 0,3  |
| IX        | 12,0     | 9,0   | 7,6   | 2,8  | 1,0  | 0,3  | 0,1  |
| X         | 9,3      | 6,6   | 5,1   | 1,0  | 0,3  | 0,04 | 0,01 |
| XI        | 12,2     | 8,0   | 5,4   | 0,4  | 0,1  | 0,0  | 0,0  |
| XII       | 15,3     | 8,8   | 5,2   | 0,2  | 0,0  | 0,0  | 0,0  |
| Год       | 137,2    | 96,0  | 72,3  | 21,5 | 9,9  |      |      |
| Астрахань |          |       |       |      |      |      |      |
| I         | 9,1      | 4,9   | 3,1   | 0,3  | 0,1  | 0,02 | 0,0  |
| II        | 7,8      | 4,2   | 3,0   | 0,5  | 0,1  | 0,0  | 0,0  |
| III       | 6,8      | 4,1   | 2,9   | 0,7  | 0,2  | 0,0  | 0,0  |
| IV        | 5,1      | 3,5   | 2,8   | 0,8  | 0,3  | 0,1  | 0,03 |
| V         | 5,2      | 3,7   | 3,2   | 1,2  | 0,5  | 0,2  | 0,1  |
| VI        | 5,0      | 3,7   | 3,2   | 1,2  | 0,4  | 0,2  | 0,1  |
| VII       | 4,8      | 3,6   | 2,9   | 0,9  | 0,4  | 0,1  | 0,1  |
| VIII      | 4,1      | 2,8   | 2,2   | 0,8  | 0,3  | 0,1  | 0,04 |
| IX        | 4,5      | 3,4   | 2,9   | 1,1  | 0,5  | 0,1  | 0,03 |
| X         | 5,9      | 3,7   | 2,9   | 0,9  | 0,3  | 0,04 | 0,01 |
| XI        | 8,0      | 4,7   | 3,4   | 0,7  | 0,1  | 0,03 | 0,0  |
| XII       | 10,7     | 5,5   | 3,9   | 0,6  | 0,2  | 0,0  | 0,0  |
| Год       | 77       | 48    | 36    | 10   | 4    | 1    | 0,5  |

| Месяц | Q мм/сут |      |      |      |     |     |     |
|-------|----------|------|------|------|-----|-----|-----|
|       | >0,1     | ≥0,5 | ≥1,0 | >5,0 | >10 | >20 | >30 |

|      |      |      |      |     |     |     |      |
|------|------|------|------|-----|-----|-----|------|
| Ялта |      |      |      |     |     |     |      |
| I    | 15,1 | 12,1 | 10,3 | 4,8 | 2,3 | 0,6 | 0,3  |
| II   | 13,4 | 10,4 | 8,9  | 3,8 | 1,7 | 0,3 | 0,1  |
| III  | 11,5 | 9,0  | 7,3  | 2,7 | 1,2 | 0,4 | 0,1  |
| IV   | 8,5  | 6,5  | 5,3  | 1,8 | 0,7 | 0,1 | 0,02 |
| V    | 8,5  | 6,3  | 5,2  | 1,6 | 0,6 | 0,1 | 0,03 |
| VI   | 8,5  | 6,0  | 5,6  | 2,3 | 1,0 | 0,4 | 0,2  |
| VII  | 7,2  | 5,5  | 4,9  | 2,2 | 1,1 | 0,4 | 0,2  |
| VIII | 5,6  | 4,3  | 3,6  | 1,5 | 0,7 | 0,3 | 0,1  |
| IX   | 5,9  | 4,5  | 3,7  | 1,6 | 0,9 | 0,4 | 0,2  |
| X    | 8,9  | 7,1  | 5,9  | 2,8 | 1,5 | 0,6 | 0,2  |
| XI   | 11,0 | 8,8  | 7,6  | 3,5 | 1,8 | 0,5 | 0,2  |
| XII  | 13,9 | 11,2 | 9,4  | 4,3 | 2,1 | 0,8 | 0,3  |
| Год  | 11,8 | 92   | 78   | 33  | 16  | 5   | 2    |

|           |     |     |     |     |      |      |      |
|-----------|-----|-----|-----|-----|------|------|------|
| Казалинск |     |     |     |     |      |      |      |
| I         | 8,7 | 4,4 | 2,7 | 0,3 | 0,1  | 0,0  |      |
| II        | 6,3 | 3,7 | 2,5 | 0,4 | 0,1  | 0,02 | 0,0  |
| III       | 6,5 | 3,9 | 2,7 | 0,8 | 0,3  | 0,03 | 0,01 |
| IV        | 4,9 | 3,2 | 2,5 | 0,8 | 0,3  | 0,01 | 0,0  |
| V         | 3,2 | 2,2 | 1,8 | 0,7 | 0,4  | 0,1  | 0,04 |
| VI        | 2,5 | 1,5 | 1,1 | 0,4 | 0,1  | 0,03 | 0,03 |
| VII       | 2,0 | 1,3 | 1,1 | 0,3 | 0,2  | 0,03 | 0,04 |
| VIII      | 1,8 | 1,4 | 1,1 | 0,4 | 0,2  | 0,07 | 0,03 |
| IX        | 2,5 | 1,7 | 1,5 | 0,5 | 0,1  | 0,04 | 0,01 |
| X         | 4,9 | 3,5 | 2,8 | 0,8 | 0,2  | 0,03 | 0,01 |
| XI        | 6,0 | 3,6 | 2,8 | 0,6 | 0,04 | 0,01 | 0,0  |
| XII       | 8,7 | 4,7 | 3,3 | 0,7 | 0,1  | 0,0  |      |
| Год       | 58  | 35  | 26  | 7   | 2    | 0,4  | 0,2  |

|          |      |      |      |     |     |     |     |
|----------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|
| Ай-Петри |      |      |      |     |     |     |     |
| I        | 21,6 | 16,9 | 14,8 | 7,4 | 4,6 | 2,0 | 1,0 |
| II       | 19,9 | 15,5 | 13,3 | 6,7 | 4,0 | 1,6 | 0,7 |
| III      | 17,2 | 12,3 | 9,9  | 4,5 | 2,4 | 1,1 | 0,5 |
| IV       | 10,7 | 9,0  | 7,2  | 2,9 | 1,4 | 0,4 | 0,2 |
| V        | 11,5 | 8,2  | 6,8  | 3,1 | 1,6 | 0,5 | 0,2 |
| VI       | 10,2 | 8,3  | 7,3  | 3,5 | 2,2 | 0,7 | 0,4 |
| VII      | 8,6  | 6,8  | 5,9  | 3,0 | 1,7 | 0,8 | 0,4 |
| VIII     | 8,5  | 6,1  | 5,3  | 2,6 | 1,4 | 0,5 | 0,3 |
| IX       | 9,0  | 6,6  | 5,5  | 2,7 | 1,5 | 0,7 | 0,3 |
| X        | 13,3 | 9,4  | 7,9  | 3,8 | 2,0 | 1,0 | 0,5 |
| XI       | 17,0 | 12,4 | 10,2 | 5,4 | 3,3 | 1,6 | 0,9 |
| XII      | 20,3 | 15,8 | 13,3 | 7,3 | 4,2 | 2,0 | 1,0 |
| Год      | 168  | 127  | 107  | 53  | 30  | 13  | 6   |

табл. 1 (12.2.4.3), данные для Казалинска) летнего повышения  $N_0$ , однако, не наблюдается.

В годовом ходе  $N_0$  имеются два минимума. Первый из них почти повсеместно приходится на апрель—время наиболее ясной погоды в нашей умеренной зоне. Лишь на Кольском полуострове этот минимум сдвинут на февраль. Второго минимума  $N_0$ , менее четкий и постоянный, отмечается на севере Европейской территории СССР в октябре, в более южных ее областях—в сентябре, и на побережьях Черного, Каспийского и Аральского морей—в августе.

Если рассматривать повторяемость больших значений суточных сумм осадков, например  $N_5$ —повторяемость значений  $Q \geq 5$  мм/сут, то обнаружится отчетливый максимум летом, обычно в июле—августе. Лишь на юге СССР он наблюдается несколько ранее. Так, в Астрахани и в Кривом Роге максимум  $N_5$  приходится на июнь, а в Казалинске—на май.

Повторяемость сильных дождей ( $Q \geq 10$  мм/сут) в основном тоже летних, распределена по СССР очень неравномерно.

Сравнение данных о числе дней с осадками в Ялте и Ай-Петри обнаруживает заметное влияние орографии на  $N_0$ ,  $N_5$  и т. д. Крымская Яйла (высота около 1000 м) приводит к увеличению  $N_0$  на 50—60 %, а число ливней с  $Q \geq 20$  и  $Q \geq 30$  мм/сут в еще большей степени как зимой, так и летом.

Переходя к анализу распределения  $N_0$  по земному шару (табл. 2 (12.2.4.3)), отметим, что в тропическом поясе повторяемость выпадения осадков связана в большой степени с активностью, положением и перемещением внутритропической зоны конвергенции (ВЗК). Так, в Сингапуре ( $1^\circ$  с. ш.) на периферии главной ветви ВЗК или несколько южнее (заметим, что в этом порту не отмечается тропических циклонов, сопутствующих ВЗК)  $N_0$  весь год неизменно велико. В Западной Африке летом, когда ВЗК вторгается с Гвинейского залива на континент в виде летнего муссона,  $N_0$  существенно повышается. В Конакри, например, в июле  $N_0$  достигает 30 дней. В Бомбее, где летний муссон—чрезвычайно интенсивное и яркое явление, в июне—сентябре в общем отмечаются 96 дней с дождем; однако период муссона здесь гораздо короче, чем в Африке [12].

Рекордных для тропиков значений  $N_0$  достигает на островах Тихого океана. Здесь, в Паго-Паго (Самоа,  $14^\circ$  ю. ш.), на периферии южной ВЗК, годовое  $N_0=248$  дней, а на о. Сенявина (Понане,  $7^\circ$  с. ш.), у северной ВЗК годовое  $N_0=311$  дней [6]. Между зонами обеих ВЗК годовое  $N_0$  уменьшается до 86 сут на острове Кантон ( $3^\circ$  ю. ш.) и до 106 сут на о. Науру ( $0^\circ$ ).

В засушливой зоне ( $15-30^\circ$  с. ш.) величина  $N_0$  вообще очень мала. Она слегка повышается летом там, где изредка заметно влияние тропической зоны дождей (Хартум или Карачи, с годовым  $N_0=19$  сут), или зимой на окраине областей средиземномор-

Таблица 2 (12.2.4.3)

Среднее месячное число дней с осадками [6]

|               | I   | II  | III | IV  | V  | VI  | VII | VIII | IX  | X   | XI | XII | Год |
|---------------|-----|-----|-----|-----|----|-----|-----|------|-----|-----|----|-----|-----|
| Сингапур      | 18  | 0,4 | 16  | 16  | 16 | 15  | 18  | 16   | 17  | 17  | 19 | 20  | 205 |
| Бомбей        | 0,2 | 0,5 | 0,8 | 0,2 | 9  | 20  | 29  | 27   | 19  | 4   | 1  | 0,1 | 104 |
| Конакри       | 12  | 11  | 12  | 12  | 21 | 24  | 30  | 29   | 26  | 22  | 10 | 1   | 158 |
| Колон         | 0   | 0   | 0,1 | 0,1 | 1  | 2   | 5   | 6    | 3   | 0,9 | 25 | 22  | 231 |
| Хартум        | 0   | 0   | 0,1 | 0,1 | 1  | 2   | 5   | 6    | 3   | 0,9 | 25 | 22  | 18  |
| Амман         | 9   | 9   | 7   | 3   | 1  | 0   | 0   | 0    | 0   | 1   | 5  | 0   | 40  |
| Улан-Батор    | 2   | 2   | 3   | 3   | 4  | 7   | 10  | 9    | 5   | 2   | 3  | 7   | 40  |
| Тегеран       | 4   | 4   | 6   | 10  | 7  | 2   | 0   | 1    | 0,5 | 2   | 5  | 2   | 52  |
| Урумчи        | 11  | 10  | 4   | 5   | 4  | 4   | 7   | 5    | 5   | 2   | 5  | 5   | 46  |
| Пекин         | 2   | 2   | 3   | 3   | 5  | 8   | 13  | 10   | 6   | 8   | 12 | 10  | 87  |
| Виндхук       | 10  | 10  | 10  | 5   | 5  | 0,4 | 0,2 | 0,2  | 0,8 | 3   | 5  | 8   | 62  |
| Сан-Франциско | 11  | 11  | 11  | 5   | 2  | 2   | 2   | 1    | 1   | 5   | 11 | 10  | 86  |
| Рим           | 8   | 9   | 8   | 6   | 4  | 4   | 1   | 1    | 5   | 8   | 8  | 10  | 72  |
| Никосия       | 14  | 10  | 8   | 4   | 3  | 1   | 1   | 1    | 1   | 4   | 6  | 11  | 77  |
| Лондон        | 15  | 13  | 11  | 12  | 11 | 11  | 12  | 11   | 13  | 13  | 15 | 15  | 153 |
| Вена          | 15  | 14  | 13  | 13  | 14 | 14  | 13  | 13   | 10  | 13  | 14 | 15  | 160 |
| Эдмонтон      | 12  | 10  | 10  | 7   | 13 | 15  | 17  | 12   | 9   | 7   | 8  | 11  | 121 |
| Леруик        | 27  | 25  | 25  | 19  | 18 | 15  | 13  | 20   | 20  | 24  | 25 | 27  | 260 |
| Фербенкс      | 9   | 7   | 7   | 4   | 8  | 11  | 13  | 15   | 10  | 11  | 9  | 8   | 112 |
| Гернезанд     | 12  | 12  | 11  | 9   | 11 | 14  | 16  | 13   | 12  | 23  | 12 | 14  | 141 |
| Сига          | 17  | 15  | 17  | 17  | 16 | 14  | 26  | 27   | 20  | 26  | 20 | 20  | 213 |
| Евангелистас  | 28  | 24  | 28  | 28  | 27 | 26  | 10  | 9    | 11  | 10  | 5  | 5   | 323 |
| Барроу        | 5   | 5   | 6   | 7   | 8  | 6   | 10  | 10   | 11  | 10  | 8  | 7   | 87  |
| Гоахоб        | 8   | 7   | 6   | 6   | 6  | 6   | 10  | 10   | 12  | 10  | 8  | 7   | 96  |
| Марный        | 13  | 9   | 10  | 10  | 13 | 11  | 17  | 14   | 14  | 14  | 13 | 13  | 146 |

ского климата с его зимними или весенними циклонами и дождями (Амман, Кабул с годовым  $N_0=54$  сут). На востоке же, в Урумчи, на окраине великих азиатских пустынь, слабые летние дожди зависят от влияния местного летнего алтайско-саянского фронта.

Пустыни южного полушария гораздо менее обширны, но местами отличаются высокой засушливостью; например, в пустыне Атакама в Чили в Антофагасте годовое  $N_0=0$  (!).

Упомянутая зона средиземноморского климата с его дождливой зимой и очень сухим летом в таблице описана данными для Рима и Никосии. Указанные ее черты усугубляются с запада на восток.

В зоне умеренного климата Западной Европы и Северной Америки можно проследить, как это уже делалось для территории СССР, наличие двух — зимнего и летнего — максимумов  $N_0$ . Здесь, как и в субполярных областях  $N_0$  сравнительно велико весь год. Особенно оно возрастает на восточной окраине области алеутских циклонов — в Ситке до 213 сут в год, и на востоке области исландских циклонов — в Леруике до 260 сут в год. Рекордным, однако, является годовое значение  $N_0=323$  сут в Еванхелистасе, на юге Южной Америки, близ мыса Горн.

В более высоких широтах  $N_0$  постепенно уменьшается, как это видно из табл. 2 (12.2.4.3) по данным для Годтхоба и Барроу.

Необходимость обращаться к справочнику часто возникает тогда, когда требуется оценить влияние одних процессов или факторов на другие, рассчитать обычные или экстремальные ситуации, проверить справедливость тех или иных теоретических или численных выкладок.

Для того чтобы облегчить неспециалистам возможность правильного понимания содержащихся в справочнике сведений, в параграфе П.1 собраны основные термины, используемые авторами, и даны их краткие определения. Содержащиеся в приложении данные позволяют проводить разнообразные оценки и расчеты, не прибегая к другим источникам. С этой целью в приложении приводятся физические константы и характеристики атмосферного воздуха и воды (П.2) и некоторые необходимые сведения из теории вероятностей и математической статистики (П.3).

### П.1. Некоторые используемые в справочнике термины и определения

- П.1.1. Атмосферные аэрозоли.
- П.1.2. Термодинамика и динамика атмосферы.
- П.1.3. Макрофизика облаков.
- П.1.4. Микрофизика облаков.
- П.1.5. Оптика облаков.
- П.1.6. Радиация в облаках.
- П.1.7. Электрические характеристики.
- П.1.8. Радиолокационные характеристики.

Приводимые здесь краткие определения ряда основных терминов, встречающихся в справочнике, представлены в алфавитном порядке в каждом параграфе и дополняют, а при необходимости и детализируют определения, содержащиеся в «Международном метеорологическом словаре» [22]. Определения форм, видов, разновидностей и т. д. облаков содержатся в главе 1. Здесь же приведены основные термины. Полная официальная терминология, принятая ВМО, дана в International Cloud Atlas ВМО (1956)



[14] и в соответствующем этому изданию Атласе облаков (1978) Гидрометслужбы СССР [1].

Ряд терминов и их определения, отсутствующие в настоящем Справочнике, могут быть найдены в «Метеорологическом словаре» С. П. Хромова и Л. И. Мамонтовой (1974) [12], составленном с учетом упомянутого словаря (1966) [22] и «Технического регламента» ВМО [21].

## П.1.1. Атмосферные аэрозоли

### П.1.1.1. Используемая аббревиатура

А — аэрозоль, АА — атмосферный аэрозоль, АЧ — аэрозольные частицы, ЛЯ — ледяные (льдообразующие) ядра, ОЯК — облачные ядра конденсации, ЯК — ядра конденсации.

### П.1.1.2. Основные определения

**Активность ЛЯ.** Мера способности ЛЯ (пылинок, органических частиц и др.) инициировать зарождение кристаллов. Зависит от температуры и пересыщения пара над льдом.

**Активность ЯК.** Мера способности ЯК инициировать зарождение и конденсационный рост капель. Если в капле радиусом  $r$  имеется ЯК с активностью  $B$ , то парциальное давление насыщенного водяного пара над каплей уменьшается (см. п. 2.3.11).

**Аэрозоль.** Дисперсная система, включающая газообразную среду и твердую или жидкую дисперсную фракцию. Иногда аэрозолем называют не всю систему, а только ее дисперсную фракцию, т. е. совокупность взвешенных в газе частичек, размер которых превышает молекулярные.

**Атмосферный аэрозоль.** Совокупность твердых и жидких частиц, взвешенных в воздухе, которые могут стабильно существовать при влажности ниже насыщения над водой и над льдом, т. е. жидкие и твердые частицы воды (облачные капли, кристаллы и частицы осадков) в понятие АА здесь не включаются. Используются следующие определения:

- грубая фракция АА (coarse mode) — фракция, состоящая из АЧ с  $r \geq 1$  мкм;
- зарождающаяся фракция АА (nucleation mode) — фракция, состоящая из АЧ с  $0,005 \text{ мкм} < r < 0,02 \text{ мкм}$ ;
- континентальные АА—АЧ, зародившиеся над континентами;
- масса АА — полная масса всех АЧ в атмосфере;
- морские АА—АЧ, зародившиеся над морями и океанами;
- накопленная фракция АА (assimilation mode) — фракция, состоящая из АЧ с  $0,02 \text{ мкм} \leq r \leq 1 \text{ мкм}$ ;

**Аэрозольные частицы.** Взвешенные в атмосфере твердые или жидкие (но не водяные) частицы:

- время жизни ( $\tau$ ) — характерное время пребывания АЧ в атмосфере: за время  $\tau$  концентрация АЧ убывает в  $e$  раз;
- гигантские — АЧ радиусом  $r > 1$  мкм;

### — концентрация

- массовая — масса АЧ в единице объема воздуха,
- счетная — число АЧ в единице объема воздуха,
- объемная — объем АЧ в единице объема воздуха,
- удельная — число (масса) АЧ в единице массы воздуха;
- массовое отношение — масса АЧ в единице массы воздуха;
- плотность — плотность вещества, из которого состоят АЧ;
- размер (радиус, диаметр)
  - стоксов — радиус сферической частицы, состоящей из того же вещества и падающей с той же установившейся скоростью,
  - эквивалентный — размер равной по объему сферической частицы;

- сверхгигантские — АЧ радиусом  $r > 10$  мкм;

- спектр размеров (поверхностей, объемов, масс) — плотность распределения АЧ по размерам (поверхностям, объемам, массам).

### Ядра:

- Айткена — АЧ размером  $10^{-3} - 10^{-1}$  мкм;
- Активность (см. активность ЛЯ);
- гигроскопические (растворимые) — АЧ, полностью растворимые в воде;
- замерзания (ЯЗ) — частицы, вокруг которых при определенных условиях может начаться замерзание воды в облачной капле;
- конденсации — АЧ, на которых при определенных условиях могут образовываться водяные капли. По существу это все АЧ;
- ледяные (ЛЯ) — АЧ, которые могут служить активными льдообразующими ядрами при существующих в атмосфере условиях;
- негигроскопические (нерастворимые) — АЧ, не растворимые в воде;
- облачные — ЯК, активные при пересыщении менее 2 %;
- смешанные — ЯК, состоящие частично из растворимых и частично из не растворимых в воде веществ;
- спектр пересыщений — плотность распределения АЧ по минимальным пересыщениям, при которых они активизируются как ЯК;
- спектр активности — плотность распределения ЯК по их активности, т. е.  $f(C)$ ;
- спектр эффективных радиусов — плотность распределения АЧ по  $r_0$  ( $r_0^3 = C$ );
- сублимации — обычно твердые АЧ, на которых непосредственно конденсируется водяной пар и образуется, минуя жидкую фазу, лед.

## П.1.2. Термодинамика и динамика атмосферы

**Адиабата.** Линия, изображающая на термодинамической (адиабатной) диаграмме адиабатический процесс подъема (опускания) частицы воздуха.

**Адиабатический градиент** ( $\gamma_a$ ). Понижение температуры при адиабатическом подъеме массы воздуха:

$$\gamma_a = -\frac{dT}{dz} = \frac{g}{c_p} \approx 9,8^\circ\text{C/км} (0,98^\circ\text{C/100 м}).$$

**Адиабатический процесс.** В метеорологии процесс подъема (опускания) порции воздуха без теплообмена с окружающей средой, а следовательно, и без перемешивания с окружающим воздухом.

**Адиабатная диаграмма.** Диаграмма, предназначенная для обработки и анализа результатов аэрологических зондирований, на которой нанесены системы изобар, изотерм, сухих и влажных адиабат, построенных в системе координат высота (давление) — температура (потенциальная температура) либо их логарифмы или степени. На адиабатной диаграмме наносятся также для представления влажности атмосферы (для построения кривой точек росы) изолинии отношения смеси при насыщении.

**Бароклинность.** Состояние газа (атмосферы), когда значения плотности ( $\rho$ ) в каждой точке пространства зависят не только от давления ( $P$ ) в этой точке, но и от температуры ( $T$ ). В атмосфере  $\rho$  зависит также и от влажности. При этом поверхности равного давления  $P = \text{const}$  не совпадают с поверхностями равной плотности  $\rho = \text{const}$  (расположены под углом друг к другу).

**Баротропность.** Состояние газа (атмосферы), когда поверхности равной виртуальной температуры совпадают с поверхностями равного давления и плотность можно представить как функцию одного лишь давления  $\rho$  (или высоты).

**Влажная конвекция.** Совокупность зависящих от термической неустойчивости восходящих (и нисходящих) движений в атмосфере, в области которых может происходить конденсация части водяного пара.

**Волны Кельвина.** Волны в атмосфере, возникающие близ устойчивой в целом границы двух воздушных потоков, температуры и скорости которых равны  $T_1$  и  $T_2$ ,  $u_1$  и  $u_2$  соответственно. При  $u_1 = u_2$  переходят в простые гравитационные колебания.

**Геострофический ветер.** Прямолинейное установившееся течение воздуха, определяемое равновесием силы давления и силы Кориолиса (в отсутствии трения и центробежной силы).

**Градиент.** Вектор, указывающий направление и значение наибольшего роста скалярной величины. В метеорологии градиентом называют вектор, направленный в обратную сторону (в сторону убывания). Так, градиент температуры  $\gamma_a = -\text{grad } T = -dT/dz$ .

**Дивергенция.** Скалярная величина, описываемая для поля вектора (в атмосфере для вектора скорости ветра) соотношением  $\text{div } \mathbf{u} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$ , где  $u$ ,  $v$ ,  $w$  — составляющие вектора скорости ветра по осям  $x$ ,  $y$ ,  $z$ . В случае горизонтальной дивергенции из соотношения исключается член  $\partial w / \partial z$ .

**Задерживающий слой.** В безоблачной атмосфере — слой с градиентом температуры  $\gamma < \gamma_a$ , в частности слой инверсии или изотермии; в облаках — слой с  $\gamma < \gamma_{\text{вв}}$ .

**Изотермия.** Неизменность температуры по вертикали в некотором слое атмосферы.

**Инверсия температуры.** Повышение температуры воздуха с высотой

величина — скачок (разность) температуры на границах инверсии,

мощность — толщина слоя инверсии.

**Конвергенция.** Отрицательная дивергенция. Линия конвергенции — линия, в которой сходятся линии тока; вдоль нее горизонтальная конвергенция достигает максимума.

**Конденсация.** Переход молекул пара в жидкость или твердое состояние, например переход водяного пара атмосферы в капельки облаков или росы или в кристаллы льда (иней). В метеорологии переход пара в твердое состояние часто называют сублимацией.

**Кривая стратификации.** Диаграмма вертикального распределения температуры, ветра или других характеристик в атмосфере. На диаграмме распределения температуры ясно видны устойчивые (в том числе инверсии) и неустойчивые слои, тропопауза и стратоплауза.

**Муссон.** Система воздушных течений в области, охватывающей часть континента и часть океана, при которой летом общее течение направлено к континенту (где имеются постоянные или временные области пониженного давления), а зимой — от области повышенного давления над континентом в сторону океана.

**Пограничный слой атмосферы (ПСА).** Прилегающий к земной поверхности слой воздуха, свойства которого из-за происходящего в нем интенсивного турбулентного перемешивания определяются в основном термическим и динамическим воздействием (свойствами) подстилающей поверхности, обменом с ней теплом, влагой, импульсом и пр. Толщина ПСА определяется стратификацией ветра, температуры и турбулентности. На границе ПСА ветер приближается к геострофическому, стратификация температуры резко меняется на устойчивую, турбулентность резко убывает. При наличии облаков здесь находится верхняя граница St или Sc. Обычно толщина ПСА составляет от 0,3 до 2 км, в среднем — около 1 км.

**Псевдоадиабата.** Кривая, изображающая на термодинамической (адиабатной) диаграмме изменение температуры адиабатически поднимающейся частицы влажного насыщенного воздуха

в предположении, что вся конденсирующаяся вода (лед) выпадает из нее немедленно.

**Псевдоадиабатический градиент** ( $\gamma_{па}$ ). Вертикальный градиент температуры ( $-dT/dz$ ) во влажной насыщенной воздушной массе при ее адиабатическом подъеме, когда все продукты конденсации (капли и кристаллы льда) сразу же выпадают из рассматриваемой массы.

**Стандартная атмосфера.** Условно выбранное вертикальное распределение температуры, давления и плотности воздуха (иногда также и влажности), соответствующее некоторому характерному состоянию атмосферы и используемое для приближенных метеорологических, технических, аэронавигационных и т. д. оценок и расчетов [12].

**Сухая конвекция.** Система обуславливаемых термодинамической неустойчивостью восходящих и нисходящих движений в атмосфере, в которой не происходит конденсации водяного пара.

**Температура виртуальная**  $T_v$ . Температура, которую имел бы при данном давлении  $p$  сухой воздух, плотность которого равна плотности влажного воздуха:

$$T_v \approx T \left( 1 + 0,378 \frac{e}{p} \right) \approx T (1 + 0,608q),$$

где  $T$  — температура влажного воздуха,  $e$  — парциальное давление водяного пара,  $q$  — массовая доля (устаревший термин — удельная влажность) водяного пара в воздухе.

**Температура потенциальная**  $\theta$ . Температура, которую приняла бы данная частица воздуха, если бы она была приведена адиабатически к давлению 1000 гПа.

**Термический ветер.** Для слоя атмосферы — векторная разность между геострофическим ветром на верхней и нижней границе слоя, определяемая в основном горизонтальным градиентом температуры.

**Уровень конденсации.** Уровень, на котором воздух становится насыщенным по отношению к воде. Обычно говорят об уровне конденсации, достигаемом при адиабатическом подъеме воздуха.

**Частота Брента—Вяйсяля.** Частота гравитационных колебаний  $N$  в устойчивом слое атмосферы с температурой  $T$  и вертикальным градиентом температуры  $\gamma$ :  $N = \sqrt{g(\gamma_a - \gamma)/T}$ .

**Число Рэлея.** Безразмерная величина, описываемая формулой

$$Ra = \frac{g}{T} \frac{(\gamma - \gamma_a) h^3}{\nu \kappa},$$

где  $h$  — толщина слоя атмосферы с градиентом  $\gamma$ ,  $\kappa$  и  $\nu$  — коэффициенты температуропроводности и кинематической вязкости соответственно. Возможность возникновения ячейковой конвекции (в частности, в облаках) определяется неравенством  $Ra > Ra_{\text{крит}}$ .

**Число Ричардсона.** Безразмерная величина, описываемая формулой

$$Ri = \frac{g}{\rho \beta^2} \frac{\partial \theta / \partial z}{T} = \frac{g}{T} \frac{(\gamma_a - \gamma)}{\beta^2},$$

где  $\beta = \partial u / \partial z$  — вертикальный градиент скорости ветра. Условие  $Ri < Ri_{\text{крит}}$  благоприятно для развития атмосферной турбулентности, и наоборот.

### П.1.3. Макрофизика облаков

**Вихревая облачная дорожка.** Серия облаков, связанных с вихрями с вертикальной или горизонтальной осью, в потоке ветра за горным препятствием. Эти облака отрываются и уходят по направлению вектора ветра одно за другим. В последовательных вихрях противоположные направления вращения чередуются. Такие вихри наблюдаются, в частности, со спутников.

**Вовлечение.** Втекание окружающего воздуха внутрь термика (или связанного с ним конвективного облака) или облачного слоя — ламинарное либо турбулентное.

**Воронкообразное облако.** Облако, образующееся в ядре смерча или торнадо и возникающее благодаря уменьшению давления и конденсации в центре вихря. Иногда распространяется вниз до Земли.

**Высота основания облака.** Высота нижней кромки облака. Значения высоты, полученные разными методами наблюдения (с самолета, прожекторным и др.) могут несколько различаться.

**Закрытые ячейки.** Система конвективных облаков, примерно равного размера с восходящим током и облаком в середине каждой ячейки и нисходящим током по краям в окружающем его безоблачном просвете.

**Интенсивность осадков.** Количество осадков (мм), выпавших за единичный интервал времени, например за минуту, час, сутки, месяц, год.

**Кислотный дождь.** Осадки, которые имеют повышенную кислотность за счет вымываемых ими загрязнений атмосферы.

**Количество осадков.** Толщина слоя воды (мм), которая накопилась бы на горизонтальной поверхности в результате выпадения осадков за дождь или за единицу времени (за минуту, час, сутки, месяц, год) при отсутствии инфильтрации или испарения, если бы все осадки, выпавшие в виде снега или льда, растаяли.

**Конвективное скопление (кластер).** Отчетливо различимая (например, на спутниковых изображениях) область, содержащая совокупность большого числа конвективных облаков.

**Конденсационный след.** Перисто-кучевое облако, возникающее за самолетом. В умеренных широтах обычно появляются на высотах 8—11 км.



**Наковальня.** Верхняя часть (перистообразная) кучево-дождевого облака (Cb inc.), вытянутая в соответствии с направлением ветра в форме наковальни, сплошного, волокнистого или полосчатого строения.

**Нефанализ.** Построение карт распределения облачности для обширных областей, их анализ и синоптическая интерпретация для использования в прогнозе погоды. Используются данные телевизионных и радиационных (инфракрасных) наблюдений с ИСЗ.

**Облако-трассер.** Облако, по движению которого определяют направление воздушных течений, их скорость и форму.

**Облачная система.** Совокупность облаков различных форм, имеющая определенную правильную структуру и занимающая большое пространство. Обычно говорят о фронтальных или циклонических облачных системах.

**Облачное скопление (кластер).** Плотная хорошо очерченная масса облаков различных форм, в том числе дающих осадки кучево-дождевых (Cb), протяженностью до 200—400 км (в тропических странах, обычно в зоне внутритропической конвергенции).

**Облачный покров.** Облака, покрывающие небо или его большую часть сомкнутым, без разрывов слоем. Чаще всего слоистые, слоисто-кучевые или слоисто-дождевые облака.

**Орографическое облако.** Облако, процесс образования и форма которого определяются рельефом поверхности Земли.

**Открытые ячейки.** Система конвективных облаков примерно равного размера с восходящим током в облаке в форме цилиндрической стенки и нисходящим в центральной части — просвете.

**Формы облаков.** См. главу 1.

**Фотограмметрия облаков.** Наблюдение за положением в пространстве, формой и движением облака по фотографиям, сделанным из двух разнесенных точек.

**Ярус облаков.** Облака по высоте их расположения обычно делятся на три яруса — верхний, средний и нижний, границы которых несколько различаются в зависимости от широты (см. [1]).

#### П.1.4. Микрофизика облаков

**Аморфная (зернистая) изморозь.** Снеговидный рыхлый осадок льда, образующийся в туманную погоду при температуре около  $-2 \dots -7^\circ\text{C}$  с наветренной стороны на проводах, ветвях деревьев, стеблях травы и пр. при замерзании переохлажденных капель тумана.

**Биогенное ледяное ядро.** Ядро сублимации или ядро замерзания (см. П.1.1), состоящее из органического вещества растительного или животного происхождения.

**Влагодержание облаков.** Полное количество воды в парообразной, жидкой и твердой фазе, содержащейся в единичном объеме облака ( $\text{кг}/\text{м}^3$ ).

**Водозапас.** Количество воды, содержащееся в виде конденсата (жидкого и твердого) в вертикальном столбе воздуха единичного сечения ( $\text{кг}/\text{м}^2$ ).

**Водность облака.** Масса воды, находящейся в конденсированном состоянии (в виде капель и кристаллов) в единице объема облака ( $\text{г}/\text{м}^3$ ). Иногда под этим термином подразумевается лишь количество воды (а не льда) в  $1 \text{ м}^3$  облака.

**Водность облака адиабатическая.** Количество воды (обычно в  $\text{г}/\text{м}^3$ ), которое может сконденсироваться в облаке при адиабатическом подъеме воздуха над уровнем конденсации. Фактическая водность в среднем заметно меньше адиабатической.

**Время фазовой релаксации облака.** Время установления равновесного значения пересыщения (недосыщения) в поднимающемся (опускающемся) объеме облачного воздуха. Оно обратно пропорционально произведению числа облачных частиц в единице объема на их средний размер.

**Гетерогенная конденсация.** Конденсация водяного пара на посторонних частицах, твердых либо жидких (на ядрах конденсации), служащих зародышами новой фазы. Основной процесс возникновения водяных капель в атмосфере.

**Гомогенная конденсация.** Образование капель (или кристаллов) в отсутствии посторонних частиц, которые могут служить ядрами конденсации (льдообразования). Устойчивым возникший таким образом зародыш является лишь на 3—4-кратном пересыщении пара. В атмосфере гомогенная конденсация практически невозможна.

**Коагуляционный рост капель.** Укрупнение капель за счет их столкновения и слияния друг с другом. Основной причиной сближения капель является разная скорость их падения (гравитационная коагуляция). Сближению способствует также броуновское движение капель, турбулентность воздуха, силы электростатического притяжения и др. Возможна также и коагуляция капель с кристаллами (образование крупы и града).

**Ледяное ядро (см. П.1.1).**

**Облачные капли.** Капли, из которых состоят облака. Радиус их в основном составляет от 1—2 до 20—30 мкм; встречаются капли и большего радиуса.

**Распределение капель по размерам.** Число капель (или их доля) больше или меньше заданного размера. Часто говорят «накопленная повторяемость капель».

**Спектр облачных капель.** Плотность распределения капель по размерам. Определяемая из опыта (или теоретически) зависимость числа капель в единичном объеме облака, приходящихся на единичный интервал размеров, от их размера.

**Спонтанное замерзание.** Почти одновременное самопроизвольное замерзание облачных капель при достижении определенной достаточно низкой температуры (обычно около  $-41^\circ\text{C}$ ).

**Эффективность захвата.** Мера скорости роста размеров капель или других частиц атмосферного аэрозоля за счет слияния друг

с другим при столкновениях, вызванных броуновским движением, турбулентностью и т. д.

**Эффективность слияния.** Вероятность слияния двух капель (движущихся с неодинаковыми скоростями) при их соприкосновении. Зависит от относительной скорости сближения, размеров капель, их заряда и т. п.

**Эффективность столкновения.** Вероятность встречи (зацепления) двух капель облаков или осадков; зависит от их размеров, зарядов, турбулентности и др.

**Ядро конденсации** (см. П.1.1).

### П.1.5. Оптика облаков

**Альбеда однократного рассеяния** (вероятность выживания кванта)  $\Lambda$ . Определяется соотношением

$$\Lambda = C_p/C_0 = K_p/K_0 = \alpha_p/\alpha_0,$$

где  $K_p$  и  $K_0$  — фактор эффективности,  $C_p$  и  $\alpha_p$ ,  $C_0$  и  $\alpha_0$  — сечение и показатель рассеяния и ослабления соответственно.

**Безразмерные, или нормированные интенсивности** (см. параметры безразмерной интенсивности).

**Вектор-параметр Стокса.** Параметры вектора ( $I$ ,  $Q$ ,  $U$ ,  $V$ ) определяются через компоненты вектора напряженности электрического поля ( $E_{\parallel}$ ,  $E_{\perp}$ ):

$$I = |E_{\parallel}|^2 + |E_{\perp}|^2,$$

$$Q = |E_{\parallel}|^2 - |E_{\perp}|^2,$$

$$U = -2 \operatorname{Re}(E_{\parallel} E_{\perp}^*),$$

$$V = -2 \operatorname{Im}(E_{\parallel} E_{\perp}^*).$$

Здесь звездочка означает комплексное сопряжение. Вектор-параметр Стокса дает полное описание поля электромагнитного излучения. Первый параметр  $I$  представляет собой интенсивность излучения. Иногда вместо компонент  $I$  и  $Q$  используют компоненты  $I_{\parallel} = E_{\parallel} E_{\parallel}^*$  и  $I_{\perp} = E_{\perp} E_{\perp}^*$  соответственно. Компоненты вектора-параметра Стокса не содержат фазы падающего излучения и могут быть использованы для описания и некогерентного излучения. В последнем случае

$$I^2 \geq Q^2 + U^2 + V^2.$$

Равенство возможно только в случае полностью поляризованного излучения. Для полностью неполяризованного излучения  $Q = U = V = 0$ .

**Вероятность выживания кванта** (см. альбеда однократного рассеяния).

**Волновое число  $k$ .** Определяется соотношением

$$k = \frac{2\pi}{\lambda},$$

где  $\lambda$  — длина волны излучения.

**Индикатриса рассеяния  $i_n(\theta, \varphi)$ .**\* Плотность вероятности рассеяния излучения частицей или элементарным объемом в направлении  $(\theta, \varphi)$ . Удовлетворяет условию нормировки:

$$\int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} i_n(\theta, \varphi) \sin \theta d\theta d\varphi = 1.$$

**Интенсивность излучения  $I$ .**\*\* Поток лучистой энергии в телесном угле  $d\Omega$  с осью  $\mathbf{r}$ , проходящей через элементарную площадку  $ds$ , находящуюся в точке пространства  $M$  и имеющую нормаль, направленную вдоль направления распространения излучения  $\mathbf{r}$  в интервале длин волн  $d\lambda$ . Безразмерная ( $i_j$ ) интенсивность излучения пропорциональна интенсивности излучения рассеянного частицей в произвольном направлении  $(\theta, \varphi)$  и определяется через компоненты матрицы перехода  $S_j$ :

$$i_j = S_j S_j^*.$$

Здесь звездочка означает комплексное сопряжение,  $j = 1, 2, 3, 4$ . Как правило, рассеянное излучение представляется в сферической системе координат, ось  $z$  которой совпадает с направлением распространения падающего излучения,  $\theta$  — угол рассеяния,  $\varphi$  — азимутальный угол, отсчитываемый от некоторого направления, которое зависит от конкретной геометрии рассеяния и ориентации частиц (несферических).

Для сферических частиц параметры  $i_1$  и  $i_2$  пропорциональны интенсивности излучения, поляризованного соответственно перпендикулярно и параллельно плоскости рассеяния, параметры  $i_3$  и  $i_4$  равны нулю. Величины  $i_1$  и  $i_2$  являются функцией только угла  $\theta$ ; при этом

$$i_1(\theta = 0) = i_2(\theta = 0),$$

$$i_1(\theta = \pi) = i_2(\theta = \pi).$$

В случае неполяризованного излучения используется параметр  $i = (i_1 + i_2)/2$ , величина которого нормирована:

$$\int_0^{\pi} i(\theta) \sin \theta d\theta = K_p x^2/2,$$

где  $K_p$  — фактор эффективности рассеяния,  $x$  — параметр Ми. Для несферической частицы зависимость  $i_j$  только от  $\theta$  имеет место

\* В англоязычной литературе для индикатрисы рассеяния часто используется обозначение  $P/4\pi$ .

\*\* Термин не имеет четкого светотехнического обоснования. В англоязычной литературе часто используется термин «irradiance» вместо «intensity».

лишь при осреднении по ее случайной хаотической ориентации в пространстве, иначе  $i_i = i_j(\theta, \varphi)$ .

Комплексный показатель преломления  $m = n - ik$ . Одна из важнейших характеристик вещества, описывающая взаимодействие частицы с излучением. Вещественная часть  $n$  определяет сдвиг фазы волны, прошедшей сквозь вещество, относительно фазы волны, распространяющейся вне вещества. Мнимая часть  $k$  характеризует поглощение излучения веществом.

Коэффициент асимметрии индикатрисы рассеяния  $\eta$ . Отношение потока, рассеянного в переднюю полусферу, к потоку, рассеянному в заднюю полусферу:

$$\eta = \frac{\int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} i_n(\theta, \varphi) \sin \theta d\theta d\varphi}{\int_0^{2\pi} \int_{\frac{\pi}{2}}^{\pi} i_n(\theta, \varphi) \sin \theta d\theta d\varphi},$$

где  $i_n$  — индикатриса рассеяния.

Линейное деполаризационное отношение  $D$ . Характеризует изменение состояния поляризации рассеянного излучения. Для излучения, поляризованного перпендикулярно плоскости рассеяния,

$$D_{\perp} = \frac{A_{11} - A_{12} + A_{21} - A_{22}}{A_{11} + A_{12} + A_{21} + A_{22}},$$

а для излучения, поляризованного в плоскости рассеяния,

$$D_{\parallel} = \frac{A_{11} + A_{12} - A_{21} - A_{22}}{A_{11} - A_{12} - A_{21} + A_{22}},$$

где  $A_{ij}$  — компоненты матрицы рассеяния. В случае сферических частиц

$$D_{\perp}(\theta) = D_{\parallel}(\theta) = D(\theta) = 0,$$

в случае несферических частиц при хаотической ориентации в пространстве

$$D_{\perp}(\theta = 0) = D_{\parallel}(\theta = 0) = D(\theta = 0),$$

$$D_{\perp}(\theta = \pi) = D_{\parallel}(\theta = \pi) = D(\theta = \pi),$$

где  $\theta$  — угол рассеяния.

Матрица перехода  $S$ . Матрица, обеспечивающая переход от вектора напряженности электрического поля  $E^0$  падающего излучения к вектору напряженности электрического поля рассеянного излучения  $E$ :

$$\begin{pmatrix} E_{\parallel} \\ E_{\perp} \end{pmatrix} = \exp(-ikr) \frac{1}{ikr} \begin{pmatrix} S_2 & S_3 \\ S_4 & S_1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_{\parallel}^0 \\ E_{\perp}^0 \end{pmatrix},$$

где  $S_j$  — компоненты матрицы перехода (безразмерные комплексные величины, зависящие от оптических свойств рассеивающей частицы),  $k$  — волновое число,  $r$  — расстояние от рассеивателя до точки наблюдения.

Для сферических частиц

$$S_1(\theta = 0) = S_2(\theta = 0),$$

$$S_1(\theta = \pi) = S_2(\theta = \pi),$$

$$S_3(\theta) = S_4(\theta) = 0,$$

где  $\theta$  — угол рассеяния.

Для несферических частиц указанные равенства не выполняются.

Матрица рассеяния, или преобразования  $A$ . Матрица, обеспечивающая переход от вектора-параметра Стокса падающего излучения  $(I^0, Q^0, U^0, V^0)$  к вектору-параметру Стокса рассеянного излучения  $(I, Q, U, V)$ :

$$\begin{pmatrix} I \\ Q \\ U \\ V \end{pmatrix} = A \begin{pmatrix} I^0 \\ Q^0 \\ U^0 \\ V^0 \end{pmatrix}.$$

Матрица  $A$  имеет 16 компонентов, каждый из которых является вещественным числом.

Компоненты матрицы рассеивания  $A_{ij}$  нормированы на единицу:

$$\int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} A_{ij} \sin \theta d\theta d\varphi = 1,$$

где  $i, j = 1, 2, 3, 4$ .

Физический смысл отдельных компонентов матрицы рассеяния подробно рассмотрен в [3]. Компонент  $A_{11}$  является индикатрисой рассеяния для неполяризованного излучения. Для сферических частиц  $A$  имеет вид

$$A = \begin{pmatrix} A_{11} & A_{12} & 0 & 0 \\ A_{12} & A_{11} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & A_{33} & A_{34} \\ 0 & 0 & A_{34} & A_{33} \end{pmatrix},$$

что совместно с соотношением

$$A_{11}^2 = A_{12}^2 + A_{33}^2 + A_{34}^2$$

приводит только к трем независимым компонентам. Для несферических частиц с произвольной ориентацией в пространстве матрица рассеяния содержит 16 независимых компонентов [3].



Напряженность электрического поля  $E$ . Обычно представляется в виде суммы параллельной ( $E_{\parallel} e_{\parallel}$ ) и перпендикулярной ( $E_{\perp} e_{\perp}$ ) к плоскости рассеяния компонент:

$$E = E_{\parallel} e_{\parallel} + E_{\perp} e_{\perp},$$

где  $e_{\perp}$  и  $e_{\parallel}$  — единичные векторы, направленные соответственно перпендикулярно и параллельно плоскости рассеяния.

Оптическая толщина мутной среды  $\tau$ . Определяется выражением

$$\tau = \int_0^l \alpha_o dl,$$

где  $l$  — толщина слоя,  $\alpha_o$  — показатель ослабления излучения. При условии применимости закона Бугера\*  $\tau$  определяет ослабление интенсивности излучения, прошедшего в мутной среде путь  $l$ .

Оптически «мягкие» частицы. Частицы, вещество которых имеет комплексный показатель преломления  $m_v$ , близкий к комплексному показателю преломления окружающей среды  $m_c$ , т. е.  $|m_v - m_c| \ll 1$ .

Параметр дифракции (параметр Ми для сферических частиц)  $x$ . Определяется соотношением

$$x = ka,$$

где  $a$  — некоторый размер частицы (для сферических частиц  $a$  — радиус),  $k$  — волновое число.

Параметр Ми (см. параметр дифракции).

Параметры Стокса (см. вектор-параметр Стокса).

Плоскость рассеяния. Плоскость, которая содержит векторы распространения падающего и рассеянного излучения.

Показатель направленного светорассеяния  $K_{\theta}$ \*\* . Связан с индикатрисой рассеяния  $i_{\theta}$  соотношением [13]

$$K_{\theta} = i_{\theta} \alpha_p,$$

где  $\alpha_p$  — показатель рассеяния.

Показатели рассеяния  $\alpha_p$ , поглощения  $\alpha_{\text{п}}$ , ослабления  $\alpha_o$ . Величины, обратные расстоянию, на котором поток излучения, образующего параллельный пучок, ослабляется за счет соответственно рассеяния, поглощения или суммарного ослабления в среде в  $e$  раз [11].

\* В литературе его часто называют законом Бугера—Ламберта—Бэра.

\*\* Иногда называется коэффициентом направленного светорассеяния.



Облако кучево-дождевое львое (Cb calv.).

Фото Х. Блюстайна (Н. Bluestein, Oklahoma, U. S. A.), по Международному атласу облаков ВМО (International Cloud Atlas, WMO), т. 2, 1987 (Атл. ВМО).



Мощные кучевые облака (Cu cong.).  
Фото с самолета А. В. Агеева.

Мощные кучевые облака (Cu cong.) на фоне слоев высоко-кучевых (Ac).  
Фото с самолета П. А. Александрова.



Кучево-дождевое облако с анимальной (Cb inc.).  
Фото с самолета А. В. Агеева.

Потекающие высокослоистые волнистые облака (Al und.); под ними кучевые облака средние и разрывные (Cu med., Cu fr.).  
Фото В. В. Быкова.





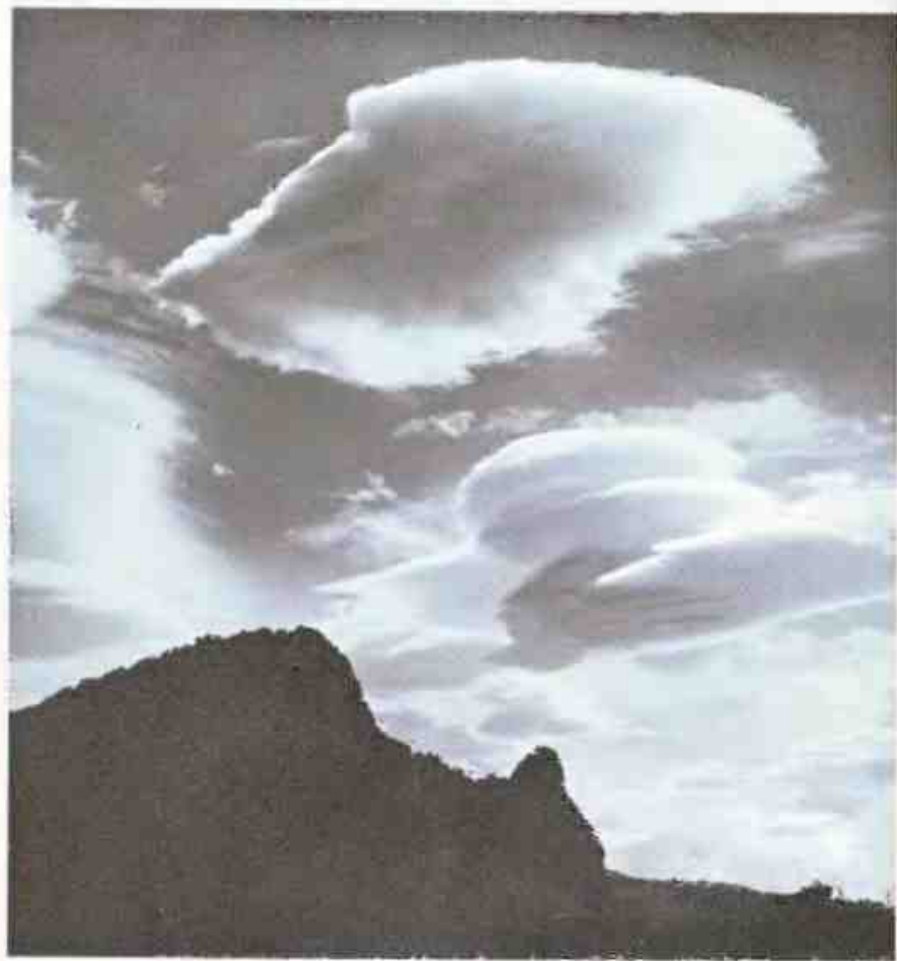


Кучевые облака хорошей погоды и кучевые разорванные облака (Cu fl. utp., Cu fr.).  
Фото Т. Бергера (T. Bergeron, Sweden), по Атл. ВМО.

Кучевые средние и кучевые разорванные облака (Cu med., Cu fr.).  
Фото М. Мезена (M. Méziat, France), по Атл. ВМО.



Кучево-дождевое высокое облако с выразительными формованиями при накоплении (Cb calv., mammatus).  
Фото Х. Блюштейна (H. Bluestein, Oklahoma, U. S. A.), по Атл. ВМО.



Орографические высококучевые чечевицеобразные облака (Ac lent.).  
Фото Т. Н. Бибикова.



Слоисто-кучевые просвечивающие облака (Sc trans.).  
Фото В. С. Самойленко.

Слоисто-кучевые плотные облака (Sc op.). Виден просвет в облаках, образовавшийся после воздействия углекислотой. Нижнее солнце (яркое пятно) свидетельствует о появлении кристаллов.  
Фото А. В. Агеева.





Пример превращения мощного кучевого облака (Cu cong.) (наиболее высокая вершина на верхнем фото) в кучево-дождевое ливное облако (Cb calv.) (в центре нижнего фото).  
Фото Х. Влюстайна (H. Bluestein, Oklahoma, U. S. A.), по Атл. ВМО.



Слоисто-кучевые просветляющие облака (Sc trans.).  
Фото А. Алдера (A. J. Alders/KNMI, the Netherlands), по Атл. ВМО.



Слоистые туманообразные облака (St neb.).  
Фото Р. Хоппе (R. L. HoPe, Colorado, U. S. A.), по Атл. ВМО.







Высококучевые просвечивающие облака (As trans.), под ними кучевые разорванные (Cu fr.).

Фото Т. Н. Бибикова.

Перистые перепутанные облака (Ci int.) и перистые коттевидные (Ci unc.).

Фото В. В. Бюкова.



Перистые коттевидные облака (Ci unc.).

Фото В. С. Самойленко.



Высокослоистые просвечивающие облака (Ac trans.).  
Фото Р. Беле (R. Beaudieu, France), по Атл. ВМО.

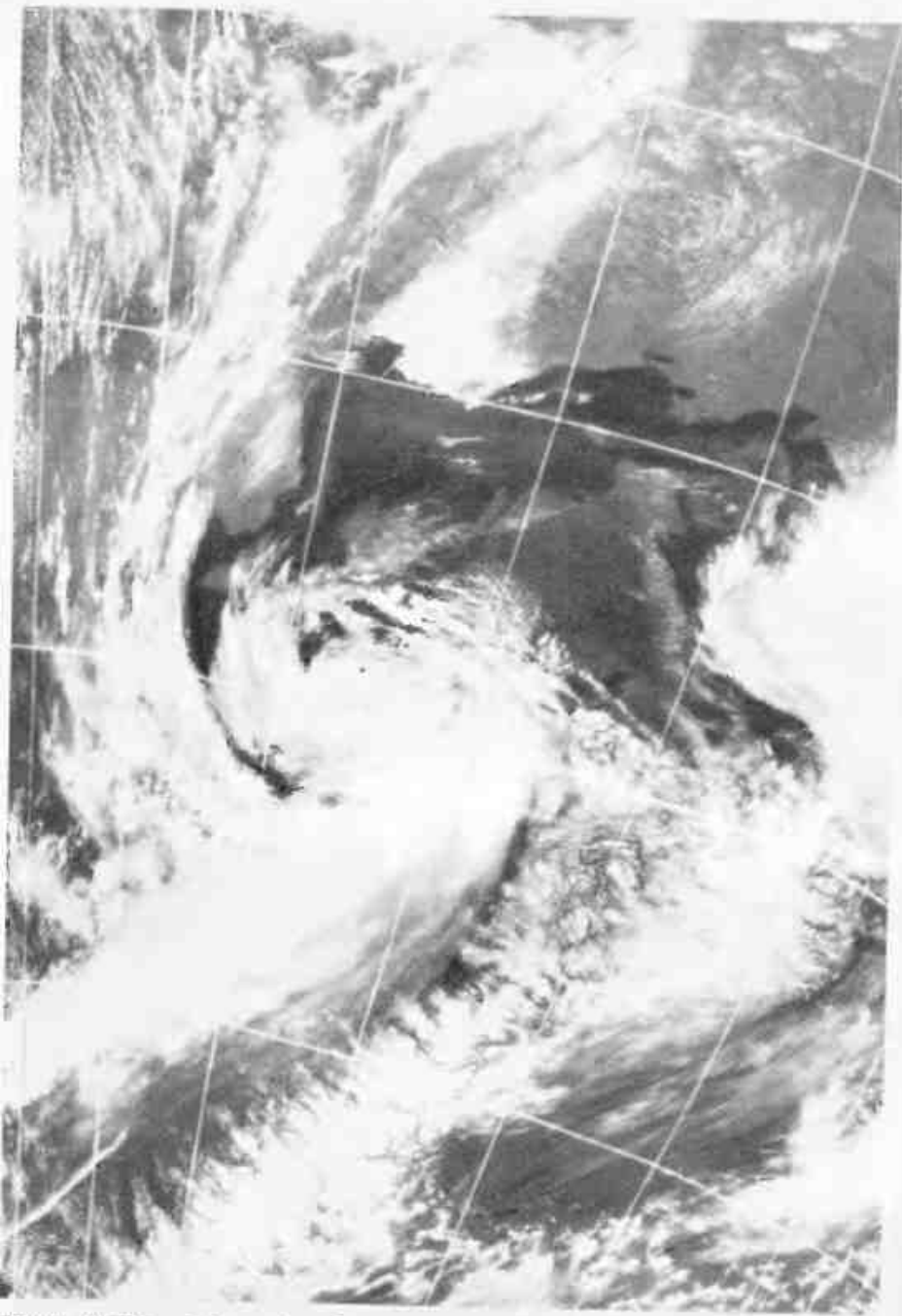
Высокослоистые волнистые облака (As und.).  
Фото А. Алдерса (A. J. Aalders/KNMI, the Netherlands), по Атл. ВМО.



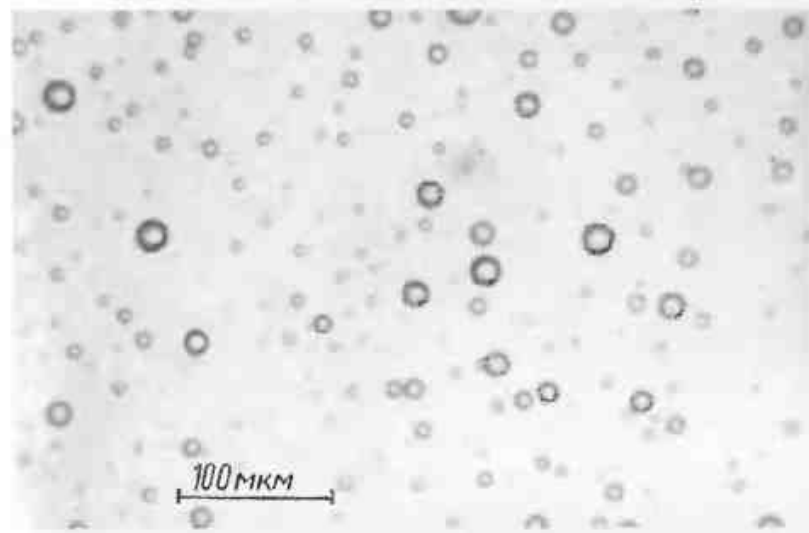
Высококучевые волнистые облака (Ac und.).  
Фото А. Вие (A. Viant, France), по Атл. ВМО.

Перистые котловидные облака (Ci unc.) и перисто-слоистые (Cs).  
Фото Р. Пилсбери (R. K. Pilsbury, U. K.), по Атл. ВМО.



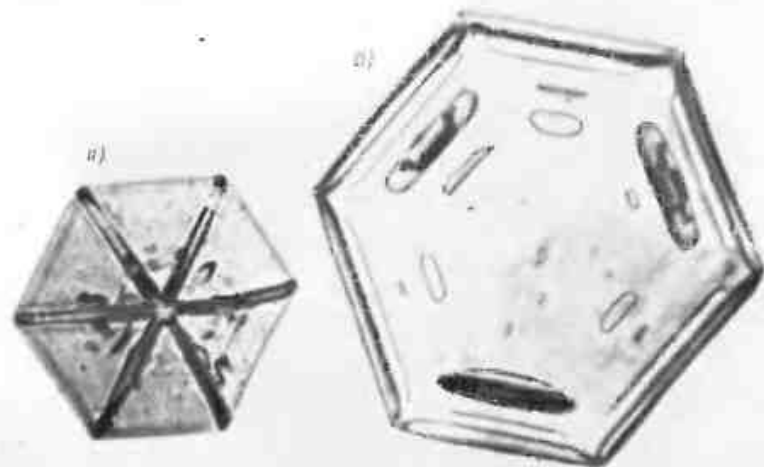


Пример спутниковой фотографии облаков (северное полушарие), полученной 13 мая 1975 г.



Примеры пробы облачных капель, взятой на стеклянную пластинку, покрытую смесью касторового масла с вазелином.

Примеры облачных кристаллов.  
а) пластинчатые формы, б) столбчатые формы.







Молния из кучево-дождевого облака.

Фото Х. Блюстайна (H. Bluestein, Oklahoma, U. S. A.), по Атл. ВМО.

Величины  $\alpha_p$ ,  $\alpha_n$  и  $\alpha_{oc}$  описываются соотношениями

$$\alpha_p = \sum_i N_i C_p^i,$$

$$\alpha_n = \sum_i N_i C_n^i,$$

$$\alpha_{oc} = \sum_i N_i C_o^i,$$

где  $N_i$  — концентрация частиц, диаметр (для сферических), форма, размеры и ориентация в пространстве (для несферических) которых одинакова;  $C_p$ ,  $C_n$ ,  $C_o$  — сечения соответственно рассеяния, поглощения или ослабления отдельными частицами.

*Поток энергии излучения.* Средняя мощность электромагнитного (в частности, светового) излучения за время, значительно большее периода колебаний.

*Сечения рассеяния  $C_p$ , поглощения  $C_n$ , ослабления  $C_o$ .* Отношение потока излучения, соответственно рассеянного частицей во всех направлениях, поглощенного частицей или изъяттого из потока падающего излучения за счет рассеяния и поглощения вместе, к потоку излучения, падающего на единичную площадку сечения частицы. Очевидно, что  $C_o = C_p + C_n$ .

Для неполяризованного излучения

$$C_o = \frac{2\pi}{k^2} \operatorname{Re} [S_1(\theta=0) + S_2(\theta=0)],$$

$$C_p = \frac{1}{k^2} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi i(\theta, \varphi) \sin \theta d\theta d\varphi,$$

где  $S_1$ ,  $S_2$  — компоненты матрицы перехода,  $i$  — безразмерная интенсивность рассеяния,  $k$  — волновое число. Для частично поляризованного излучения выражения для определения  $C_o$  и  $C_p$  даны в [6].

*Средний косинус рассеяния излучения  $\langle \cos \theta \rangle$ .* Определяется соотношением

$$\langle \cos \theta \rangle = \int_0^{2\pi} \int_0^\pi i_n(\theta, \varphi) \cos \theta \sin \theta d\theta d\varphi,$$

где  $i_n$  — индикатриса рассеяния излучения.

*Степень поляризации излучения  $P$ .* Отношение компонентов матрицы рассеяния:

$$P = -A_{12}/A_{11}.$$

Для сферических частиц

$$P(\theta=0) = P(\theta=\pi) = 0,$$

где  $\theta$  — угол рассеяния.

Угол рассеяния  $\theta$  — угол между направлениями распространения падающего и рассеянного на частице или элементарном объеме излучения.

Факторы эффективности рассеяния  $K_p$ , поглощения  $K_n$  и ослабления  $K_o$ . Безразмерные величины, представляющие собой нормированные на площадь геометрической тени рассеивающей частицы (частиц)  $S$  значения сечений рассеяния и поглощения и ослабления соответственно:

$$K_p = C_p/S,$$

$$K_n = C_n/S,$$

$$K_o = C_o/S.$$

### П.1.6. Радиационные характеристики облачной атмосферы

Определения радиационных характеристик атмосферы встречаются в ряде специальных изданий [8, 10], в монографиях по радиации, в учебниках по метеорологии, а также в ряде статей, посвященных измерению поля радиации в атмосфере (см. список литературы к главе 9). К сожалению, эти определения не всегда совпадают, и от читателя требуется четкое понимание приводимых экспериментальных значений. Ниже приводятся определения основных радиационных характеристик, сведения о которых содержатся в главе 9.

**Альbedo.** В актинометрии отношение потока коротковолновой радиации (0,3—4 мкм)  $F\uparrow$ , выходящей из полусферы через плоскую поверхность, к потоку радиации  $F\downarrow$ , падающему на эту же поверхность с противоположной полусферы:

$$A = F\uparrow/F\downarrow. \quad (1)$$

Такая формулировка предполагает отсутствие источника снизу и включает в поток  $F\uparrow$  как отраженную, так и рассеянную радиацию, пришедшую снизу.

Обычно альbedo подстилающей поверхности  $A_n$  определяется на высоте 1,5 м над исследуемой поверхностью Земли; альbedo облаков  $A_{ог}$  — у верхней границы облаков; альbedo (нижележащих слоев) в атмосфере  $A(z)$  измеряется на высоте  $z$  по прохождению радиации через горизонтальную поверхность.

При рассмотрении альbedo облаков («облачного слоя») в тех случаях, когда исключается влияние подстилающей земной поверхности (что эквивалентно ситуации, когда  $A_n=0$ ), говорят об «истинном альbedo облаков».

**Высота солнца.** При радиационных измерениях за высоту солнца принимается угол солнца относительно горизонта  $h_o$ , где  $\odot$  — символ Солнца. Степень покрытия солнечного диска облаками передается следующими обозначениями:

$\odot^2$  — на солнечном диске и по крайней мере в зоне  $5^\circ$  вокруг

него не заметно следов облаков, тумана или клубов дыма, пыли; зона  $5^\circ$  (10 диаметров солнца) приблизительно соответствует ширине ладони вытянутой руки;

$\odot^\circ$  — солнце слабо просвечивает сквозь слой плотных облаков; тени от предметов неразличимы; нацелить трубку актинометра на солнце невозможно;

$\odot$  — солнце просвечивает сквозь облако, туман или клубы дыма; тени от предметов (в том числе от экранов затенителей) и кольца актинометра различимы, трубку актинометра можно нацелить на солнце;

$\oplus$  — окрестности освещены солнцем, но приборы на самой площадке затеняются местными предметами;

$\Pi$  — солнечного диска не видно сквозь плотные облака;

— — диск солнца не виден вследствие большой закрытости горизонта.

**Коэффициент яркости  $r$ .** Отношение интенсивности радиации, измеренной в узком телесном угле, к интенсивности радиации, отраженной в тот же телесный угол абсолютно белой поверхностью ( $r$  может быть выражено в процентах). Коэффициент яркости облачности зависит от телесного угла измерения, вертикального и горизонтального угла относительно солнца, удаления от границы облачности, количества облаков, структуры верхней границы облаков и др.

**Коэффициент поглощения облачными слоями коротковолновой (0,3—4 мкм) или длинноволновой (4—100 мкм) радиации.** Отношение доли поглощенной облаком радиации к радиации, падающей на него из полусферы.

**Пропускание коротковолновой радиации облачным слоем.** Отношение потока радиации, прошедшего через облако, к потоку падающей на него радиации.

**Прямая солнечная радиация.** Радиация, поступающая к земной поверхности непосредственно от солнца и околосолнечной зоны радиусом  $5^\circ$ . Она измеряется на поверхности, перпендикулярной направлению солнечных лучей и обозначается, как правило, буквой  $S$ . Прямая солнечная радиация за пределами атмосферы, падающая на единицу площади за единицу времени называется солнечной постоянной ( $S_0$ ).

**Рассеянная солнечная радиация  $D$ .** Радиация, поступающая на горизонтальную поверхность от всех точек небесного свода (с полусферы) за исключением диска солнца и околосолнечной зоны радиусом  $5^\circ$ , в результате рассеяния солнечной радиации молекулами атмосферных газов, водяными каплями или ледяными кристаллами облаков и твердыми частицами, взвешенными в атмосфере.

**Скорость радиационного изменения температуры воздуха ( $^\circ\text{C}/\text{ч}$ ).** Радиационное выхолаживание или радиационное нагревание в единицу времени:

$$\frac{dT}{dt} = - \frac{1}{c_p \rho} \frac{dF}{dz}, \quad (2)$$



где  $C_p$  — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении,  $\rho$  — плотность воздуха,  $dF/dz$  — изменение притока тепла по высоте. На практике для расчета  $\Delta T/\Delta t$  ( $^{\circ}\text{C}/\text{ч}$ ) используется формула

$$\theta = 0,351 \frac{\Delta F}{\Delta p}, \quad (3)$$

где  $\Delta F$  — в  $\text{Вт}/\text{м}^2$ , а  $\Delta p$  — в гекто-паскалях.

Если  $\Delta F$  измеряется в  $\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$  (устаревшие единицы), а  $\Delta p$  — в  $\text{гПа}$ , то расчет проводится по формуле

$$\theta = \frac{\Delta T}{\Delta t} = 245 \frac{\Delta F}{\Delta p}. \quad (4)$$

**Суммарная радиация  $Q(n)$ .** Поток КВР, поступающий на горизонтальную поверхность. Этот поток включает в себя прямую солнечную ( $S$ ) и рассеянную ( $D$ ) радиацию, прошедшую сквозь облачный слой. Обычно рассматривается относительная суммарная радиация

$$Q^* = \frac{Q(n)}{Q_0}, \quad (5)$$

где  $Q_0$  — радиация, которая достигла бы поверхности Земли при отсутствии облаков.

**Эффективная излучательная способность облаков (подстилающей поверхности)  $\epsilon$ .** Характеризует долю, которую составляет излучение облака от излучения черного тела, находящегося при температуре облака:

$$F = \epsilon \sigma T^4, \quad (6)$$

где  $\sigma$  — постоянная Стефана—Больцмана, а  $T$  — температура ( $\text{K}$ ).

### П.1.7. Электрические характеристики облаков и атмосферы

**Атмосферные ионы.** Подразделяются на легкие, средние и тяжелые ионы.

**Легкие ионы.** Обычно представляют собой отдельную заряженную молекулу, окруженную группой из нескольких (10–15) нейтральных молекул. Размер их составляет  $\approx 10^{-9}$  м, подвижность  $\approx 1\text{--}2 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{В}^{-1}$ . При нормальных условиях средняя подвижность положительных ионов  $\approx 1,4 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{В}^{-1}$ , а отрицательных  $\approx 1,9 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{В}^{-1}$ . Реальная подвижность характеризуется некоторым разбросом по отношению к средним значениям.

**Средние ионы.** Группы из нескольких тысяч молекул, размер которых составляет  $\approx 10^{-8}$  м и обладают подвижностью  $\approx 10^{-1} \text{--} 10^{-3} \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{В}^{-1}$ .

**Тяжелые ионы.** Размер их составляет  $\approx 10^{-7}$  м, подвижность —  $\approx 10^{-3} \text{--} 10^{-4} \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{В}^{-1}$ . Образуются обычно за счет оседания легких ионов на частицах аэрозоля.

**Интенсивность ионообразования  $I$ .** Определяются числом пар ионов, образующихся в единицу времени в единичном объеме воздуха. В системе СИ измеряется в  $\text{пА}/\text{м}^3$  (в литературе чаще используется единица  $\text{см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ ).

**Концентрация ионов.** Число ионов в единице объема; измеряется в  $\text{м}^{-3}$  (в литературе чаще —  $\text{см}^{-3}$ ). Число легких ионов обозначается  $n$ , тяжелых —  $N$ . Обычно положительным ионам присваивается индекс «1» ( $n_1, N_1$ ), отрицательным — индекс «2» ( $n_2, N_2$ ).

**Напряженность электрического поля в данной точке атмосферы.** Сила, действующая на единичный положительный заряд, помещенный в эту точку. Вектор напряженности направлен по нормали к изопотенциальной поверхности. Направление напряженности электрического поля в атмосфере к Земле принято считать положительным.

Обычно вектор напряженности электрического поля обозначают  $E$ , а его составляющие по осям координат —  $E_x, E_y, E_z$ . Измеряется в  $\text{В}/\text{м}$ .

**Объемные заряды в атмосфере.** Несбалансированная часть заряда в объеме воздуха. Если заряды отрицательных и положительных ионов равны друг другу, то объемный заряд равен нулю. Заряд большой области атмосферы (например, объема облака или части облака) обозначается буквой  $Q$  и измеряется в кулонах ( $\text{Кл}$ ). Чаще рассматривается заряд в единичном объеме, т. е. плотность объемного заряда, которая обозначается через  $\rho$  и измеряется в  $\text{Кл}/\text{м}^3$ .

**Подвижность ионов.** Средняя скорость движения ионов в электрическом поле с напряженностью, равной единице. Обозначается обычно  $w$ , измеряется в  $\text{см}^2 \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{В}^{-1}$  (в системе СИ —  $\text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{В}^{-1}$ ). Подвижность атмосферных ионов зависит от газового состава и плотности,  $w\rho = \text{const}$ . При заданной температуре подвижность ионов обратно пропорциональна давлению газа ( $p$ ), так что в широком диапазоне изменения давления выполняется соотношение  $w\rho = \text{const}$ . Зависимость подвижности от давления и температуры имеет вид

$$w(p, T) = w_0(p_0, T_0) \frac{p_0}{p} \frac{T}{T_0}$$

(индекс 0 относится к значениям на уровне Земли).

Значительное влияние на подвижность ионов оказывает наличие в воздухе молекул водяного пара, которые могут присоединяться к ионам. Так, при изменении относительной влажности от 0 до 100 % подвижность отрицательных ионов уменьшается на 20 % (подвижность положительных ионов при этом изменяется мало).

**Потенциал электрического поля атмосферы.** Равен работе, необходимой для перемещения единичного положительного заряда из бесконечности в данную точку атмосферы. Потенциал определяется с точностью до постоянной и принято считать, что у по-

верхности Земли он равен нулю. Обозначается обычно  $V$ , измеряется в вольтах (В) и киловольтах (кВ). Вообще говоря, меняется в атмосфере от точки к точке.

**Электрические заряды облачных частиц и частиц осадков.** Количество электричества, находящегося на соответствующих частицах. Заряды облачных частиц обозначаются обычно через  $q_+$  и  $q_-$  (положительные и отрицательные). Заряды частиц осадков обозначаются через  $Q_+$  и  $Q_-$ . Единица измерения — кулон (Кл). В учении об атмосферном электричестве при измерении зарядов на частицах часто используют внесистемную единицу — элементарный заряд (эл. зар.), указывающий на число единичных элементарных зарядов на рассматриваемой частице.

Важной характеристикой является отношение заряда, находящегося на частице, к ее радиусу. Обозначается через  $q/r$  и измеряется в Кл/м.

**Электрические токи в атмосфере.** Представляют собой направленное движение атмосферных ионов под действием электрических или механических (конвективные, турбулентные потоки) сил.

В физике атмосферы рассматривается обычно электрический ток, проходящий через единичную площадь (т. е. плотность тока), который обозначается через  $i$  и измеряется в А/м<sup>2</sup> или в пА/м<sup>2</sup>.

**Электропроводность атмосферы.** Способность атмосферного воздуха проводить электричество, обусловленная наличием и движением в нем ионов обоих знаков. В атмосфере рассматривается обычно удельная электропроводность, т. е. электропроводность единичного объема воздуха. Полярные положительная и отрицательная электропроводности воздуха обозначаются соответственно  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$ , суммарная электропроводность —  $\lambda_x$ . Если рассматривается электропроводность воздуха вблизи поверхности Земли, то употребляется дополнительно индекс 0 (например,  $\lambda_{x0}$ ). Единица измерения — См/м; в атмосфере электропроводность измеряется в единицах  $\phi \text{ См/м} = 10^{-15} \text{ См/м}$ .

### П.1.8. Радиолокационные характеристики облаков и метеорологических радиолокационных станций (МРЛС)

**Высота границ радиоэха облаков.** Максимальная (минимальная) высота радиоэха, определенная на индикаторах МРЛС. Верхняя граница радиоэха будет соответствовать верхней границе облаков, если выполняется условие  $Z(H_{\text{вг}}) \geq Z_{\text{min}}(R)$ , где  $Z(H_{\text{вг}})$  — отражаемость на верхней границе облака,  $R$  — расстояние от границы облака до МРЛ, а  $Z_{\text{min}}(R)$  — минимально обнаружимая отражаемость на этом расстоянии.

Большой диапазон изменения  $Z$  в верхних слоях облаков приводит к тому, что верхняя граница радиоэха может совпадать с верхней границей облаков, а может располагаться выше или

ниже. Иногда для определенности за верхнюю границу радиоэха облаков принимают высоту изолинии эквивалентной радиолокационной отражаемости  $Z_0 = 30 \text{ дБЗ}$  или  $Z_0 = 23 \text{ дБЗ}$ . В подавляющем большинстве радиолокационных исследований облачности за высоту  $H$  облаков принимают высоту контура изоэха с  $Z = Z_{\text{min}}(R)$ .

**Дифференциальная отражаемость.** Понятие введено для МРЛС, имеющих двойную поляризацию [51]:

$$Z_{DR} = \frac{Z_r}{Z_h}, \quad (1)$$

или

$$Z_{DR} = 10 \lg \left( \frac{Z_r}{Z_h} \right) \text{ дБЗ}, \quad (2)$$

где  $Z_r$  и  $Z_h$  — радиолокационная отражаемость при горизонтальной и вертикальной поляризациях электромагнитного излучения (мм<sup>6</sup>/м<sup>3</sup>).

**Импульсный объем.** Объем пространства, из которого сигналы, отраженные находящимися в нем метеорологическими объектами, поступают в систему МРЛС одновременно. Импульсный объем  $v$  определяется формулой

$$v = \frac{\pi}{16 \ln 2} R^2 \theta_0 \phi_0 h. \quad (3)$$

Здесь  $R$  — удаление импульсного объема от радиолокатора (м),  $\theta_0$  и  $\phi_0$  — ширина диаграммы направленности антенны по точкам половинной мощности в двух взаимно перпендикулярных плоскостях (рад),  $h$  — пространственная протяженность зондирующего импульса (м).

**Коррекция мощности отраженных сигналов на расстояние.** Учет уменьшения средней мощности отраженных сигналов с увеличением расстояния пропорционально квадрату расстояния.

**Мощность средняя отраженного сигнала.** Средняя мощность сигнала от импульсного объема, принятого антенной МРЛС.

**Отражаемость облаков и осадков радиолокационная ( $Z$ ).** Величина, характеризующая отражающие свойства единичного объема облака или осадков. Описывается формулой

$$Z = \frac{\lambda^4}{\pi^6} \eta. \quad (4)$$

Здесь  $\lambda$  — длина волны (м),  $\eta$  — удельная площадь обратного рассеяния облаков и осадков (м<sup>-1</sup>). Если отражающие частицы имеют сферическую форму, то

$$Z = \frac{\sum d^6}{v_0}, \quad (5)$$

где суммирование идет по всем частицам объема  $v_0$ . Диапазон изменения  $Z$  в облаках и осадках заключен в пределах от  $Z_{\text{min}} = 10^{-5} \text{ мм}^6/\text{м}^3$  до  $Z = 10^7 \text{ мм}^6/\text{м}^3$ . В практике радиолокационных

метеонаблюдений отражаемость облаков и осадков выражают в мм<sup>6</sup>/м<sup>3</sup> или дБZ относительно  $Z_0 = 1 \text{ мм}^6/\text{м}^3$ . Связь между значениями отражаемости, выраженными в различных единицах, описывается формулами (если  $Z$  — в мм<sup>6</sup>/м<sup>3</sup>,  $Z'$  — в м<sup>3</sup>,  $Z''$  — в см<sup>3</sup>, а  $Z'''$  — в дБZ):

$$Z = 10^{18} Z' = 10^{12} Z'', \quad (6)$$

$$Z''' = 10 \lg (Z/Z_0), \quad (7)$$

$$Z = 10^{0,1 Z''}. \quad (8)$$

Во многих работах  $Z$  определяется не через диаметр  $d$ , а через радиус частиц  $a$ . Такую отражаемость будем обозначать через  $Z_a$ :

$$Z_a = Z/64, \text{ или } Z_a (\text{дБZ}) = Z (\text{дБZ}) - 18. \quad (9)$$

В десятичных логарифмах

$$\lg Z_a = \lg Z - 1,8. \quad (10)$$

Отражаемость эквивалентная радиолокационная ( $Z_a$ ). Характеризует свойства единичного объема облака или осадков и равна отражаемости капельного облака, формирующего равный по амплитуде отраженный сигнал. Величина  $Z_a$  определяется формулой

$$Z_a = \frac{\lambda^4 \eta}{\pi^5 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2}, \quad (11)$$

где  $m$  — комплексный показатель преломления водяных частиц в диапазоне радиоволн МРЛС, для них

$$\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 = K_n^2 = 0,93.$$

Для льда, согласно [53(11)],  $K_n^2$  может изменяться от 0,176 до 0,208; обычно принимают  $K_n^2 = 0,197$ .

Таким образом, для водяных частиц  $Z_a = Z$ . Для ледяных частиц

$$Z_a = \frac{K_n^2}{K_n^2} Z. \quad (12)$$

С учетом диапазона изменения  $K_n^2$  для ледяных частиц

$$Z_a = (0,189 \dots 0,224) Z, \quad (13)$$

или в децибелах

$$Z_a = Z - (7,2 \dots 6,5). \quad (14)$$

Для частиц, отличных от рэлеевских, имеем

$$Z_a = 3,52 \cdot 10^9 \eta \lambda^4, \quad (15)$$

где  $\eta$  — в см<sup>-1</sup> и  $\lambda$  в сантиметрах.

Площадь радиоэха облаков ( $s$ ) — площадь обнаружимого, т. е. фактического радиоэха облаков и осадков при заданных параметрах МРЛС либо площадь радиоэха, на внешнем контуре которого задается величина  $Z_a$ , равная обычно 18, 23 и 30 дБZ. В каждом конкретном случае оговаривается, что понимается под площадью радиоэха или осадков, измеренных на МРЛС. Во многих статьях, однако, под  $s$  подразумевают площадь, ограниченную изолиниями  $Z = Z_{\min}(R_{\max})$ , где  $R_{\max}$  — максимальный радиус обзора МРЛС при заданных технических параметрах.

Потенциал МРЛС. Параметр, характеризующий эффективность МРЛС в обнаружении метеослелей. Определяется по формуле

$$\Pi_M = \frac{\pi^2}{4^5 \ln 2} \frac{P_{\text{пер}} G_{00}^2 h K_{\text{ав}}}{P_{\text{пр, min}} \lambda^2}. \quad (16)$$

Здесь  $P_{\text{пр, min}}$  — минимально обнаружимая мощность отраженного сигнала,  $K_{\text{ав}}$  — коэффициент полезного действия антенно-волноводного тракта на прием и передачу,  $h = ct$  — пространственная протяженность зондирующего импульса.

В табл. 1 (П.1.8) приведены сравнительные показатели основных параметров МРЛС.

Таблица 1 (П.1.8)

Таблица сравнительных показателей основных параметров МРЛС, применяемых для штормоповещения и измерения количества осадков

| Тип МРЛ           | $\lambda$ см | $P_{\text{пер}}$ кВт | $P_{\text{пр min}}$ дБ/Вт | $\tau_z$ мкс | $\theta_0^\circ$ | $\Pi_M$ дБ | $\Pi'_M$ дБ |
|-------------------|--------------|----------------------|---------------------------|--------------|------------------|------------|-------------|
| МРЛ-2             | 3,2          | 215                  | -132                      | 1; 2         | 0,8              | 283        | 53          |
| МРЛ-5 (I канал)   | 3,2          | 250                  | -137                      | 1; 2         | 1,5              | 293        | 59          |
| МРЛ-5 (II канал)  | 10,0         | 800                  | -140                      | 1; 2         | 1,5              | 280        | 55          |
| AN-CPS-9          | 3,2          | 250                  | -134                      | 0,5; 5       | 1,0              | 274/284    | 50/60       |
| AN-FPS-77         | 5,3          | 300                  | -137                      | 2            | 1,6              | 282        | 57          |
| WSR-57            | 10,0         | 450                  | -140                      | 4            | 2,0              | 281        | 56          |
| WSR-74 (I канал)  | 10,5         | 500                  | -134                      | 1; 4         | 2,0              | 282        | 47/53       |
| WSR-74 (II канал) | 5,6          | 250                  | -134                      | 3            | 1,5              | 281        | 54          |

Примечание.  $\lambda$  — длина волны,  $P_{\text{пер}}$  — мощность передатчика,  $P_{\text{пр min}}$  — минимальная чувствительность,  $\tau_z$  — длительность зондирующего импульса,  $\theta_0$  — ширина диаграммы направленности,  $\Pi_M$  — потенциал МРЛ в единицах СИ. Величина  $\Pi'_M$  рассчитывается при  $P_{\text{пер}}$  — в кВт,  $P_{\text{пр min}}$  — в Вт,  $\lambda$  — в см,  $h$  — в м,  $A_p$  (площадь раскрытия антенны) — в м<sup>2</sup>.

Удельная площадь обратного рассеяния облаков или осадков ( $\eta$ ). Суммарная эффективная площадь рассеяния единичного объема облака (или осадков), заполненного рассеивающими частицами (каплями, кристаллами и т. д.):

$$\eta = \sum_{i=1}^N \frac{\sigma_i}{v_0}, \quad (17)$$



где  $\eta$  — в м<sup>-1</sup>,  $\sigma_i$  — эффективная площадь рассеяния  $i$ -й частицей,  $N$  — число рассеивающих частиц в эффективном объеме  $v$ , отражающей области.

Уравнение радиолокации атмосферных образований. Уравнение, связывающее среднюю мощность принятого от метеоцели сигнала с параметрами метеоцели, МРЛС и расстоянием от цели до МРЛС. Имеет следующий вид:

$$P_{\text{пр}} = \frac{P_{\text{пер}} G_0^2 \theta_0 \varphi_0}{4^5 \ln 2 \pi^2 R^2} \eta K_{\text{зап}}, \quad (18)$$

где  $P_{\text{пр}}$  — средняя мощность принятого сигнала (Вт);  $P_{\text{пер}}$  — импульсная мощность электромагнитных колебаний, генерируемых передатчиком МРЛС (Вт);  $G_0$  — коэффициент усиления антенны;  $\eta$  — ослабление радиоволн в атмосфере на пути  $2R$ ;  $\theta_0$  и  $\varphi_0$  — ширина диаграммы направленности антенны по точкам половинной мощности (по уровню 3 дБ) в двух взаимноперпендикулярных плоскостях (рад);  $R$  — удаление отражающего объема облаков и осадков от МРЛС (м);  $K_{\text{зап}}$  — коэффициент заполнения отражающего объема частицами.

Метеорологические радиолокаторы работают в миллиметровом, сантиметровом и дециметровом диапазонах длин радиоволн. При этом для большинства частиц облаков и осадков за исключением града, как правило, выполняются рэлеевские условия рассеяния, когда диаметр частиц много меньше длины волны ( $\pi d \ll \lambda$ ).

Эффективный радиус МРЛС  $R_{\text{эф}}$ . Расстояние, на котором облака обнаруживаются МРЛС с вероятностью не менее 95 % (при отсутствии ослабления радиоволн в атмосфере между МРЛС и облаком и при отсутствии углов закрытия, обусловленных местными предметами в пункте установки МРЛС). Значения эффективных радиусов получены экспериментальным путем на МРЛ-1 и МРЛ-2 [19(11), 23(11)]; они примерно равны для МРЛС, технические параметры которых приведены в табл. 1 (П.1.8).

Для Сб с градом, грозой, ливневым дождем или снегом  $R_{\text{эф}}$  составляет 150–200 км летом и 50–90 км зимой; для мощных кучевых облаков без осадков  $R_{\text{эф}}$  равно 40–50 км летом и 10–20 км зимой; для слоисто-дождевых облаков с осадками  $R_{\text{эф}}$  составляет 90–120 км летом и 60–70 км зимой; для слоистообразной облачности всех ярусов без осадков  $R_{\text{эф}}$  равно 20–30 км летом и 10–20 км зимой.

### П.1.9. Сведения об облаках, помещаемые на синоптических картах

На приземных синоптических картах содержится богатая информация об облачности в пункте наблюдения. Эта информация наносится по стандартной схеме, показанной на рис. 1 (П.1.9).

Таблица 1 (П.1.9)  
Синоптический код для описания количества и форм облаков, погодных условий и их обозначения на синоптической карте

| Облаки      | Миллиметровые облака |               | W<br>(приближенная погода)            | h м (высота облаков С <sub>т</sub> или С <sub>н</sub> ) | Облака  |  |  |
|-------------|----------------------|---------------|---------------------------------------|---|---|--|--|
|             | Базис                | Условный знак |                                       |   | С <sub>т</sub><br>(слоисто-кучевые, слоистые, кучевые и кучво-дождевые) | С <sub>н</sub><br>(высоко-кучевые, высокие слоистые, слоисто-дождевые) | С <sub>н</sub><br>(перистые, перисто-слоистые, перисто-кучевые)  |
| 0           | 0                    |               | Ясно или облачно не более 5 баллов    | < 50  | Облаков С <sub>т</sub> нет  | Облаков С <sub>н</sub> нет   | Облаков С <sub>н</sub> нет                                       |
| 1           | 1                    |               | Малейшая облачность                   | 50–100  | С <sub>т</sub> плоские  | А: просветляющие   | С: митгающие или калпающие на расстоянии по небу                 |
| 2–3         | 2                    |               | Облачность более 5 баллов             | 100–200   | С <sub>т</sub> средние или мощные                                       | А: просветляющие или N:  | С: плотные или хлопчатые   |
| 4           | 3                    |               | Почаши туман, мороз, метель или туман | 200–300   | Сб „шквалы“   | А: просветляющие не калпающие  | С: плотные из Сб   |
| 5           | 4                    |               | Туман или сильный мороз               | 300–500   | Сс из С <sub>т</sub> или Сб   | А: просветляющие калпающие   | С: митгающие или хлопчатые на расстоянии по небу                 |
| 6           | 5                    |               | Мороз                                 | 600–1000  | Сс не из С <sub>т</sub> или Сб  | А: просветляющие по небу   | С: (если С <sub>т</sub> надгигантских (выше 45°))                |
| 7–8         | 6                    |               | Дождь                                 | 1000–1500   | В: (крупная S: плоской погоды)  | А: из С <sub>т</sub> или Сб  | С: (если С <sub>т</sub> надгигантских, надгигантских (выше 45°)) |
| 9           | 7                    |               | Снег или дождь со снегом              | 1500–2000   | Сс S: или С <sub>т</sub> плоской погоды                                 | А: вместе с А: или без них   | С: просветляющие все небо  |
| 10          | 8                    |               | Ливневые осадки                       | 2000–3500   | С <sub>т</sub> и Сс не из С <sub>т</sub> или Сб                         | А: вместе с А: или без них   | С: не просветляющие по небу                                      |
| не известно | 9                    |               | Гроза                                 | Облаков не менее 2/100 нет                              | Сб волпосные  | А: при хлопчатом виде неба   | С:   |

Сведения могут быть представлены в виде условных значков или цифр синоптического кода, объяснение которых содержится в табл. 1 (П.1.9). В кружке станции ( $N$ ) условным значком указывают общее количество облаков, под ним —  $N_h$  — количество облаков (в цифрах кода) нижнего, а при их отсутствии среднего яруса. Кроме того, в ячейке  $ww$  приводится характеристика текущей (или за последний час) погоды, а также некоторые сведения

|             |           |        |
|-------------|-----------|--------|
| $(T_e T_c)$ | $C_H$     |        |
| $TT$        | $C_M$     | $PPP$  |
| $ww$        | $N$       | $rra$  |
| $VV$        | $C_L N_h$ | $W$    |
| $T_d T_a$   | $h$       | $(RR)$ |

Рис. 1 (П.1.9). Нанесение данных о погоде около кружка станции на синоптической карте.

$T_e T_c$  — экстремальная (максимальная либо минимальная) температура;  $C_H, C_M, C_L$  — форма облаков верхнего, среднего и нижнего ярусов соответственно;  $TT$  — температура,  $PPP$  — давление воздуха,  $10^{-1}$  гПа;  $ww$  — погода в срок наблюдения;  $N$  — количество общей облачности,  $rra$  — значение и характеристика барической тенденции;  $VV$  — дальность горизонтальной видности,  $N_h$  — количество нижней облачности,  $W$  — прошедшая погода;  $T_d T_a$  — точка росы;  $h$  — высота облаков  $C_L$  (или  $C_M$ );  $RR$  — количество осадков.

ния о характере изменения облачности, а в ячейке  $w$  — о погоде, преобладавшей между сроками наблюдений.

## П.2. Физические константы и характеристики атмосферного воздуха и воды

Знакомство с физикой облачных процессов [4] и, в частности, с предыдущими главами Справочника свидетельствует о том, что различные параметры облачности могут испытывать большие изменения в пространстве и во времени. Для решения многих прикладных задач, для разного рода практических оценок и расчетов часто достаточно иметь представление о средних значениях и стандартных отклонениях этих параметров. Приведенные здесь физические константы и характеристики воздуха и воды дают возможность читателю проводить различные расчеты, оценки, численное моделирование разного рода процессов в атмосфере на основе данных Справочника, не прибегая к другим источникам. Значения приводимых ниже величин согласованы с Международными метеорологическими таблицами [5].

### П.2.1. Физические константы и характеристики атмосферного воздуха

#### П.2.1.1. Физические постоянные

Универсальная газовая постоянная:

$$R = 8,31432 \text{ Дж/(моль} \cdot \text{К)}.$$

Постоянная Больцмана:

$$k = \frac{R}{N} = 1,3804 \cdot 10^{-23} \text{ Дж/К}.$$

Элементарный заряд:

$$e = 1,602 \cdot 10^{-19} \text{ Кл}.$$

Постоянная Стефана—Больцмана:

$$\sigma = 5,6696 \cdot 10^{-8} \text{ Вт/(м}^2 \cdot \text{К}^4).$$

Солнечная постоянная:

$$S_0 = 1368,4 \text{ Вт/м}^2.$$

#### П.2.1.2. Характеристики атмосферного воздуха

Газовая постоянная сухого воздуха:

$$R_a = \frac{R}{M_a} = 287,05 \frac{\text{Дж}}{\text{кг} \cdot \text{К}}.$$

Относительная молекулярная масса сухого воздуха:

$$M_a = 28,964.$$

Элементы «стандартной атмосферы»:

атмосферное давление на уровне моря

$$p_0 = 1013,250 \text{ гПа} = 1013,250 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2,$$

температура воздуха на уровне моря

$$T_0 = 288,15 \text{ К} = 15^\circ \text{C},$$

плотность воздуха на уровне моря

$$\rho_0 = 1,2250 \text{ кг/м}^3.$$

Так, при  $p = 1000 \text{ гПа}$  и  $T = 273,15 \text{ К}$  ( $0^\circ \text{C}$ ) плотность воздуха

$$\rho_a = 1,2754 \text{ кг/м}^3.$$

Теплоемкость воздуха при постоянном давлении:

$$c_p = 1005 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)} = 0,241 \text{ кал/(г} \cdot \text{К)}.$$

Теплоемкость воздуха при постоянном объеме:

$$c_v = 718 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)} = 0,172 \text{ кал/(г} \cdot \text{К)}.$$

Отношение теплоемкостей:

$$\kappa = \frac{c_p}{c_v} = \frac{7}{5} = 1,4.$$

Виртуальная добавка  $\Delta T_v$  ( $\alpha$  виртуальной температуре влажного воздуха см. п. П.1.2). О значениях  $\Delta T_v$  для насыщенного влажного воздуха дает представление табл. 1 (П.2.1.2).

Таблица 1 (П.2.1.2)

Виртуальная добавка  $\Delta T_v = T_v - T$  (К) для насыщенного влажного воздуха [5]

| Давление, гПа | Температура, °С |      |      |      |      |      |       |       |       |
|---------------|-----------------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|
|               | -40             | -30  | -20  | -10  | 0    | 10   | 20    | 30    | 40    |
| 1000          | 0,02            | 0,05 | 0,12 | 0,29 | 0,64 | 1,32 | 2,62  | 4,97  | 9,03  |
| 800           | 0,02            | 0,06 | 0,15 | 0,36 | 0,79 | 1,66 | 3,29  | 6,23  | 11,36 |
| 600           | 0,03            | 0,08 | 0,20 | 0,48 | 1,05 | 2,21 | 4,40  | 8,36  | 15,33 |
| 400           | 0,04            | 0,12 | 0,30 | 0,72 | 1,59 | 3,33 | 6,64  | 12,70 | —     |
| 200           | 0,08            | 0,25 | 0,60 | 1,43 | 3,19 | 6,73 | 13,57 | —     | —     |

Потенциальная температура  $\theta$  сухого воздуха. Рассчитывается по формуле

$$\theta = T \left( \frac{1000}{p} \right)^{R_a/c_p} \approx T \left( \frac{1000}{p} \right)^{0,2856} \approx T \alpha(p) \approx T + 0,98(z - z_0) 10^{-2},$$

где  $T$  — температура сухого воздуха (К),  $p$  — давление (гПа),  $z_0$  — высота (м), на которой давление равно 1000 гПа. Значения  $\alpha(p)$  приведены в табл. 2 (П.2.1.2).

Таблица 2 (П.2.1.2)

| Значения множителя $\alpha(p)$ |        |        |        |        |        |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| $p$ гПа . . . . .              | 1100   | 1000   | 900    | 800    | 700    |
| $\alpha(p)$ . . . . .          | 0,9731 | 1,000  | 1,0306 | 1,0658 | 1,1072 |
| $p$ гПа . . . . .              | 600    | 500    | 400    | 300    | 200    |
| $\alpha(p)$ . . . . .          | 1,1571 | 1,2189 | 1,2992 | 1,4104 | 1,5836 |

Уравнение состояния сухого воздуха. При давлении  $p$  (гПа) и температуре  $T$  (К) плотность сухого воздуха описывается выражением

$$\rho(p, T) = 0,3484 \frac{p}{T}.$$

П.2.1.3. Зависимость некоторых характеристик воздуха от температуры

Аналитическое выражение, определяющее зависимость динамического коэффициента вязкости воздуха  $\eta_a$  от температуры, имеет вид [17]

$$\eta_a = \begin{cases} (1,718 + 0,0049T) \cdot 10^{-4} & \text{при } T \geq 0^\circ\text{C}, \\ (1,718 + 0,0049T - 1,2 \cdot 10^{-6}T^2) \cdot 10^{-4} & \text{при } T < 0^\circ\text{C}. \end{cases}$$

Значения некоторых характеристик воздуха при разных температурах приведены в табл. 1 (П.2.1.3).

Таблица 1 (П.2.1.3)

Зависимость некоторых характеристик воздуха от температуры

| Характеристики  | Температура, °С |       |       |       |       |       |       |       |       |
|---|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|   | -40             | -30   | -20   | -10   | 0     | 10    | 20    | 30    | 40    |
| Коэффициент теплопроводности $K$ , $10^{-2}$ Дж/(м·с·К)                   | 2,07            | 2,15  | 2,23  | 2,32  | 2,40  | 2,48  | 2,55  | 2,63  | 2,71  |
| Коэффициент динамической вязкости $\eta$ , $10^{-5}$ (Н·с)/м <sup>2</sup> | 1,512           | 1,564 | 1,616 | 1,667 | 1,717 | 1,766 | 1,815 | 1,862 | 1,908 |
| Коэффициент кинематической вязкости $\nu$ , $10^{-4}$ м <sup>2</sup> /с   | 0,101           | 0,109 | 0,117 | 0,126 | 0,135 | 0,144 | 0,153 | 0,162 | 0,172 |

Примечание. Величины  $K$ ,  $\eta$  не зависят от давления; значения  $\nu$  соответствуют давлению воздуха  $p_0 = 1000$  гПа; для перехода к давлению  $p$  следует приведенные значения  $\nu$  умножить на коэффициент  $1000/p$ .

## П.2.2. Физические константы и характеристики воды и водяного пара [5]

### П.2.2.1. Физические постоянные

Относительная молекулярная масса воды:

$$M_w = 18,0153.$$

Газовая постоянная для водяного пара:

$$R_v = 461,51 \text{ Дж/кг} \cdot \text{К}.$$

Температура плавления льда:

$$T_0 = 273,15 \text{ К} = 0^\circ\text{C}.$$

### П.2.2.2. Характеристики воды и водяного пара

Удельная теплоемкость водяного пара при постоянном давлении  $c_{pv}$  и при постоянном объеме  $c_{vv}$ .

В работе [5] рекомендованы следующие значения:

$$c_{pv} = 1,85 \cdot 10^3 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)},$$

$$c_{vv} = 1,39 \cdot 10^3 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)}.$$

Отношение теплоемкостей составляет

$$\kappa_v = \frac{c_{pv}}{c_{vv}} = \frac{4}{3} \approx 1,333.$$



Значения  $c_{pv}$  и  $c_{vw}$  изменяются в следующих пределах:

$$c_{pv} = (1,84 \dots 1,93) \cdot 10^3 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)},$$

$$c_{vw} = (1,38 \dots 1,42) \cdot 10^3 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)}.$$

Отношение смеси  $q$ , абсолютная влажность  $a$  и парциальное давление водяного пара  $e$  связаны следующими соотношениями:

$$q = \frac{R_a}{R_v} \frac{e}{(p - 0,378e)} \approx \frac{R_a e}{R_v p} = \frac{e}{R_v i p_m} = \frac{a}{p_m}.$$

Парциальное давление насыщенного водяного пара над плоской поверхностью чистой воды ( $E_w$ ) и чистого льда ( $E_i$ ). Значения этих величин приведены в табл. 1 и 2 (П.2.2.2).

В пределах от  $-50$  до  $50^\circ\text{C}$  для воды и от  $-50$  до  $0^\circ\text{C}$  для льда значения  $E_w$  и  $E_i$  могут быть с достаточной для метеорологии точностью (ошибки не превосходят  $0,1\%$ ) рассчитаны по формуле [4]

$$E = a_0 + T(a_1 + T(a_2 + T(a_3 + T(a_4 + T(a_5 + a_6 T))))). \quad (1)$$

Производные по температуре  $dE_w/dT$  и  $dE_i/dT$  выражаются формулами той же структуры:

$$dE/dT = b_0 + T(b_1 + T(b_2 + T(b_3 + T(b_4 + T(b_5 + b_6 T))))). \quad (2)$$

Здесь  $T$  измеряется в  $^\circ\text{C}$ ,  $E$  — в гПа, а коэффициенты  $a_i$  и  $b_i$  имеют следующие значения:

для воды

$$\begin{aligned} a_0 &= 6,107799961 \\ a_1 &= 4,436518521 \cdot 10^{-1} \\ a_2 &= 1,428945805 \cdot 10^{-2} \\ a_3 &= 2,650648471 \cdot 10^{-4} \\ a_4 &= 3,031240396 \cdot 10^{-6} \\ a_5 &= 2,034080948 \cdot 10^{-8} \\ a_6 &= 6,136820929 \cdot 10^{-11} \\ b_0 &= 4,438099984 \cdot 10^{-1} \\ b_1 &= 2,857002636 \cdot 10^{-2} \\ b_2 &= 7,938054040 \cdot 10^{-4} \\ b_3 &= 1,215215065 \cdot 10^{-5} \\ b_4 &= 1,036561403 \cdot 10^{-7} \\ b_5 &= 3,532421810 \cdot 10^{-10} \\ b_6 &= 7,090244804 \cdot 10^{-13} \end{aligned}$$

для льда

$$\begin{aligned} a_0 &= 6,109177956 \\ a_1 &= 5,034698970 \cdot 10^{-1} \\ a_2 &= 1,886013408 \cdot 10^{-2} \\ a_3 &= 4,176223716 \cdot 10^{-4} \\ a_4 &= 5,824720280 \cdot 10^{-6} \\ a_5 &= 4,838803174 \cdot 10^{-8} \\ a_6 &= 1,838826904 \cdot 10^{-10} \\ b_0 &= 5,030305237 \cdot 10^{-1} \\ b_1 &= 3,773255020 \cdot 10^{-2} \\ b_2 &= 1,267995369 \cdot 10^{-3} \\ b_3 &= 2,477563108 \cdot 10^{-5} \\ b_4 &= 3,005693132 \cdot 10^{-7} \\ b_5 &= 2,158542548 \cdot 10^{-9} \\ b_6 &= 7,131097725 \cdot 10^{-12} \end{aligned}$$

Результаты расчетов по формуле (2) приведены в табл. 3 и 4 (П.2.2.2).

Таблица 1 (П.2.2.2)

Парциальное давление  $E_w$  (гПа) насыщенного водяного пара над плоской поверхностью чистой воды [5]

| $T$ $^\circ\text{C}$ | 0,0     | 0,1    | 0,2    | 0,3    | 0,4    | 0,5    | 0,6     | 0,7     | 0,8    | 0,9     |
|----------------------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|--------|---------|
| -50                  | 0,03354 | 0,1704 | 0,1533 | 0,1379 | 0,1238 | 0,1111 | 0,09959 | 0,08916 | 0,7973 | 0,07122 |
| -40                  | 0,1891  | 0,4627 | 0,4204 | 0,3817 | 0,3463 | 0,3138 | 0,2841  | 0,2570  | 0,2322 | 0,2097  |
| -30                  | 0,5087  | 1,1498 | 1,0536 | 0,9647 | 0,8826 | 0,8058 | 0,7369  | 0,6726  | 0,6133 | 0,5583  |
| -20                  | 1,2538  | 2,6438 | 2,4405 | 2,2512 | 2,0751 | 1,9114 | 1,7594  | 1,6183  | 1,4874 | 1,3661  |
| -10                  | 2,8622  | 5,6772 | 5,2745 | 4,8974 | 4,5444 | 4,2142 | 3,9055  | 3,6171  | 3,3478 | 3,0955  |
| 0                    | 6,1070  | 6,5653 | 7,0538 | 7,5743 | 8,1284 | 8,7181 | 9,3453  | 10,012  | 10,720 | 11,473  |
| 10                   | 12,271  | 13,118 | 14,016 | 14,967 | 15,975 | 17,042 | 18,171  | 19,355  | 20,628 | 21,962  |
| 20                   | 23,371  | 24,858 | 26,428 | 28,083 | 29,829 | 31,668 | 33,606  | 35,646  | 37,793 | 40,052  |
| 30                   | 42,427  | 44,924 | 47,548 | 50,303 | 53,197 | 56,233 | 59,418  | 62,759  | 66,260 | 69,930  |

Таблица 2 (П.2.2.2)

Парциальное давление  $E_i$  (гПа) насыщенного пара над плоской поверхностью чистого льда [5]

| $T$ $^\circ\text{C}$ | 0,0     | 0,1     | 0,2     | 0,3     | 0,4     | 0,5     | 0,6     | 0,7     | 0,8     | 0,9     |
|----------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| -50                  | 0,03933 | 0,03474 | 0,03066 | 0,02702 | 0,02379 | 0,02092 | 0,01837 | 0,01612 | 0,01412 | 0,01235 |
| -40                  | 0,1283  | 0,1145  | 0,1021  | 0,09095 | 0,08094 | 0,07196 | 0,06390 | 0,05669 | 0,05024 | 0,04448 |
| -30                  | 0,3797  | 0,3420  | 0,3078  | 0,2768  | 0,2487  | 0,2232  | 0,2002  | 0,1794  | 0,1606  | 0,1435  |
| -20                  | 1,0315  | 0,9368  | 0,8501  | 0,7708  | 0,6983  | 0,6322  | 0,5719  | 0,5169  | 0,4688  | 0,4212  |
| -10                  | 2,5563  | 2,3752  | 2,1712  | 1,9833  | 1,8104  | 1,6514  | 1,5053  | 1,3711  | 1,2479  | 1,1350  |
| 0                    | 5,1064  | 5,1727  | 5,2564  | 5,3564  | 5,4709  | 5,5983  | 5,7389  | 5,8924  | 6,0597  | 6,2409  |

Таблица 3 (П.2.2.2)

Значения  $dE_w/dt$ , рассчитанные по формуле (2)

| $T, ^\circ\text{C}$ | 0,0    | 0,1    | 0,2    | 0,3    | 0,4    | 0,5    | 0,6    | 0,7    | 0,8    | 0,9    |
|---------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 40                  | 3,939  | 4,124  | 4,317  | 4,517  | 4,725  | 4,940  | 5,164  | 5,396  | 5,637  | 5,887  |
| 30                  | 2,437  | 2,561  | 2,690  | 2,825  | 2,966  | 3,113  | 3,265  | 3,424  | 3,589  | 3,760  |
| 20                  | 1,448  | 1,528  | 1,612  | 1,700  | 1,792  | 1,888  | 1,989  | 2,094  | 2,203  | 2,317  |
| 10                  | 0,821  | 0,8719 | 0,9242 | 0,9792 | 1,037  | 1,098  | 1,161  | 1,228  | 1,298  | 1,371  |
| 0                   | 0,4438 | 0,4732 | 0,5042 | 0,5370 | 0,5716 | 0,6081 | 0,6466 | 0,6871 | 0,7298 | 0,7748 |
| -10                 | 0,2263 | 0,2460 | 0,2697 | 0,2949 | 0,3215 | 0,3493 | 0,3785 | 0,4092 | 0,4415 | 0,4758 |
| -20                 | 0,1082 | 0,2109 | 0,1963 | 0,1827 | 0,1699 | 0,1578 | 0,1466 | 0,1360 | 0,1261 | 0,1169 |
| -30                 | 0,0489 | 0,1001 | 0,0926 | 0,0856 | 0,0791 | 0,0730 | 0,0674 | 0,0622 | 0,0574 | 0,053  |

Таблица 4 (П.2.2.2)

Значения  $dE_i(t)/dt$ , рассчитанные по формуле (2)

| $T, ^\circ\text{C}$ | 0,0    | 0,1    | 0,2    | 0,3    | 0,4    | 0,5    | 0,6    | 0,7    | 0,8    | 0,9    |
|---------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 0                   | 0,503  | 0,466  | 0,432  | 0,401  | 0,391  | 0,343  | 0,317  | 0,293  | 0,271  | 0,250  |
| -10                 | 0,231  | 0,212  | 0,196  | 0,180  | 0,166  | 0,152  | 0,140  | 0,129  | 0,118  | 0,108  |
| -20                 | 0,099  | 0,091  | 0,083  | 0,076  | 0,069  | 0,063  | 0,058  | 0,052  | 0,048  | 0,043  |
| -30                 | 0,039  | 0,036  | 0,032  | 0,030  | 0,027  | 0,024  | 0,022  | 0,020  | 0,018  | 0,016  |
| -40                 | 0,014  | 0,013  | 0,012  | 0,010  | 0,0094 | 0,0085 | 0,0076 | 0,0068 | 0,0061 | 0,0054 |
| -50                 | 0,0048 | 0,0044 | 0,0039 | 0,0034 | 0,0031 | 0,0028 | 0,0025 | 0,0023 | 0,0021 | 0,0020 |

## П.2.2.3. Зависимость некоторых характеристик воды от температуры

Значения ряда характеристик воды при разных значениях температуры приведены в табл. 1 (П.2.2.3).

Таблица 1 (П.2.2.3)

Зависимость характеристик воды от температуры

| Характеристики  | Температура, $^\circ\text{C}$ |       |       |       |       |       |       |    |       |
|---|-------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----|-------|
|   | -40                           | -30   | -20   | -10   | 0     | 10    | 20    | 30 | 40    |
| Коэффициент диффузии водяного пара в воздухе $D(p_0)^*$ , $10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$    | 0,169                         |       | 0,195 | 0,208 | 0,222 | 0,236 | 0,250 |    | 0,280 |
| Поверхностное натяжение воды на границе с влажным воздухом $\sigma$ , $10^{-3} \text{ Н/м}$ | 83,9                          |       | 79,1  | 77,1  | 75,6  | 74,2  | 72,8  |    | 69,6  |
| Теплота замерзания воды $L_a$ , $10^6 \text{ Дж/кг}$  | 2,36                          | 2,64  | 2,89  | 3,12  | 3,34  | —     | —     | —  | —     |
| Теплота испарения воды $L_w$ , $10^6 \text{ Дж/кг}$   | 2,60                          | 2,57  | 2,55  | 2,52  | 2,50  | 2,48  | 2,45  |    | 2,41  |
| Теплота испарения льда $L_i$ , $10^6 \text{ Дж/кг}$   | 2,839                         | 2,839 | 2,838 | 2,837 | 2,835 | —     | —     | —  | —     |
| Удельная теплоемкость воды $c_w$ , $\text{кДж}/(\text{кг}\cdot\text{K})$                    | 4,77                          | 4,52  | 4,35  | 4,270 | 4,218 | 4,192 | 4,182 |    | 4,179 |
| Удельная теплоемкость льда $c_i$ , $\text{кДж}/(\text{кг}\cdot\text{K})$                    | 1,813                         | 1,884 | 1,959 | 2,031 | 2,106 | —     | —     | —  | —     |

$$* D(p) = D(p_0) \frac{p}{p_0}; p_0 = 1013,25 \text{ гПа.}$$

## П.2.2.4. Некоторые физические характеристики водяных капель при их падении в воздухе [17]

Деформация капель при свободном падении. Изменение формы капель описывают рис. 1 и 2 (П.2.2.4).

Частота осцилляции падающих капель. Эмпирическое соотношение Нельсона и Гокхейла имеет вид

$$f = 1,245 \cdot 10^2 \cdot r_0^{-1,47},$$

где  $r_0$  — радиус капли (мм),  $f$  — частота осцилляции ( $\text{с}^{-1}$ ).

По данным измерений в аэродинамической трубе [4], максимальный эквивалентный радиус водяной капли  $r_0$  равнялся

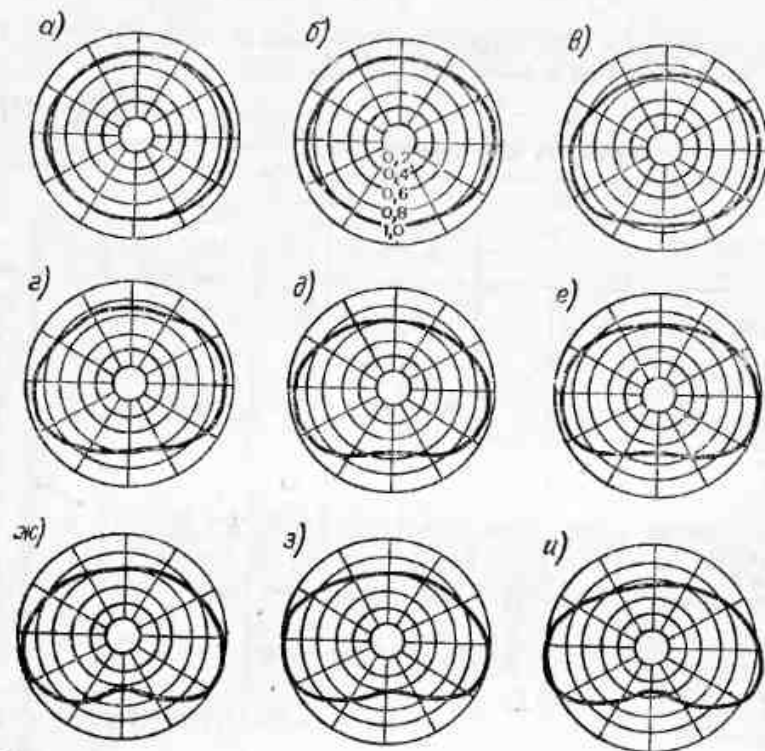


Рис. 1 (П.2.2.4). Деформация водяных капель радиусом  $a_0$  при свободном падении в воздухе (по Пруппахеру и Питтеру) [17].  
Значения на рисунке приведены в долях  $a_0$ .

рис. . . . .  $a$  . . . . .  $b$  . . . . .  $c$  . . . . .  $d$  . . . . .  $e$  . . . . .  $ж$  . . . . .  $з$  . . . . .  $и$   
 $a_0$  см . . . . . 0,11 . . . . . 0,14 . . . . . 0,18 . . . . . 0,20 . . . . . 0,25 . . . . . 0,29 . . . . . 0,30 . . . . . 0,35 . . . . . 0,40

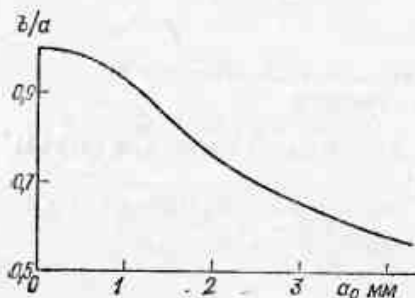


Рис. 2 (П.2.2.4). Отношение полуосей  $b/a$  для падающих в воздухе капель радиусом  $a_0$  (по Пруппахеру и Питтеру) [17].  
 $b$  — малая полуось деформированной капли,  $a$  — большая.

2,25 мм, а радиус основания капли  $a$  составлял от 5,0 до 5,25 мм.

### П.3.1. Общие соотношения

Основные определения и соотношения из теории вероятностей и математической статистики можно найти в многочисленных специальных справочниках (например, [9]) и, в частности, в таком широко распространенном справочнике, как [2]. Поэтому здесь мы лишь напомним некоторые из них.

Пусть некоторая измеряемая величина  $\xi$  принимает значения из интервала  $(a, b)$  (в частности, возможно  $a = -\infty$ ,  $b = +\infty$ , а сами значения могут быть дискретными, например число частиц в каком-то объеме). Повторяемостью (в теории — это функция распределения) случайной величины  $\xi$  называют такую функцию  $F(x)$ , что вероятность  $P\{\xi \leq x\}$  того, что  $\xi \leq x$  есть  $F(x)$ . Для эмпирических распределений  $P(\xi \leq x)$  есть повторяемость (в долях единицы или процентах) случаев, когда  $\xi \leq x$  (в некоторых случаях под  $F(x)$  понимают вероятность (повторяемость) того, что  $\xi \geq x$ ).

Плотностью повторяемости (или дифференциальным распределением) называют функцию

$$f(x) = |dF/dx|, \quad (1)$$

означающую, что с вероятностью  $f(x)dx$  измеряемая величина  $\xi$  лежит в интервале  $(x, x+dx)$  (т. е. на этот интервал приходится доля  $f(x)dx$  всех измерений).

Напомним также, что

$$\int_a^b f(x) dx = 1, \quad F(x) = \int_a^x f(x) dx \quad \left( \text{или} \quad F(x) = \int_x^b f(x) dx \right). \quad (2)$$

Если имеем некоторую случайную величину  $y = \varphi(x)$  и известна плотность распределения  $f(x)$ , то плотность распределения  $\varphi(y)$  определяется соотношением

$$\varphi(y) = f[\varphi^{-1}(y)] \frac{d\varphi^{-1}(y)}{dy}, \quad (3)$$

где  $\varphi^{-1}(y) = x$ .

Для непрерывных распределений среднее значение  $\bar{\xi}$ , равное математическому ожиданию  $M(\xi)$ , есть

$$\bar{\xi} = M(\xi) = \int_a^b x f(x) dx. \quad (4)$$

$k$ -м моментом распределения называют величину

$$\bar{\xi}^k = M(\xi^k) = \int_a^b x^k f(x) dx. \quad (5)$$



Часто используют характерные значения  $\xi_k = (\bar{\xi}^k)^{1/k}$ . Легко показать, что  $\bar{\xi} = \xi_1$ . Центральным  $k$ -м моментом распределения называют величину

$$\mu_k = \mu(\xi^k) = \int_a^b (x - \xi_1)^k f(x) dx. \quad (6)$$

Дисперсией  $D(\xi)$  называют величину

$$D = \mu_2 = \int_a^b (x - \xi_1)^2 f(x) dx, \quad (7)$$

а стандартным отклонением  $\sigma$  — величину

$$\sigma = \sqrt{D} = (\bar{\xi}^2 - \xi_1^2)^{1/2}. \quad (8)$$

Наиболее вероятное значение  $\xi$  называют модальным и обозначают  $\xi_{\text{mod}}$ .

Значения  $\xi_n$ , такие \*, что в  $n$  (%) случаев значения  $\xi$  не превосходят  $\xi_n$  (т. е.  $\xi \leq \xi_n$ ), называют  $n$ -й процентилью.\*\* Третий центральный момент характеризует асимметрию распределения:

$$\mu_3 = \int_{-\infty}^{\infty} (x - m_x)^3 f(x) dx.$$

Коэффициент асимметрии, или просто асимметрия  $As$  есть

$$As = \frac{\mu_3}{\sigma^3}.$$

При  $As > 0$  распределение имеет вытянутое правое крыло распределения, при  $As < 0$  — левое.

Четвертый центральный момент характеризует «крутизну», т. е. островершинность или плосковершинность распределения:

$$E_x = \frac{\mu_4}{\sigma^4} - 3.$$

У нормального распределения  $E_x = 0$ , у более островершинного  $E_x > 0$ , у более плосковершинного  $E_x < 0$ .

\* Обычно  $n \gg 1$  и читатель легко отличит  $\xi_n$  от  $\xi_k$ , связанных с  $k$ -м моментом распределения.

\*\* Иногда, наоборот, под  $\xi_n$  понимают такое значение случайной величины  $\xi$ , что в  $n$  (%) случаев  $\xi \geq \xi_n$ .

### П.3.2. Некоторые распределения случайных величин и связь характеристик распределений с параметрами последних

#### П.3.2.1. Распределение Пуассона

Распределение Пуассона описывает распределение дискретных случайных величин, принимающих счетное множество возможных значений  $0, 1, 2, \dots$

$$P_\lambda(k) = \frac{\lambda^k}{k!} e^{-\lambda}. \quad (1)$$

Здесь  $P_\lambda(k)$  — вероятность того, что случайная величина  $\xi$  принимает целочисленное значение  $k$ ;  $\lambda$  — параметр распределения:

$$\xi_1 = \lambda, \quad \xi_2 = \lambda^2 + \lambda, \quad D = \mu_2 = \lambda.$$

#### П.3.2.2. Нормальное распределение

Нормальное распределение имеет вид

$$f(\xi) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\xi - m)^2}{2\sigma^2}}, \quad \xi \in (-\infty, \infty), \quad (1)$$

где  $m$  и  $\sigma$  — параметры распределения. Далее,

$$\xi_{\text{mod}} = \xi_1 = \xi_{50} = m, \quad \sigma^2 = D.$$

Если распределение случайной величины имеет вид (1), то величина  $\eta = (\xi - m)/\sigma$  будет распределена по стандартному нормальному закону. При  $m=0$  и  $\sigma=1$  распределение (1) называют стандартным нормальным распределением. В этом случае функция распределения  $F(u)$  имеет вид

$$F(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^u e^{-\frac{\xi^2}{2}} d\xi = \Phi(u). \quad (2)$$

Функцию  $\Phi(u)$  называют гауссовским интегралом ошибок; она затабулирована во многих справочниках. Учитывая, что  $\Phi(0) = 1/2$ , можно записать

$$\Phi(u) = \frac{1}{2} + \Phi_0(u), \quad (3)$$

где

$$\Phi_0(u) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^u e^{-\frac{\xi^2}{2}} d\xi. \quad (4)$$

Так, вероятность того, что  $\xi$  отличается от  $m$  не более чем на  $\sigma$ , есть

$$P\{|\xi - m| \leq \sigma\} = 2\Phi_0(1) = 0,682.$$

В 5 % случаев  $\xi$  отклоняется от  $m$  не более чем на  $1,96\sigma$ :

$$P\{|\xi - m| \leq 1,96\sigma\} = 0,05.$$

Аналогично

$$P\{|\xi - m| \leq 2,58\sigma\} = 0,01.$$

Для нормального распределения  $E_x(\xi) = 0$  и  $As(\xi) = 0$ .

### П.3.2.3. Логарифмически нормальное распределение

Когда по нормальному закону распределена не случайная величина, а ее логарифм, то распределение называют логарифмически нормальным (логнормальным):

$$f(\xi) = \begin{cases} \frac{1}{\xi \sigma \sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{(\ln \xi - \ln \xi_0)^2}{2\sigma^2}\right\}, & \xi > 0, \\ 0, & \xi \leq 0, \end{cases} \quad (1)$$

$$\bar{\xi}^k = M(\xi^k) = \exp\left\{\frac{1}{2} k^2 \sigma^2 + k \ln \xi_0\right\} = \xi_0^k e^{\frac{1}{2} k^2 \sigma^2}, \quad (2)$$

$$D(\xi) = \xi_0^2 e^{\sigma^2} (e^{\sigma^2} - 1). \quad (3)$$

Логнормальное распределение есть частный случай распределения Кептейна:

$$f(\xi) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{[G(\xi) - G(\xi_0)]^2}{2\sigma^2}\right\} \left|\frac{dG(\xi)}{d\xi}\right|. \quad (4)$$

В распределении Кептейна нормально распределена величина  $\eta = G(\xi)$ .

На практике иногда оперируют десятичными логарифмами, когда  $G(\xi) = \lg \xi$  (а не  $\ln \xi$ ) и

$$f(\xi) = \begin{cases} \frac{\lg e}{\xi \sigma \sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{(\lg \xi - \lg \xi_0)^2}{2\sigma^2}\right\}, & \xi > 0, \\ 0, & \xi \leq 0, \end{cases} \quad (5)$$

$M(\lg \xi) = \lg \xi_0$ ,  $\sigma^2 = \overline{(\lg \xi - \lg \xi_0)^2}$ , где черта, как и раньше, означает осреднение.

### П.3.2.4. Гамма-распределение

Случайная величина  $\xi$  имеет гамма-распределение с параметрами  $\alpha$  и  $\beta$  ( $\alpha > 0$ ,  $\beta > 0$ ):

$$f(\xi) = \begin{cases} \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \xi^{\alpha-1} e^{-\xi/\beta}, & \xi > 0, \\ 0, & \xi \leq 0, \end{cases} \quad (1)$$

$$\bar{\xi}^k = M(\xi^k) = \alpha(\alpha+1) \dots (\alpha+k-1) \beta^k. \quad (2)$$

В частности,

$$\xi_1 = \alpha\beta \quad D(\xi) = \sigma^2 = \alpha\beta^2.$$

При  $\alpha \geq 1$   $\xi_{mod} = (\alpha - 1)\beta$ .

На рис. 1 (П.3.2.4) показан вид кривых плотности распределения при разных значениях  $\alpha$ .

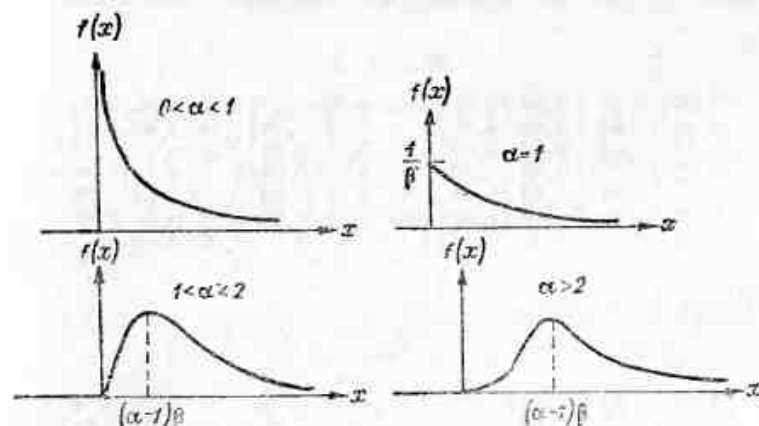


Рис. 1 (П.3.2.4).

### П.3.2.5. Бета-распределение

Случайная величина  $\xi$  имеет бета-распределение с параметрами  $(\alpha, \beta)$  ( $\alpha > 0$ ,  $\beta > 0$ ), если

$$f(\xi) = \begin{cases} \frac{\Gamma(\alpha+\beta)}{\Gamma(\alpha)\Gamma(\beta)} \xi^{\alpha-1} (1-\xi)^{\beta-1}, & \xi \in [0, 1], \\ 0, & \xi \notin [0, 1]. \end{cases} \quad (1)$$

$$\bar{\xi}^k = M(\xi^k) = \frac{\Gamma(\alpha+k)\Gamma(\alpha+\beta)}{\Gamma(\alpha)\Gamma(\alpha+\beta+k)}.$$

$$D(\xi) = \sigma^2 = \frac{\alpha\beta}{(\alpha+\beta)^2(\alpha+\beta+1)}.$$

Вид кривых  $f(\xi)$ , описываемых бета-распределением, довольно разнообразен и зависит от значений параметров  $\alpha$  и  $\beta$  (см. [9]).

П.4. Значения 10,50 и 90 %-ных квантилей толщины облаков As и As в случаях, когда они представляют собой 1-й и 2-й слои

| Регии<br>(см. табл.<br>1 (4.1)) | H <sub>10</sub> км |   |   |   | H <sub>50</sub> км |   |   |   | H <sub>90</sub> км |   |   |   |
|---------------------------------|--------------------|---|---|---|--------------------|---|---|---|--------------------|---|---|---|
|                                 | З                  | В | Л | О | З                  | В | Л | О | З                  | В | Л | О |

As, 1-й слой

|      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| I    | 0,05 | 0,06 | 0,05 | 0,05 | 0,24 | 0,22 | 0,2  | 0,24 | 0,58 | 0,60 | 0,6  | 0,6  |
| II   | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,19 | 0,18 | 0,18 | 0,18 | 0,45 | 0,54 | 0,53 | 0,53 |
| III  | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,08 | 0,23 | 0,25 | 0,23 | 0,23 | 0,70 | 0,70 | 0,7  | 0,65 |
| IV   | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,22 | 0,22 | 0,13 | 0,22 | 0,85 | 1,20 | 0,75 | 0,86 |
| V    | 0,06 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,26 | 0,22 | 0,20 | 0,22 | 1,10 | 0,70 | 0,67 | 0,75 |
| VI   | 0,07 | 0,06 | 0,08 | 0,09 | 0,18 | 0,23 | 0,23 | 0,23 | 0,34 | 0,55 | 0,80 | 0,67 |
| VII  | 0,15 | 0,06 | 0,09 | 0,13 | 0,13 | 0,3  | 0,3  | 0,27 | 0,29 | —    | 1,47 | 1,0  |
| VIII | 0,04 | 0,05 | ≤0,1 | 0,04 | 0,25 | 3,2  | 0,36 | 0,24 | 1,40 | 2,0  | 1,4  | 1,25 |

As, 2-й слой

|      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| I    | 0,07 | 0,10 | 0,05 | 0,06 | 0,30 | 0,26 | 0,23 | 0,25 | 0,90 | 0,74 | 0,65 | 0,80 |
| II   | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,05 | 0,18 | 0,19 | 0,22 | 0,19 | 0,48 | 0,61 | 0,66 | 0,64 |
| III  | 0,05 | 0,05 | 0,06 | 0,06 | 0,25 | 0,26 | 0,26 | 0,24 | 0,65 | 0,85 | 0,75 | 0,67 |
| IV   | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,12 | 0,25 | 0,2  | 0,15 | 0,90 | 1,0  | 0,95 | 0,65 |
| V    | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,23 | 0,20 | 0,20 | 0,22 | 1,70 | 0,62 | 0,65 | 0,75 |
| VI   | 0,06 | 0,10 | 0,10 | 0,08 | 0,20 | 0,21 | 0,21 | 0,12 | 0,32 | 0,45 | 0,58 | 0,53 |
| VII  | 0,03 | 0,1  | 0,05 | 0,07 | 0,21 | 0,4  | 0,28 | 0,25 | 1,30 | 1,7  | 0,85 | 1,4  |
| VIII | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,03 | 0,28 | 0,3  | 0,45 | 0,34 | 1,15 | 1,5  | ≈2   | 1,35 |

As, 1-й слой

|      |       |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| I    | 0,23  | 0,35  | 0,3  | 0,18 | 0,83 | 1,1  | 1,3  | 0,85 | 2,35 | 2,6  | 2,9  | 2,47 |
| II   | 0,1   | 0,09  | 0,03 | 0,11 | 0,48 | 0,50 | 0,55 | 0,52 | 1,84 | 2,1  | 2,2  | 2,3  |
| III  | 0,06  | 0,08  | 0,05 | 0,05 | 0,48 | 0,28 | 0,34 | 0,37 | 1,95 | 1,90 | 1,9  | 1,64 |
| IV   | 0,03  | 0,03  | 0,01 | 0,04 | 0,32 | 0,28 | 0,1  | 0,43 | 1,8  | 1,68 | 0,9  | 1,4  |
| V    | 0,12  | 0,34  | 0,12 | 0,20 | 0,80 | 0,95 | 1,40 | 0,90 | 2,0  | 2,70 | 2,50 | 2,20 |
| VI   | 0,08  | 0,20  | 0,28 | 0,16 | 0,56 | 0,90 | 0,90 | 0,75 | 2,0  | 2,80 | 3,2  | 2,95 |
| VII  | 0,125 | 0,25  | 0,15 | —    | 0,65 | 1,15 | 0,7  | —    | 2,15 | 2,5  | 1,57 | —    |
| VIII | 0,10  | 0,075 | —    | 0,12 | 0,61 | 0,48 | —    | 0,94 | 2,4  | 2,0  | —    | 2,6  |

As, 2-й слой

|      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| I    | 0,25 | 0,3  | 0,26 | 0,2  | 1,0  | 1,3  | 1,6  | 1,18 | 3,0  | 3,0  | >3   | —    |
| II   | 0,1  | 0,22 | 0,08 | 0,10 | 0,58 | 0,71 | 0,85 | 0,82 | 2,1  | 2,10 | 2,5  | 2,8  |
| III  | 0,08 | 0,04 | 0,08 | 0,09 | 0,70 | 0,80 | 0,4  | 0,62 | 2,85 | 3,0  | 2,05 | 2,06 |
| IV   | 0,05 | 0,04 | ≤0,1 | 0,03 | 0,47 | 0,47 | 0,8  | 0,40 | 1,25 | 1,5  | 1,5  | 1,6  |
| V    | 0,09 | 0,14 | 0,13 | 0,17 | 0,46 | 0,58 | 0,64 | 0,60 | 1,46 | 2,06 | 2,0  | 2,0  |
| VI   | 0,12 | 0,16 | 0,16 | 0,14 | 0,50 | 0,52 | 0,70 | 0,78 | 1,70 | 2,20 | >3   | 2,50 |
| VII  | 0,06 | 0,06 | 0,3  | <0,1 | 0,75 | 0,97 | 1,4  | 1,5  | 2,0  | 2,2  | 1,9  | 1,9  |
| VIII | 0,10 | 0,45 | —    | 0,08 | 0,95 | 1,5  | —    | 0,37 | 2,53 | 2,6  | —    | 2,4  |

## Список литературы

### К главе 1

1. Атлас облаков/Под ред. А. Х. Хргиана, Н. И. Новожилова.—Л.: Гидрометеоздат, 1978.—268 с.
2. Баттан Л. Радиолокационная метеорология/Пер. с англ.—Л.: Гидрометеоздат, 1962. 196 с.
3. Берджерон Т. Лекции об облаках и практическом анализе карты погоды.—М., Редиздат ЦУ ЕГМС, 1934. 154 с.
4. Берлянд Т. Г., Строкина Л. А. Глобальное распределение общего количества облачности.—Л.: Гидрометеоздат, 1980. 71 с.
5. Боровиков А. М. и др. Физика облаков.—Л.: Гидрометеоздат, 1961. 460 с.
6. Боровиков А. М., Костарев В. В., Мазин И. П., Смирнов В. И., Черников А. А. Радиолокационные измерения осадков.—Л.: Гидрометеоздат, 1967. 140 с.
7. Волощук В. М., Седунов Ю. С. Процессы коагуляции в дисперсных системах.—Л.: Гидрометеоздат, 1975. 320 с.
8. Воробьев В. И., Фадеев В. С. Характеристики облачного покрова северного полушария по данным метеорологических спутников.—Л.: Гидрометеоздат, 1981. 172 с.
9. Герман М. А. Спутниковая метеорология.—Л.: Гидрометеоздат, 1975. 368 с.
10. Дроздова В. М. и др. Химический состав атмосферных осадков на Европейской территории СССР.—Л.: Гидрометеоздат, 1964.—212 с.
11. Дубровина Л. С. Облака и осадки по данным самолётного зондирования.—Л.: Гидрометеоздат, 1982. 216 с.
12. Зайцев В. А., Ледохович А. А. Приборы и методика исследования облаков с самолета.—Л.: Гидрометеоздат, 1960. 176 с.
13. Зуев В. Е., Комаров В. С. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы.—Л.: Гидрометеоздат, 1986. 264 с.
14. Имянитов И. М. Метод оценки экономической эффективности метеорологических мероприятий и его приложения. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 39 с.
15. Инструкция метеорологическим станциям, данная Академией наук в руководстве метеорологическим станциям в 1869 г. СПб., 1869. 52 с.
16. Исследование взаимодействия мезо- и макромасштабных процессов в атмосфере и применение статистических методов в метеорологии. Труды Всесоюзного симпозиума/Под ред. Е. П. Борисенкова, Г. Н. Чичасова, М. И. Юдина.—М.: Гидрометеоздат, 1985. 235 с.
17. Качурин Л. Г. Физические основы воздействия на атмосферные процессы.—Л.: Гидрометеоздат, 1973. 364 с.
18. Климатический справочник СССР. Вып. 1—34.—Л.: Гидрометеоздат, 1960—1970.
19. Кондратьев К. Я., Борисенков Е. П., Морозкин А. А. Практическое использование данных метеорологических спутников.—Л.: Гидрометеоздат, 1966.—376 с.



20. Матвеев Л. Т. Динамика облаков.—Л.: Гидрометеониздат, 1981.—312 с.
21. Мейсон Б. Д. Физика облаков/Пер. с англ.—Л.: Гидрометеониздат, 1961.—542 с.
22. Миддлтон У. История теорий дождя и других форм осадков/Пер. с англ.—Л.: Гидрометеониздат, 1969.—196 с.
23. Минина Л. С. Практика нефавализа.—Л.: Гидрометеониздат, 1970.—336 с.
24. Нелепец В. С., Степаненко В. Д. Радиолокационные методы метеорологических наблюдений.—Л.: Гидрометеониздат, 1982.—176 с.
25. Никандров В. Я. Искусственные воздействия на облака и туманы (микрофизические основы).—Л.: Гидрометеониздат, 1959.—190 с.
26. Петренчук О. П. Экспериментальные исследования атмосферного аэрозоля.—Л.: Гидрометеониздат, 1979.—264 с.
27. Седунов Ю. С. Физика образования жидкокапельной фазы в атмосфере.—Л.: Гидрометеониздат, 1972.—207 с.
28. Хргиан А. Х. Очерки развития метеорологии.—Л.: Гидрометеониздат, 1959.—428 с.
29. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь.—Л.: Гидрометеониздат, 1974.—568 с.
30. Шишкин И. С. Облака, осадки и грозовое электричество. Изд. 2-е.—Л.: Гидрометеониздат, 1964.—401 с.
31. Шмидтер С. М. Физика конвективных облаков.—Л.: Гидрометеониздат, 1972.—232 с.
32. Atlas International des Nuages.—WMO, 1956, v. I, 156 p., v. II, 224 p.
33. Berry F. A., Bolla R., Beers N. E. Handbook of Meteorology.—N. Y., 1945. 990 p.
34. Bjerknes V., Bjerknes J., Solberg H., Bergeron T. Physikalische Hydrodynamik.—Springer, 1933. 795 p.
35. Brooks C. E. The mean cloudiness over the earth.—Roy. Met. Soc., 1927, v. 1, N 10.
36. Byers H. R. Elements of cloud physics.—Univ. Chicago Press, 1965, 192 p.
37. Byers H. R., Braham R. R. The thunderstorm.—Washington, 1949. 287 p.
38. Doviak R. J., Zrnić D. S. Doppler radar and weather observations.—Acad. Press, 1984. 458 p.
39. Hahn C. J., Warren S. G., London J., Chervin R. M., Jenne R. Atlas of simultaneous occurrence of different cloud types over the ocean.—NCAR, TN 201+STR, 1982. 212 p.
40. Hobbs P. V. Mesoscale structures in midlatitude frontal systems. Proc. IAMAP Symposium, Hamburg, 1981, p. 1—8.
41. Hughes N. A. Global cloud climatologies: A historical review. J. of Climatol. and Appl. Met., 1984, v. 23, N 5, p. 724—751.
42. Junge Ch. Atmospheric Chemistry: Advances in geophysics, v. 4.—Academic Press, 1963, 108 p.
43. Precipitation enhancement—a scientific challenge (edit. R. Braham, Jr.).—Meteorological Monographs of AMS, v. 21, N 43, 1986. 171 p.
44. Pruppacher H. R., Klett J. D. Microphysics of clouds and precipitation.—Reidel, 1978. 716 p.
45. Rogers R. R. A short course in cloud physics.—Pergamon Press, 1976, 228 p. (Пер. на русск. яз. Роджерс Р. Р. Краткий курс физики облаков. Л.: Гидрометеониздат, 1979, 232 с.).
46. Scorer R. Cloud investigation by satellite.—E. Horwood, 1986. 310 p.
47. Technical Regulations of World Meteorological Organization, Edited by WMO, 1979.
48. Vocabulaire International Météorologique.—WMO, 1966. 276 p.
49. Weather and climate modification.—National Acad. of Sci., Washington, 1973. 258 p.
50. Wegener A. Thermodynamik der Atmosphäre.—Leipzig, Barth, 1911, 328 s.

## Список литературы к главе 2

### К главе 2

1. Берг Л. С. Основы климатологии.—Л.: Учпедгиз, 1938.—456 с.
2. Березинский Н. А., Степанов Г. В., Хоргуани В. Г. Зависимость льдообразующих свойств естественного аэрозоля от размеров частиц.—Труды ВГИ, 1986, № 63, с. 28—32.
3. Вознесенский А. В. Карта климатов СССР.—Труды по сельскохозяйственной метеорологии, т. XXI, 1931, с. 3—106.
4. Девятова В. А., Андреев Б. Г. Особенности распределения ядер конденсации в атмосфере над Москвой по результатам наблюдений на самолете-зондировщике ЛИ-2.—Труды ЦАО, 1963, вып. 50, с. 3—41.
5. Довгалюк Ю. А., Ивлев Л. С. Физика водных и других атмосферных аэрозолей.—Изд-во ЛГУ, 1977.—255 с.
6. Зуев В. Е., Креков Г. М. Оптические модели атмосферы.—Л.: Гидрометеониздат, 1986.—256 с.
7. Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И., Поздняков Д. В. Атмосферный аэрозоль.—Л.: Гидрометеониздат, 1983.—224 с.
8. Косарев А. Л., Мазин И. П. Формула для расчета адiabатического значения влажности облаков.—Метеорология и гидрология, 1972, № 3, с. 107—110.
9. Лактионов А. Г. Равновесная гетерогенная конденсация.—Л.: Гидрометеониздат, 1988.
10. Мазин И. П., Шмидтер С. М. Облака, строение и физика образования.—Л.: Гидрометеониздат, 1983.—279 с.
11. Материалы по климату и циркуляции свободной атмосферы над зарубежными станциями северного полушария/Под ред. И. Г. Гутерман. Т. I. Европа, Азия, Северная Америка, Атлантический океан.—М.: Гидрометеониздат, 1972, 208 с. Т. II. Америка, Африка, Тихий океан.—М.: Гидрометеониздат, 1974. 176 с.
12. Маховер З. М. Климатология тропопазы.—Л.: Гидрометеониздат, 1983.—256 с.
13. Международные метеорологические таблицы ВМО/Пер. с франц. под ред. А. Х. Хргиана.—Обнинск, Изд. ВНИИГМИ—МЦД, 1975.—256 с.
14. Роджерс Р. Р. Краткий курс физики облаков/Пер. с англ. под ред. И. П. Мазина.—Л.: Гидрометеониздат, 1979. 232 с.
15. Фукс Н. А. Механика аэрозолей.—Изд. АН СССР, 1955.—351 с.
16. Хоргуани В. Г. Льдообразующие свойства атмосферного аэрозоля.—Метеорология и гидрология, 1985, № 9, с. 114—121.
17. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. Т. I—II.—Л.: Гидрометеониздат, 1979. Т. I и II.
18. Эльмесов М. С. Концентрация, льдообразующие и конденсационные свойства гигантских аэрозольных частиц в атмосфере.—В кн.: Вопросы физики облаков.—Л.: Гидрометеониздат, 1986, с. 238—248.
19. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы/Пер. с англ.—М.: Мир, 1965.—424 с.
20. Hänel G. Beitr. z. Phys. d. Atmos., 1970, v. 43, p. 119.
21. Hänel G. The properties of atmospheric aerosol particles as functions of the relative humidity at thermodynamic equilibrium with the surrounding moist air.—Adv. Geophys., 1976, v. 19, p. 73—188.
22. Hobbs P. V., Politovich M. K., Bowdle D. A., Radke L. F. Particle in the lower troposphere over High Plains of the United States. Part I: Size distributions, elemental compositions and morphologies.—J. Climate and Appl. Meteorol., 1985, v. 24, N 12, p. 1344—1357. Part II: Cloud condensation nuclei. Ibid, p. 1358—1369. Part III: Ice Nuclei, Ibid, p. 1370—1376.
23. Hogan A. W. Physical properties of the atmospheric aerosol.—Atmospheric Science Research Center, 1976, Publ. N 408.—State University of New York, Albany.

24. Jaenicke R. Our knowledge about the atmospheric aerosol.—Proc. of the 11th Int. Conf. on Atm. Aerosols.—Condensation and Ice Nuclei. Budapest, 1984, v. 1, p. 99—107.

25. Jaenicke R. Aerosol physics and chemistry. Landolt-Börnstein, new series Volume v/4b Meteorology: Physical and Chemical Properties of Air, Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 1987.

26. Justo J. E. Aerosol and Cloud Microphysics Measurements in Hawaii.—Tellus, 1967, 19, N 3, p. 359.

27. Kočmond W. C. p. 36. Cornell Aeronaut. Lab., Buffalo, N. Y., Res. Dept. RM-1788-p9, 1965.

28. Lamb H. H. Climate: past, present, future. Vol. 1. Fundamentals. 1972, Methuen, 608 p.

29. Mészáros A. Seasonal variation of some aerosol characteristics in regional background air.—Időjárás, 1981, v. 85, N 4, p. 181—193.

30. Mészáros E. Present status of our knowledge on the atmospheric condensation nuclei.—В кн.: Вопросы физики облаков.—Л.: Гидрометеониздат, 1978, с. 157—168.

31. Prospero J. M. et al. The atmospheric aerosol system. An overview. Reviews in Geophys. and Space Phys., 1983, v. 21, N 7, p. 1607—1629.

32. Pruppacher H., Klett J. Microphysics of clouds and precipitation.—Reidel Publ. Comp., Dordrecht, 1978, 714 p.

33. Sax R. J., Hudson J. G. Continentality of the South Florida summertime CCN aerosol.—J. Atmos. Sci., 1981, v. 38, N 7, p. 1467—1479.

34. Thomas C., Tampieri F. Size distributions of tropospheric particles in terms of the modified gamma-function and relationships between skewness and mode radius.—Tellus, 1977, v. 29, p. 66—74.

35. Twomey S. Geophys. Pura ed. Appl. 43, 1959, 227.

36. Twomey S. Atmospheric Aerosols.—Elsevier Scient. Publ. Comp., Amsterdam, 1977, 302 p.

37. Twomey S., Wojciechowski T. A. Observations of the geographical variations of cloud nuclei.—J. Atmos. Sci., 1969, 26, N 4, p. 684—688.

38. WCP-55. World Climate Programme Series.—Report of experts meeting on aerosols and their climatic effects. WMO, 1983, 107 p.

39. Whitby K. T. The physical characteristics of sulfur aerosols.—Atmospheric Environment, 1978, v. 12, p. 135—159.

40. Whitby K. T., Sverdrup G. M. California aerosols: their physical and chemical characteristics.—Hutchinson Memorial Volume on the ACHEX Studies in California, 1978.

#### К главе 3

1. Авасте О. А., Кярнер О. Ю., Кээваллик С. Х. О количестве облаков в зоне 45° с. ш.—45° ю. ш. над земным шаром.—Метеорология и гидрология, 1981, № 7, с. 54—60.

2. Берлянд Т. Г., Строкина П. А. Глобальное распределение общего количества облачности.—Л.: Гидрометеониздат, 1980.—71 с.

3. Боровиков А. М. Характеристика облачных слоев над Москвой.—Труды ЦАО, 1948, вып. 2, с. 71—101.

4. Боровиков А. М., Мазин И. П. Об ориентации облачных гряд.—Труды ЦАО, 1967, вып. 79, с. 90—95.

5. Дубровина Л. С. Облака по данным самолетного зондирования.—Л.: Гидрометеониздат, 1982.—216 с.

6. Краткий климатический справочник по странам мира/Под ред. Борисенкова Е. П.—Л.: Гидрометеониздат, 1984.—240 с.

7. Мазин И. П., Шмелер С. М., Облака, строение и физика образования.—Л.: Гидрометеониздат, 1983.—279 с.

8. Марчук Г. И., Кондратьев К. Я., Козодеров В. В., Хворостьянов В. И. Облака и климат.—Л.: Гидрометеониздат, 1986.—512 с.

9. Матвеев Л. Т. Динамика облаков.—Л.: Гидрометеониздат, 1980.—311 с.

10. Матвеев Л. Т. Общая метеорология. Физика атмосферы.—Л.: Гидрометеониздат, 1984.—751 с.

#### Список литературы к главе 4

11. Матвеев Ю. Л., Матвеев Л. Т., Солдатенко С. А. Глобальное поле облачности/Под ред. Л. Т. Матвеева.—Л.: Гидрометеониздат, 1986.—280 с.

12. Маховер В. М., Нудельман Л. А. Авиационно-климатологические характеристики северного полушария.—М.: Гидрометеониздат, 1987.—230 с.

13. Шмелер С. М. Физика конвективных облаков.—Л.: Гидрометеониздат, 1972.—231 с.

14. Bean S. J., Somerville P. N. Some new world-wide cloud-cover models.—J. Appl. Meteor., 1981, 20, N 3, p. 223—228.

15. Browning K. W., Bryant G. W., Starr J. R., Axford D. N. Air motion within Kelvin-Helmholtz billows determined from Doppler-radar and aircraft measurements.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1973, 99, N 421, p. 608—618.

16. Deardorff J. W. On the entrainment rate of a strato-cumulus topped mixed layer.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1976, 102, N 433, p. 563—582.

17. Hahn C. J., Warren S. G., London J., Chervin R. M., Jenne R. Atlas of simultaneous occurrence of different cloud types over land.—NCAR, Techn. Note TN-241-STR, 1984, 21 p., 188 maps.

18. Hahn C. J., Warren S. G., London J., Chervin R. M., Jenne R. Atlas of simultaneous occurrence of different cloud types over the ocean.—NCAR Techn. Note, 1982, TN-201+STR, 212 p.

19. Henderson-Sellers A. Surface type and its effect upon cloud cover. A climatological investigation.—J. Geophys. Res., 1978, v. 83, p. 5057—5062.

#### К главе 4

1. Баранов А. М. Облака верхнего яруса и условия полета в них.—Л.: Изд. ЛКВИА им. Можайского. 1960.—100 с.

2. Баранов А. М. Об облаках верхнего яруса над Арктикой.—Труды ААНИИ, 1962, т. 239, вып. 2, с. 111—120.

3. Баранов А. М. Фронтальные облака и условия полета в них.—Л.: Гидрометеониздат, 1964.—238 с.

4. Баранов А. М. Пространственные характеристики кучево-дождевых облаков.—Труды ОЛАГА, 1976, вып. 64, с. 21—25.

5. Баранов А. М., Солонин С. В. Авиационная метеорология.—Л.: Гидрометеониздат, 1981.—383 с.

6. Боровиков А. М. и др. Физика облаков.—Л.: Гидрометеониздат, 1961.—460 с.

7. Брылев Г. Б., Гашина С. Б., Низдоймного Г. Л. Радиолокационные характеристики облаков и осадков.—Л.: Гидрометеониздат, 1986.—231 с.

8. Войт Ф. Я., Корниенко Е. Е., Хусид С. Б. О статистических характеристиках структуры вертикальных движений в кучевых облаках.—Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1971, № 11, с. 1206—1208.

9. Гашина С. Б., Сальман Е. М. Особенности радиолокационных характеристик грозных облаков.—Труды ГГО, 1965, вып. 173, с. 19—25.

10. Горб А. С. Радиационный режим полей кучевых облаков над равнинной территорией Украины.—Автореферат дисс. на соиск. уч. степени канд. геогр. наук.—Киев, 1983.—21 с.

11. Девятова В. А. Статистические характеристики вертикальной структуры однослойной слоистообразной облачности, полей температуры и влажности.—Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 165, с. 107—140.

12. Девятова В. А. Статистические характеристики вертикальной структуры двухслойной слоистообразной облачности полей температуры и влажности.—Труды ГОСНИЦПР, 1978, вып. 1, с. 48—67.

13. Динамика кучевых облаков/Пер. с англ. под ред. Н. И. Вульфсона.—М.: Мир, 1964.—292 с.

14. Дубровина Л. С. Облака и осадки по данным самолетного зондирования.—Л.: Гидрометеониздат, 1982.—216 с.



15. Заболотская Т. И., Крочак С. А., Рудько Ю. С. Характеристика слоисто- и волнистообразных облаков, наблюдающихся над территорией Украины.— Труды УкрНИИ, 1988, вып. 229.
16. Заболотская Т. И., Мазин И. П. Температурный режим облаков слоистых форм в районе Украины.— Метеорология и гидрология, 1989.
17. Зак Е. Г. Вертикальное распределение облаков верхнего яруса.— Труды ЦАО, 1962, вып. 39, с. 13—23.
18. Зак Е. Г. Температурная характеристика облаков верхнего яруса.— Труды ЦАО, 1964, вып. 55, с. 32—53.
19. Зак Е. Г., Чернеча Л. Г. Пространственное распределение фронтальных облаков верхнего яруса.— Труды ЦАО, вып. 39, 1962, с. 24—38.
20. Зимин Б. И. Регулирование развития грозовой активности конвективных облаков при воздействии льдообразующими аэрозолями.— Труды ЦАО, 1973, вып. 136, 105 с.
21. Климатический справочник СССР. Вып. 1—34. Л.: Гидрометеиздат, 1960—1970.
22. Корниенко Е. Е., Уманский Н. С. О влиянии водоемов на повторяемость интратмассовых кучевых облаков.— Труды УкрНИИ, 1980, вып. 179, с. 66—73.
23. Котов Н. Ф. Радиолокационные характеристики ливней и гроз.— Труды ГГО, 1960, вып. 102, с. 63—93.
24. Курбатова А. В., Козловская О. В., Мазурин Н. И. Некоторые пространственные характеристики облаков верхнего яруса над северо-западом Европейской территории СССР.— Труды ЛГМИ, 1961, вып. 12, с. 145—162.
25. Кучевые облака и связанная с ними деформация полей метеоземлементов/Под ред. И. П. Мазина и С. М. Шметера.— Труды ЦАО, 1977, вып. 134—127 с.
26. Лобанова В. Я. Горизонтальная протяженность облачных полей по данным спутниковой информации.— Труды НИИАК, 1971, вып. 78, с. 45—56.
27. Мазин И. П., Шмистер С. М. О деформации полей метеорологических элементов в зоне кучевого облака.— В сб.: Вопросы физики облаков.— Л.: Гидрометеиздат, 1978, с. 135—146.
28. Мазин И. П., Шмистер С. М. Облака. Строение и физика образования.— Л.: Гидрометеиздат, 1983.— 279 с.
29. Мазурин Н. И. Характеристика полей неконвективных облаков и связанных с ними зон осадков.— Труды Всесоюзного научного метеорологического совещания.— Л.: Гидрометеиздат, 1963, т. V, с. 29—37.
30. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 639 с.
31. Михайленко Н. М. Некоторые характеристики внутримассовых конвективных облаков в районе Киева.— Труды УкрНИИГМИ, 1968, вып. 75, с. 100—103.
32. Михайленко Н. М. Некоторые характеристики облаков верхнего яруса в районе Киева.— Труды УкрНИИГМИ, 1971, вып. 120, с. 55—59.
33. Мучник В. М. Некоторые радиолокационные характеристики очагов ливней и гроз.— Труды ЦАО, 1958, вып. 20, с. 82—87.
34. Мучник В. М. Физика грозы.— Л.: Гидрометеиздат, 1974, 351 с.
35. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 4. Аэрологические наблюдения на станциях. Ч. IV. Самолетное зондирование атмосферы.— М.: Гидрометеиздат, 1958.— 153 с.
36. Романов Н. Н. Характеристики облаков по итогам массовых наблюдений с самолетов ТУ-104.— Л.: Гидрометеиздат, 1963, т. V, с. 37—42.
37. Селезнева Е. С. О границах и вертикальной мощности конвективных облаков. Труды ГГО, 1959, вып. 93, с. 3—20.
38. Упорова Л. П. Особенности расслоенности облаков над территорией СССР.— Труды ВНИИГМИ—МЦД, 1974, вып. 7, с. 28—31.
39. Федорова А. А. Пространственные характеристики полей перистой облачности.— Труды ЦАО, 1962, вып. 39, с. 3—12.
40. Фурман А. И., Шмистер С. М. Новые данные о структуре поля температуры в окрестностях кучевых облаков.— Труды ЦАО, 1973, вып. 112, с. 15—27.

# Список литературы к главе 5

41. Хргиан А. Х. О формах перистых облаков.— Труды ЦАО, 1962, вып. 39, с. 39—44.
42. Чуваев А. П., Крюкова Г. Т. Некоторые результаты исследований мощных кучевых облаков.— Л.: Труды ГГО, 1964, вып. 47 (109), с. 11—15.
43. Шишкин Н. С. Облака, осадки и грозное электричество. Изд. 2-е.— Л.: Гидрометеиздат, 1964.— 401 с.
44. Шмистер С. М. Физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометеиздат, 1972.— 231 с.
45. Шмистер С. М. Термодинамика и физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометеиздат, 1987.— 288 с.
46. Asai T. On the preferred mode of cumulus convection in a conditionally unstable atmosphere.— In: Cloud Dynamics.— Proc. 3 IAMAP Symp.— D. Reidel Publish. Co., 1982, p. 149—162.
47. Atlas international des nuages, 1956, v. 1, 2, WMO, v. 1, p. 224, v. 2, p. 155.
48. Byers H. R., Braham R. R. The thunderstorm.— Washington, 1949. 287 p.
49. Clodman J. Some statistical aspects of cirrus clouds.— Mon. Wea. Rev., 1957, v. 85, N 2, p. 37—41.
50. Desande D. V. Cirriform cloud over India Heights and temperatures.— Ind. J. Meteorol. and Geoph., 1965, v. 16, N 4, p. 635—644.
51. Hang R. J., Smith R. E. Detection of convective storms based on penetrative cloud top from satellite infrared and rawinsonde data and gravity waves from Doppler sounder.— In: Cloud Dynamics, Proc. 3 IAMAP Symp.— D. Reidel Publish. Comp., 1982, p. 347—362.
52. Held G. The probability of hail in relation to radar echo heights in South African Highveld.— J. Appl. Met., 1978, v. 17, N 6, p. 755—763.
53. Kelbe B. E. Cumulus clouds characteristics of the Eastern Transvaal Lowveld.— Water S. A., 1984, v. 10, N 2, p. 81—90.
54. Konrad T. G. Statistical models of summer rain—showers derived from fine-scale radar observations.— J. Appl. Met., 1978, v. 17, N 2, p. 171—188.
55. Littlejohn L. W. High cloud structure in Equatorial South-East Asia.— Met. Mag., 1958, v. 87, N 1032, p. 172—179.
56. Long M. J. A preliminary climatology of thunderstorm penetrations of the tropopause in the United States.— J. Appl. Met., 1986, v. 5, N 4.
57. Lopez R. E. The lognormal distribution and cumulus cloud populations.— Mon. Wea. Rev., 1977, v. 5, N 7, p. 865—872.
58. Murgatroyd R. J., Goldsmith P. High cloud over Southern England.— Prof. Notes, 1956, N 119, Air Ministry, Meteorological Office, London.
59. Plank V. G. The size distribution of cumulus clouds in representative Florida populations.— J. Appl. Met., 1969, v. 8, N 1, p. 46—67.
60. Platt C. M. R., Scott J. C., Dille A. C. Remote sounding of high clouds. Part VI. Optical properties of midlatitude and tropical cirrus.— J. Atm. Sci., 1987, v. 4, p. 729—747.
61. Rudneva L. B., Timanovskaya R. G., Timanovsky D. P. Observational model of statistical structure of cumulus field from the ground and sea-based measurements of radiation flux densities.— Proc. of the 9th Intern. Cloud Physics Conf., Tallinn, 1984, v. 11, p. 359—362.
62. Sohleusener R. A., Grant L. O. Characteristics of hailstorms on the Colorado State University network, 1960—1961.— Preprints of the 9th Radar Met. Conf., 1961, Kansas City, AMS, p. 140—145.

# К главе 5

1. Беляев В. П., Силаева В. И., Шмистер С. М. Структура элементов конвекции в нижней тропосфере.— Труды ЦАО, 1970, вып. 97, с. 53—62.
2. Винниченко Н. К., Пинус Н. З., Шмистер С. М., Шур Г. Н. Турбулентность в свободной атмосфере.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 287 с.



3. Вульфсон Н. И. Исследование конвективных движений в свободной атмосфере.— М.: Изд. АН СССР, 1961.— 252 с.
4. Девятова В. А. Статистические характеристики вертикальной структуры однослойной слоистообразной облачности, полей температуры и влажности.— Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 165, с. 107—140.
5. Девятова В. А. Статистические характеристики вертикальной структуры двухслойной слоистообразной облачности полей температуры и влажности.— Труды ГосНИЦИПР, 1976, вып. 1, с. 48—67.
6. Динамика кучевых облаков/Пер. с англ. под ред. Н. И. Вульфсона.— М.: Мир, 1964.— 292 с.
7. Дубровина Л. С. Облака и осадки по данным самолетного зондирования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 216 с.
8. Заболотская Т. Н., Мазин И. П. Температурный режим облаков слоистых форм над территорией Украины.— Метеорология и гидрология, 1988, № 11.
9. Зак Е. Г. Температурная характеристика облаков верхнего яруса.— Труды ЦАО, 1964, вып. 55, с. 32—53.
10. Косарев А. Л., Мазин И. П. Формула для расчета адиабатического значения влажности облаков.— Метеорология и гидрология, 1972, № 3, с. 107—110.
11. Кучевые облака и связанная с ними деформация полей метеорологических элементов. Труды ЦАО, 1977, вып. 134, 127 с.
12. Мазин И. П., Шмистер С. М. О деформации полей метеорологических элементов в зоне кучевого облака.— В сб.: Вопросы физики облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978, с. 135—156.
13. Мазин И. П., Шмистер С. М. Облака. Строение и физика образования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 279 с.
14. Международные метеорологические таблицы. I—II серии. ВМО/Пер. с франц. под ред. А. Х. Хргиана.— Обнинск, Изд-во ВНИИГМИ—МЦД, 1975.— 256 с.
15. Минервин В. Е., Мазин И. П., Бурковская С. Н. Некоторые новые данные о влажности облаков.— Труды ЦАО, 1958, вып. 19, с. 3—32.
16. Михайленко Н. М. Некоторые характеристики облаков верхнего яруса в районе Киева.— Труды УкрНИГМИ, 1971, вып. 120, с. 55—59.
17. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 4. Аэрологические наблюдения на станциях, ч. IV. Самолетное зондирование атмосферы.— М.: Гидрометеоиздат, 1958.— 153 с.
18. Половина И. П. Воздействие на внутримассовые облака слоистых форм.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 215 с.
19. Селезнева Е. С. О границах и вертикальной мощности конвективных облаков.— Труды ГГО, 1959, вып. 93, с. 3—20.
20. Синькевич А. А. Исследование термических характеристик мощных кучевых облаков с помощью ИК радиометра.— М.: Метеорология и гидрология, 1984, № 1, с. 40—45.
21. Фурман А. И., Шмистер С. М. Новые данные о структуре поля температуры в окрестностях кучевых облаков.— Труды ЦАО, 1973, вып. 112, с. 15—27.
22. Хргиан А. Х. Распределение удельной влажности в свободной атмосфере.— Известия АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 2, т. XI, 1947, с. 149—152.
23. Шмистер С. М. Структура полей метеорологических элементов в зоне кучево-дождевых облаков.— Труды ЦАО, 1969, вып. 88.— 120 с.
24. Шмистер С. М. Физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 232 с.
25. Шмистер С. М. Термодинамика и физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— 288 с.
26. Barnes S. I. Some aspects of a severe right moving thunderstorms deduced from mesonet network rawinsonde observations.— J. Atm. Sci., 1970, v. 27, N 4, p. 634—648.
27. Bunker A. F. Marine meteorology: cloud and environment velocities, temperatures, humidities and water contents associated with a shear zone in the

# Список литературы к главе 6

- trade winds.— Woods Hole Oceanogr. Inst. Ref. 1959, N 59—42, Techn. Rep. N 44.
  28. Byers H. R., Braham R. R. Thunderstorm.— Washington, 1949, 287 p.
  29. Coulman C. E., Warner J. Temperature and humidity structure of the subcloud layer over land.— Boundary Layer Meteorol., 1977, v. 11, p. 467—484.
  30. Deshpande D. V. Cirriform cloud over India Heights and temperatures.— Ind. J. Meteorol. and Geophys., 1965, v. 16, N 4, p. 635—644.
  31. Dye J. E. et al. Dynamical-microphysical evolution of a convective storm in weakly-sheared environment. Pt. I. J. Atm. Sci., 1983, v. 40, N 9, p. 2083—2096.
  32. Gray W. Diurnal variation of deep cumulus convection over the tropical oceans.— In: Proc. Intern. Sci. Confer. on the Energetics of Tropical Atmosphere, Geneva, 1978, p. 127—141.
  33. Hung R. J., Smith R. E. Detection of convective storms based on penetrative cloud top from satellite infrared and rawinsonde data and gravity waves from Doppler sounder.— In: Cloud Dynamics. Proc. 3 IAMAP Symp.— D. Reidel Publ. Comp., 1982, p. 347—362.
  34. Marcus J. S. On the structure of the trade wind moist layer.— Papers Phys. Oceanogr. Meteorol., 1958, v. 13, N 2.
  35. Murgatroyd R. J., Goldsmith P. High cloud over Southern England.— Prof. Notes, 1956, N 119, Air Ministry, Meteorological Office, London, p. 11—19.
  36. Pruppacher H., Klett J. D. Microphysics of clouds and precipitation.— D. Reidel Publ. Co., 1978. 714 p.
  37. Selvam A. M. et al. Characteristics of temperature spectra in warm monsoon clouds.— Proc. of the 9th Int. Cloud Physics Conf., Tallinn, 1984, v. 2, p. 439—442.
  38. Sinclair P. C. Severe storm air velocity and temperature structure deduced from penetrative aircraft.— Prep. Vol. 13th Conf. on Severe Local Storms, 1973, AMS, Boston, Mass., p. 25—33.
- К главе 6
1. Безрукова Н. А., Стулов Е. А. Изменения МДВ, связанные с мезоструктурой полей фронтальных осадков.— Тезисы докладов Всесоюзной конференции по авиационной метеорологии.— М., 1986, с. 61.
  2. Безрукова Н. А., Стулов Е. А. Мезоструктурные особенности полей осадков в зонах теплых фронтов и фронтов окклюзии.— Труды ЦАО, 1987, вып. 163, с. 15—29.
  3. Винниченко Н. К., Пинус Н. З., Шмистер С. М., Шур Г. Н. Турбулентность в свободной атмосфере. Изд. 2-е.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 288 с.
  4. Волюнец Л. М., Ефимов А. А. Исследование вертикальных движений и мезоструктуры фронтальных осадков.— Тезисы докладов VII Всесоюзного совещания по радиометеорологии.— М.: Гидрометеоиздат, 1986.— 86 с.
  5. Егорова И. Р., Ирисова Т. А., Садоков В. П. Условия формирования фронтальной облачной системы и осадков над ЕТС 14—17 октября 1971 г.— Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 116, с. 61—84.
  6. Ефремов В. Н., Мельничук Ю. В. Исследование мезомасштабных вертикальных потоков в осадках.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 12, № 7, 1976, с. 696—702.
  7. Ефремов В. Н., Мельничук Ю. В. Конвергенция и мезомасштабные вертикальные потоки в осадках.— Труды IV Всесоюзного совещания по радиометеорологии.— М.: Гидрометеоиздат, 1978, с. 41—43.
  8. Кучевые облака и связанная с ними деформация полей метеорологических элементов. Под ред. И. П. Мазина и С. М. Шмистера.— Труды ЦАО, 1977, вып. 134.— 127 с.
  9. Ливанова Н. А. Об учете влияния вихреобразования на распределение температуры и влажности в кучево-дождевых облаках.— Метеорология и гидрология, 1969, № 4, с. 90—92.

10. Мазин Н. П., Шмистер С. М. О деформации полей метеорологических элементов в зоне кучевого облака.— В сб.: Вопросы физики облаков.— Л.: Гидрометеоздат, 1978, с. 135—167.
11. Мазин Н. П., Шмистер С. М. Облака. Строение и физика образования.— Л.: Гидрометеоздат, 1983, 279 с.
12. Моргоев А. К. Радиолокационный метод исследования воздушных движений в мощных конвективных облаках.— Автореферат дисс. на соискание ученой степени канд. физ.-мат. наук, 1985, 195 с.
13. Орлова Е. М. Краткосрочный прогноз атмосферных осадков.— Л.: Гидрометеоздат, 1979.— 168 с.
14. Пономаренко И. Н., Кошенко А. М. Облачные системы фронтов и связи с распределением вертикальных движений.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 4, № 9, 1968, с. 930—940.
15. Шмистер С. М. Об одной из возможных причин образования гряд кучево-дождевых облаков.— Метеорология и гидрология, 1966, № 10, с. 7—13.
16. Шмистер С. М. Физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометеоздат, 1972.— 231 с.
17. Шмистер С. М. Термодинамика и физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометеоздат, 1987.— 288 с.
18. Atlas D., Tatehira R., Srivastava R. C., Marker W., Carbone R. E. Precipitation-induced mesoscale wind perturbations in the melting layer.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1969, v. 95, N 405, p. 544—560.
19. Battan L. I. The variable nature of thunderstorm updrafts and precipitation.— In: Cloud Dynamics, Proc. 3 IAMAP Symp.— D. Reidel Publ. Comp., 1982, p. 233—242.
20. Browning K. A., Harrold T. W. Air motion and precipitation growth in a wave depression.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1969, v. 95, N 404, p. 288—309.
21. Browning K. A., Harrold T. W. Air motion and precipitation growth at a cold front.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1970, v. 96, N 409, p. 369—389.
22. Byers H. R., Braham R. R. The thunderstorm. Washington, 1949, 287 p.
23. Findeisen W. The formation of the 0°C— isothermal layer and fracto-cumulus under nimbostratus.— Met. Zeit., v. 54, N 1, p. 49—54.
24. Gray W. M. Calculations of cumulus vertical draft velocities in hurricanes from aircraft observations.— J. Appl. Met., 1965, v. 4, p. 463—474.
25. Harrold T. W. Mechanisms influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances.— Quart. J. Roy. Met. Soc., v. 99, 1973, N 420, p. 232—251.
26. Harrold T. W., Browning K. A. Mesoscale wind fluctuations below 1500 meters.— Met. Mag., 1967, v. 96, p. 367—376.
27. Knupp K. R., Cotton W. R. Precipitating convective cloud downdraft structure—a synthesis of observations and modelling. Proc. of the 9th Intern. Cloud Physics Conf., Tallinn, 1984, v. 2, p. 431—434.
28. Kreitzberg G. W. The mesoscale wind field in an occlusion.— J. Appl. Met., v. 7, N 1, 1969, p. 53—67.
29. Miller L. Y., Dye I. E., Martner B. E. Dynamical-microphysical evolution of a convective storm in a weakly-sheared environment. Pt. II. Airflow and precipitation trajectories from Doppler radar observations.— J. Atm. Sci., 1983, v. 40, N 9, p. 2097—2109.
30. Musil D. S., Deola R. A. Interior characteristics of Southwest Montana thunderstorms.— Proc. of the 9th Int. Cloud Physics Conf., Tallinn, 1984, v. 2, p. 473—476.
31. Nelson S. P. The influence of storm flow structure on hail growth.— J. Atm. Sci., 1983, v. 40, N 8, p. 1965—1983.
32. Orlanski I. A rational subdivision of scales for atmospheric properties.— Bull. Amer. Met. Soc., 1975, v. 56, N 5, p. 527—530.
33. Randall D. A. Clouds and entrainment.— Proc. of the American Meteor. Society, National Conference on Cloud Physics, 1982, Chicago, p. 131—138.
34. Wang P. Y., Parsons D. B., Hobbs P. V. The mesoscale and micro-scale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclo-

# Список литературы к главе 8

- mes, VI: Wavelike rainbands associated with a cold-frontal zone.— J. Atm. Sci., v. 40, N 3, 1983, p. 543—558.
35. Warner J. The microstructure of cumulus clouds. Pt. I. J. Atm. Sci., 1970, v. 26, N 5, p. 1049—1059.

## К главе 7

1. Винниченко Н. К., Пинус Н. З., Шмистер С. М., Шур Г. Н. Турбулентность в свободной атмосфере. Изд. 2-е.— Л.: Гидрометеоздат, 1976.— 288 с.
2. Войт Ф. Я., Корниенко Е. Е., Хусид С. В. О статистических характеристиках структуры вертикальных движений в кучевых облаках.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1971, т. VII, № 11, с. 1206—1208.
3. Ермаков В. М. и др. Атмосферная турбулентность во фронтальных облаках.— Метеорология и гидрология, 1984, № 9, с. 32—39.
4. Кучевые облака и связанная с ними деформация полей метеорологических элементов/ Под ред. И. П. Мазина и С. М. Шмистера.— Труды ЦАО, 1977, вып. 134.— 127 с.
5. Мазин И. П., Силаева В. И., Струнин М. А. Турбулентные пульсации горизонтальной и вертикальной компонент скорости ветра в облаках различных форм.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1984, т. 20, № 1, с. 10—18.
6. Мошин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика.— М.: Наука, 1965, ч. I, 639 с., ч. II, 1967.— 720 с.
7. Силаева В. И., Струнин М. А. Турбулентность в окрестности облаков некоторых форм и в безоблачном пространстве. Метеорология и гидрология, № 2, 1986, с. 22—27.
8. Силаева В. И., Шмистер С. М. Турбулентность внутри кучевых облаков и в их окрестностях.— Труды ЦАО, 1977, вып. 128, с. 63—72.
9. Шмистер С. М. Термодинамика и физика конвективных облаков.— Л.: Гидрометеоздат, 1987.— 288 с.
10. Coulman C. E., Warner J. Temperature and humidity structure of the sub-cloud layer over land.— Bound. Layer Met., 1977, v. 11, p. 467—484.
11. Emmitt G. Tropical cumulus interaction with and modification of the subcloud region. J. Atm. Sci., 1978, v. 35, N 6, p. 1485—1502.
12. Kilchen M., Coughey S. Tethered-balloon observations of the structure of small cumulus clouds.— Quart. J. Roy. Met. Soc., 1981, v. 107, N 454, p. 853—871.
13. McPherson J., Isaak G. A. Turbulent characteristics of some Canadian cumulus.— J. Appl. Met., 1977, v. 16, N 1, p. 81—90.
14. Steiner R., Rhyne R. N. Atmospheric turbulence and airplane response in convective-type clouds.— J. Aircraft, 1, 1964.
15. Warner J. The microstructure of cumulus cloud. Pt. 3. The nature of the updraft.— J. Atm. Sci., 1970, v. 27, N 4, p. 682—688.

## К главе 8

1. Боровиков А. М., Мазин И. П. Микрофизические характеристики облаков.— В кн.: Авиационно-климатический атлас-справочник СССР/Под ред. Л. С. Дубровиной.— М.: Гидрометеоздат, 1975, вып. 3, т. I, ч. II, с. 127—148.
2. Зайцев В. А., Ледохович А. А. Приборы для исследования туманов, облаков и влажности.— Л.: Гидрометеоздат, 1970.— 255 с.
3. Королев А. В., Мазин И. П., Макаров Ю. Е., Новиков В. С. О распределении капель по размерам в облаках слоистых форм. В сб.: Вопросы физики облаков.— Л.: Гидрометеоздат, 1986, с. 143—159.
4. Косарев А. Л., Мазин И. П. Формула для расчета адиабатического значения влажности облаков.— Метеорология и гидрология, 1972, № 3, с. 107—110.



5. Косарев А. Л., Мазин И. П., Невзоров А. Н., Шугаев В. Ф. Оптическая плотность облаков.—Труды ЦАО, 1976, вып. 124.—168с.
6. Косарев А. Л. и др. Сравнение некоторых микрофизических характеристик облаков разных географических районов. В сб.: Вопросы физики облаков.—Л.: Гидрометеоздат, 1978, с. 113—131.
7. Косарев А. Л., Мазин И. П., Невзоров А. Н., Шугаев В. Ф. Микроструктура перистых облаков.—В сб.: Вопросы физики облаков.—Л.: Гидрометеоздат, 1986, с. 160—186.
8. Кучевые облака и связанная с ними деформация полей метеосэлементов.—Труды ЦАО, 1977, вып. 134, с. 1—128.
9. Левин Л. М. Исследования по физике грубодисперсных аэрозолей. Изд-во АН СССР, 1961.—267 с.
10. Мазин И. П. Связь фазового строения облака с вертикальными движениями.—Метеорология и гидрология, 1986, № 11, с. 27—35.
11. Мазин И. П., Невзоров А. Н., Шугаев В. Ф. Распределение показателя ослабления света в облаках различных форм.—Метеорология и гидрология, 1983, № 9, с. 43—49.
12. Мазин И. П., Шмидт С. М. Облака. Строение и физика образования.—Л.: Гидрометеоздат, 1983.—279 с.
13. Минервин В. Е. Водность кристаллических облаков.—Труды ЦАО, 1965, вып. 64, с. 3—10.
14. Радиация в облачной атмосфере/Под ред. Е. М. Фейгельсон.—Л.: Гидрометеоздат, 1981, с. 43—66.
15. Физика облаков/Под ред. А. Х. Хргиана и др.—Л.: Гидрометеоздат, 1961.—459 с.
16. Heysmsfield A. J. Precipitation development in stratiform ice clouds: a microphysical and dynamical study.—J. Atm. Sci., 1977, v. 34, p. 367—381.
17. Heysmsfield A. J. Ice particles observed in a cirriform cloud at  $-83^{\circ}\text{C}$  and implications for polar stratospheric clouds.—J. Atm. Sci., 1986, v. 43, N 8, p. 851—855.
18. Heysmsfield A. J., Kajikawa M. An improved approach to calculating terminal velocities of plate-like crystals and graupel.—J. Atm. Sci., 1987, v. 7, p. 1088—1099.
19. Jeck R. K. A new data base of supercooled cloud variables for altitudes up to 10,000 feet AGL and the implications for low altitude aircraft icing. Final Rep., August 1983, US Dept. of Transportation, Atlantic City Airport, N. Y. 08405. 66 p.
20. Locatelli J. D., Hobbs P. V. Fallspeeds and masses of solid precipitation particles.—J. Geoph. Res., 1974, 79, p. 2185—2197.
21. Pruppacher H. R., Klett J. D. Microphysics of clouds and precipitation.—D. Reidel Publish. Comp., 1978. 714 p.

#### К главе 9

1. Барашкова Е. П. Рассеянная радиация в Карадаге.—Труды ГГО, 1959, вып. 80, с. 70—87.
2. Берлянд Т. Т., Полынская Е. М. Об ослаблении солнечной радиации облаками над континентами.—Труды ГГО, 1980, вып. 427, с. 79—93.
3. Биненко В. И., Кондратьев К. Я. Спектральное альbedo слоистообразной облачности в диапазоне длин волн 0,35—0,95 мкм.—Труды ГГО, 1973, вып. 322, с. 68—76.
4. Биненко В. И., Кондратьев К. Я. Вертикальные профили радиационных характеристик типичных облачных образований.—Труды ГГО, 1975, вып. 331, с. 3—16.
5. Биненко В. И., Чапурский Л. И. Спектральные характеристики углового распределения яркости, альbedo, пропускания и поглощения сплошной слоистообразной облачности.—Труды ГГО, 1975, вып. 331, с. 27—35.
6. Борн К., Хафмен Д. Поглощение и рассеяние света малыми частицами/Пер. с англ.—М.: Мир, 1986.—664 с.
7. Борн М., Вольф Э. Основы оптики.—М.: Наука, 1973.—720 с.

#### Список литературы к главе 9

8. Ван де Хюлст. Рассеяние света малыми частицами.—М.: Изд-во иностр. лит., 1961.—536 с.
9. Волковичкий О. А. и др. Исследование спектрального пропускания кристаллических туманов.—Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1983, т. 19, № 5, с. 497—503.
10. Волковичкий О. А., Павлова Л. Н., Петрушин А. Г. О рассеянии света ледяными кристаллами.—Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1980, т. 16, № 2, с. 156—163.
11. Волковичкий О. А., Павлова Л. Н., Петрушин А. Г. Оптические свойства кристаллических облаков.—Л.: Гидрометеоздат, 1984.—198 с.
12. Воскресенский А. И., Долгин И. М., Маршунова М. С. Условия формирования радиационного режима в полярных районах.—Материалы X Всесоюзного совещания по актинометрии. Радиационные процессы в атмосфере и на земной поверхности.—Л.: Гидрометеоздат, 1979, с. 40—49.
13. Вощинников Н. В., Фараонов В. Г. Оптические свойства сферондальных ледяных частиц.—В кн.: III Всесоюзное совещание по распространению лазерного излучения в дисперсной среде. Тезисы докладов. Ч. I.—Обнинск, 1985, с. 183—186.
14. Георгиевский Ю. С., Шукуров А. Х. О некоторых результатах измерений пропускания тонких облаков в видимом и инфракрасном диапазонах спектра.—Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1974, т. 10, № 1, с. 92—95.
15. Гинзбург А. С., Костяной Г. Н., Мулламаа Ю.—А. Р. Предварительная радиационная модель облачной атмосферы (тепловое излучение и кучевые облака).—Препринт ИФА АН СССР, 1977. 51 с.
16. Гирдюк Г. В., Егоров Б. Н. Оценка влияния облаков различных форм на коротковолновую радиацию в Северной Атлантике.—Труды ГГО, 1981, вып. 454, с. 40—44.
17. Гирдюк Г. В., Егоров Б. Н., Кириллова Т. В. Ослабление суммарной радиации над океаном облаками различных форм.—Тезисы докладов XI Всесоюзного совещания по актинометрии.—Таллин, 1980, ч. III, с. 14—17.
18. Гирдюк Г. В. и др. Влияние облачности на суммарную радиацию, поступающую на поверхность океана/Гирдюк Г. В., Егоров Б. Н., Кириллова Т. В., Исина Л. В.—Труды ГГО, 1973, вып. 297, с. 109—117.
19. Гойса Н. И., Горб А. С. Исследование коротковолновых радиационных потоков и притоков в атмосфере при кучевой облачности.—Труды УкрНИГМИ, 1974, в. 130, с. 92—101.
20. Гойса Н. И., Горб А. С. О параметризации длинноволновых потоков и полного радиационного притока тепла в атмосфере при кучевой облачности.—Материалы X Всесоюзного совещания по актинометрии. Радиационные процессы в атмосфере и на земной поверхности.—Л.: Гидрометеоздат, 1979, с. 255—259.
21. Гойса Н. И., Горб А. С. Пропускание и поглощение солнечной радиации атмосферной при наличии кучевых облаков.—Труды УкрНИГМИ, 1979, вып. 170, с. 110—122.
22. Гойса Н. И., Горб А. С., Дмитриева-Арраго Л. Р. О возможности параметризации облачности.—Труды ГГО, 1975, вып. 353, с. 13—21.
23. Гойса Н. И., Горб А. С., Дмитриева-Арраго Л. Р. Альbedo полей кучевых облаков.—Труды УкрНИГМИ, 1976, вып. 146, с. 58—67.
24. Гойса Н. И., Оппенгейм В. Д., Фейгельсон Е. М. Вертикальные профили потоков длинноволновой радиации в облачной атмосфере.—Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1970, т. IV, № 2, с. 198—203.
25. Гойса Н. И., Шешин В. М. Радиационный баланс облачных слоев St и Sc.—Труды УкрНИГМИ, 1970, вып. 86, с. 96—111.
26. Гойса Н. И., Шешин В. М. О вертикальной структуре поля эффективного излучения в тропосфере при различном состоянии облачности.—Труды УкрНИГМИ, 1970, вып. 92, с. 38—48.



27. Гойса Н. И., Шонин В. М. Об эффективном излучении слоисто-образных облаков.— *Труды УкрНИГМИ*, 1970, вып. 92, с. 49—57.
28. Горб А. С. Взаимосвязь полей кучевой облачности и радиации.— *Труды УкрНИИ*, 1984, вып. 203, с. 92—101.
29. Грищенко З. И. Зависимость радиационного режима от облачности.— *Труды ГГО*, 1968, вып. 213, с. 53—64.
30. Гушин Г. П., Павлюченкова Т. А., Александров И. А. Оптические характеристики перистых облаков.— *Труды ГГО*, 1980, вып. 449, с. 59—70.
31. Дегтярев Г. М., Меньшов Ю. А., Алемасов Б. Е. Характеристика теплового баланса северо-западной части Атлантического океана летом 1960 г.— *Изв. АН СССР, сер. геофиз.*, 1962, № 7, с. 965—970.
32. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами/Пер. с англ.— М.: Мир, 1971.— 165 с.
33. Дугин В. П. и др. Спектральное пропускание искусственных кристаллических облачных образований.— *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*, 1976, т. 12, № 4, с. 444—448.
34. Егоров Б. Н. Учет влияния облачности различных ярусов на суммарную радиацию, приходящуюся к поверхности океана.— *Труды ГГО*, 1973, вып. 297, с. 118—123.
35. Егоров Б. Н., Кириллова Т. В. К вопросу учета влияния облачности на суммарную радиацию в тропических районах Атлантики.— *Труды ГГО*, 1977, вып. 388, с. 102—105.
36. Егоров Б. Н., Кириллова Т. В. Ослабление суммарной радиации облаками различных форм по данным экспедиции АТЭП-74. *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*, 1979, т. 15, № 9, с. 987—990.
37. Егоров Б. Н., Кириллова Т. В. Суммарная радиация над Ладожским озером при различных формах облаков.— *Труды ГГО*, 1980, вып. 427, с. 74—78.
38. Зайцева Н. А. Влияние облачности на потоки длинноволновой радиации.— *Труды ЦАО*, 1978, вып. 133, с. 25—32.
39. Зайцева Н. А., Костяной Г. Н. Широтные и временные изменения поля длинноволновой радиации в центральной части Тихого океана.— *Труды ЦАО*, 1969, вып. 83, с. 38—46.
40. Зайцева Н. А., Костяной Г. Н. Временные изменения поля длинноволновой радиации в летний период.— *Труды ЦАО*, 1969, вып. 83, с. 47—55.
41. Зайцева Н. А., Фейгельсон Е. М. Особенности лучистого теплообмена в тропиках по данным актинометрического радиозондирования в экспедиции ТРОПЭКС-74 (АТЭП).— *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*, 1979, т. 15, № 2, с. 154—168.
42. Зайцева Н. А., Шляхов В. И. О трансформации поля длинноволновой радиации в свободной атмосфере.— *Труды ГГО*, 1972, вып. 276, с. 62—70.
43. Золотарев В. Н., Демин В. А. Оптические постоянные воды в широком диапазоне длин волн 0,1—1 мкм.— *Оптика и спектроскопия*, 1977, т. 43, № 2, с. 271—279.
44. Золотарев В. М., Ивлев Л. С., Попова С. Н. Выбор оптических констант воды и льда для расчетов характеристик рассеяния и поглощения радиации водным и ледяным аэрозолем.— *Проблемы физики атмосферы*, 1972, вып. 10, с. 104—110.
45. Золотарев В. М., Морозов В. Н., Смирнова Е. В. Оптические постоянные природных и технических сред.— Л.: Химия, 1984.— 216 с.
46. Зуев В. Е. Распространение видимых и инфракрасных волн в атмосфере.— М.: Советское радио, 1970.— 496 с.
47. Зуев В. Е., Кабанов М. В. Оптика атмосферного аэрозоля.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— 254 с.
48. Зуев В. Е., Крехов Г. М. Оптические модели атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986.— 256 с.
49. Зуев В. Е., Лопасов В. П., Сончик В. К. Экспериментальное изучение комплексного показателя преломления воды в спектральном диапазоне от 2,5 до 25 мкм.— *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*, 1967, т. 3, № 7, с. 16—24.
50. Зуев В. Е. и др. Исследование индикатрис рассеяния радиации мелко-дисперсных туманов в широком интервале.— В кн.: X Всесоюзная конференция по распространению радиации. Тезисы докладов.— М.: Наука, 1972, с. 303—307.
51. Ивлев Л. С. Химический состав и структура атмосферных аэрозолей.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1982.— 366 с.
52. Ивлев Л. С., Попова С. И. Комплексный показатель преломления диспергированной фазы атмосферного аэрозоля.— *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана*, 1973, т. 9, № 10, с. 1034—1042.
53. Изменчивость облачности и полей радиации.— Изд. АН ЭССР, 1978.— 114 с.
54. Калитин Н. Н. Суммарная радиация в Павловске.— *Труды ГГО*, 1950, вып. 19 (81), с. 130—160.
55. Кириллова Т. В., Тимановская Р. Г., Гудименко А. В. Статистическая структура суммарной радиации, приходящей к поверхности океана в условиях кучевой облачности.— *Труды ГГО*, 1977, вып. 388, с. 93—101.
56. Климович В. М. Пропускание солнечной радиации облаками над о. Диксон.— *Метеорология и гидрология*, 1970, № 1, с. 50—56.
57. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца.— Л.: Гидрометеоиздат, 1964.— 420 с.
58. Кондратьев К. Я. Лучистый теплообмен в атмосфере.— Л.: Гидрометеоиздат, 1956.— 420 с.
59. Кондратьев К. Я. Актинометрия.— Л.: Гидрометеоиздат, 1965.— 692 с.
60. Кондратьев К. Я. Радиационные факторы современных изменений глобального климата.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.— 280 с.
61. Кондратьев К. Я., Биненко В. И. Влияние облачности на радиацию и климат.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 240 с.
62. Кондратьев К. Я., Биненко В. И., Дьяченко Л. Н. Альbedo и угловые характеристики отражения подстилающей поверхности и облаков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 232 с.
63. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 280 с.
64. Коптев А. П., Воскресенский А. И. К вопросу о радиационных свойствах облачности.— *Труды ААНИИ*, 1962, т. 239, вып. 2, с. 39—47.
65. Корзов В. Н., Кондратьев К. Я. Угловая анизотропия отражения коротковолновой радиации от сплошной облачности.— *Труды ГГО*, 1981, вып. 448, с. 48—58.
66. Костяной Г. Н., Краснова Т. М. Статистическая структура поля длинноволновой радиации в атмосфере Антарктиды в облачных и безоблачных условиях.— В сб.: Антарктика, 1982, № 21, с. 38—47.
67. Костяной Г. Н., Курилова Ю. В. О радиационных свойствах облачности.— *Труды ЦАО*, 1966, вып. 70, с. 31—40.
68. Креков Г. М., Рахимов Р. Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля.— Новосибирск: Наука, 1982.— 198 с.
69. Кузнецов В. В. Спектральное пропускание кристаллических облаков сред в области спектра 2,5—3 мкм.— В кн.: III Всесоюзное совещание по распространению лазерного излучения в дисперсной среде. Тезисы докладов. Ч. II.— Обнинск, 1985, с. 14—17.
70. Кузнецов В. В. и др. Об измерении микроструктуры кристаллических туманов телевизионным спектрометром аэрозолей «Аспект-10».— *Труды ИЭМ*, 1983, вып. 7 (112), с. 101—106.
71. Кузнецов В. В., Павлова Л. Н. Об оптических свойствах облаков.— *Метеорология и гидрология*, 1981, № 10, с. 40—43.
72. Кузнецов В. В., Павлова Л. Н. Исследование обратного рассеяния поляризованного излучения кристаллами льда.— Тезисы докладов VI Всесоюзного совещания по радиометеорологии.— Таллин, 1982, с. 138—139.

73. Ку-Иан Лиоу. Основы радиационных процессов в атмосфере.—Л.: Гидрометеоиздат, 1984.—376 с.
74. Курилова Ю. В. Структурные особенности потоков длинноволновой радиации.—Труды Гидрометцентра СССР, 1960, вып. II, с. 128—137.
75. Лактионов А. Г. Равновесная гетерогенная конденсация.—Л.: Гидрометеоиздат, 1988.
76. Лактионов А. Г., Богомолов Ю. П. Зависимость размеров частиц естественного аэрозоля от влажности воздуха.—Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1972, т. 8, № 3, с. 291—297.
77. Лонухин Е. А. Радиационные потоки в атмосфере над Ташкентом при облачном небе.—Труды Ташкентской геофиз. обсерв., 1957, вып. 13, с. 75—89.
78. Лонухин Е. А. Радиационное нагревание или охлаждение воздуха вблизи поверхности облаков.—Труды САНИГМИ, 1959, вып. 2 (17), с. 99—125.
79. Львова О. С. Относительная суммарная радиация как характеристика облачности по актинометрическим наблюдениям в Воейково.—Труды ГГО, 1972, вып. 279, с. 212—220.
80. Львова О. С., Сивков С. И. Относительная суммарная радиация как климатическая характеристика облачности.—Метеорология и гидрология, 1975, № 9, с. 44—51.
81. Мак-Картни Э. Оптика атмосферы/Пер. с англ.—М.: Мир, 1979.—421 с.
82. Моршунова М. С., Долгин М. И. Исследование облачности в Антарктиде с помощью актинометрического радиозондирования.—Материалы XII Совещания по актинометрии. Радиационная климатология и прикладные аспекты актинометрии.—Иркутск: Изд-во АН СССР, 1984, с. 75—77.
83. Метеорология южного полушария/Пер. с англ. под редакцией Ч. У. Ньютона.—Л.: Гидрометеоиздат, 1976.—260 с.
84. Миннарт М. Свет и цвет в природе/Пер. с англ.—М.: Наука, 1969.—344 с.
85. Мулламаа Ю. А. Р., Пылдмаа В. К. Изменчивость потока прямой радиации солнца при кучевой облачности.—«Облачность и радиация», АН ЭССР, Тарту, 1975, с. 97—109.
86. Мулламаа Ю. А. Р., Сулев М., Пылдмаа В. К. О статистических характеристиках радиационного поля облачного неба.—В сб.: Радиация и облачность. Тарту: Изд-во АН ЭССР, 1969, с. 130—153.
87. Науменко Е. К., Пришивалко А. П. Асимметрия индикатрис рассеяния.—Препринт. ин-та физики АН БССР.—42 с.
88. Ньютон Р. Теория рассеяния волн и частиц/Пер. с англ.—М.: Мир, 1969.—607 с.
89. Перельман А. Я., Шифрин К. С. Определение ориентации эллипсоидальных частиц методом спектральной прозрачности.—Оптика и спектроскопия, 1979, т. 45, вып. 6, с. 1207—1210.
90. Петрушин А. Г. Ослабление инфракрасного излучения ледяными пластинками.—Оптика и спектроскопия, 1979, т. 47, вып. 4, с. 728—734.
91. Петрушин А. Г. Ослабление и рассеяние инфракрасного излучения 8—12 мкм ледяными пластинками и круговыми цилиндрами.—Труды ИЭМ, 1981, вып. 26 (99), с. 107—113.
92. Петрушин А. Г. Ослабление и рассеяние излучения на ледяных круговых цилиндрах.—Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1986, т. 22, № 12, с. 1293—1299.
93. Петрушин А. Г. Интенсивность излучения, рассеянного под малыми углами, ориентированными ледяными кристаллами.—Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1987, т. 23, № 5, с. 546—548.
94. Пивоварова З. И. Радиационные характеристики климата СССР.—Л.: Гидрометеоиздат, 1977.—336 с.
95. Поглощение радиации солнца облачными слоями и изменчивость спектральных радиационных характеристик облачной атмосферы/В. И. Биненко, О. В. Васильев, В. С. Гришечкин, К. Я. Кондратьев.—Труды ГГО, 1975, вып. 331, с. 17—26.

# Список литературы к главе 9

96. Поле излучения Земли как планеты/К. Я. Кондратьев, О. А. Авасте, М. П. Федорова, К. Е. Якушевская.—Л.: Гидрометеоиздат, 1967.—314 с.
97. Полный радиационный эксперимент/Под ред. К. Я. Кондратьева и Н. Е. Тер-Маркрянц.—Л.: Гидрометеоиздат, 1976.—240 с.
98. Пришивалко А. П., Астафьева Л. Г., Леднева Г. П. О резонансах поглощения света в однородных и полых сферических частицах.—Препринт № 394 ин-та физики АН БССР, 1985.—40 с.
99. Пришивалко А. П., Вабенко В. А., Кузьмин В. Н. Рассеяние и поглощение света неоднородными и анизотропными сферическими частицами.—Минск, Наука и техника, 1984.—263 с.
100. Радиация в облачной атмосфере/Под ред. Е. М. Фейгельсон.—Л.: Гидрометеоиздат, 1981.—280 с.
101. Решение прямых и некоторых обратных задач атмосферной оптики методом Монте-Карло/Г. И. Марчук, Г. А. Михайлов, М. А. Назаров, Р. А. Дарбинян.—Новосибирск: Наука, 1968.—100 с.
102. Романова Л. М., Фейгельсон Е. М. Радиационная энергетика атмосферы и теория переноса излучения. Некоторые проблемы современной физики атмосферы.—М.: Наука, 1981, с. 119—133.
103. Руси Н. П. Использование актинометрической информации для решения прикладных задач.—Труды Международного симпозиума «Использование данных о солнечной радиации в народном хозяйстве».—Л.: Гидрометеоиздат, 1979, с. 6—16.
104. Седунов Ю. С. Физика образования жидкокапельной фазы в атмосфере.—Л.: Гидрометеоиздат, 1972.—208 с.
105. Стохастическая структура полей облачности и радиации/Под ред. Ю. А. Р. Мулламаа. Тарту: Изд-во АН ЭССР, 1972.—281 с.
106. Теплообмен в атмосфере/Под ред. Е. М. Фейгельсон, Л. Р. Цванг.—М.: Наука, 1972.—152 с.
107. Тимановская Р. Г. Статистическая структура потоков прямой и суммарной солнечной радиации у поверхности Земли при кучевых облаках.—Труды ГГО, 1973, вып. 297, с. 142—155.
108. Тимановская Р. Г., Фейгельсон Е. М. Потоки солнечной радиации у поверхности Земли при кучевой облачности.—Метеорология и гидрология, 1979, № 11, с. 44—50.
109. Тимофеев Н. А. Радиационный режим океанов.—Киев: Наукова думка, 1983.—248 с.
110. Тяботов А. Е., Шляхов В. И., Шупяцкий А. Б. Исследование некоторых оптических характеристик метеорологических объектов с помощью лазера.—Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1969, т. 5, № 2, с. 192—198.
111. Угловое распределение отраженной радиации по данным полетов на самолете Ил-18 в 1964 г./А. И. Герман, М. Г. Коробов, Н. Г. Маркина, Л. А. Пахомова.—Труды ЦАО, 1966, вып. 70, с. 3—22.
112. Фейгельсон Е. М. Радиационные процессы в слоистообразных облаках.—М.: Наука, 1964.—232 с.
113. Фейгельсон Е. М. Спектральное отражение радиации облаками.—Труды ГГО, 1964, вып. 166, с. 128—143.
114. Фейгельсон Е. М. Лучистый теплообмен и облака.—Л.: Гидрометеоиздат, 1970.—230 с.
115. Фейгельсон Е. М. Предварительная радиационная модель облачной атмосферы.—Препринт ИФА АН СССР, 1976.—58 с.
116. Фейгельсон Е. М., Краснотурская Л. Д. Потоки солнечного излучения и облака.—Л.: Гидрометеоиздат, 1978.—158 с.
117. Филиппов В. Л., Иванов В. П., Макаров А. С. О вариациях аэрозольного ослабления в условиях ледяного тумана. В кн.: IV Всесоюзный симпозиум по распространению лазерного излучения в атмосфере. Тезисы докладов.—Томск, 1977, с. 174—177.
118. Чельцов Н. И. Альбедо облаков.—Метеорология и гидрология, 1952, № 6, с. 24—26.



119. Чельков Н. И. Исследование отражения, пропускания и поглощения солнечной радиации облаками некоторых форм.—Труды ЦАО, 1952, вып. 8, с. 36—66.

120. Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде.—М.: Гостехиздат, 1951.—288 с.

121. Шифрин К. С. Введение в оптику моря.—Л.: Гидрометеиздат, 1983.—278 с.

122. Шифрин К. С., Зельманович Н. А. Таблицы по светорассеянию. Т. I.—Л.: Гидрометеиздат, 1966.—339 с.

123. Шифрин Е. С., Шифрин Я. С., Макулинский И. А. Рассеяние света ансамблем больших частиц произвольной формы.—ДАН СССР, 1984, т. 277, № 3, с. 582—585.

124. Шошин В. Н. Радиационный режим нижней тропосферы при слоистообразной облачности St и Sc над территорией Украины и Молдавии в холодный период года.—Труды УкрНИГМИ, 1976, вып. 147, с. 84—90.

125. Asano S. Light scattering properties of spheroidal particles.—Appl. Opt., 1979, vol. 18, N 5, p. 712—723.

126. Asano S. Transfer of solar radiation of optically anisotropic ice clouds.—J. Met. Soc. Japan, 1983, vol. 61, N 3, p. 402—413.

127. Asano S., Sato M. Light scattering by randomly oriented spheroidal particles.—Appl. Opt., 1980, vol. 19, N 6, p. 962—974.

128. Asano S., Sato M., Hansen J. Scattering by randomly oriented ellipsoids: application to aerosol and cloud problems.—New York, Goddard Institute, 1980, p. 265—269.

129. Cai Q., Liou K.-N. Theory of time-dependent multiple back-scattering from clouds.—J. Atm. Sci., 1981, vol. 38, N 7, p. 1452—1466.

130. Cai Q., Liou K.-N. Polarized light scattering by hexagonal ice crystals: theory.—Appl. Opt., 1982, vol. 21, N 19, p. 3569—3580.

131. Camagni P. Lidar application to aerosol and particles.—In: Optical remote sensing air pollution. Lect. course Joint Res. Center, Ispra.—Amsterdam, 1984, p. 205—233.

132. Centeno M. The refractive index of liquid water in the near infrared spectrum.—J. Opt. Soc. Amer., 1941, vol. 31, N 3, p. 244—247.

133. Chylek P., Ramaswamy V. Simple approximation for infrared emissivity of water clouds.—J. Atm. Sci., 1982, v. 39, N 1, p. 171—177.

134. Coleman R. F., Liou K.-N. Light scattering by hexagonal ice crystals.—J. Atm. Sci., 1981, vol. 38, N 6, p. 1260—1271.

135. Cox S. K. Radiation characteristics of clouds in the solar spectrum. Clouds, their formation, optical properties, and effects/Ed. by P. V. Hobbs and A. Deepak.—Acad. Press, 1981, p. 241—278.

136. Danielson R. E., Moore D. R. The transfer of visible radiation through clouds.—J. Atm. Sci., 1969, v. 27, N 5, p. 11, p. 1078—1087.

137. Davies R. Reflected solar radiances from broken cloud scenes and the interpretation of scanner measurements.—J. Geoph. Res., 1984, v. 89, ND 1, p. 1259—1266.

138. Davis J. M., Cox S. K., McKee T. B. Vertical and horizontal distributions of solar absorption in finite clouds.—J. Atm. Sci., 1979, v. 36, N 10, p. 1976—1984.

139. Dietze G. Einführung in die Optik der Atmosphäre.—Leipzig, 1974, Akad. Verl., 264 S.

140. Fritz S., Krishna Rao P. On the infrared transmission through cirrus clouds and the estimation of relative humidity from satellites.—J. Appl. Met., 1976, v. 6, N 6, p. 1088—1096.

141. Grassl H. Bestimmung der Größenverteilung von Wolkenelementen aus spektralen Transmissionsmessungen.—Beitr. Phys. Atm., 1970, vol. 43, N 4, S. 255—284.

142. Hale G. M., Querry M. R. Optical constants of water in the 200 nm to 200  $\mu$ m wavelength region.—Appl. Opt., 1973, v. 12, N 3, p. 555—563.

143. Hanel G. The properties of atmospheric aerosol particles as functions of the relative humidity at thermodynamic equilibrium with the surrounding moist air.—Advances in Geoph., 1976, vol. 19, N 2, p. 73—188.

## Список литературы к главе 9

144. Hansen J. E., Cheyney H. Theoretical spectra scattering of ice clouds in the near infrared.—J. Geoph. Research, 1969, v. 74, N T-13, p. 3337—3346.

145. Hansen J. E., Pollack J. B. Near-infrared light scattering by terrestrial clouds.—J. Atm. Sci., 1970, v. 27, N 2, p. 265—281.

146. Irvine W. W., Pollack J. B. Infrared optical properties of water and ice spheres.—Icarus, 1968, v. 8, N 4, p. 324—360.

147. Kerker M. The scattering of light and other electromagnetic radiation.—New York, London: Acad. Press, 1969, 645 p.

148. Latimer P. Light scattering by ellipsoids.—J. Col. Int. Sci., 1975, v. 53, N 1, p. 102—109.

149. Latimer P. Predicted scattering by spheroids: comparison of approximate and exact methods.—Appl. Opt., 1980, v. 19, N 18, p. 3039—3041.

150. Lenggenhager K. Isoliert und kombiniert vorkommende Brechungs- und Reflexion-erscheinungen in Eiswolken und auf Eisebelschichten.—Zeitsch. f. Met., 1974, N 3—8, S. 226—231.

151. Liou K.-N. Time-dependent multiple backscattering.—J. Atm. Sci., 1971, v. 28, N 3, p. 824—827.

152. Liou K.-N. On the radiative properties of cirrus in the window region and their influence on remote sensing of the atmosphere.—J. Atm. Sci., 1974, v. 31, N 5, p. 522—531.

153. Liou K.-N. Some aspects of the optical properties of ice clouds. Clouds, their formation, optical properties, and effects/Ed. by P. V. Hobbs and A. Deepak.—Acad. Press, 1981, p. 315—354.

154. Liou K.-N. Review: influence of cirrus clouds on weather and climate processes: a global perspective.—Mon. Wea. Rev., 1986, v. 114, N 6, p. 1167—1199.

155. Liou K.-N., Wittman G. D. Parameterization of the radiative properties of clouds.—J. Atm. Sci., 1979, v. 36, N 7, p. 1261—1273.

156. Ohring G., Clapp Ph. The effect of changes in cloud amount on the net radiation at the top of the atmosphere.—J. Atm. Sci., 1980, v. 37, N 2, p. 447—454.

157. Pinkley L. W., Sethna P. P., Williams D. Optical constants of water in the infrared: influence of temperature.—J. Opt. Soc. Amer., 1977, v. 67, N 4, p. 494—499.

158. Plass G. N., Kattawar G. N. Radiative transfer in water and ice clouds in the visible and infrared region.—J. Appl. Optics, 1971, v. 10, N 4, p. 738—748.

159. Platt C. M. R., Scott J. C., Dilley A. C. Remote sounding of high clouds. Part VI. Optical properties of midlatitude and tropical cirrus.—J. Atm. Sci., 1987, v. 44, N 4, p. 729—747.

160. Pontier L., Dechambenoy C. Détermination des constantes optiques de l'eau liquide entre 1 et 40  $\mu$ .—Annales de géophysique, 1966, v. 67, N 22, p. 633—641.

161. Rusk A. N., Williams D., Querry M. R. Optical constants of water in the infrared.—J. Opt. Soc. Amer., 1971, v. 61, N 7, p. 895—903.

162. Ryan J. S., Pal S. R., Carswell A. I. Laser backscattering from dense water-droplet clouds.—J. Opt. Soc. Amer., 1979, v. 69, N 1, p. 60—67.

163. Sagan C., Pollack J. B. An isotropic, nonconservative scattering and the clouds of Venus.—J. Geophys. Res., 1967, v. 72, N 4, p. 469—477.

164. Sassen K. Backscattering cross sections for hydrometeors: measurements at 6328 Å.—Appl. Opt., 1978, v. 17, N 5, p. 804—806.

165. Sassen K. Infrared (10.6  $\mu$ ) scattering and extinction in laboratory water and ice clouds.—Appl. Opt., 1981, v. 20, N 2, p. 185—193.

166. Sassen K., Liou K.-N. Scattering of polarized laser light by water droplet, mixed-phase and ice crystal clouds. Part I: Angular scattering patterns.—J. Atm. Sci., 1979, v. 36, N 5, p. 838—851.



167. Sassen K., Lion K.-N. Scattering of polarized laser light by water droplet, mixed-phase and ice crystal clouds. Part 2: Angular depolarizing and multiple-scattering behavior.—*J. Atm. Sci.*, 1979, v. 36, N 5, p. 852—861.
168. Schaaf J. W., Williams D. Optical constants of ice in the infrared.—*J. Opt. Soc. Amer.*, 1973, v. 63, N 6, p. 720—732.
169. Schmelz J. On the parameterization of the radiative properties of broken clouds.—*Tellus*, 1984, v. 36A, N 5, p. 417—432.
170. Schotland R. M., Sassen K., Stone R. Observations by lidar of linear depolarization ratios for hydrometeors.—*J. Appl. Meteor.*, 1971, v. 10, N 10, p. 1011—1017.
171. Senior T. B., Weil H. Electromagnetic scattering and absorption by thin walled dielectric cylinders with application to ice crystals.—*Appl. Opt.*, 1977, v. 16, N 11, p. 2979—2985.
172. Slingo A., Schreckner H. M. On the shortwave radiative properties of stratiform water clouds.—*Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1982, v. 108, N 456, p. 407—426.
173. Stephens G. L. Radiation profiles in extended water clouds: Theory.—*J. Atmos. Sci.*, 1978, v. 35, N 11, p. 2111—2122.
174. Stephens G. L. Radiation profiles in extended water clouds. II: Parameterization schemes.—*J. Atm. Sci.*, 1978, v. 35, N 11, p. 2123—2132.
175. Stephens G. L. Radiative transfer on a linear lattice: application to anisotropic ice crystal clouds.—*J. Atm. Sci.*, 1980, v. 37, N 9, p. 2095—2104.
176. Stephens G. L. Radiative properties of cirrus clouds in the infrared region.—*J. Atm. Sci.*, 1980, v. 37, N 2, p. 435—446.
177. Takano Y., Asano S. Fraunhofer diffraction by ice crystals suspended in the atmosphere.—*J. Met. Soc. Japan*, 1983, v. 61, N 2, p. 289—299.
178. Warren S. G. Optical constants of ice from ultraviolet to the microwave.—*Appl. Opt.*, 1984, vol. 23, N 8, p. 1206—1225.
179. Weil H., Chu C. M. Scattering and absorption of electromagnetic radiation by dielectric discs.—*Appl. Opt.*, 1976, v. 15, N 7, p. 1832—1836.
180. Wendling P., Wendling R., Weikmann H. K. Scattering of solar radiation by hexagonal ice crystals.—*Appl. Opt.*, 1979, v. 18, N 15, p. 2663—2671.
181. Wickramasinghe N. C. Light scattering functions for small particles with applications in astronomy.—London, Adam Hilger, 1973. 506 p.

#### К главе 10

1. Акимов М. Н. Спектр электрических зарядов капель тумана.—*Труды ГГО*, 1965, вып. 177, с. 76—80.
2. Андреева С. И. и др. О градиенте потенциала электрического поля слоисто-дождевых облаков.—*Труды ГГО*, 1972, вып. 277, с. 3—8.
3. Воркман Е. Грозовое электричество.—В сб.: *Проблемы атмосферного электричества*/Под ред. Я. М. Шварца.—Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 205 с.
4. Гирс С. П., Шварц Я. М. Опыт измерения электропроводности воздуха в районе конвективных облаков.—*Труды ГГО*, 1970, вып. 253, с. 3—11.
5. Евтеев Б. Ф., Камалдина И. И., Маркчев Н. Т., Пономарев Ю. Ф. Электрические поля в зимних облаках вторичного холодного фронта.—*Труды ГГО*, 1977, вып. 350, с. 91—95.
6. Зачек С. И. К вопросу об измерении электрической проводимости воздуха в свободной атмосфере с самолета.—*Труды ГГО*, вып. 225, 1964, с. 132—135.
7. Зачек С. И., Шварц Я. М., Пономарев Ю. Ф. Опыт измерения электрической проводимости воздуха в свободной атмосфере в районе Ленинграда.—*Труды ГГО*, 1968, вып. 225, с. 132—135.
8. Имянитов И. М. К вопросу об электризации и проводимости грозовых облаков.—*ДАН СССР*, 1956, 109, № 1, с. 77—83.
9. Имянитов И. М., Михайловская В. В. Опыт исследования зарядов частиц осадков в свободной атмосфере.—*Труды ГГО*, 1960, вып. 97, с. 16—33.

#### Список литературы к главе 10

10. Имянитов И. М. и др. Электрические характеристики атмосферы в Арктике/И. М. Имянитов, Г. Ф. Павлюченков, Е. В. Чубарина, Я. М. Шварц.—*Труды ГГО*, 1974, вып. 301, с. 47—54.
11. Имянитов И. М., Чубарина Е. В. Электричество свободной атмосферы.—Л.: Гидрометеоиздат, 1965.—240 с.
12. Имянитов И. М., Чубарина Е. В., Шварц Я. М. Электричество облаков.—Л.: Гидрометеоиздат, 1971.—92 с.
13. Имянитов И. М., Чунаев А. П. Результаты исследования электрических процессов в грозовых облаках.—В сб.: *Исследование облаков, осадков, и грозового электричества*.—Л.: Гидрометеоиздат, 1957, с. 13—16.
14. Каземир Г. Грозовое облако.—В сб.: *Проблемы атмосферного электричества*/Под ред. Я. М. Шварца.—Л.: Гидрометеоиздат, 1969, с. 281—329.
15. Камалдина И. И. Об изменении электрической структуры кучево-дождевых облаков в процессе их развития.—*Труды ГГО*, 1968, вып. 225, с. 85—91.
16. Камалдина И. И. Времена восстановления электрического поля после разрядов молнии в грозовых облаках разных типов.—*Труды ГГО*, 1970, вып. 252, с. 32—36.
17. Камалдина И. И. Влияние эффективной электрической проводимости облака на интенсивность грозовых процессов.—*Труды ГГО*, 1974, вып. 301—120 с.
18. Кацыка А. П. и др. Электрические заряды капель облаков и туманов.—*Изв. АН СССР, сер. геофиз.*, 1961, № 1, с. 103—110.
19. Колоколов В. П., Курилов В. А., Шаманский Ю. В. Электрическая проводимость воздуха над Индийским океаном.—В сб.: *Метеорологические исследования*.—Изд. МГК, 1982, № 27, с. 17—20.
20. Колоколов В. П., Могилы Н. Л. Влияние промышленных центров на электричество облаков.—*Труды ГГО*, 1980, вып. 401, с. 91—93.
21. Колоколов В. П., Семенов К. А. Измерение заряда дождя в Восточной Сибири в 1958 г.—*Труды ГГО*, 1960, вып. 97, с. 43—47.
22. Колоколов В. П. и др. Измерения электрического поля над Атлантическим и Индийским океанами. В сб.: *«Метеорологические исследования»*. М.: Изд-во МГК, 1982, № 27, с. 10—16.
23. Красногорская Н. В. Результаты измерения зарядов частиц осадков в свободной атмосфере.—*Изв. АН СССР, сер. геофиз.*, 1956, № 7, с. 35—41.
24. Красногорская Н. В. Изменения электрической проводимости воздуха при различных метеорологических условиях.—*Изв. АН СССР, сер. геофиз.*, 1958, № 4, с. 177—205.
25. Красногорская Н. В. Электричество теплых облаков.—*ДАН СССР*, 1968, № 5, с. 181—190.
26. Красногорская Н. В. Электричество нижних слоев атмосферы и методы его измерения.—Л.: Гидрометеоиздат, 1972, с. 120—203.
27. Красногорская Н. В., Куриленко Ю. Я., Рыбин И. М. Исследование параметров осадков в свободной атмосфере.—*Изв. АН СССР, сер. геофиз.*, 1961, № 5, с. 155—163.
28. Латышев А. В., Чубарина Е. В. Потенциал высоких слоев атмосферы. В сб.: *«Метеорологические исследования»*, М., Изд-во МГК, 1982, № 27, с. 21—26.
29. Материалы наблюдений напряженности электрического поля атмосферы на различных высотах по данным зондирования 1964—1965 гг.—*Ротопринт ГГО*, 1970.—103 с.
30. Махоткин Л. Г. Сезонные изменения среднего суточного хода градиента потенциала.—*Труды ГГО*, 1970, вып. 253, с. 79—84.
31. Махоткин Л. Г. Общие оценки средних и предельных зарядов частиц аэрозолей.—*Труды ГГО*, 1975, вып. 358, с. 136—139.
32. Махоткин Л. Г., Соловьев В. А. Электрические заряды капель туманов и облаков.—*Труды ГГО*, 1960, вып. 97, с. 51—62.

33. Машуков Х. М. Об измерениях проводимости грозных облаков. Труды ВГИ, 1978, вып. 41, с. 94—98.
34. Мейсон Д. Физика облаков/Пер. с англ.—Л.: Гидрометеонадат, 1961.—427 с.
35. Мейсон Д. Генерация зарядов в грозах.—В кн.: Проблемы атмосферного электричества/Пер. под ред. Я. М. Шварца.—Л.: Гидрометеонадат, 1969, с. 166—184.
36. Огуряева Л. В., Шварц Я. М. Анализ многолетнего хода величины атмосферного электричества в приземном слое. Регулярные измерения электропроводности воздуха. В сб. «Метеорологические исследования», № 27, 1982, М., Изд-во МГК, с. 35—48.
37. Парамонов Н. А. О годовом ходе градиента атмосферно-электрического потенциала.—ДАН СССР, 1950, т. 71, № 1, с. 39—40.
38. Петров Г. Д. Методика измерения зарядов и размеров аэрозольных частиц с самолета.—Изв. АН СССР, 1959, сер. геофиз., № 11, с. 1665—1670.
39. Петров Г. Д. О распределении зарядов капель в кучевых облаках.—Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1961, № 7, с. 1085—1087.
40. Пудовкина И. В., Кацка А. П. Измерения электрических зарядов искусственных туманов и естественных облаков.—Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1960, № 5, с. 707—713.
41. Семенов К. А. и др. Интенсивность новообразования.—Труды ГГО, 1984, вып. 474, с. 107—111.
42. Сергиева А. П. Об электрических зарядах обличных частиц. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1958, № 3, с. 347—357.
43. Сергиева А. П. Об электрических зарядах облачных капель.—Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1959, № 7, с. 1018—1025.
44. Тверской П. Н. Атмосферное электричество.—Л.: Гидрометеонадат, 1949.—252 с.
45. Федоров Е. К. Электрические заряды частиц осадков.—ДАН СССР, 1951, т. 78, № 6, с. 1131—1134.
46. Фукс Н. А. Механика аэрозолей.—М.: Изд. АН СССР, 1955.—351 с.
47. Чалмерс Д. Ж. Атмосферное электричество/Пер. с англ. под ред. И. М. Имяникова.—Л.: Гидрометеонадат, 1974.—420 с.
48. Чубарина Е. В. Изменения электрической проводимости воздуха с высотой.—Труды ГГО, 1974.—Л.: Гидрометеонадат, вып. 323, с. 123—128.
49. Чубарина Е. В. Большие электрические поля в облаках слоистых форм.—Труды ГГО, 1977, вып. 350, с. 80—86.
50. Шварц Я. М. и др. Изменчивость величины атмосферного электричества. В сб. «Метеорологические исследования». М.: Изд. МГК, 1982, № 27, с. 68—73.
51. Юнге Х. Химический состав и радиоактивность атмосферы. М.: Мир, 1965.—424 с.
52. Allee P. A., Phillips B. B. Measurements of cloud droplet charge, electric field and polar conductivities in supercooled clouds.—J. Met., 1959, 16, N 4, p. 405—410.
53. Benbrook J., Kern J. Measurements of electric field in the vicinity of a thunderstorm system at an altitude of 37 km.—J. Geophys. Res., 1974, 76, N 34, p. 5289—5294.
54. Benerji S. K., Lele S. R. Electric charges on raindrops.—Nature, 1932, v. 130, p. 998—999.
55. Benerji S. K., Lele S. R. Electric charges of raindrops.—Proc. Nat. Inst. Sci., India, 1952, v. 18, p. 93—124.
56. Callahan R. C. et al. Electrical conductivity of air in troposphere.—J. Geophys. Res., 1951, v. 56, N 4, p. 545—553.
57. Chalmers J. A., Pasquill F. The electric charges on single raindrops and snowflakes.—Proc. Phys. Soc., London, 1938, v. 50, p. 1—16.
58. Chary S. Une méthode de mesure de la composante horizontale du champ électrique à l'intérieur des nuages.—J. Rech. Atm., 1975, v. 9, N 3, p. 127—133.
59. Clark J. The fair weather atmospheric electric potential and its gradient. Recent advances in atmospheric electricity.—Pergamon Press, 1958, p. 131—145.

# Список литературы к главе 10

60. Cobb W., Phillips B. Atmospheric electric measurement. Results at Mauna Loa observatory. US Department of Commerce Weather Bureau.—Tech. Paper, 46, Washington, D. C. 1962.
61. Colgate S., Romero J. Charge versus drop size in an electrofield cloud.—J. Geophys. Res., 1970, 75, N 30, p. 5873—5881.
62. Cristian M. et al. Airborne and ground-based studies of thunderstorms in the vicinity of Langmuir laboratory.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1980, v. 106, N 447, p. 159—174.
63. Evans W. Electric field and conductivity in thunderclouds.—J. Geoph. Res., 1969, N 4, p. 939—948.
64. Fischer H. J. Die elektrische Spannung zwischen Ionosphäre und Erde.—Thesis Hochsch. Stuttgart, 1962.
65. Fitzgerald D. Electrical structure of large overwater shower clouds. Recent Advances. Atm. Elect.—London—New-York—Paris, 1959, p. 245—269.
66. Fitzgerald D. Aircraft observations of convective cloud electrification.—Recent Advances Atm. Elect.—London—New-York—Paris, 1959, p. 245—269.
67. Freier G. A. Conductivity of the air in thunderstorms.—J. Geoph. Res., 1962, 67, N 12, p. 843—861.
68. Freier G. A. Theoretical study of the conductivity of air in thunderstorms.—J. Geoph. Res., 1963, N 17, p. 68.
69. Freier G. A. The relaxation time of air in thunderstorm.—Mon. Wea. Rev., 1967, N 12, 95, p. 843.
70. Gaskell W., Illingworth A., Latham J. Airborne studies of electric fields and the charge and size of precipitation in thunderstorm.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1978, 104, N 440, p. 447—460.
71. Gish O. H. Evolution and interpretation of the columnar resistance of the atmosphere.—Terr. Magn. Atmos. Elect., 1944, v. 49, p. 159—168.
72. Gish O. H., Wail G. R. Thunderstorms and the Earth's general electrification.—J. Geoph. Res., 1950, v. 55, N 4, p. 473—490.
73. Gschwend P. Beobachtung über die elektrischen Ladungen einzelner Regentropfen und Schneeflocken.—Jahrb. Radioakl. Electron, 1920, v. 17, p. 62—79.
74. Gunn R. The electrical charge on precipitation at various altitudes and its relation to thunderstorm.—Phys. Rev., 1947, 71, p. 55—67.
75. Gunn R. The electrical charge on thunderstorm rain and its relation to droplet size.—J. Geoph. Res., 1949, v. 54.
76. Gunn R., Webb W. The note electrification of natural cloud droplets at the Earth's surface.—J. Met., 1955, v. 12, No 3, p. 87—99.
77. Ikebe I., Kawako M. Dependence of the effective attachment coefficient of small ions upon the size of condensation nuclei.—J. Pure and Appl. Geoph., 1970, 183, N 6, p. 120—130.
78. Israël M. Atmospheric Electricity.—Leipzig, 1957, v. 1, 315 p.
79. Kraaskevik J. H. Measurements of current density in the fair weather atmosphere.—J. Geoph. Res., 1961, v. 66, p. 3735—3748.
80. Kuetiner J. The electrical and meteorological conditions inside thunderclouds.—J. Met., 1950, v. 7, p. 322—332.
81. Latham J., Stow C. Airborne studies of the electrical properties of large conductive clouds.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1969, 95, N 405, p. 486—500.
82. Lugeon J. Mesures des parasites atmosphériques, d'électricité et de radioactivité de l'air.—Zürich, 1980, p. 85—108.
83. Magono C. Thunderstorms.—Amsterdam—Oxford—New-York, 1980. 212 p.
84. Magono C., Kikuchi C. On the electric charge of relatively large natural cloud particles.—J. Met. Soc. Jap., 1961, v. 39, p. 258—268.
85. Malan D. I. Les décharges dans l'air et la charge inférieure positive d'un nuage orageux.—Ann. Géoph., 1952, 8, p. 385.
86. Michnowski S. Observations of electric field variation following lightning discharges.—Acta Geoph. Polon, 1969, v. 17, N 3, p. 85—112.



87. Ota M. On the electric charge on snow.—*J. Met. Soc. Jap.*, ser. II, 21, p. 259—263.
88. Phillips B. B., Kinzer G. D. Measurement of the size and electrification of droplets in cumuliform clouds.—*J. Met.*, 1958, v. 15, N 4, p. 369—374.
89. Reiter R. Precipitation and cloud electricity.—*Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1965, 91, N 387, p. 60—72.
90. Rust W., Moore C. Electrical conditions near the bases of thunderclouds in the South-Western.—*Elec. Process. Atm. Proc. 5-th Int. Conf. Garmisch-Partenkirchen*, 1977, p. 354—366.
91. Sagalin R., Fausher I. Aircraft investigations of the large ion content and conductivity of the atmosphere and their relation to meteorological factors.—*J. Atm. Terr. Phys.*, 1954, v. 5, p. 253.
92. Sagalin R., Fausher I. Space and time variation of charged nuclei and electrical conductivity of the atmosphere.—*Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1956, v. 82, p. 428.
93. Schonland B., Graib J. The electric field of South African thunderstorms.—*Proc. Roy. Soc., London*, 1927, ser. A, 114, p. 229—243.
94. Scott J., Evans W. The electrical conductivity of clouds.—*Pure and Appl. Geoph.*, 1969, 75, N 4, p. 219—232.
95. Selvam A., Kamashandra A. Aircraft measurement of electrical parameters inside monsoon clouds.—*Indian J. Met. Hydrol. Geophys.*, 1976, v. 27, N 4, p. 391—394.
96. Shamo M. et al. Thin-wall ion chamber for laulebel radiation environment. The natural radiation environment.—*Published W. Marsh Rice University by the University of Chicago Press*, 1964, 1069, p. 627—641.
97. Shineo M. et al. Measurement of small ions and condensation nuclei over the sea near land.—*J. Pure and Appl. Geoph.*, 1972, v. 100, N 8, p. 109—122.
98. Simpson G., Robinson G. The distribution of electricity in thunderclouds II. *Proc. Roy. Soc., A*, 1940, v. 177, p. 281—329.
99. Simpson G., Scrase F. Distribution of electricity in thunderclouds.—*Proc. Roy. Soc., A*, 1937, 309 p.
100. Smith Z. The electric charge of raindrops.—*Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1955, v. 81, p. 23—47.
101. Stergis G. et al. Electric field measurements above thunderstorms.—*J. Atm. Terr. Phys.*, 1957, v. 11, N 2, p. 83.
102. Takahashi T. Measurement of electric charge in thundercloud by means of radiosonde.—*Met. Soc. Jap.*, 1965, 43, N 4, p. 206—207.
103. Takahashi T. Raindrop charge size measurements in warm rain.—*J. Geoph. Res.*, 1972, v. 77, N 9, p. 1630—1636.
104. Takahashi T. Charge-size measurement of drizzle drops in warm cloud.—*J. Met. Soc. Jap.*, 1973, 51, N 3, p. 191—196.
105. Takahashi T. Electric charge life cycle in warm clouds.—*J. Atm. Sci.*, 1975, v. 32, N 1, p. 123—142.
106. Takahashi T. et al. Surface measurements of the electrical properties of warm cloud over the sea.—*Nature*, 1969, 224, N 5223, pp. 1013—1014.
107. Takahashi T. et al. Vertical distribution of electric charge on precipitation elements in the cloud.—*J. Met. Soc. Jap.*, 1970, 48, N 2, p. 85—90.
108. Takeuti T. Studies on the winter thunderstorms in Hokuriku.—*J. Inst. Elec. Eng. Jap. Spec. Iss.*, 1978, 98, 1156—1159.
109. Tamura Y. Investigations on the electrical structure of thunderstorms.—*Rec. Adv.*, 1958, p. 269—276.
110. Twomey S. The electrification of individual cloud droplets.—*Tellus*, 1957, 9, N 3, p. 57—71.
111. Uchikawa K. On improvement of the atmospheric electricity radiosonde.—*The Geoph. Mag.*, 1963, v. 31, N 1, p. 705—720.
112. Wait G. R. Some experiments by relating to the electric conductivity of the lower atmosphere.—*J. Wash. Acad. Sci.*, 1946, v. 36, p. 321—343.
113. Winn A. et al. Electric field structure in unactive part of a small isolated thundercloud.—*J. Geoph. Res.*, 1981, v. 86, N 2, p. 1187—1193.

# Список литературы к главе 11

114. Woessner R. et al. Simultaneous measurements of positive and negative light ion conductivities to 26 km.—*J. Geoph. Res.*, 1958, v. 63, N 1, p. 171—177.
- К главе 11
1. Абшаев М. Т. Радиолокационная структура и динамика развития грозо-градовых процессов Северного Кавказа. Труды VI Всесоюзного совещания по радиометеорологии.—*Л.: Гидрометеониздат*, 1984, с. 109—115.
  2. Абшаев М. Т. и др. Руководство по применению радиолокаторов МРЛ-4, МРЛ-5 и МРЛ-6 в системе грозозащиты/М. Т. Абшаев, И. И. Бурцев, С. И. Ваксенбург, Г. Ф. Шевела.—*Л.: Гидрометеониздат*, 1980.—230 с.
  3. Абшаев М. Т., Имамджанов Х. А. Структура и динамика развития конвективных ячеек в грозо-градовых процессах Ферганской долины.—*Труды САРНИГМИ*, 1980, вып. 75 (156), с. 13—23.
  4. Абшаев М. Т., Тхамоков Б. Х., Белянский А. В. Некоторые особенности вертикального движения гидрометеоров в облаках и осадках.—*Труды ВГИ*, 1983, вып. 50, с. 13—20.
  5. Боровиков А. М. и др. Радиолокационные измерения осадков.—*Л.: Гидрометеониздат*, 1967.—140 с.
  6. Бротгандель А. И., Сулаквелидзе Г. К. Радиолокационные параметры конвективных облаков и Армянской ССР.—*Труды ВГИ*, 1974, вып. 28, с. 127—138.
  7. Брылев Г. Б. и др. Статистические характеристики облаков с явлениями по данным автоматизированных и неавтоматизированных радиолокационных наблюдений. В кн.: Радиолокационная метеорология. Материалы методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран.—*Л.: Гидрометеониздат*, 1984, с. 133—144.
  8. Брылев Г. Б., Гашина С. Б., Низлобмина Г. Л. Радиолокационные характеристики облаков и осадков.—*Л.: Гидрометеониздат*, 1986.—232 с.
  9. Брылев Г. Б., Гашина С. Б., Федоров А. А. Особенности радиометеорологической информации над акваторией Черного моря.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Материалы методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран.—*Л.: Гидрометеониздат*, 1982, с. 167—172.
  10. Брылев Г. Б., Куликова Г. И. О критическом контроле данных сетевых МРЛ по статистическим характеристикам радиозоха опасных явлений.—*Труды ГГО*, 1977, вып. 395, с. 106—112.
  11. Брылев Г. Б., Куликова Г. И. Распределение верхних границ радиозоха облачности слоистообразных форм и их сочетаний в разных районах СССР.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Материалы методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран.—*Л.: Гидрометеониздат*, 1984, с. 121—128.
  12. Брылев Г. Б., Куликова Г. И. Статистические характеристики верхней границы радиозоха слоистообразных форм в разных районах СССР. Радиометеорология.—*Труды VI Всесоюзного совещания*.—*Л.: Гидрометеониздат*, 1984, с. 35—38.
  13. Брылев Г. Б., Куликова Г. И., Огурьев В. С. Статистические характеристики верхней границы радиозоха обложных осадков и снегопадов.—В кн.: Радиолокационная метеорология. Материалы методического центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран.—*Л.: Гидрометеониздат*, 1982, с. 154—157.
  14. Брылев Г. Б., Сергеев Е. П. Особенности оперативных данных радиолокатора МРЛ-1 о грозах и ливнях.—*Труды ГГО*, 1975, вып. 328, с. 104—114.
  15. Брылев Г. Б., Сергеев Е. П., Ширяева В. И. Радиолокационные характеристики гроз в районе Кисва.—*Труды ГГО*, 1979, вып. 430, с. 110—117.



16. Диневич Л. А., Диневич С. Е., Леонов М. П., Серегин Ю. А. Градоопасные облака и липии из них при противорадовой защите в Молдавской ССР.—Труды ЦАО, 1985, вып. 150, с. 11—23.

17. Дубровина Л. С. Толщина облаков над территорией СССР.—Труды НИИАК, 1975, вып. 78, с. 3—12.

18. Корниенко Е. Е. Структура и эволюция некоторых типов кучево-дождевых облаков.—Труды УкрНИИГМИ, 1980, вып. 172, с. 3—70.

19. Руководство по производству наблюдений и применению информации с радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2/Под ред. Г. Б. Брылева, Е. М. Сальмана.—Л.: Гидрометеиздат, 1974.—344 с.

20. Смирнова Г. А. Некоторые результаты экспериментальных исследований турбулентных характеристик кучево-дождевых облаков.—Труды IV Всесоюзного совещания по радиометеорологии.—М.: Гидрометеиздат, 1978, с. 49—56.

21. Стапчев К., Петров Р., Боев П. Метод индикации градоопасных облаков применительно к воздействию на градовые процессы.—Труды ВГИ, 1983, вып. 50, с. 79—88.

22. Старостин А. Н., Лившиц Е. М., Шведов В. С. Мезомасштабная структура полей радиоэха конвективных облаков в Молдавии.—Метеорология и гидрология, 1983, № 10, с. 55—59.

23. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии. 2-е изд.—Л.: Гидрометеиздат, 1973.—343 с.

24. Степаненко В. Д., Гальперин С. М. Радиотехнические методы исследования гроз.—Л.: Гидрометеиздат, 1983.—204 с.

25. Тхакомов Б. Х., Степаненко В. Д. Методика и результаты исследования движения гидрометеоров в облаках с помощью радиолокационной оптической системы.—Труды ГГО, 1978, вып. 411, с. 13—18.

26. Черников А. А. Радиолокационные методы наблюдений и их перспективы.—Труды ЦАО, 1976, вып. 117, с. 60—73.

27. Admiral P., Goyer G. G., Worriw L., Carle E. A., Roos D., Lozowski E. R. A comparative study of hailstorms in Switzerland, Canada and South Africa.—J. Climatology, 1985, v. 5, N 1, p. 35—51.

28. Aydin K., Seliga T. A., Bringi V. N. Differential radar scattering properties of model hail and mixed-phase hydrometeors.—Radio-Science, 1984, v. 19, N 1, p. 58—66.

29. Canavero F., Perona G. E. A discriminant analysis of radar data applied to severe storms.—Proceedings of IGARSS' 84 Symposium, Strassbourg, 1984.

30. Darrach R. P. On the relationship of severe weather to radar tops.—Mon. Wea. Rev., 1978, v. 106, p. 1332—1339.

31. Donaldson R. J., Armstrong G. M., Banis K. J., Dyer R. M. Measurement of wind gradients in convective storms by Doppler radar, p. 22—26.

32. Gagin A., Rosenfeld D., Lopez R. E. The relationship between height and precipitation characteristics of summer time convective cells in South Florida.—J. Atm. Sci., 1985, v. 42, N 1, p. 84—94.

33. Harrold T. W., Austin P. M. The structure of precipitation system.—A Review.—J. de Rech. Atmos., 1974, v. 8, N 1—2, p. 41—57.

34. Hill F., Lewis W. The distribution and frequency of high cumulonimbus tops near Singapore as measured by 10 cm radar.—Meteorol. Mag., 1974, 103, N 1219, p. 29—48; No 1220, p. 15—53.

35. Holle R. L., Watson A. I. Duration of convective events related to visible cloud, convergence, radar and rain gauge parameters in South Florida.—Mon. Wea. Rev., 1983, v. 111, N 5, p. 1046—1051.

36. House R. A., Betts A. K. Clouds, convection and convective models. Chapter 9. Convection in GATE.—Reviews of Geophysics and Space Physics, 1982, v. 25, p. 275—343.

37. Johnson D. B., Dungey M. J. Microphysical interpretation of radar first echoes.—Preprints of 18th Conference on Radar Meteorology, 1978, p. 117—120.

## Список литературы к главе 12

38. Knight C. A., Hall W. D., Raskowski P. M. Visual cloud histories related to first radar echo formation in northeast Colorado cumulus.—J. Clim. and Appl. Meteorol., 1983, v. 22, N 6, p. 1022—1040.

39. Konrad T. G. Statistical models of summer rainshowers derived from fine-scale radar observation.—J. Appl. Meteorol., 1978, v. 17, p. 171—188.

40. Lopez R. E. The lognormal distribution and cumulus cloud population.—Mon. Wea. Rev., 1977, v. 105, p. 865—872.

41. Lopez R. E., Blanchard D. O., Rosenfeld D., Hiscox W. L., Casey M. I. Population characteristics development processes and structure of radar echoes in South Florida.—Mon. Wea. Rev., 1984, v. 112, N 1, p. 56—75.

42. Mason B. J. Some outstanding problems in cloud physics, the interaction of microphysical and dynamical processes.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1969, v. 95, N 495, p. 449—485.

43. Miller J. R., Dennis A. S., Hirsh J. H., Cain D. E. Statistics of shower echoes in Western North Dakota Preprints.—Arlington, Weather Radar Conf., 1975, p. 391—396.

44. Miyazaki T., Nishida Y., Kawabata S. Echo-top height of thundercloud in summer thunderstorm 1984.—Int. Symposium Electromagn. Compat., Tokyo, 1984, v. 2, p. 756—758.

45. Mydla B. Hail cells in a mountainous region.—J. Rech. Atmos., 1984, v. 18, N 2, p. 95—106.

46. Pawlina A. Some features of ground rain patterns measured by radar in North Italy.—Radio Sci., 1984, v. 19, N 3, p. 855—861.

47. Richards W. G., Crozier C. L. Precipitation measurement with a C-Band weather radar in Southern Ontario.—Atmosphere—Ocean, 1983, v. 21(2), p. 125—137.

48. Rogers R. R., Keen K. J., Blaskovic Statistics on the vertical structure of rainshowers.—Pure and Appl. Geophys., 1983, v. 121, N 1, p. 167—184.

49. Rogers R. R., Keen K. J., Schwartz A. P. Statistics on the sizes and internal structures of rainshowers.—Pure and Appl. Geophys., 1983, v. 121, N 1, p. 133—166.

50. Rogers R. R., Yao M. K. Areal extent and vertical structure of radar weather echoes at Montreal.—Pure and Appl. Geophys., 1982, v. 120, p. 273—285.

51. Seliga T. A., Aydin K., Calo C. P., Bringi V. N. Use of the radar differential reflectivity, radar technique for observing convective systems.—Cloud Dyn. Proc. Symp. 3 Gen. Assem. IAMAP, 1982, p. 285—300.

52. Simpson J., Westcott N. E., Clerman R. J., Pielke R. A. On Cumulus Merges.—Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, 1980, v. A29, N 1—2, p. 1—40.

53. Smith P. L. Equivalent radar reflectivity factors for snow and ice particles.—J. Clim. Appl. Meteorol., 1984, v. 23, N 8, p. 1258—1260.

54. Waldvogel A. Detecting and measuring hail by radar.—La houille blanche, 1983, N 5/6, p. 411—420.

55. Zawadzki I. I., Ro C. U. Correlation between maximum rate of precipitation and mesoscale parameters.—J. Appl. Meteorol., 1978, v. 17, N 9, p. 1327—1334.

56. Ziegler C. I. Retrieval of thermal and microphysical variables in observed convective storms. Part 1. Model development and preliminary testing.—J. Atmos. Sci., 1985, v. 42, N 14, p. 1487—1509.

## К главе 12

1. Алибегова Ж. Д. Пространственно-временная структура полей жидких осадков.—Л.: Гидрометеиздат, 1985.—228 с.

2. Богаткин О. С., Еникеева В. Д. Анализ и прогноз погоды для авиации.—Л.: Гидрометеиздат, 1985.—232 с.

3. Визе В. Ю. Климат морей Советской Арктики.—Л.: Изд-во Главсевморпути, 1940.—124 с.

4. Волошук В. М., Недоступенко Г. А. Полуэмпирическая климатическая теория распределения осадков.—*Метеорология и гидрология*, 1986, № 8, с. 5—17.

5. Климатический справочник СССР, вып. 1—34, 1960—1970 гг.

6. Краткий климатический справочник по странам мира/Под ред. Е. П. Борисенкова.—Л.: Гидрометеиздат, 1984.—240 с.

7. Матвеев Л. Т. Динамика облаков.—Л.: Гидрометеиздат, 1981, 312 с.

8. Никандров В. Я. Некоторые данные о влажности туманов в Арктике.—*Труды ААНИИ*, т. 228, вып. 1, с. 146—148.

9. Прох Л. Т. О микроструктуре туманов в Киеве.—*Труды УкрНИГМИ*, 1968, вып. 70, с. 136—143.

10. Хворостьянов В. И. Двумерная нестационарная микрофизическая модель низких облаков и адвективно-радиационных туманов.—*Метеорология и гидрология*, 1982, № 7, с. 16—27.

11. Швер Ц. А. Закономерности распределения количества осадков на континентах.—Л.: Гидрометеиздат, 1984.—280 с.

12. Hallett J. On the supersaturation produced by mixing.—VIII Intern. Conf. on Cloud Physics, France, Clermont-Ferrand, 1980, v. II, p. 553—554.

13. Hare E. K. Climate variations and variability. Empirical evidence from meteorological and other sources.—Proc. World Clim. Confer., Geneva, 1979, WMO N 537, p. 51—87.

14. Hindman E. E., Bird R. E. Effects of haze droplets in fogs and clouds on the propagation of electromagnetic radiation.—VIII Intern. Confer. on Cloud Physics, France, Clermont-Ferrand, 1980, v. II, p. 325—327.

15. Justo J. Fog structure.—In: Hobbs P. V., Deepack A. Clouds, their formation, optical properties and effects.—Acad. Press, 1981, p. 187—239.

16. Lamb H. H. Climate: Present, past and future.—London, Melhuon, 1972, 616 p.

17. Parthasarathy B., Mooley D. A. Some features of a long homogeneous series of Indian Summers rainfall.—Mon. Wea. Rev., 1978, v. 106, p. 771—781.

18. Roach W. T., Brown R., Caughey S. Y., Garland J. A., Readings C. J. The physics of radiation fog. I. A field study. II. A numerical study.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1976, v. 102, N 4, 32, p. 313—354.

#### К Приложению

1. Атлас облаков/Под ред. А. Х. Хргиана и Н. И. Новожилова.—Л.: Гидрометеиздат, 1978.—268 с.

2. Бронштейн И. Н., Семендяев К. А. Справочник по математике для инженеров и учащихся ВТУЗов.—М.: Наука, 1980.—976 с.

3. Ван де Хюлст. Рассеяние света малыми частицами/Пер. с англ. М.: Изд. иностр. лит., 1961.—536 с.

4. Мазин И. П., Шмидт С. М. Облака. Строение и физика образования.—Л.: Гидрометеиздат, 1983.—279 с.

5. Международные метеорологические таблицы. I—II серии. ВМО, № 188, Тр. 94, Женева, Швейцария/Пер. с франц. под ред. А. Х. Хргиана.—Обнинск: Изд-во ВНИИГМИ—МЦД, 1975.—265 с.

6. Ньютон Р. Теория рассеяния волн и частиц/Пер. с англ.—М.: Мир, 1969.—607 с.

7. Руководство гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям.—Л.: Гидрометеиздат, 1973.—224 с.

8. Руководство по производству наблюдений и применению информации с радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2/Под ред. Г. Б. Брылева, Е. М. Сальмана.—Л.: Гидрометеиздат, 1974.—344 с.

9. Справочник по теории вероятностей и математической статистике/Под ред. В. С. Королюка.—Киев: Наукова думка, 1978.—582 с.

10. Степаненко В. Д. Радиолокация в метеорологии.—Л.: Гидрометеиздат, 1-е изд. 1966—351 с.; 2-е изд. 1973—343 с.

11. Физическая оптика. Терминология.—М.: Наука, 1970, вып. 79. 52 с.

12. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь.—Л.: Гидрометеиздат, 1974.—568 с.

13. Шифрин К. С. Введение в оптику моря.—Л.: Гидрометеиздат, 1983.—278 с.

14. Atlas International des Nuages.—WMO, 1956, v. I, 156 p., v. II, 224 planches.

15. Israël M. Atmospheric electricity.—Leipzig, 1957, v. 1, 315 p.

16. Nelson A. R., Gokhale N. R. Oscillation frequencies of freely suspended water drops.—J. Geophys. Res., 1972, 77, N 15, p. 2724—2727.

17. Pruppacher H. R., Klett J. D. Microphysics of clouds and precipitation.—D. Reidel Publish. Co., 1978. 714 p.

18. Pruppacher H. R., Pitter R. L. A semiempirical determination of the shape of cloud and rain drops.—J. Atm. Sci., 1971, 28, N 1, p. 86—94.

19. Seliga T. A., Aydin K., Cato C. P., Bringi V. N. Use of the radar differential reflectivity, radar technique for observing convective systems.—Cloud Dyn. Proc. Symp. 3 Gen. Assem. IAMAP, 1982, p. 285—300.

20. Smith P. L. Equivalent radar reflectivity factors for snow and ice particles.—J. Clim. Appl. Meteorol., 1984, v. 23, N 8, p. 1258—1260.

21. Technical Regulations of World Meteorological Organization.—Ed. by WMO, 1979.

22. Vocabulaire International Météorologique.—WMO, 1966. 276 p.

Адиабата 566  
Адиабатная диаграмма 566  
Активности:  
— ледяных ядер 41, 72, 564  
— ядер конденсации 41, 62, 564  
Альбедо 578  
— кучевых облаков 395  
— однократного рассеяния 572  
— капель 352  
— кристаллов 364  
— слоистой облачности 390, 393  
— спектральное 424  
Анизотропия пульсаций скоростей 281  
Ассамбли (поля) конвективных облаков 175, 194, 198  
Атмосферные аэрозоли 41, 564  
Аэрозольные частицы 45, 564  
— время жизни 45, 565  
— гигантские 71, 565  
— источники 45  
— концентрация 49  
— объемная (массовая) 43, 55, 565  
— счетная 565  
— плотность 565  
— размер 565  
— фракции 56  
Аэроклиматология 35

Бароклинность 566  
Баротропность 566  
Башенковидные облака 17  
Биогенное ледяное ядро 71, 570

Вертикальные движения  
— в облаках 257  
— кучевых 264  
— кучево-дождевых 268  
— методами измерений 267  
— слоистообразных 258  
— в окрестности облаков  
— кучево-дождевых 271  
— кучевых 264  
— в циклонах 263  
Виртуальная температура 568  
Влагодержание облаков 570  
Влажностноадиабатический градиент 26  
Влажность в облаках 249  
— вертикального развития 253  
— слоистообразных 251  
Влажная конвекция 566  
Вовлечение 272, 569  
— в волнистообразные облака 275  
— в конвективные облака 273  
— в слоистообразные облака 275  
Водность 571  
— адиабатическая 329  
— изменчивость 338  
— конвективных облаков 336  
— повторяемость 331  
— слоистообразных облаков 334  
Волны Кельвина 566  
Водозанос облаков 341, 571  
Время фазовой релаксации 319, 571  
Время жизни аэрозольных частиц 48, 565

Гало 386  
Гетерогенная конденсация 571  
Глория 355  
Гомогенная конденсация (сублимация) 571  
Град 87, 457, 498  
Гроза 98, 476  
Грозовые облака 444

Деполаризация излучения  
— водяными каплями 353  
— ледяными кристаллами 384  
Дивергенция 567  
Диссипация турбулентной энергии в облаках  
— волнистообразных 285, 288  
— кучево-дождевых 291, 295  
— кучевых 285  
— слоистообразных 285, 288  
Длинноволновая радиация  
— потоки 399, 415, 421  
— распределение в атмосфере 416

Закрытые ячейки 569  
Заряды облачных частиц 423  
Затопленная конвекция 261

Изменчивость облачности 121  
Излучательная способность 414, 416  
Изотермия 567  
Инверсия температуры 567  
Индекс рассеяния 573  
— водяными каплями 353  
— ледяными кристаллами 365  
— среды смешанного фазового состава 385  
Интегральные микроструктурные параметры облаков 318  
Интегральные характеристики рассеяния  
— водяными каплями 355  
— ледяными кристаллами 369  
Ионизационное состояние атмосферы 430  
Ионизация интенсивность 431  
Ионы легкие, тяжелые 431, 432

Кислотные дожди 569  
Классификация климатов 32  
Классификация облаков 14  
Коагуляция капель 571  
Конвективные облака 569  
Конвективные скопления (кластеры) 175, 194, 198, 569  
Конвергенция 567  
Конденсация 567  
Конденсационные следы 569  
Комплексный показатель преломления  
— воды 345  
— водяных капель 348  
— льда 358  
Коэффициент  
— пропускания 408  
— яркости 422  
Кривая стратификации 567

Кучево-дождевые облака 85, 201, 239, 244, 268, 243, 441, 476, 483, 510

Ледность облаков 328, 339

Масштабы атмосферных явлений 12  
Метод слоя 28  
Метод малой частицы 27  
Мощность облаков 184, 188, 190  
Муссон 567

Неустойчивость атмосферы 28  
Нефаллиз 570

Облака  
— верхняя граница (вершина) 175  
— влажность (см. Влажность в облаках)  
— водность (см. Водность)  
— волны и ячейки 76  
— высоко-кучевые 91  
— высоко-слоистые 92  
— глубокой конвекции 94  
— изменчивость 4, 121  
— количество 100  
— конвекции 94  
— кучево-дождевые (см. Кучево-дождевые облака)  
— кучевые 190, 194  
— микроструктура 207  
— микрофизика 570  
— нижняя граница (основание) 162, 569  
— оптические характеристики 322, 345, 572  
— перисто-кучевые 91  
— перисто-слоистые 90  
— перистые 88  
— повторяемость 20  
— радиационные характеристики 390, 578  
— радиолокационные характеристики 460, 582  
— слоисто-дождевые 82  
— слоисто-кучевые 79  
— слоистые 93  
— среднее покрытие небосвода 105  
— температура на границах (см. Температура облаков)  
— термодинамические характеристики 25, 568  
— толщина (мощность) 184, 188, 190  
— физические процессы образования 74  
— фронтальные 82, 97  
— электрические характеристики 426, 560  
Облачная система 570  
Облачные капли 571  
— концентрация 319  
— распределение по размерам 306  
— в кучевых облаках 301  
— в смешанных облаках 307  
— спектр размеров 301, 306  
Облачные кристаллы  
— концентрация 319  
— ориентация 315  
— плотность 314  
— размеры 313  
— скорость вращения 315  
— скорость падения 315  
— форма 318  
Облачный покров 570  
Объемные заряды  
— в атмосфере 438  
— в облаках 444  
Оптическая плотность облаков 322  
Оптическая толщина облаков 327  
Оптические характеристики облаков 345

— водяных капель 345  
— ледяных кристаллов 357  
— облачной среды 370  
Орографическое облако 465, 408, 570  
Осадки 538  
— неволевые изменения 539  
— интенсивность 539  
— количество 539, 550, 552, 569  
— мезоструктура 260  
— в пустынях и степном поясе 544  
— типизация 550  
— в тропическом поясе 542  
— в умеренном поясе 545  
— число дней 557  
Ослабление радиации 405, 408  
Открытые ячейки 570  
Отражательность радиолокационных облаков 583  
— осадков 583  
— зависимость от высоты  
— зависимость от развития  
— конвективных ячеек

Повторяемость форм облаков 87  
Поглодательная способность 353, 406  
Пограничный слой 79, 567  
Показатель ослабления света в облаках 322  
— изменчивость 326  
— повторяемость 324  
— распределение по высоте 326  
— средние значения 323  
Показатель преломления (см. Комплексный показатель преломления)  
Поля конвективных облаков, пространственная структура 175, 194, 198  
Поляризация рассеянного излучения 353  
Потенциальная температура 568  
Псевдоадиабата 567  
Пронисание (радиации)  
— в облаках слоистых форм 391, 393  
— в лучевых облаках 395, 398  
Псевдоадиабатический градиент 568  
Пульсации скорости ветра в облаках  
— анизотропия 281, 290, 295  
— спектры 283  
— среднеквадратические значения 279, 284, 287, 295

Радиационные свойства облаков 390, 578  
— кучевых 395  
— слоистых 390  
Радиация  
— длинноволновая (см. Длинноволновая радиация)  
— интенсивность  
— отраженной 423  
— прямой 403  
— рассеянной 402  
— суммарной 405  
Радиационные характеристики моделей облачности 425  
Радиолокационные модели  
— конвективных ячеек 504  
— ячеек с осадками 505  
Радиолокационные характеристики облаков 460  
Радиозонд 497  
— высота 497  
— гроз 500  
— слоистообразной облачности 480  
Радуга 355  
Рэлей число 568

Сечение ослабления излучения  
— каплями 349  
— кристаллами 363



|   |  |
|---|--|
| Сечение поглощения излучения                          |  |
| — каплями 350   |  |
| — кристаллами 363                                     |  |
| Скорость радиационного изменения температуры 415, 417 |  |
| Солнечная радиация                                    |  |
| — прямая 400  |  |
| — рассеянная 401, 403                                 |  |
| — суммарная 401, 407, 409                             |  |
| Спонтанное замерзание 571                             |  |
| Стандартная атмосфера 508                             |  |
| Суммарная радиация при наличии облачности 400         |  |
| Сухая конвекция 508                                   |  |
| Сухоадиабатический градиент 25                        |  |
| Термический ветер 508                                 |  |
| Термодинамика облачной атмосферы 25, 566              |  |
| Температура в облаках                                 |  |
| — вертикальный градиент 230, 242, 261, 260            |  |
| — изменчивость пространственная 227                   |  |
| — на верхней границе 215                              |  |
| — на нижней границе 204                               |  |
| Толщина облаков (см. <i>Мощность облаков</i> )        |  |
| Туманы 525  |  |
| — адвективные 526                                     |  |
| — испарения 529                                       |  |
| — климатология 530                                    |  |
| — радиационные 530                                    |  |
| Турбулентность в облаках 277                          |  |
| — молнистообразных 282                                |  |
| — конвективных 288                                    |  |
| — коэффициент 286, 295                                |  |
| — перемежаемость 277, 286                             |  |
| — слоистообразных 278                                 |  |
| — спектральная плотность 283, 290, 294                |  |
| Уровень конденсации 29, 568                           |  |
| Фазовое строение облаков 297                          |  |
| Фактор эффективности ослабления                       |  |
| — водяными каплями 349                                |  |
| — ледяными кристаллами 359                            |  |
| Фактор эффективности поглощения                       |  |
| — водяными каплями 350                                |  |
| — ледяными кристаллами 359                            |  |
| Формы облаков 14                                      |  |
| Фотограмметрия облаков 570                            |  |
| Фронтальные облака 82, 97                             |  |

## Хлопьевидные облака 17

Частота Брента-Вайсели 508  
Чечевицеобразные облака 16, 19

|  |  |
|--|--|
| Электрические токи   |  |
| — в атмосфере 437  |  |
| — под и над грозовым облаком 447   |  |
| Электрическое поле   |  |
| — атмосферы 436, 435   |  |
| — в облаках 439  |  |
| — структура 443  |  |
| — экстремальные значения напряженности в мощных конвективных и грозных облаках 441 |  |
| Электропроводность   |  |
| — атмосферы 434  |  |
| — в облаках 447, 451, 454  |  |
| Электрический потенциал атмосферы 429  |  |
| Эффективная поглощательная способность 383, 396, 398, 415                          |  |
| Эффективное излучение 396, 400, 407  |  |
| — распределение в атмосфере 417  |  |
| Эффективность  |  |
| — захвата 571  |  |
| — слипания 572   |  |
| — столкновения 573   |  |

|  |  |
|--|--|
| Ядра конденсации                         |  |
| — Айткена 565                            |  |
| — активность 564                         |  |
| — гигроскопические (растворимые) 52, 565 |  |
| — замерзания 565                         |  |
| — обводнения 63                          |  |
| — облачные 56, 67, 565                   |  |
| — происхождение 45                       |  |
| — размеры 45                             |  |
| — распределение по высоте 51             |  |
| — скорость падения 48                    |  |
| — состав 52                              |  |
| — спектр                                 |  |
| — активность 72, 565                     |  |
| — масс 55                                |  |
| — пересыщений 67, 565                    |  |
| — размеров 55                            |  |
| — эффективных радиусов 67, 565           |  |
| Ярус облаков 570                         |  |
| Ячейки                                   |  |
| — закрытые 569                           |  |
| — открытые 570                           |  |

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|   |    |
|---|----|
| Предисловие редакторов  | 3  |
| Глава 1. Элементы истории и классификации облаков (И. П. Мазин, А. Х. Хргиан)   | 7  |
| 1.1. Краткие исторические сведения об исследовании облаков  | 12 |
| 1.2. Масштабы атмосферных явлений   | —  |
| 1.3. Классификация облаков  | —  |
| 1.3.1. Краткие замечания об атласах облаков   | 14 |
| 1.3.2. Современная классификация облаков  | —  |
| 1.3.3. Некоторые статистические данные о повторяемости облаков  | 20 |
| Глава 2. Основные характеристики облачной атмосферы (А. Х. Хргиан (2.1 и 2.2), И. П. Мазин (2.3))                     | 25 |
| 2.1. Термодинамика облачной атмосферы   | —  |
| 2.1.1. Сухоадиабатический градиент  | 26 |
| 2.1.2. Псевдоадиабатический и влажноадиабатический градиенты  | 27 |
| 2.1.3. Устойчивость облачной атмосферы  | 29 |
| 2.1.4. Уровень конденсации  | —  |
| 2.2. Некоторые климатические характеристики   | —  |
| 2.2.1. Классификация климатов   | 35 |
| 2.2.2. Аэроклиматология   | 44 |
| 2.3. Атмосферные аэрозоли   | —  |
| 2.3.1. Введение   | 45 |
| 2.3.2. Некоторые общие характеристики аэрозольных частиц в атмосфере  | —  |
| 2.3.3. Происхождение АА   | —  |
| 2.3.4. Размеры и объемная (массовая) концентрация аэрозольных частиц в атмосфере                                      | 48 |
| 2.3.5. Установившаяся скорость падения, подвижность и время жизни аэрозольных частиц                                  | 49 |
| 2.3.6. Концентрация аэрозольных частиц  | 51 |
| 2.3.7. Изменение счетной концентрации аэрозольных частиц с высотой  | 52 |
| 2.3.8. Состав аэрозольных частиц в атмосфере  | —  |
| 2.3.9. Распределение атмосферных аэрозольных частиц по размерам   | 55 |
| 2.3.10. Обводнение аэрозольных частиц в атмосфере   | 63 |
| 2.3.11. Распределение ядер конденсации по пересыщениям и эффективным радиусам   | 67 |
| 2.3.12. Гигантские и сверхгигантские аэрозольные частицы  | 71 |
| 2.3.13. Ледяные ядра  | 72 |
| Глава 3. Физические и синоптические условия образования облаков. Климатология облачности (А. Х. Хргиан)               | 74 |
| 3.1. Физические процессы образования облаков различных форм   | 75 |
| 3.1.1. Волнистые и ячейковые облака   | 79 |
| 3.1.2. Слоистые и слоисто-кучевые облака  | 82 |
| 3.1.3. Слоисто-дождевые облака  | 83 |
| 3.1.4. Конвективные облака Сu и Сb  | —  |
| 3.2. Общие сведения о повторяемости, синоптических особенностях и географическом распределении облаков различных форм | 87 |
| 3.2.1. Методические замечания о наблюдениях за формами и количеством облаков на сети метеорологических станций        | —  |
| 3.2.2. Перистые облака (Ci)   | 88 |
| 3.2.3. Перисто-слоистые облака (Cs)   | 90 |
| 3.2.4. Перисто-кучевые облака (Cc)  | 91 |

|  |     |
|--|-----|
| 3.2.5. Высоко-кучевые облака (Ac)  | 91  |
| 3.2.6. Высоко-слоистые облака (As)   | 92  |
| 3.2.7. Слоистые облака (St)  | 93  |
| 3.2.8. Слоисто-кучевые облака (Sc)   | 94  |
| 3.2.9. Кучевые Си и кучево-дождевые Сb облака  | —   |
| 3.2.10. Грозы над СССР   | 98  |
| 3.2.11. Распределение гроз по земному шару   | 99  |
| 3.3. Степень покрытия небосвода облаками (СПНО) (И. П. Мазин, А. Х. Хргиан)                                      | 100 |
| 3.3.1. Роль масштабов осреднения в статистике покрытия небосвода облаками  | —   |
| 3.3.2. Распределение среднемесячных значений среднего покрытия небосвода облаками по земному шару                | 105 |
| 3.3.3. Изменчивость среднего покрытия небосвода облаками   | 121 |
| 3.3.4. Повторяемость ясной, облачной и пасмурной погоды  | 125 |
| 3.3.5. Соотношение количества общей и нижней облачности при наблюдении с поверхности Земли                       | 135 |
| 3.3.6. Повторяемость различных форм облаков и их сочетаний над океанами и континентами                           | 137 |
| 3.3.7. Повторяемость облаков над территорией СССР по данным самолетного зондирования                             | 150 |
| Глава 4. Пространственная структура облаков (А. Л. Косарев, И. П. Мазин, С. М. Шмидт)                            | 153 |
| 4.1. Введение  | —   |
| 4.2. Распределение облачности по высоте  | 157 |
| 4.3. Суммарная толщина облаков ниже фиксированной высоты   | 158 |
| 4.4. Вертикальная структура облачности   | 160 |
| 4.4.1. Расслоение облаков  | 161 |
| 4.4.2. Высота нижней границы облаков   | 162 |
| 4.4.3. Высота верхней границы облаков  | 175 |
| 4.4.4. Толщина (мощность) облаков  | 184 |
| 4.5. Горизонтальная структура облачности   | 192 |
| 4.5.1. Слоистообразные облака  | —   |
| 4.5.2. Кучевые облака  | 194 |
| 4.5.3. Кучево-дождевые облака Сb   | 195 |
| 4.5.4. Поля конвективных облаков (Си high, Си med.)  | 198 |
| 4.5.5. Поля облаков глубокой конвекции   | 201 |
| Глава 5. Термодинамические характеристики облаков (А. Л. Косарев, И. П. Мазин, В. Е. Минервин, С. М. Шмидт)      | 203 |
| 5.1. Введение  | —   |
| 5.2. Температура на нижней границе облаков   | 204 |
| 5.2.1. Облака нижнего яруса  | —   |
| 5.2.2. Облака среднего яруса   | 211 |
| 5.2.3. Облака верхнего яруса   | 214 |
| 5.3. Температура на верхней границе облаков  | 215 |
| 5.3.1. Облака нижнего яруса  | —   |
| 5.3.2. Облака среднего яруса   | 218 |
| 5.3.3. Облака верхнего яруса   | —   |
| 5.3.4. Облака вертикального развития   | 223 |
| 5.4. Различия между температурой на границах облаков, в атмосфере на тех же высотах и у подстилающей поверхности | —   |
| 5.4.1. Различия между значениями температуры на нижней и верхней границах облаков                                | —   |
| 5.4.2. Различия между температурой на границах облаков и у подстилающей поверхности                              | —   |
| 5.4.3. Различия средних значений температуры на границах облаков и температуры в атмосфере на тех же высотах     | 226 |

|   |     |
|---|-----|
| 5.5. Пространственная изменчивость температуры в облаках  | 227 |
| 5.5.1. Вертикальное распределение и вертикальный градиент температуры в облаках слоистых форм и в их окрестности  | —   |
| 5.5.2. Горизонтальный градиент температуры в облаках слоистых форм  | 233 |
| 5.5.3. Структура поля температуры в зонах кучевых (Си) и кучево-дождевых (Сb) облаков   | 234 |
| 5.6. Влажность в облаках и околооблачном пространстве   | 249 |
| 5.6.1. Основные соотношения   | —   |
| 5.6.2. Влажность в облаках  | 250 |
| 5.6.3. Влажность под облаками и над ними  | 253 |
| 5.6.4. Влажность в зоне облаков вертикального развития  | 257 |
| Глава 6. Вертикальные движения в облаках (С. М. Шмидт)  | —   |
| 6.1. Вертикальные движения во фронтальных облаках   | —   |
| 6.1.1. Методы измерений (оценок) скорости вертикальных движений   | —   |
| 6.1.2. Скорость вертикальных движений во фронтальных облаках  | 258 |
| 6.2. Вертикальные движения в кучевообразных облаках   | 264 |
| 6.2.1. Вертикальные потоки внутри Си и в его окрестности  | —   |
| 6.2.2. Вертикальные потоки в зоне кучево-дождевых облаков   | 268 |
| 6.3. Вовлечение   | 272 |
| 6.3.1. Вовлечение в конвективные облака   | 273 |
| 6.3.2. Вовлечение в волнистообразные и слоистообразные облака   | 275 |
| Глава 7. Турбулентность в облаках и околооблачном пространстве (И. П. Мазин, С. М. Шмидт)   | 277 |
| 7.1. Турбулентность в облаках слоистых форм   | 278 |
| 7.1.1. Пространственная перемежаемость турбулентности в облаках   | —   |
| 7.1.2. Распределение пульсаций компонент скорости ветра внутри турбулентных зон   | —   |
| 7.1.3. Анизотропия пульсаций скорости ветра   | 281 |
| 7.1.4. Спектры пульсаций компонент скорости ветра в облачных турбулентных зонах   | 283 |
| 7.1.5. Скорость диссипации кинетической энергии турбулентности  | 285 |
| 7.1.6. Коэффициент турбулентности   | 286 |
| 7.2. Турбулентность в околооблачном пространстве  | —   |
| 7.2.1. Пространственная перемежаемость турбулентности в облаках и вне их  | —   |
| 7.2.2. Распределение среднеквадратических значений пульсаций компонент ветра $\sigma_u$ и $\sigma_v$ в окрестности слоистообразных (СО) и волнистообразных (ВО) облаков | 287 |
| 7.2.3. Характерная скорость диссипации кинетической энергии турбулентности $\epsilon$ ( $\text{см}^2/\text{с}^3$ )  | —   |
| 7.3. Турбулентность внутри конвективных облаков и в их окрестности  | 288 |
| 7.3.1. Турбулентность в различных частях зоны кучевых облаков   | —   |
| 7.3.2. Турбулентность внутри кучево-дождевых облаков и в их окрестности   | 293 |
| 7.3.3. Характерные значения параметров турбулентности в конвективных облаках  | 295 |
| Глава 8. Микроструктура облаков (И. П. Мазин)   | 297 |
| 8.1. Фазовое строение облаков   | —   |
| 8.1.1. Основные понятия   | 300 |
| 8.1.2. Повторяемость фазового состояния облаков   | 301 |
| 8.1.3. Зависимость фазового состояния от формы облаков  | 637 |

|   |     |
|---|-----|
| 8.2. Распределение облачных частиц по размерам . . . . .  | 301 |
| 8.2.1. Спектр размеров облачных капель . . . . .  | —   |
| 8.2.2. Средние размеры капель в облаках различных форм . . . . .  | 306 |
| 8.2.3. Характеристики распределения облачных частиц (кристаллов и капель) в смешанных и кристаллических облаках . . . . .                 | 307 |
| 8.3. Интегральные микроструктурные параметры облаков . . . . .  | 318 |
| 8.3.1. Определения . . . . .  | —   |
| 8.3.2. Концентрация облачных частиц . . . . .   | —   |
| 8.3.3. Суммарная длина облачных частиц, заполняющих единицу объема облака. Время фазовой релаксации . . . . .                             | 319 |
| 8.3.4. Суммарное геометрическое сечение облачных частиц. Оптическая плотность облаков . . . . .   | 322 |
| 8.3.5. Водность облаков . . . . .   | 328 |
| 8.3.6. Ледность облаков . . . . .   | 339 |
| 8.3.7. Водозапас облаков . . . . .  | 341 |
| Глава 9. Оптические и радиационные характеристики облаков (А. Г. Петрушин (9.1—9.3), Г. Н. Костяной и Т. М. Краснова (9.5—9.9)) . . . . . | 345 |
| 9.1. Оптические характеристики капель . . . . .   | —   |
| 9.1.1. Комплексный показатель преломления воды в оптическом диапазоне длин волн . . . . .   | —   |
| 9.1.2. Комплексный показатель преломления водяных капель . . . . .  | 348 |
| 9.1.3. Сечение и фактор эффективности ослабления излучения . . . . .  | 349 |
| 9.1.4. Сечение и фактор эффективности поглощения излучения . . . . .  | 350 |
| 9.1.5. Альbedo однократного рассеяния . . . . .   | 352 |
| 9.1.6. Параметры безразмерной интенсивности и степень поляризации рассеянного излучения . . . . .   | 353 |
| 9.1.7. Интегральные характеристики рассеяния . . . . .  | 355 |
| 9.2. Оптические характеристики ледяных кристаллов . . . . .   | 357 |
| 9.2.1. Комплексный показатель преломления льда в оптическом диапазоне длин волн . . . . .   | 358 |
| 9.2.2. Факторы эффективности рассеяния, поглощения и ослабления излучения . . . . .   | 359 |
| 9.2.3. Сечения ослабления, рассеяния и поглощения излучения . . . . .   | 363 |
| 9.2.4. Альbedo однократного рассеяния . . . . .   | 364 |
| 9.2.5. Индикатриса и степень поляризации рассеянного излучения . . . . .  | 365 |
| 9.2.6. Интегральные характеристики рассеяния . . . . .  | 369 |
| 9.3. Оптические характеристики облачной среды . . . . .   | 370 |
| 9.3.1. Жидкокапельные облака . . . . .  | —   |
| 9.3.2. Кристаллические облака . . . . .   | 376 |
| 9.3.3. Смешанные облака . . . . .   | 385 |
| 9.4. Гало и их наблюдение . . . . .   | 386 |
| 9.4.1. Повторяемость различных форм гало . . . . .  | 388 |
| 9.4.2. Интерпретация явлений гало . . . . .   | —   |
| 9.5. Радиационные характеристики облаков . . . . .  | 390 |
| 9.5.1. Радиационные характеристики слоистых облаков . . . . .   | —   |
| 9.5.2. Радиационные характеристики кучевых облаков . . . . .  | 395 |
| 9.6. Влияние облачности на суммарную радиацию у поверхности Земли . . . . .   | 400 |
| 9.7. Влияние облачности на перенос длинноволновой радиации в атмосфере . . . . .  | 414 |
| 9.8. Некоторые радиационные характеристики отдельных форм облаков . . . . .   | 422 |

|   |     |
|---|-----|
| 9.9. Расчеты радиационных характеристик отдельных моделей облачности . . . . .  | 425 |
| Глава 10. Электрические характеристики атмосферы и облаков. (И. М. Имянитов, Е. В. Чубарина) . . . . .  | 426 |
| 10.1. Электрические характеристики атмосферы . . . . .  | —   |
| 10.1.1. Электрическое поле атмосферы . . . . .  | —   |
| 10.1.2. Ионизация атмосферы . . . . .   | 430 |
| 10.1.3. Электропроводность атмосферы . . . . .  | 434 |
| 10.1.4. Сопротивление столба воздуха . . . . .  | 437 |
| 10.1.5. Электрические токи в атмосфере . . . . .  | —   |
| 10.1.6. Объемные заряды в атмосфере . . . . .   | 438 |
| 10.2. Электрические характеристики облаков . . . . .  | 439 |
| 10.2.1. Напряженность электрического поля в облаках . . . . .   | —   |
| 10.2.2. Электропроводность в облаках . . . . .  | 451 |
| 10.2.3. Заряды облачных частиц и частиц осадков . . . . .   | 453 |
| Глава 11. Радиолокационные характеристики облаков (Г. Б. Брылев) . . . . .  | 460 |
| 11.1. Радиолокационная отражаемость (Z) и интенсивность осадков (I) . . . . .   | —   |
| 11.1.1. Радиолокационная отражаемость и ее связь с характеристиками микроструктуры осадков . . . . .  | —   |
| 11.1.2. Отражаемость и интенсивность жидких осадков . . . . .   | 461 |
| 11.1.3. Отражаемость и интенсивность снегопада . . . . .  | 462 |
| 11.1.4. Дифференциальная отражаемость и интенсивность осадков . . . . .   | 463 |
| 11.2. Изменение радиолокационных характеристик облаков в процессе их развития . . . . .   | 464 |
| 11.2.1. Особенности появления первого радиозха . . . . .  | —   |
| 11.2.2. Скорости роста и распада Сб по оценке высоты верхней границы радиозха . . . . .   | 468 |
| 11.2.3. Изменение во времени радиолокационных характеристик и время жизни ячеек . . . . .   | 469 |
| 11.3. Измерение характеристик облаков с помощью доплеровских МРЛ . . . . .  | 472 |
| 11.3.1. Средняя доплеровская скорость . . . . .   | —   |
| 11.3.2. Оценка скорости диссипации кинетической энергии турбулентности облаков и осадков по радиолокационным данным . . . . .                       | 475 |
| 11.4. Статистические параметры распределений максимальной высоты радиозха облаков и их отражаемости по данным сети МРЛ на территории СССР . . . . . | —   |
| 11.4.1. Кучево-дождевые облака . . . . .  | —   |
| 11.4.2. Высота радиозха слоистообразной облачности . . . . .  | 480 |
| 11.5. Статистические характеристики радиозха Сб в районах проведения противораковых работ на территории СССР . . . . .                              | 484 |
| 11.5.1. Характерные особенности градовых процессов на Северном Кавказе . . . . .  | —   |
| 11.5.2. Высота радиозха и площадь ячеек с градом в Армении и Ферганской долине . . . . .  | 485 |
| 11.5.3. Повторяемость радиолокационных характеристик в Молдавии . . . . .   | 491 |
| 11.6. Особенности радиолокационных характеристик облаков в разных физико-географических условиях . . . . .  | 492 |
| 11.6.1. Распределение Сб по размерам . . . . .  | —   |
| 11.6.2. Параметры конвективных ячеек с осадками в районе проведения АТЭП (Восточная Атлантика) и Флориде . . . . .                                  | 494 |
| 11.6.3. Высота радиозха и другие характеристики градовых и неградовых Сб в разных регионах . . . . .  | 497 |
| 11.6.4. Высота радиозха гроз . . . . .  | 500 |
| 11.6.5. Высота радиозха гроз. Связь с высотой тропопавзы . . . . .  | 502 |
|   | 639 |



|  |     |
|--|-----|
| 11.7. Статистические радиолокационные модели конвективных ячеек с осадками . . . . .   | 504 |
| 11.7.1. Общие положения . . . . .  | —   |
| 11.7.2. Пространственное изменение отражаемости в облаках . . . . .  | 505 |
| 11.7.3. Радиолокационные оценки пространственной протяженности зон осадков с заданной интенсивностью . . . . .                             | 509 |
| 11.7.4. Статистические характеристики зон осадков на высотах . . . . .   | 510 |
| 11.7.5. Статистическая модель изолированной конвективной ячейки с осадками . . . . .   | 517 |
| 11.7.6. Высота конвективных ячеек и характеристики осадков из них . . . . .  | 520 |
| 11.7.7. Высота радиозвух конвективных ячеек с осадками над площадью заданных размеров и характеристики выпадающих из них осадков . . . . . | 523 |
| Глава 12. Туманы и осадки . . . . .  | 525 |
| 12.1. Туманы (А. Х. Хргиан) . . . . .  | —   |
| 12.1.1. Общие данные о туманах . . . . .   | 526 |
| 12.1.2. Адвективные туманы . . . . .   | 529 |
| 12.1.3. Туманы испарения . . . . .   | 530 |
| 12.1.4. Радиационный туман . . . . .   | —   |
| 12.1.5. Климатология радиационных туманов . . . . .  | 533 |
| 12.1.6. Характеристики туманов в различных климатических поясах . . . . .  | 538 |
| 12.2. Атмосферные осадки (Ж. Д. Алибегова и А. Х. Хргиан) . . . . .  | —   |
| 12.2.1. Общие сведения и некоторые методические замечания . . . . .  | 539 |
| 12.2.2. О вековых изменениях количества осадков и о возможности их обнаружения . . . . .   | 540 |
| 12.2.3. Некоторые динамические и географические черты распределения осадков на земном шаре . . . . .                                       | 550 |
| 12.2.4. Интенсивность осадков и их изменчивость . . . . .  | 563 |
| Приложение . . . . .   | —   |
| П.1. Некоторые используемые в справочнике термины и определения . . . . .  | 564 |
| П.1.1. Атмосферные аэрозоли . . . . .  | 566 |
| П.1.2. Термодинамика и динамика атмосферы . . . . .  | 569 |
| П.1.3. Макрофизика облаков . . . . .   | 570 |
| П.1.4. Микрофизика облаков . . . . .   | 572 |
| П.1.5. Оптика облаков . . . . .  | 578 |
| П.1.6. Радиационные характеристики облачной атмосферы . . . . .  | 580 |
| П.1.7. Электрические характеристики облаков и атмосферы . . . . .  | 582 |
| П.1.8. Радиолокационные характеристики облаков и метеорологических радиолокационных станций (МРЛС) . . . . .                               | 586 |
| П.1.9. Сведения об облаках, помещаемые на синоптических картах . . . . .   | 588 |
| П.2. Физические константы и характеристики атмосферного воздуха и воды . . . . .   | —   |
| П.2.1. Физические константы и характеристики атмосферного воздуха . . . . .  | 591 |
| П.2.2. Физические константы и характеристики воды и водяного пара . . . . .  | 597 |
| П.3. Некоторые сведения из теории вероятностей и математической статистики . . . . .   | —   |
| П.3.1. Общие соотношения . . . . .   | —   |

|  |     |
|--|-----|
| П.3.2. Некоторые распределения случайных величин и связь характеристик распределений с параметрами последних . . . . . | 599 |
| Список литературы . . . . .  | 603 |
| К главе 1 . . . . .  | 605 |
| К главе 2 . . . . .  | 606 |
| К главе 3 . . . . .  | 607 |
| К главе 4 . . . . .  | 609 |
| К главе 5 . . . . .  | 611 |
| К главе 6 . . . . .  | 613 |
| К главе 7 . . . . .  | —   |
| К главе 8 . . . . .  | 614 |
| К главе 9 . . . . .  | 622 |
| К главе 10 . . . . .   | 627 |
| К главе 11 . . . . .   | 629 |
| К главе 12 . . . . .   | 630 |
| К приложению . . . . .   | 632 |
| Предметный указатель . . . . .   | —   |

# CONTENTS

|  |    |
|--|----|
| Foreword   | 3  |
| Chapter 1. Historical remarks and cloud classification (I. P. Mazin, A. Kh. Khrgian)   | 7  |
| 1.1. Historical remarks on cloud studies   | 12 |
| 1.2. Scales of atmospheric phenomena   | 12 |
| 1.3. Classification of clouds  | 14 |
| 1.3.1. Short remarks on cloud atlases  | 14 |
| 1.3.2. Modern classification of clouds   | 20 |
| 1.3.3. Some statistical data on cloud forms occurrence   | 25 |
| Chapter 2. Main characteristics of cloudy atmosphere (A. Kh. Khrgian (2.1 and 2.2), I. P. Mazin (2.3))                         | 25 |
| 2.1. Thermodynamics  | 26 |
| 2.1.1. Dry adiabatic lapse rate  | 27 |
| 2.1.2. Pseudo-and moist-adiabatic lapse rates  | 29 |
| 2.1.3. Stability   | 29 |
| 2.1.4. Level of condensation   | 35 |
| 2.2. Some climatic characteristics   | 35 |
| 2.2.1. Classification of climates  | 44 |
| 2.2.2. Aeroclimatology   | 45 |
| 2.3. Atmospheric aerosols (AA)   | 45 |
| 2.3.1. Introduction  | 49 |
| 2.3.2. Some general characteristics of aerosol particles in the atmosphere   | 51 |
| 2.3.3. AA origin   | 52 |
| 2.3.4. Size and volume (mass) concentration of aerosol particles in the atmosphere   | 55 |
| 2.3.5. Terminal velocities, mobility and life-time of aerosol particles  | 63 |
| 2.3.6. Concentration of aerosol particles  | 67 |
| 2.3.7. Height variation of number density of aerosol particles   | 71 |
| 2.3.8. Composition of aerosol particles in the atmosphere  | 72 |
| 2.3.9. Size distribution of atmospheric aerosol particles  | 75 |
| 2.3.10. Watering of aerosol particles in the atmosphere  | 79 |
| 2.3.11. Distribution of condensation nuclei with supersaturations and effective radii  | 82 |
| 2.3.12. Giant and super-giant aerosol particles  | 83 |
| 2.3.13. Ice nuclei   | 87 |
| Chapter 3. Physical and synoptical conditions of cloud formation. Cloud climatology. (A. Kh. Khrgian)                          | 74 |
| 3.1. Physical processes responsible for the formation of different cloud types   | 75 |
| 3.1.1. Wave and cell clouds  | 79 |
| 3.1.2. Stratus and stratocumulus clouds  | 82 |
| 3.1.3. Nimbostratus  | 83 |
| 3.1.4. Convective clouds Cu and Cb   | 87 |
| 3.2. Some information about the frequency of occurrence, synoptics and geographical distributions of clouds of different types | 87 |
| 3.2.1. Some remarks on the observations of cloud types and amounts at meteorological stations                                  | 88 |
| 3.2.2. Cirrus clouds (Ci)  | 90 |
| 3.2.3. Cirrostratus (Cs)   | 91 |
| 3.2.4. Cirrocumulus (Cc)   | 92 |
| 3.2.5. Altostratus (As)  | 93 |
| 3.2.6. Altopratus (As)   | 94 |
| 3.2.7. Stratus (St)  | 94 |
| 3.2.8. Stratocumulus (Sc)  | 94 |
| 3.2.9. Cumulus (Cu) and Cumulonimbus (Cb)  | 94 |
| 3.2.10. Thunderstorms over the USSR  | 98 |

|   |     |
|---|-----|
| 3.2.11. Thunderstorms over the Globe  | 99  |
| 3.3. Cloud cover (I. P. Mazin, A. Kh. Khrgian)  | 100 |
| 3.3.1. The role of averaging scales in statistics of cloud cover  | 105 |
| 3.3.2. Distribution of mean monthly values of cloud cover over the Globe  | 121 |
| 3.3.3. Variability of mean cloud cover  | 125 |
| 3.3.4. Frequency of fine, cloudy and overcast weather   | 135 |
| 3.3.5. Relation of total and low cloudiness observed from the ground  | 137 |
| 3.3.6. Frequency of different cloud types and their combinations over oceans and continents of the Earth                    | 150 |
| 3.3.7. Frequency of occurrence of clouds over the USSR according to the data of aircraft sounding                           | 153 |
| Chapter 4. The spatial structure of clouds (A. L. Kosarev, I. P. Mazin, S. M. Shmelter)                                     | 153 |
| 4.1. Introductory remarks   | 157 |
| 4.2. Cloud distribution with height   | 158 |
| 4.3. Total depth of clouds below fixed heights  | 160 |
| 4.4. Cloud vertical structure   | 161 |
| 4.4.1. Cloud layer separation   | 162 |
| 4.4.2. Height of low boundary of clouds   | 175 |
| 4.4.3. Height of upper boundary of clouds   | 184 |
| 4.4.4. Cloud layer thickness (depth)  | 192 |
| 4.5. Spatial structure of clouds  | 194 |
| 4.5.1. Stratiform clouds  | 195 |
| 4.5.2. Cumulus clouds   | 198 |
| 4.5.3. Cumulonimbus clouds (Cb)   | 201 |
| 4.5.4. Convective cloud fields (Cu hum, Cu med)   | 203 |
| 4.5.5. Deep convection cloud fields   | 203 |
| Chapter 5. Thermodynamics of clouds (A. L. Kosarev, I. P. Mazin, V. Ye. Minervin, S. M. Shmelter)                           | 203 |
| 5.1. Introductory remarks   | 204 |
| 5.2. Temperature at the lower cloud boundary  | 211 |
| 5.2.1. Low layer clouds   | 214 |
| 5.2.2. Middle layer clouds  | 215 |
| 5.2.3. Upper layer clouds   | 218 |
| 5.3. Temperature at the upper boundary of clouds  | 223 |
| 5.3.1. Low layer clouds   | 226 |
| 5.3.2. Middle layer clouds  | 227 |
| 5.3.3. Upper layer clouds   | 233 |
| 5.3.4. Convective clouds  | 234 |
| 5.4. Difference between temperatures at cloud boundaries, in the atmosphere at the same level and at the underlying surface | 249 |
| 5.4.1. Difference between temperatures at low and upper cloud boundaries  | 250 |
| 5.4.2. Difference between temperatures at cloud boundaries and at the underlying surface                                    | 253 |
| 5.4.3. Difference between mean temperatures at cloud boundaries and in the atmosphere at the same level                     | 253 |
| 5.5. Spatial variability of temperature in clouds   | 253 |
| 5.5.1. Vertical distribution and vertical temperature lapse rates in stratiform clouds                                      | 253 |
| 5.5.2. Horizontal temperature lapse rates in stratiform clouds  | 253 |
| 5.5.3. The structure of the temperature field in Cu and Cb-zones  | 253 |
| 5.6. Humidity in clouds and their vicinity  | 253 |
| 5.6.1. Basic relations  | 253 |
| 5.6.2. Humidity in clouds   | 253 |
| 5.6.3. Humidity under and above clouds  | 253 |
| 5.6.4. Humidity in the zone of convective clouds  | 253 |

|   |     |   |     |
|---|-----|---|-----|
| Chapter 6. Vertical motions in clouds (S. M. Shmeter) . . . . .   | 257 | 9.1.2. Complex refractive index of water droplets . . . . .   | 348 |
| 6.1. Vertical motions in frontal clouds . . . . .   | —   | 9.1.3. Cross-sections and factors of the extinction efficiency of radiation . . . . .                           | 349 |
| 6.1.1. Methods of measurements of vertical air velocities . . . . .   | 258 | 9.1.4. Cross-sections and factors of the absorption efficiency of radiation . . . . .                           | 350 |
| 6.1.2. Vertical velocities in frontal clouds . . . . .  | 264 | 9.1.5. Albedo for single scattering . . . . .   | 352 |
| 6.2. Vertical motions in cumuliform clouds . . . . .  | 268 | 9.1.6. Parameters of angular intensity function and the degree of polarization of scattered radiation . . . . . | 353 |
| 6.2.1. Vertical motions inside and in the vicinity of Cu . . . . .  | 272 | 9.1.7. Integral characteristics of scattering . . . . .   | 356 |
| 6.2.2. Vertical motions in the zones of Cu and Cb . . . . .   | 273 | 9.2. Optical characteristics of ice crystals . . . . .  | 357 |
| 6.3. Entrainment . . . . .  | 275 | 9.2.1. Complex refractive index of ice in the optical range of wavelengths . . . . .                            | 358 |
| 6.3.1. Entrainment into convective clouds . . . . .   | 277 | 9.2.2. Efficiency factors of scattering, absorption and attenuation of radiation . . . . .                      | 359 |
| 6.3.2. Entrainment into wave and stratiform clouds . . . . .  | 278 | 9.2.3. Cross-sections of attenuation, scattering and absorption of radiation . . . . .                          | 363 |
| Chapter 7. Turbulence within clouds and in the vicinity (Mazin I. P., Shmeter S. M.) . . . . .  | 281 | 9.2.4. Albedo for single scattering . . . . .   | 364 |
| 7.1. Turbulence in stratiform clouds . . . . .  | 283 | 9.2.5. Phase function and the degree of polarization of scattered radiation . . . . .                           | 365 |
| 7.1.1. Spatial intermittency of turbulence . . . . .  | 285 | 9.2.6. Integral characteristics of scattering . . . . .   | 369 |
| 7.1.2. Distribution of wind velocities component pulsations inside turbulent zones . . . . .  | 286 | 9.3. Optical characteristics of cloud medium . . . . .  | 370 |
| 7.1.3. Anisotropy of wind velocity fluctuations . . . . .   | —   | 9.3.1. Liquid clouds . . . . .  | 376 |
| 7.1.4. Energy spectrum of wind velocity fluctuations in cloud turbulent zones . . . . .   | 287 | 9.3.2. Ice clouds . . . . .   | 385 |
| 7.1.5. Dissipation rate of turbulent kinetic energy . . . . .   | 288 | 9.3.3. Mixed clouds . . . . .   | 386 |
| 7.1.6. Turbulence coefficient . . . . .   | 293 | 9.4. Halo and its observations . . . . .  | 390 |
| 7.2. Turbulence in cloud vicinity . . . . .   | 295 | 9.5. Radiative properties of clouds . . . . .   | —   |
| 7.2.1. Spatial intermittency of turbulence within and near clouds . . . . .   | 297 | 9.5.1. Radiative properties of stratus clouds . . . . .   | 395 |
| 7.2.2. Distribution of root mean-square values of wind component fluctuations $\sigma_u$ and $\sigma_w$ in the vicinity of stratiform and wave clouds . . . . . | 300 | 9.5.2. Radiative properties of cumulus clouds . . . . .   | 400 |
| 7.2.3. Characteristic values of the dissipation rate of turbulent kinetic energy $\epsilon$ ( $\text{cm}^2/\text{c}^3$ ) . . . . .                              | 301 | 9.6. The influence of clouds on total radiation at the ground . . . . .   | 414 |
| 7.3. Turbulence inside and in the vicinity of convective clouds . . . . .   | 307 | 9.7. The role of clouds in longwave transfer radiation in the atmosphere . . . . .                              | 422 |
| 7.3.1. Turbulence in different parts of Cu-clouds . . . . .   | 318 | 9.8. Some parameters of radiation in certain types of clouds . . . . .  | 425 |
| 7.3.2. Turbulence inside and in the vicinity of cumulonimbus clouds . . . . .   | 319 | 9.9. Computation of parameters of radiation in individual cloud models . . . . .                                | —   |
| 7.3.3. Typical values of turbulent parameters in convective clouds . . . . .  | 322 | Chapter 10. Electrical parameters of the atmosphere and clouds (I. M. Imyanitov, E. V. Chubarina) . . . . .     | 426 |
| Chapter 8. Cloud microstructure (I. P. Mazin) . . . . .   | 328 | 10.1. Electrical parameters of the atmosphere . . . . .   | —   |
| 8.1. Phase structure of clouds . . . . .  | 329 | 10.1.1. Electric field of the atmosphere . . . . .  | 430 |
| 8.1.1. Main features . . . . .  | 330 | 10.1.2. Ionization state of the atmosphere . . . . .  | 434 |
| 8.1.2. Frequency of occurrence of different phases in clouds . . . . .  | 331 | 10.1.3. Electric conductivity in the atmosphere . . . . .   | 437 |
| 8.1.3. Phase state versus forms of clouds . . . . .   | 303 | 10.1.4. Resistance of air column . . . . .  | 438 |
| 8.2. Cloud particle size distribution . . . . .   | 307 | 10.1.5. Electric current in the atmosphere . . . . .  | 439 |
| 8.2.1. Cloud droplet size distribution . . . . .  | 318 | 10.1.6. Space charges in the atmosphere . . . . .   | —   |
| 8.2.2. Mean droplet sizes in clouds of different types . . . . .  | 319 | 10.2. Electric characteristics of clouds . . . . .  | 451 |
| 8.2.3. Characteristics of crystal and droplet distributions in mixed and ice clouds . . . . .   | 322 | 10.2.1. Electric intensity in clouds . . . . .  | 453 |
| 8.3. Integral microstructural cloud parameters . . . . .  | 339 | 10.2.2. Electric conductivity in clouds . . . . .   | 460 |
| 8.3.1. Definitions . . . . .  | 341 | 10.2.3. Charges of cloud and precipitation particles . . . . .  | —   |
| 8.3.2. Cloud particle concentration . . . . .   | 345 | Chapter 11. Radar characteristics of clouds (G. B. Brilev) . . . . .  | —   |
| 8.3.3. Total length of cloud particles in a unit volume. Time of phase relaxation . . . . .   | 346 | 11.1. Radar reflectivity Z and precipitation intensity I . . . . .  | —   |
| 8.3.4. Total geometrical cross-section of cloud particles. Optical density of clouds . . . . .  | 348 | 11.1.1. Radar reflectivity and its relation to measured microstructure . . . . .                                | 461 |
| 8.3.5. Liquid water content . . . . .   | 349 | 11.1.2. Radar reflectivity and intensity of rain . . . . .  | 462 |
| 8.3.6. Ice water content . . . . .  | 351 | 11.1.3. Radar reflectivity and intensity of snowfall . . . . .  | 463 |
| 8.3.7. Vertically integrated liquid-water amount of clouds . . . . .  | 352 | 11.1.4. Differential reflectivity and intensity of precipitation . . . . .                                      | 464 |
| Chapter 9. Optical and radiative characteristics of clouds A. G. Petrushin (9.1—9.3), G. N. Kostyanov and T. M. Krasnova (9.5—9.9) . . . . .                    | 357 | 11.2. The spatial variation of reflectivity in clouds . . . . .   | —   |
| 9.1. Optical characteristics of water droplets . . . . .  | 358 | 11.2.1. Variation of cloud reflectivity in a precipitating convective cell . . . . .                            | 468 |
| 9.1.1. Complex refractive index of water in the optical range of wavelengths . . . . .  | 359 | 11.2.2. Variation of cloud reflectivity with height . . . . .   | 472 |
|   | —   | 11.3. Variation of radar characteristics in cloud development . . . . .   | —   |
|   | —   | 11.3.1. Peculiarities of the appearance of the first radar echo . . . . .                                       | 645 |



|  |     |
|--|-----|
| 11.3.2. Growth and dissipation rates of the upper boundaries of the radar echo . . . . .   | 475 |
| 11.4. Statistical parameters of distributions of cloud radar echo maximum heights and their reflectivities based on the radar network data in the USSR territory . . . . . | 475 |
| 11.4.1. Cumulonimbus clouds . . . . .  | 480 |
| 11.4.2. Radar echo heights in stratiform clouds . . . . .  | 484 |
| 11.5. Statistical characteristics of Cb radar echo in the regions of hail suppression in the USSR . . . . .  | 484 |
| 11.5.1. Typical features of hail suppression in the Northern Caucasus . . . . .  | —   |
| 11.5.2. Radar echo heights and cell areas with hail in Armenian and Fergana valleys . . . . .  | 485 |
| 11.5.3. Frequency of occurrence of radar characteristics in Moldavia . . . . .   | 491 |
| 11.6. Radar characteristics of clouds in different physical and geographical conditions . . . . .  | 492 |
| 11.6.1. Size distribution of Cb . . . . .  | —   |
| 11.6.2. Parameters of convective cells with precipitation in Eastern Atlantic and Florida . . . . .  | 494 |
| 11.6.3. Radar echo heights and characteristics of hail and non-hail Cb in different regions . . . . .  | 497 |
| 11.6.4. Thunderstorm radar echo heights . . . . .  | 500 |
| 11.6.5. Thunderstorm radar echo heights. Relation with tropopause . . . . .  | 502 |
| 11.7. Statistical radar models of convective cells with precipitation . . . . .  | 504 |
| 11.7.1. General aspects . . . . .  | —   |
| 11.7.3. Radar evaluation of precipitation extent with the given intensity . . . . .  | 509 |
| 11.7.4. Statistical characteristics of precipitation areas at different levels . . . . .   | 510 |
| 11.7.5. The statistical model of isolated convective cell with precipitation . . . . .   | 517 |
| 11.7.6. Heights of convective cells and characteristics of precipitation . . . . .   | 520 |
| Chapter 12. Fog and precipitation . . . . .  | 525 |
| 12.1. Fog (A. Khr. Khrigian) . . . . .   | —   |
| 12.1.1. General data . . . . .   | 526 |
| 12.1.2. Advection fog . . . . .  | 529 |
| 12.1.3. Evaporation fog . . . . .  | 530 |
| 12.1.4. Radiation fog . . . . .  | —   |
| 12.1.5. Climatology of radiation fog . . . . .   | 533 |
| 12.1.6. Fog in climatic belts of the Earth . . . . .   | 538 |
| 12.2. Atmospheric precipitation (J. D. Alibegova, A. Khr. Khrigian) . . . . .  | —   |
| 12.2.1. General data and some methodic remarks . . . . .   | 539 |
| 12.2.2. Secular variation of precipitation amount and possibilities of its study . . . . .   | 540 |
| 12.2.3. Some dynamical and geographical features of precipitation distributions over the Globe . . . . .   | 550 |
| 12.2.4. Precipitation intensity and variability . . . . .  | 563 |
| Appendices . . . . .   | —   |
| П.1. Terms and definitions used in the Handbook . . . . .  | 564 |
| П.1.1. Atmospheric aerosols . . . . .  | 566 |
| П.1.2. Thermodynamics and dynamics of the atmosphere . . . . .   | 569 |
| П.1.3. Cloud macrophysics . . . . .  | 570 |
| П.1.4. Cloud microphysics . . . . .  | 572 |
| П.1.5. Cloud optics . . . . .  | 578 |
| П.1.6. Parameters of radiation in the cloudy atmosphere . . . . .  | 580 |
| П.1.7. Electric characteristics of clouds and atmosphere . . . . .   | —   |
| П.1.8. Radar characteristics of clouds and parameters of meteorological radars . . . . .   | 582 |

|  |     |
|--|-----|
| П.1.9. Information about clouds plotting on the synoptic map . . . . .             | 585 |
| П.2. Physical constants and characteristics of atmospheric air and water . . . . . | 588 |
| П.2.1. Physical constants and characteristics of atmospheric air . . . . .         | —   |
| П.2.2. Physical characteristics of water and water vapour . . . . .                | 591 |
| П.3. Some data from probability theory and mathematical statistics . . . . .       | 597 |
| П.3.1. General relations . . . . .   | —   |
| П.3.2. Some used distributions of random values . . . . .                          | 599 |
| References . . . . .   | 603 |
| Index . . . . .  | 632 |

**Илья Павлович Мазин,  
Александр Христофорович Хргиан**

**Справочник специалиста**

**Облака и облачная атмосфера**

Редактор О. В. Лапина. Художник В. В. Быков. Художественный редактор Б. А. Денисовский.  
Технический редактор Н. В. Морозова. Корректор Т. В. Алексеева

ИБ № 1839

Сдано в набор 23.12.88. Подписано в печать 08.08.89. М-17668. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага  
типографская № 2. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 41,5 с вкл. Кр.-отт. 41,5.  
Уч.-изд. л. 46,35. Тираж 4770 экз. Индекс МОЛ-62. Заказ № 27. Цена 3 р. 50 к.  
Гидрометеониздат, 199226, Ленинград, Беринга, 38.

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского  
объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Госу-  
дарственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли  
190000, Ленинград. Прачечный переулок, 6.