

26
778
МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, выпуск 14

ОБЛАКА, ОСАДКИ И ВОПРОСЫ АТМОСФЕРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ

175263

БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

ЛЕНИНГРАД
1963

С. В. СОЛОНИН, Г. Г. ТАРАКАНОВ

**МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ОБЛАЧНОСТИ ВЕРХНЕГО ЯРУСА С
САМОЛЕТА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЕЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ
СТРУКТУРЫ**

В в е д е н и е

В последнее время исследованию облачности верхнего яруса уделяется много внимания. Это обстоятельство можно объяснить двумя причинами: во-первых, облака верхнего яруса являются хорошим индикатором атмосферных процессов, происходящих в верхней тропосфере, и, во-вторых, они располагаются на высотах, совпадающих с основными эшелонами современных скоростных пассажирских самолетов.

Несмотря на значительное число работ, посвященных пространственной структуре облачности и условиям полетов в них, многие важные вопросы пространственной структуры верхней облачности, процессов ее образования и вопросы диагноза и прогноза остаются еще не до конца выясненными. Это не случайно, так как детальное исследование облачности верхнего яруса осложняется тем, что в настоящее время нет достаточного количества надежных данных о верхней и нижней ее границах, о расположении в ней прослоек, практически отсутствуют данные о ее микрофизической структуре и ряд других важных физических характеристик.

Одним из источников информации об облаках верхнего яруса являются данные донесений экипажей самолетов, выполнявших полеты на больших высотах. С 1956 г. наблюдения за облаками верхнего яруса проводились метеорологами ЦМП и ЦАО, совершавшими полеты на транспортных самолетах ГВФ Ту-104 и Ил-18. С 1958 г. в полетах стали принимать участие сотрудники других метеорологических учреждений, в частности авторы настоящей статьи.

В данной статье рассмотрены вопросы пространственной структуры перистой облачности на основе анализа 82 полетов, выполненных авторами на самолетах Ту-104 в период с 1958 по 1961 г. по воздушным трассам Москва-Ленинград, Ленинград-Киев, Ленинград-Свердловск, Свердловск-Ташкент, Ленинград-Харьков-Адлер, Ленинград-Симферополь. Полученный в полетах материал обладает рядом недос-

татов: собранные данные являются неоднородными (различные географические районы, время суток и время года), время полетов не всегда совпадает со временем температурно-ветрового зондирования атмосферы, отдельные участки воздушных трасс недостаточно освещены аэрологическими данными, большинство наблюдений - визуальные, полеты происходили, как правило, на постоянной высоте по барометрическому высотомеру. Все это затрудняет, а иногда и исключает, возможность проведения глубокого и всестороннего анализа.

Вместе с тем исследование облачности с самолетов обладает целым рядом достоинств. Изучая облачность с самолета, наблюдатель в ряде случаев в известном смысле приближается к условиям лабораторного эксперимента, анализируя пространственное распределение облачности не по синоптической карте, а в реальных условиях. Создаются благоприятные условия для натурной проверки некоторых физических гипотез, связанных с условиями образования и развития облаков и других атмосферных процессов и явлений.

Прежде чем приступить к непосредственному анализу результатов исследования облаков верхнего яруса, остановимся кратко на методике получения исходных данных. Это позволит дать оценку материала наблюдений, которым располагали авторы, и критически подойти к полученным результатам.

§ 1. Методика исследования облачности

В полетах производились наблюдения за комплексом метеорологических элементов: облачностью (количество, форма, высота нижней и верхней границ, вертикальная и горизонтальная протяженность, наличие прослоек, плотность), видимостью (горизонтальная, наклонная и вертикальная), турбулентным состоянием атмосферы (болтанка), ветром (направление и скорость), температурой воздуха, атмосферными явлениями. Наблюдения за количеством и формой облачности проводились визуально с одновременным фото- и кинематографированием ее. Высота нижней и верхней границ облачности при пробивании облаков определялась при помощи барометрического высотомера. При полете на заданном эшелоне верхняя и нижняя границы облачности по возможности также определялись инструментально. Для этой цели использовался наряду с барометрическим высотомером навигационный визир. Так как шкала барометрического высотомера рассчитана для стандартных условий, и давление на исходном уровне при полете на заданном эшелоне устанавливалось 760 мм, то в показания высотомера вводились соответствующие поправки. Горизонтальная протяженность облачных полей определялась по величине путевой скорости и времени полета самолета в облаках, над или под облаками соответственно. Вертикальная мощность облаков определялась при наборе высоты или снижении как разность отсчетов по барометрическому высотомеру между высотой верхней и нижней границ облачности. При полете на постоянной высоте мощность облаков оценивалась приближенно.

Дальность видимости в облаках определялась визуально. Плот-

ность облачности также оценивалась визуально в зависимости от дальности видимости в облаках. При полете над облаками и под облаками наряду с визуальными наблюдениями за видимостью использовались инструментальные методы (радиолокатор, навигационные визиры).

Турбулентное состояние атмосферы оценивалось качественно по явлению болтанки. При этом использовалась шкала интенсивности болтанки в баллах: σ^1 - слабая, σ^2 - умеренная, σ^3 - сильная, σ^4 - очень сильная.

Направление и скорость ветра рассчитывались, как правило, по величине путевой скорости и углу сноса. Указанные навигационные элементы определялись инструментально.

Температура воздуха на высоте полета измерялась бортовым термометром, при этом вводилась поправка на динамический нагрев.

Наблюдения за атмосферными явлениями производились визуально. Исключение составляют грозовые явления, наблюдения за которыми осуществлялись визуально, а также при помощи радиолокаторов и других радиотехнических средств.

Все записи в полете велись в специальном бортовом журнале, в котором фиксировались дата и время взлета, маршрут полета, время, местонахождение самолета в момент производства метеорологических наблюдений, высота по барометрическому высотомеру, курс, воздушная и путевая скорости, температура воздуха, скорость и направление ветра на высоте полета, результаты метеорологических наблюдений, погода в пунктах взлета и посадки.

При обработке и анализе материалов полетов наряду с материалами наблюдений с борта самолета широко привлекались приземные синоптические и кольцевые карты, карты барической топографии различных уровней, наиболее близкие по срокам ко времени полета, данные температурно-ветрового зондирования атмосферы, а также вертикальные разрезы атмосферы по маршруту, выдаваемые экипажу на АМСГ перед вылетом.

В данной статье использованы отдельные материалы наблюдений, характеризующие пространственную структуру перистой облачности. Остальные вопросы мы предполагаем рассмотреть после завершения полной обработки всех собранных в полетах материалов.

§ 2. Некоторые вопросы пространственной структуры перистой облачности

Анализ материалов полетов показывает, что облака верхнего яруса наиболее часто отмечаются в области приземных циклонов, ложбин и связанных с ними атмосферных фронтов.

Повторяемость перистой облачности над центрами циклонов составила 100%. Это хорошо согласуется с данными И.Г.Пчелко [6] В.И.Унукова [7], Г.Д.Решетова [8] и других авторов.

На атмосферных фронтах также имеет место очень высокая повторяемость верхней облачности. Если учитывать все формы облаков, достигающих верхней тропосферы, то над теплыми фронтами и фрон-

тами окклавий во всех полетах наблюдалась верхняя облачность. На холодном фронте только в одном из полетов, выполненном зимой (январь) не была зарегистрирована верхняя облачность. Однако в интерпретации и этого случая необходимо отнестись осторожно, поскольку полет совершался не вдоль фронтального раздела, а под большим (близким к прямому) углом к нему. Поэтому результаты наблюдений характеризуют лишь сравнительно небольшой участок фронтальной поверхности. Эти данные несколько отличаются от количественных характеристик повторяемости облачности, приводимых И.Г.Пчелко [6]. Согласно И.Г.Пчелко, на фронтах перистая облачность наблюдается в среднем в 89,6% случаев, внутримассовая облачность верхнего яруса в 34,4% случаев. Последнее можно объяснить тем, что верхняя облачность на фронтах обычно имеет большую горизонтальную протяженность и нередко распространяется до тыловых районов приземных антициклонов и гребней, а также наблюдается в их передних частях. При анализе и сравнении данных о полях перистой облачности, собранных на основе сообщений и донесений летных экипажей, с положением фронтов и барических образований на приземных синоптических картах эту облачность иногда ошибочно относят к внутримассовой.

Накопление фактических данных о вертикальной структуре перистых облаков позволяет уточнить вопрос о положении их верхней границы.

Анализ работ, посвященных пространственной структуре облаков верхнего яруса, наводит на мысль о существовании достаточно хорошей связи между высотой уровня максимальной скорости ветра и высотой верхней границы перистой облачности. Это положение в неявном виде подтверждается рядом авторов. По данным А.М.Баранова [1], исследовавшего связь верхней границы перистых облаков над ЕТС с высотой тропопаузы, верхняя граница облачности в среднем располагается ниже тропопаузы на 1,2-1,4 км.

Среднее расстояние от верхней границы облаков до уровня тропопаузы по Клодману [10] составляет 1,3 км.

По Г.Д.Решетову [7], верхняя граница перистой облачности располагается ниже тропопаузы в пределах от 0,4 до 1,0 км.

В.И.Унуков [8] на основе обработки донесений экипажей получил это расстояние в среднем равным 1,5 км.

Аналогичные выводы следуют из анализа работ А.В.Курбатовой, О.В.Козловской, Н.И.Мазурина [4] и Н.В.Лукьянова [5].

Обобщая данные указанных авторов, можно прийти к заключению, что в среднем верхняя граница облаков находится на 1 км ниже уровня тропопаузы. Эта величина совпадает с расстоянием между уровнем максимальной скорости ветра в тропосфере и положением тропопаузы, на что обращается внимание в исследованиях И.Г.Пчелко [6], Фауста [11], В.Г.Цверева [9].

Такое совпадение не является случайным. Между распределением ветра по высотам (профилем ветра) и пространственной структурой

верхней облачности, т.е. высотой ее верхней и нижней границ, расслоенностью, должна существовать определенная связь. В особой степени это относится к уровню, точнее поверхности, на которой наблюдаются максимальные (по высоте) скорости ветра, так как на уровне максимальной скорости ветра, как показал Фауст [1] на статистическом материале, вертикальные движения обращаются в нуль ("нулевой слой").

Последнее следует и из анализа уравнений динамики атмосферы.

В прямоугольной системе координат уравнение движения в векторной форме имеет вид

$$\frac{d\vec{c}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla P - 2[\vec{\omega} \times \vec{c}] - \nabla \Phi + \vec{F}, \quad (1)$$

где $\vec{c}(u, v, w)$ - вектор ветра со своими проекциями соответственно на оси x, y, z ; t - время; ρ - плотность воздуха; P - атмосферное давление; ∇ - оператор набла $(\frac{\partial}{\partial x} i + \frac{\partial}{\partial y} j + \frac{\partial}{\partial z} k)$; $\vec{\omega}$ - угловая скорость вращения Земли; Φ - потенциал ньютоновского притяжения; \vec{F} - сила трения, отнесенная к единице массы.

Если умножить уравнение (1) скалярно на \vec{c} и принять во внимание свойства векторного и скалярного произведений ($\vec{c} \cdot \vec{c} = c^2$; $\vec{c} \cdot [\vec{\omega} \times \vec{c}] = 0$), а также пренебречь в правой части силой трения и членом, содержащим вертикальную скорость, то выражение (1) примет вид

$$\frac{d}{dt} (c^2) = -\frac{1}{\rho} \vec{c} \nabla P. \quad (2)$$

В общем случае направления изогипс (изобар) и линий тока не совпадают между собой и

$$\vec{c} \nabla P = c \frac{\partial P}{\partial s}, \quad (3)$$

где $\frac{\partial P}{\partial s}$ - изменение давления вдоль линии тока.

Принимая во внимание (3), выражение (2) можно записать так:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + u \frac{\partial c}{\partial x} + v \frac{\partial c}{\partial y} + w \frac{\partial c}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial s}. \quad (4)$$

Для удобства анализа, в качестве масштаба для измерения высоты возьмем высоту поверхности максимальной скорости ветра $H = H(x, y, t)$.

Таким образом, $z = \eta H(x, y, t)$, где η - новая переменная. При $z = 0$ новая переменная $\eta = 0$, на уровне поверхности максимальной скорости ветра $z = H(x, y, t)$, $\eta = 1$.

Перейдем от декартовых x, y, z к натуральным координатам s, η, t .

Для какого-то постоянного уровня $\eta = \text{const}$ формулы, связывающие производные в натуральных координатах с производными в прямоугольных координатах, будут иметь обычный вид [2]

$$\frac{\partial}{\partial s} = \cos \beta \frac{\partial}{\partial x} + \sin \beta \frac{\partial}{\partial y}, \quad (5)$$

$$\frac{\partial}{\partial n} = -\sin \beta \frac{\partial}{\partial x} + \cos \beta \frac{\partial}{\partial y}, \quad (6)$$

где β - угол, который образует вектор ветра с положительным направлением оси абсцисс.

В общем случае $\beta = \beta(s, n, \eta, t)$.

Продифференцируем (5) по вертикальной координате η

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{\partial}{\partial s} \right) &= \frac{\partial \beta}{\partial \eta} \left(-\sin \beta \frac{\partial}{\partial x} + \cos \beta \frac{\partial}{\partial y} \right) + \\ &+ \left(\cos \beta \frac{\partial}{\partial x} + \sin \beta \frac{\partial}{\partial y} \right) \frac{\partial}{\partial \eta}. \end{aligned} \quad (7)$$

Привлекая соотношения (5) и (6), выражение (7) окончательно примет вид

$$\frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{\partial}{\partial s} \right) = \frac{\partial \beta}{\partial \eta} \left(\frac{\partial}{\partial n} \right) + \left(\frac{\partial}{\partial s} \right) \frac{\partial}{\partial \eta}. \quad (8)$$

Запишем уравнение (4) в натуральных координатах s, n, η :

$$\frac{\partial c}{\partial t} + c \frac{\partial c}{\partial s} + \eta' \frac{\partial c}{\partial \eta} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial s}, \quad (4')$$

где $\eta' = \frac{d\eta}{dt}$ - вертикальная скорость.

Продифференцируем соотношение (4') также по вертикальной координате η

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{\partial c}{\partial t} \right) + \frac{\partial c}{\partial \eta} \frac{\partial c}{\partial s} + c \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{\partial c}{\partial s} \right) + \frac{\partial \eta'}{\partial \eta} \frac{\partial c}{\partial \eta} + \\ + \eta' \frac{\partial^2 c}{\partial \eta^2} = - \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial s} \right). \end{aligned} \quad (9)$$

На поверхности максимальной скорости ветра ($\eta=1$) $\frac{\partial c}{\partial \eta} = 0$.

Тогда, принимая во внимание соотношение (8) и условие обращения в нуль производной от скорости по вертикальной координате, для поверхности максимальной скорости ветра получим

$$c \frac{\partial \beta}{\partial \eta} \frac{\partial c}{\partial n} + \eta' \frac{\partial^2 c}{\partial \eta^2} = - \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial s} \right). \quad (9')$$

Так как $\frac{\partial^2 c}{\partial \eta^2} \neq 0$, вертикальная скорость η' на поверхности максимальной скорости ветра

$$\eta' = \frac{\frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial s} \right) + c \frac{\partial \beta}{\partial \eta} \frac{\partial c}{\partial \eta}}{\frac{\partial^2 c}{\partial \eta^2}} \quad (10)$$

Из соотношения (10) следует, что на поверхности максимальной скорости ветра вертикальные движения должны отсутствовать. В самом деле, величина $\frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial s} \right)$, стоящая в числителе, представляет собой производную по вертикали от составляющей силы барического градиента в направлении линии тока. Известно, что на уровне максимальной скорости ветра агеострофические составляющие ветра достигают максимального значения. Это дает основание полагать, что при $\eta = 1$ $\frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial s} \right) = 0$.

Второе слагаемое в числителе при $\eta = 1$ также обращается в нуль, поскольку при переходе через поверхность максимальной скорости ветра, как показывает просмотр вертикальных разрезов атмосферы, направление ветра остается практически постоянным или ветер принимает прежнее направление. Таким образом, при $\eta = 1$ справедливо условие $\frac{\partial \beta}{\partial \eta} = 0$. В частном случае, непосредственно на оси струйного течения, обращается в нуль также величина $\frac{\partial c}{\partial \eta}$, однако на некотором удалении от оси горизонтальные градиенты скорости ветра будут очень большими.

Отсутствие вертикальных движений на поверхности максимальной скорости ветра объясняет, по нашему мнению, достаточно хорошее совпадение уровня максимальной скорости ветра с положением верхней границы перистой облачности.

При наличии восходящих движений ниже указанного уровня он выполняет роль задерживающего слоя.

Однако выводы, вытекающие из уравнения (10), не являются абсолютно надежными, поскольку при выводе формулы мы пренебрегли силой турбулентной вязкости и слагаемым, характеризующим изменение потенциальной энергии единицы массы во времени.

Поэтому представляет интерес получить более убедительное подтверждение существования такой связи на основе обработки материалов фактических наблюдений. Чтобы каким-то образом уменьшить влияние погрешностей измерений высоты верхней границы облаков с самолета (ошибки в показаниях барометрического высотомера и при определении поправок на отклонение реальных условий от стандартных и другие) лучше всего эту связь проверить на статистическом материале. Для этих целей был отобран 31 случай наблюдений за верхней границей перистой облачности, когда высоты тропопаузы и высоты уровня максимальной скорости ветра были определены с большой корректностью.

Согласно расчетам, среднее расстояние между высотами уровня максимальной скорости ветра и тропопаузы и высотой верхней границы соответственно составили 0,47 и 1,63 км.

Учитывая погрешности при определении высоты верхней границы облаков, можно полагать, что их верхняя граница достаточно удовлетворительно совпадает с высотой уровня максимальной скорости ветра.

Об этом также свидетельствуют коэффициенты корреляции, рассчитанные для анализируемых случаев. Коэффициент корреляции между высотой тропопаузы и верхней границей облачности составил 0,6, а для уровня максимальной скорости ветра - 0,8.

Таким образом, верхняя граница облаков лучше согласуется с уровнем максимальной скорости ветра, чем с положением тропопаузы.

Л и т е р а т у р а

1. Баранов А.М. О вертикальной протяженности облаков верхнего яруса. Метеорология и гидрология, № 4, 1960.
2. Гандин Л.С., Лапхтман Д.Л., Матвеев Л.Т., Юдин М.И. Основы динамической метеорологии. Гидрометеонадат, Л., 1955.
3. Герман М.А., Мазурин Н.И., Солонин С.В. К вопросу об условиях полетов в перистых облаках. Труды ЛГМИ, вып.12, 1961.
4. Курбатова А.В., Ковловская О.В., Мазурин Н.И. Некоторые пространственные характеристики облаков верхнего яруса над северо-западом Европейской территории СССР, Труды ЛГМИ, вып.12, 1961.
5. Лукьянов Н.В. Обобщение результатов метеорологических наблюдений на больших высотах. Методическое письмо, № 39, ГУГМС, 1959.
6. Пчелко И.Г. Метеорологические условия полетов на больших высотах. Гидрометеонадат, Л., 1957.
7. Решетов Г.Д. Облачность в верхней тропосфере. Тезисы докладов на научной конференции по авиационной метеорологии. Гидрометеонадат, М., 1960.
8. Унуков В.И. Аэросиноптические условия образования и прогноз облаков верхнего яруса. Тезисы докладов на научной конференции по авиационной метеорологии. Гидрометеонадат, М., 1960.
9. Цверева В.Г. О связи уровня максимальных скоростей ветра с положением тропопаузы. Труды ЛГМИ, вып.9, 1960.

IO. Clodman J.

Some statistical aspects of cirrus cloud.
Met. Res. Papers. Air Ministry, N933, London, 1955.

II. Faust H.

Die Nullschicht, der Sitz des troposphärischen
Windmaximums. Met. Rundschau, H 1/2, 1953.