

551.(05)

Н-34.

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
АЭРОКЛИМАТОЛОГИИ

Т Р У Д Ы

ВЫПУСК 84

**АВИАЦИОННАЯ
КЛИМАТОЛОГИЯ**



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

МОСКВА — 1972

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
АЭРОКЛИМАТОЛОГИИ

551. (05)
H-34

Т Р У Д Ы

ВЫПУСК 84

АВИАЦИОННАЯ
КЛИМАТОЛОГИЯ

Под редакцией
кандидатов географ. наук
З. М. МАХОВЕРА и Ю. В. СПИРИДОНОВОЙ

325973



МОСКОВСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТА

МОСКВА — 1972

551(05)+551.5(05)

УДК 551.576

В сборнике освещены результаты исследований распределения верхней и нижней границ облачности по данным метеорологических спутников, самолетных и наземных наблюдений, некоторые характеристики туманов и струйных течений над территорией СССР. Приведены также сведения о системе автоматизированной обработки ежечасных метеорологических наблюдений сети АМСГ и ее экономической эффективности.

Сборник предназначен для специалистов-метеорологов, авиационных специалистов, а также студентов старших курсов гидрометеорологических институтов, слушателей летных училищ и академий.

325973

325973

О П И С А Н И Е

2-9-7
178-72

Фундаментальная
БИБЛИОТЕКА

Ю. В. СПИРИДОНОВА

СРЕДНЯЯ ВЫСОТА ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦЫ ОБЛАЧНОСТИ

Климатические оценки режима облачности даются обычно на основе визуальных сетевых наблюдений и представляют собой временное осреднение характеристик, полученных в отдельных точках. Степень надежности таких осредненных характеристик зависит от густоты сети и репрезентативности данных каждого отдельного пункта. Спутниковые наблюдения за облачностью приближаются к объективным инструментальным измерениям и дают готовые площадные характеристики элемента.

Основной задачей данной работы является изложение и физическая интерпретация результатов обработки измерений уходящей радиации, полученных с отечественных спутников системы «Метеор».

Актинометрическая аппаратура, устанавливаемая на метеорологических спутниках, включает в себя узкоугольные датчики, предназначенные в первую очередь для изучения радиационных полей системы Земля—атмосфера. По данным о величинах радиационных потоков может быть расчетным путем определена также высота верхней границы облачности. Этот расчет является лишь одной из многочисленных задач, которые могут быть решены на основе актинометрической информации, представляемой спутниками.

В статье приведены средние сезонные карты облачности с различной высотой верхней границы, построенные по материалам за 1969—1970 гг. Исходными данными послужили актинометрические измерения длинноволновой радиации, производившиеся аппаратурой, установленной на ИСЗ «Метеор-1» и «Метеор-2». Подробное описание информации, получаемой со спутников серии «Метеор», содержится в работе В. Г. Болдырева и И. П. Ветлова [3].

Расчеты производились по данным измерений радиации в интервале спектра 8—12 мкм, полученным с помощью сканирующего радиометра среднего разрешения (50×50 км в надире).

Накопление этих данных осуществляется по системе трасс, т. е. полоса обзора заполняется строками сканирования, располагающимися под прямым углом к траектории подспутниковой точки. Ширина захвата на местности составляет около 2500 км. Для получения средних величин применялось пространственное осреднение, состоявшее в том, что данные отдельных измерений сканирующего прибора рассортировывались по жестко закрепленным квадратам

координатной сетки и осреднялись по площади размером 1000×1000 км. За единичную реализацию принимались осредненные по площади данные, попавшие в определенный десятиградусный квадрат.

Район исследования ограничен меридианами 0 и 100° в восточном полушарии и 70 — 180° в западном. Не освещены наблюдениями также полярные области.

Осредненные величины представляют собой радиационные климатические температуры, вычисленные с той или иной степенью достоверности для различных участков, и позволяют произвести расчеты высоты верхней границы облачности. Сравнивая полученные радиационные климатические температуры с картой приземных климатических температур или температур, приведенных к уровню моря, легко получить величины их разности, по которым с учетом вертикального градиента температуры рассчитывается высота верхней границы облачности.

Средние характеристики приземной температуры воздуха были заимствованы из атласа, составленного Т. Ф. Батяевой [1] и изданного в ЦИПе в 1960 г. В основу атласа легли карты ГГО по северному полушарию, и в основном, зарубежные источники по южному. Данные материковых станций осреднены за 60 лет (1881—1940 гг.) по Тихому океану — за 83 года (1855 — 1938 гг.), по Индийскому — за 88 лет (1855 — 1943 гг.).

Для приведения температуры к уровню моря был использован средний вертикальный температурный градиент, равный $0,55^\circ/100$ м для всей территории и всех месяцев. Но так как в действительности вертикальный градиент температуры в теплую половину года больше, чем $0,55^\circ/100$ м, а в холодную меньше, то использование этого градиента дало приведение, не сгладившее влияния орографии. Это важное обстоятельство, поскольку формирование облачности связано с влиянием орографии. Изотермы проведены через 5° , в таблицах даны многолетние средние месячные значения температур, снятые с карт для точек пересечения меридианов и параллелей через 5° . Значения температуры даны в целых градусах.

Схема расчета сводилась к следующему. Радиационная температура в каждом рассматриваемом квадрате сравнивалась со средней климатической температурой центральной точки данного квадрата, взятой по [1]. В случае, если радиационная температура ($T_{рад}$) оказывалась выше или равной климатической приземной температуре ($\bar{T}_{пр}$), данные исключались из расчета. После сравнения и исключения не принимаемых в расчет данных по каждому квадрату $10 \times 10^\circ$ вычислялась средняя радиационная температура за сезон ($\bar{T}_{рад}$). Средняя высота верхней границы (\bar{H}) облачности в километрах получалась из соотношения

$$\bar{H} = \frac{\bar{T}_{пр} - \bar{T}_{рад}}{5,5}.$$

4 Изолинии высот верхней границы облачности проводились че-

рез 1 км. Карты построены на бланках прямоугольной проекции в масштабе 1 : 40 млн.

Правомочность использования среднего климатического градиента $0,55^\circ/100$ м для расчета высоты верхней границы облачности подтверждается в работе Болдырева [2], в которой содержится также оценка возможной ошибки расчета, возникающей при использовании только среднего вертикального градиента. В среднем градиент может меняться от $0,4$ до $0,75^\circ/100$ м, но при наличии слоистых облаков этот диапазон становится значительно шире, от $0,1$ до $0,9^\circ/100$ м. Таким образом, ошибка определения высоты облаков, верхняя граница которых расположена на уровнях 7 и 3 км, составит соответственно 1 и 0,5 км, причем будет наибольшей для слоистых облаков.

По всей видимости, мы получаем заниженные против истинных значения высоты верхней границы облачности, поскольку по самой радиационной температуре, особенно если она близка к климатической норме приземной температуры, невозможно судить о природе радирующего объекта (подстилающая поверхность или облачность). Поэтому возможны случаи, когда формально за температуру верхней границы облачности принимается температура подстилающей поверхности. Поскольку фактическая ситуация является безоблачной, то измеренная при этом температура завышает среднюю радиационную температуру и, следовательно, занижает высоту верхней границы облачности.

На это обращают внимание в своей работе также В. Шенк и Е. Крайнс [4], представляя результаты расчета высоты верхней границы облачности по данным радиационных измерений «Нimbus-II» в инфракрасном диапазоне. Авторы считают, что при определении положения вершины облака на том или ином уровне принимаются, по крайней мере, два допущения: 1) вершина облака заполняет все поле зрения радиометра; 2) облако является абсолютно черным телом. Оба допущения приводят к тому, что расчетная высота верхней границы облачности ниже действительной. Минимизация эффекта обоих допущений возможна, если в расчет принимать только самые «холодные» части облачного поля, чего ни в упомянутой, ни в данной работе не сделано. Положение могло бы быть исправлено при совместном рассмотрении радиационных измерений и изображений облачности, получаемых со спутника с помощью телевизионной и инфракрасной аппаратуры. Однако массовая обработка этих материалов связана в настоящее время с большими техническими трудностями, поскольку часть исходных данных представлена не в дискретной, а в аналоговой форме.

Карты средней высоты облачности построены для четырех сезонов и отражают наиболее существенные особенности облачного поля Земли. При этом следует учитывать, что масштаб осреднения в соответствии с принятой методикой дает возможность проследить режим облачных скоплений, связанных с процессами макро-синоптического порядка. В статье представлены только карты зимнего и летнего сезонов (рис. 1 и 2).

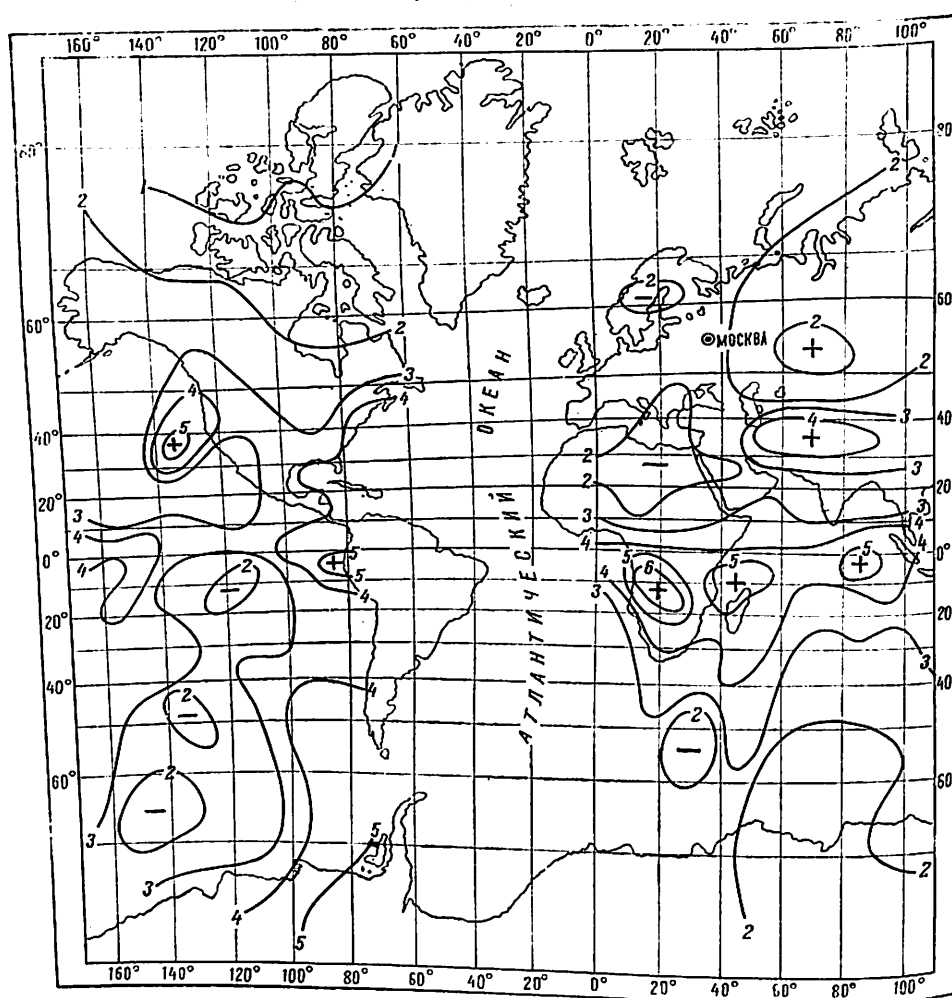


Рис. 1. Средняя высота верхней границы облачности, декабрь — февраль.

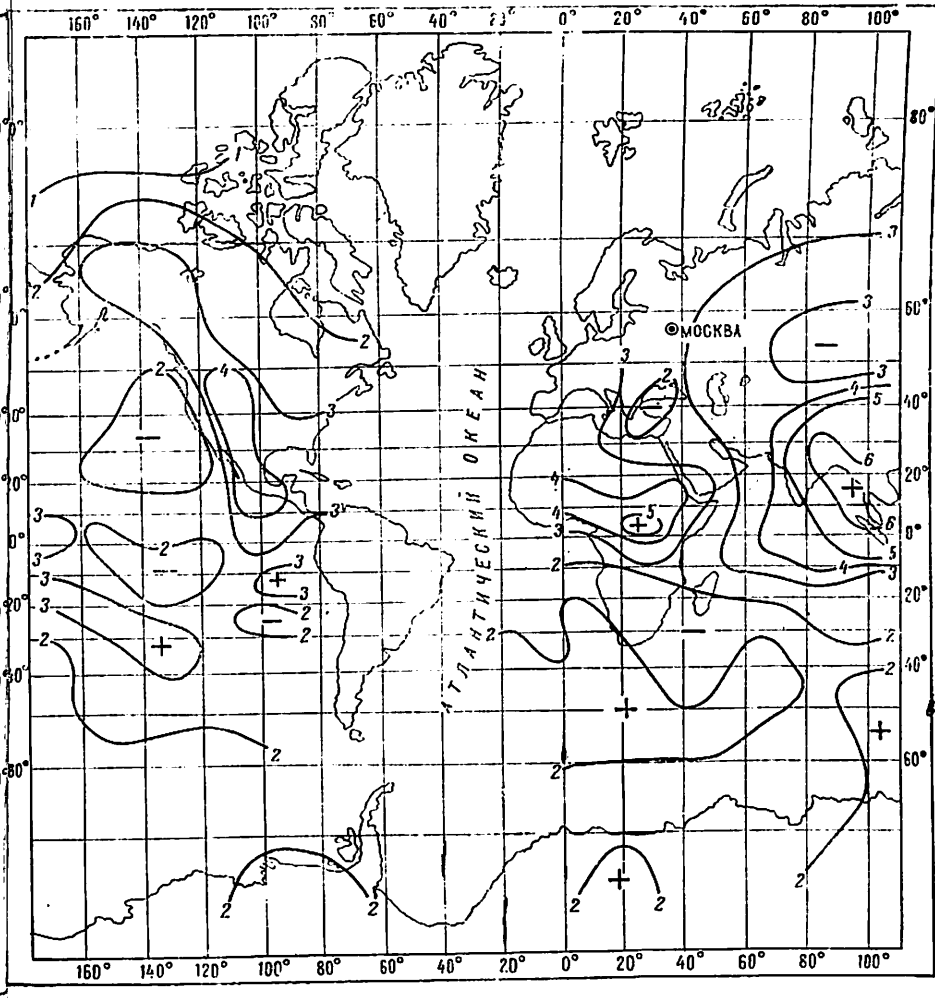


Рис. 2. Средняя высота верхней границы облачности, июнь — август.

Анализ карт показывает, что географическое распределение облачности с различной высотой верхней границы подчиняется вполне определенным закономерностям. Прежде всего следует отметить отчетливо выраженную зональность, что проявляется в общем понижении высот верхней границы облачности от экватора к полюсам и относительноном уменьшении их в субтропиках. В приполярных районах средняя высота верхней границы облачности не превышает 2 км — это районы минимальных высот. В тропической зоне отмечается самая высокая из наблюдаемых высота верхней границы по средним за сезон данным — более 7 км. Здесь же наиболее резко выражена очаговость в распределении облачности с

различными высотами верхней границы, что проявляется в чередовании участков облачности с относительно высокой и низкой верхней границей. Территориальная приуроченность или локализация этих очагов, имеющих синоптические масштабы, объясняется характером подстилающей поверхности, влагосодержанием воздуха и процессами общей циркуляции атмосферы.

Максимально высокой оказывается облачность в июне — августе над северо-востоком Индийского океана. При этом, судя по полученным данным, формируется облачное скопление с диаметром около 5 тыс. км и средними высотами верхней границы 4 — 7 км. Вторым таким скоплением является облачность экваториальной

части Тихого океана у берегов Южной Америки и Панамского пролива.

Проведен анализ основных особенностей поля высот верхней границы облачности и его сезонных изменений. Как уже отмечалось, основной закономерностью в распределении облачности является зональность. Вторая существенная черта морфологии облачного поля — это крупные облачные скопления. Их местоположение и значительные высоты верхней границы создают характерные черты для каждого сезона. Самые крупные и резко выделяющиеся по высоте скопления облачности располагаются в тропической зоне и имеют, если принять во внимание контуры изолиний высоты верхней границы, круговую или эллиптическую форму.

По особенностям облачного поля в тропической зоне, где имеют место наибольшие сезонные морфологические контрасты, можно выделить основные сезонные характеристики.

Июнь — август. Формируются по крайней мере три неравноценных по размерам и абсолютным высотам облачных скопления высоко приподнятой верхней границей. Они располагаются над побережьем Калифорнии, Северной Африкой, Индокитаем и прилегающей частью Индийского океана. Максимальные средние высоты составляют в первых двух случаях около 5 км и около 7 км в третьем.

Сентябрь — ноябрь. Отчетливо прослеживаются два очага облачности с повышенной верхней границей: над Экваториальной Африкой и северо-востоком Индийского океана. Соответствующие средние значения высот составляют 5 и 4 км.

Декабрь — февраль. Так же как и в летний сезон северного полушария, отмечаются три очага формирования облачности с повышенной верхней границей: в Тихом океане в районе архипелага Туамоту, над южной Африкой и Мадагаскаром, над Индонезией. Высоты верхней границы составляют соответственно 4, 6 и 5 км.

Март — май. Формируются, как и в сентябре — ноябре, два хорошо выраженных облачных скопления: над Индонезией с высотой 6 км и над Экваториальной Африкой с высотами 4 км.

Над Тихим океаном, где максимальные средние высоты верхней границы облачности не превышают 5 км, нет таких высот, контрастов и миграций скоплений облачности, какие наблюдаются в рассматриваемой части восточного полушария.

Таким образом, сезонные изменения поля облачности проявляются как в колебаниях значений высот верхней границы, так и в особенности в миграции характерных облачных скоплений. Общая перестройка поля от сезона к сезону весьма существенна. В наибольшей мере это прослеживается над Африкой и Индийским океаном. В первом случае крупные облачные скопления формируются над тропическими лесами Африки, во втором — в области индийского муссона. Летом северного полушария облачность с наибольшими высотами располагается в Африке к северу от экватора между 0 и 10° с. ш. Осенью и весной такие облачные образования формируются

по обе стороны от экватора от 10° с. ш. до 10° ю. ш., зимой (декабрь — февраль) — к югу от экватора. При этом облачное скопление имеет максимальные за все сезоны размеры, средняя высота верхней границы достигает наибольших значений (7 км), формируются два ядра облачности с повышенными высотами верхней границы над центральной Африкой и Мадагаскаром.

На северо-востоке Индийского океана изолиния облачного скопления со средней высотой верхней границы 4 км смещается от зимы к лету (северного полушария) на 20° к западу (с 80 до 60° в. д.) и на 10° к северу (с 10 до 20° с. ш.). Как известно, сезон дождей в Индии длится с мая по сентябрь.

Наиболее уверенно можно интерпретировать распределение полученных значений высоты верхней границы облачности в областях с хорошо изученным климатическим режимом облачности.

Высота верхней границы облачности определяется многими факторами и в каждом конкретном случае может быть связана с одним из них или с их сочетанием. В этом смысле можно рассматривать высоту верхней границы облачности как некий комплексный показатель и причина формирования облачности с большими высотами верхней границы должна рассматриваться с учетом конкретных условий. Основные факторы, которыми обусловлено развитие облачности с высокой верхней границей, проанализированные в данной работе, можно разбить на четыре группы.

1. Значительный прогрев при большом влагосодержании воздуха и влажности подстилающей поверхности (Экваториальная Африка и Мадагаскар, Индонезия).
2. Фронтальная деятельность и циклогенез (север Атлантики).
3. Орографическое поднятие воздуха (запад Северной Америки).
4. Муссонная циркуляция (Индокитай).

Летом во внетропических широтах очаги конвекции и связанные с ними районы облачных скоплений с наибольшими высотами верхней границы формируются над материками (центральная часть Евразии) и горными областями (вынужденная конвекция). Зимой очаги конвекции, обусловленные фронтальной деятельностью, располагаются над океанами (северо-восточная часть Тихого океана и район Исландии).

Минимальные высоты верхней границы облачности отмечаются в областях субтропических антициклонов внутренних частей океанов, в зоне внутритропической конвергенции и приполярных районах, характеризующихся слаборазвитой конвекцией. Следовательно, на одной и той же широте над континентами верхняя граница облачности располагается обычно выше, чем над океанами.

При широтном осреднении величин высоты верхней границы облачности получаются асимметричные по отношению к экватору профили (табл. 1). В целом в рассматриваемых районах облачность с наиболее высокой верхней границей большую часть года располагается севернее экватора, между 0 и 10° с. ш. Исключение составляет зима северного полушария на восточных долготах, ког-

Средняя высота верхней границы облачности (км) по широтным поясам

Широта	Восточное полушарие, 0—100° в. д.				Западное полушарие, 70—170° з. д.			
	XII—II	III—V	VI—VIII	IX—XI	XII—II	III—V	VI—VIII	IX—XI
70—80° с. ш.	2,9	0,9	1,4	1,4	1,8	0,6	1,1	1,2
60—70	1,9	0,7	2,5	1,6	2,3	0,9	2,3	1,6
50—60	2,1	1,8	2,4	1,9	2,3	1,5	2,5	2,0
40—50	2,0	2,4	2,9	2,4	3,4	1,8	2,4	2,4
30—40	2,8	3,1	3,6	3,0	3,6	2,3	2,4	2,2
20—30	2,0	2,8	4,0	2,6	2,7	2,4	2,3	2,4
10—20	2,5	3,9	4,5	3,2	2,8	2,6	3,1	3,0
0—10	3,8	4,5	4,4	4,1	3,9	3,8	3,1	3,0
0—10° ю. ш.	5,8	4,2	3,5	4,0	3,3	2,1	1,8	2,0
10—20	4,3	2,9	2,1	2,8	2,9	2,1	2,4	2,4
20—30	3,2	2,7	1,8	2,0	3,3	2,8	2,6	2,6
30—40	3,0	3,2	1,9	2,2	3,3	3,2	3,1	2,4
40—50	2,9	2,3	2,1	2,3	3,1	3,1	2,3	2,2
50—60	2,3	2,0	2,1	1,6	3,1	2,3	1,9	2,0
60—70	2,3	2,6	1,5	1,4	2,6	1,7	1,7	1,7
70—80	2,1	3,8	1,7	1,3	3,7	2,2	1,7	1,6

да облачность с наиболее высоко поднятой верхней границей найдется между 0 и 10° ю. ш. Другая особенность, которую можно проследить по осредненным вдоль широтных поясов величинам высоты верхней границы облачности, — это резкий спад средних высот верхней границы при удалении от экватора к средним широтам, причем в южном полушарии этот спад оказывается более резким, чем в северном.

Средняя высота верхней границы облачности в восточном полушарии больше, чем в западном во все рассматриваемые сезоны, разница эта составляет около полутора километров.

Наибольшие высоты отмечаются в декабре — феврале в приэкваториальной зоне южного полушария на восточных долготах (север Индийского океана), наименьшие — с марта по май в высоких широтах северного полушария (менее 1 км). Хорошо прослеживается сезонное смещение повышенных значений высоты верхней границы облачности в восточном полушарии. В июне — августе на этих долготах отмечается один максимум. В остальные сезоны — еще вторичный, располагающийся между 30 и 40° с. ш. Его следует рассматривать как следствие орографического воздействия Гималаев.

В западном полушарии с марта по август прослеживаются также два максимума. Один из них локализуется в приэкваториальной зоне между 0 и 10° с. ш., а второй — в южной части Тихого океана между 30—40° ю. ш. С сентября по февраль наблюдается основной пик в зоне 0—10° с. ш., и вторичный между 30 и 50° с. ш. Кроме того, с декабря по февраль существует очень слабый третий максимум на юге Тихого океана между 20 и 40° ю. ш.

Таблица

Данные табл. 1 позволяют рассмотреть сезонный ход высоты верхней границы облачности в различных широтных зонах. В приполярных районах годовой ход высоты верхней границы оказывается совершенно различным. На севере Евразии и Канады максимум отмечается зимой, а минимум — весной. В теплую часть года значения высоты вообще значительно занижены. В приантарктической зоне максимум отмечается летом и осенью. Таким образом, это единственные районы, в которых океаничность и материковость играют решающую роль в формировании облачности на протяжении всего года. Зимой северного полушария арктические моря являются источником тепла и очагом конвекции в системе атмосфера — подстилающая поверхность. Летом в этом районе облачность мала. Антарктида, напротив, оказывается наиболее прогретой в теплую часть года и усиление циклонической деятельности в южных частях океанов приведет к тому, что именно в этот период формируется облачность, относительно развитая по вертикали.

В умеренных широтах, как видно из данных табл. 1, сезонные изменения полей облачности проявляются в колебаниях высоты верхней границы. В поясе между 30 и 70° обоих полушарий значения высот верхней границы летней облачности отличаются в среднем на 0,5—0,8 км от зимних значений. В тропической зоне, наряду с изменениями высот верхней границы облачности, большую роль приобретают сезонные смещения крупных облачных скоплений. При этом на восточных долготах летняя облачность выше зимней во всех широтных поясах, а на западных долготах это соотношение выдерживается только в южных широтах. К северу от экватора между 50 и 70° высоты зимней и летней облачности практически одинаковы, а в поясе 30—40° верхняя граница зимней облачности располагается на километр выше летней.

Представленные карты средней высоты верхней границы облачности необходимо рассматривать дифференцированно. Прежде всего надо знать, есть ли облачность в данном районе вообще, а затем уже выносить суждение о полученных оценках ее высоты. Например, зимой северного полушария значения высоты верхней границы облачности 3—3,5 км на севере Атлантики — действительные высоты облачности, которая связана с циклонической деятельностью и исландской депрессией. Также уверенно можно интерпретировать высокую облачность на северо-востоке Индийского океана (высота 6—7 км), связанную с летним муссоном в этом районе.

Низкая радиационная температура, отождествляемая с районами облачных скоплений, может наблюдаться и над территориями, заведомо лишенными облачности. Из возможных физических причин такого явления можно назвать, по крайней мере, две: 1) существенная аномалия температурного режима в данном районе; 2) высокое содержание в атмосфере аэрозоля или водяного пара, создающих задерживающий слой для излучения подстилающей поверхности.

Второй случай имеет место, вероятно, над Западной Сахарой, где летом (июнь — август) получены высоты верхней границы об-

лачности в 5 км, а по телевизионным и наземным наблюдениям здесь отмечается безоблачная погода. Эта цифра получена скорее за счет присутствия в воздухе аэрозоля и водяного пара, чем за счет облачности.

Высокие радиационные температуры (близкие к климатическим нормам приземной температуры), исключаемые нами из расчетов (фактически могут, вероятно, иметь место и при наличии облачности). Достаточно указать на низкую слоистую облачность средних широт, формирующуюся в зимних условиях в районах адвекции тепла, или облачность при наличии инверсии. К этой группе случаев следует, по-видимому, отнести и так называемые стратосферные потепления. Вопрос о термической характеристике поверхности облачности, получаемой со спутника в период стратосферного потепления, является совершенно не ясным.

Представляется целесообразным сопоставить полученные данные с уже имеющимися обобщениями по глобальной повторяемости облачности в соответствующие периоды. В качестве таких материалов привлечены 90-дневные средние карты яркости, рассчитанные В. Тейлором и Дж. Уинстоном [5] по телевизионным измерениям американских спутников. Карты строились по данным «ЭССА-3» и «ЭССА-5» за 1967 г. по узлам координатной сетки шагом в 5°, яркость представлена на них по десятибалльной шкале. Поскольку «ЭССА-3» и «ЭССА-5» дали сравнительно полное глобальное покрытие, то эти карты рассматриваются как наиболее репрезентативные за месячные и сезонные периоды среди всех возможных спутниковых карт облачности.

Сравнение с картами средней яркости показало хорошее соответствие полей облачности и средних высот ее верхней границы. Общая конфигурация полей и их сезонные изменения обнаруживают четкую связь. Что касается соотношения полученных высот верхней границы облачности и абсолютных значений яркости, то оно оказывается неоднозначным для всех широт. Наибольшая яркость (8—9 баллов) — в приполярных районах, т. е. в районах, где формируется облачность с самой низкой верхней границей.

Облачности индийского муссона со средними высотами верхней границы 5—6 км соответствует яркость 3—4 балла. В районах Центральной и Восточной Европы, а также океанических районах южного полушария, характеризующихся высотами верхней границы облачности 1—2 км, максимальная яркость достигает 6 баллов. В декабре — феврале над Африкой средняя яркость не превышает 3—5 баллов, а с июня по ноябрь — 4 баллов, хотя этот район характеризуется наличием мощных и обширных облачных скоплений.

В тропическом поясе районы минимальной средней яркости (1 балл и ниже) совпадают со значениями высот верхней границы облачности около 2 км. В марте — мае пониженные значения средней яркости отмечаются на значительной части в центре Тихого океана к северу от экватора и в районе Аравийского моря. В ию-

не — августе области минимальной яркости локализируются в Тихом океане в районе архипелага Туамоту и над самым югом Африки. Во втором случае средние высоты верхней границы облачности составляют немногим более 2 км. В сентябре — ноябре — это область в Тихом океане к югу от экватора на долготах 120—150° и Аравийское море. В обоих случаях высота верхней границы облачности не превышает 2 км. В декабре — феврале — это центральная часть Тихого океана, район к западу от Панамского перешейка, узкая широтная зона в Центральной Африке, Аравийское море и Бенгальский залив. Соответствующие характеристики высоты верхней границы составляют около 2 км, являясь минимальными для тропической зоны и обнаруживая хорошую согласованность с минимумами яркости по местоположению и конфигурации.

Таким образом, участки максимальных высот верхней границы облачности не совпадают с районами наибольшей яркости. Причина этого кроется отчасти в том, что при построении средних карт яркости на основе телевизионных измерений облачность приполярных районов может идентифицироваться со снегом и льдом. Однако основная причина указанного несоответствия кроется в самой структуре планетарной облачности, формирующейся в различных широтных зонах.

Совместный анализ карт яркости и полей средней высоты облачности позволяет выяснить не только распределение облачности по количеству, но и качественные изменения в характере самой облачности. Речь идет о закономерностях планетарного распределения сплошной и разреженной облачности и форм облачности. Преобладание в полярных районах слоистообразной и преимущественно сплошной облачности, а в тропиках кучевообразной и разреженной способствует возникновению тех особенностей поля яркости, которые отмечались выше. Получается, что связь средней яркости и высот верхней границы облачности, рассчитанных по радиационным данным, неоднозначна. У полюсов контрасты высоты верхней границы создаются сравнительно теплой и низкой облачностью, а в тропиках — чередованием скоплений яркой, холодной, но не сплошной облачности и больших безоблачных районов. В целом конфигурация полей совпадает, расхождения могут быть вызваны межгодовой изменчивостью в ходе макроциркуляции.

На основе выявленных качественных соотношений можно предсказать наиболее существенные особенности поля высот облачности для районов, не освещенных в настоящее время данными. Следует ожидать, что низкие высоты верхней границы облачности в июне — августе будут наблюдаться над Бразилией, Австралией и двумя районами Атлантики по обе стороны от экватора. В декабре — феврале соответствующие области будут формироваться также в двух районах Атлантики, а над Австралией, Бразилией и крайним югом Южной Америки — области наиболее значительных высот верхней границы облачности.

Особо следует рассмотреть случаи «ложной» высокой облачности или возможности ее «появления» по расчетным данным в районах обширных плоскогорий и горных массивов.

Неожиданным и трудно объяснимым является факт обнаружения в летний период облачности с высокой верхней границей (до 5 км) над восточной частью Северной Африки. Можно предположить, что низкие радиационные температуры этого района связаны не столько с облачностью, сколько с высоким содержанием аэрозолей и примесей в атмосфере, создающих значительный задерживающий слой, который существенно ослабляет излучение, идущее от подстилающей поверхности.

Зимой северного полушария обращает на себя внимание та же область повышенных значений высоты верхней границы облачности в районе Баренцева моря. Показатели высот здесь составляют 4,6 — 5,7 км, т. е. близки к высотам верхней границы облачности в области исландской депрессии. Возможно, что это полуперманентный центр действия, не прослеживаемый по синоптическим картам из-за малого количества наблюдений в этом районе. Другой причиной могут быть холодные плотные туманы адвекции, образующиеся вследствие активизации циклонических процессов выносов влажного атлантического воздуха.

В заключение следует сказать, что полученные результаты углубляют представление о трехмерной структуре атмосферных процессов и дают количественные оценки морфологии облачного поля Земли. Наибольшие по масштабу изменения высот связаны с межзональными контрастами. Изменчивость от места к месту в самой сильной степени проявляется в тропической зоне. Над обширными территориями океанов и материков средних широт формируется облачность с верхней границей в среднем не выше 3 км.

Положение верхней границы облачности летом, как правило выше, чем зимой (в соответствующих полушариях).

Анализ вскрывает природу радиационных температурных изменений, производимых со спутника, и подтверждает гипотезу о правдоподобности рассмотрения осредненных по большим площадям радиационных температур как температур верхней границы облачности.

Основные выводы проделанной работы сводятся к следующему:

1. Получены количественные характеристики высоты верхней границы и горизонтальной протяженности крупных облачных скоплений, природа которых хорошо изучена. Примером может служить облачность, связанная с индийским муссоном.
2. Выявлен режим облачности в таких очагах формирования, как Центральная Африка и экваториальная часть Тихого океана у берегов Южной Америки.
3. Намечены районы возможных скоплений облачности в неосвоенных районах на основе характера выявленных закономерностей.

Принятый масштаб осреднения радиационных измерений по квадратам $10 \times 10^\circ$ позволяет уловить синоптические особенности планетарного поля облачности и анализировать его климатический режим. Немаловажным обстоятельством является также сокраще-

ние объемов исходной информации и возможность обработки массивного материала в реальном масштабе времени.

Механизированная обработка измерений, связанная с выборкой данных по каналу 8 — 12 мкм и осреднением по квадратам, выполнялась в ГМЦ СССР на ЭВМ типа «Минск». Автор выражает глубокую признательность начальнику лаборатории ГМЦ СССР Болдыреву за содействие в выполнении данной работы.

ЛИТЕРАТУРА

- Батяева Т. Ф. Карты температуры воздуха на уровне моря для земного шара. Метеорол. бюллет. ЦИП, М., 1960.
- Болдырев В. Г. Расчет передаточных функций атмосферы в интервале спектра 8 — 12 мкм для территории северного полушария. Изд-во АН СССР, сер. физ. атм. и океана, том 1, № 7, 1965.
- Болдырев В. Г., Ветлов И. П. Пространственная и временная изменчивость уходящей радиации. Метеорология и гидрология, № 10, 1970.
- Shenk W. E., Kreins E. R. A comparison between observed winds and cloud motions derived from satellite infrared measurements. J. of Appl. Met., Vo. 9, August, 1970.
- Taylor V. R. and Winston J. S. Monthly and seasonal mean global charts of brightness from ESSA 3 and 5 digitized pictures, Feb. 1967—Feb. 1968. Technical. Report, No. 46, NESG, 1968.

СОДЕРЖАНИЕ

Ю. В. Спиридонова. Средняя высота верхней границы облачности	3
Л. С. Дубровина, Л. П. Упорова. О верхней границе облаков по самолетным подъемам	16
А. П. Пеньков. Распределение высоты нижней границы облаков до 300 м над территорией СССР	27
Л. С. Дубровина. Вероятность ясного неба при наблюдениях с различных высот	41
В. И. Титов. Относительная повторяемость туманов холодного времени года на территории СССР	48
К. А. Галеркина. О статистической связи между некоторыми характеристиками струйных течений	53
Г. Л. Аверина. О суточном ходе давления при различной адвекции температуры	61
В. И. Титов. Распределение атмосферных осадков по территории Афганистана	66
З. М. Маховер, В. В. Овсянников. Технологическая схема автоматизированной обработки ежедневных наблюдений и ее экономическая эффективность	77
В. В. Овсянников. Синтаксический контроль ежедневной метеорологической информации	84
А. П. Пеньков. Номограмма для определения среднего ветра при расчете парашютного прыжка	88

Труды НИИАК вып. 84
Авиационная климатология

Редактор *В. В. Шибалева*

Техн. ред. *Н. В. Горбачева*

Корректор *Л. Б. Афанасьева*

Московское отделение Гидрометеоиздата, Москва, Б-61, Бужениновская ул., 4/а

Т-12966	Сдано в набор 3/VII—1972 г.	Подп. к печ. 25/X—1972	
Изд. № 55	Индекс М-М-55	Бумага 60×90 ^{1/16}	Печ. л. 6,25 Уч.-изд. л.
Заказ № 786	Бумага № 2	Цена 43 коп.	Тираж 1220 экз.

Типография № 8 Управления по печати Мосгорисполкома
Москва, М-516, Товарническая ул., 4