

И. Г. ПЧЕЛКО

551.5
П 92

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
ПОЛЕТОВ
НА БОЛЬШИХ ВЫСОТАХ

БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
Ленинград • 1957

С 79751

ВВЕДЕНИЕ

Внедрение реактивной техники в Гражданский воздушный флот потребовало от синоптиков АМСГ составления прогнозов погоды для полетов во всей толще тропосферы и в нижней стратосфере. Задачи синоптиков в настоящее время значительно расширились и усложнились. Между тем по вопросу о том, что должно представлять собою метеорологическое обеспечение высотно-скоростных полетов и каковы наши возможности этого обеспечения, еще нет полной ясности. По мнению одних, эта задача является исключительно сложной, и метеорологическая служба в настоящее время будто бы не готова к ее решению; другие говорят о том, что в метеорологическом обеспечении высотно-скоростных полетов ничего существенно нового нет по сравнению с обеспечением обычных полетов и поэтому особых затруднений этот вид работы для синоптиков не представляет.

В оценке метеорологических явлений в верхних слоях тропосферы и в нижней стратосфере и их влияния на полет также нет единого мнения. Например, нередко можно слышать, что облака Ci — Cs далеко не являются такими «безобидными», какими они кажутся нам при наблюдениях с земли. Эти облака будто бы часто имеют большую вертикальную мощностъ, располагаясь в слое 8—15 км. Полет в них характеризуется очень плохой видимостью, сопровождается болтанкой, обледенением и что поэтому данный тип облаков представляет собою большую опасность для полетов на больших высотах. С другой стороны, иногда можно слышать, что полеты в верхних слоях тропосферы проходят, так сказать, «вне погоды», следовательно, они не требуют особого внимания со стороны метеорологов.

Поскольку имеются такие разноречивые мнения и учитывая также новизну вопроса как для летчиков, так и для метеорологов, в настоящее время имеется большая необходимость осветить истинное положение вещей. С этой целью и была написана предлагаемая работа. В ней излагается вопрос о том, какова сущность тех метеорологических условий, с которыми встречаются экипажи, осуществляющие полеты на больших высотах, в каких случаях эти условия являются благоприятными и неблагоприятными для по-

летов и каковы возможности метеорологов в отношении обеспечения безопасности и эффективности полетов. Выполнить достаточно полную работу на эту тему, к сожалению, пока невозможно, так как наши знания о верхних слоях тропосферы и нижней стратосферы еще очень скудны. Тем не менее за последние годы уже накопился известный опыт метеорологического обслуживания высотно-скоростной авиации как за границей, так и в СССР. Имеется весьма обширная литература, посвященная изучению отдельных метеорологических элементов для верхних слоев тропосферы и нижней стратосферы и их влиянию на полет (ветер, турбулентность, облачность и др.). В течение 1955 г. и частично 1956 г. автор проанализировал около 250 случаев полета реактивных самолетов над территорией СССР на высотах 10—11 км. Все вместе взятое является таким материалом, обобщение которого, хотя бы в кратком виде, несомненно, представит большой практический интерес.

Работа рассчитана на синоптиков АМСГ и летчиков. Она знакомит читателей с такими элементами, как температура, ветер, облачность, болтанка и обледенение применительно к полетам на высотах 9—12 км. В начале книги излагаются общие принципы метеобеспечения высотно-скоростной авиации, а также даются сведения о картах тропопаузы. Эти карты еще не получили широкого применения, но, учитывая большую важность тропопаузы в определении условий погоды в верхней тропосфере и нижней стратосфере, автор решил изложить этот вопрос наиболее подробно.

Автор считает, что все вопросы, затронутые в работе, требуют еще очень большого и глубокого исследования. В этих исследованиях должны принять участие многие синоптики, а также летчики с тем, чтобы скорее были изучены условия погоды на больших высотах, от чего во многом зависит эффективность метеобеспечения авиации.

1. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ВЫСОТНО-СКОРОСТНОЙ АВИАЦИИ

Полеты на больших высотах производятся в настоящее время почти исключительно на реактивных скоростных самолетах. Основной задачей метеорологов в отношении таких полетов является обеспечение безопасности, регулярности и экономичности полетов в зависимости от условий погоды на данной воздушной трассе. Эта задача решается синоптиками АМСГ на основе тщательного анализа атмосферных процессов по данным приземных и высотных карт погоды, а также с использованием текущего информационного материала.

В дополнение к имеющимся материалам, используемым при метеорологическом обеспечении полетов обычных самолетов, на АМСГ необходимо составлять карты АТ₃₀₀ и в некоторых случаях карты более высоких уровней, а также карты тропопаузы. Очень большое значение при этом приобретают данные вертикального температурного и ветрового зондирования за дополнительные сроки наблюдений по основным пунктам, расположенным вдоль воздушных трасс. Опыт показывает, что регулярное зондирование атмосферы через каждые шесть часов вполне достаточно для осуществления оперативного обеспечения полетов.

В целях наилучшего практического использования этих данных рекомендуется в дополнение к существующим высотным картам за два срока составлять также вертикальные разрезы атмосферы по обслуживаемым трассам. Это дает возможность более отчетливо представлять состояние и изменение метеорологической обстановки по трассе во всем прозондированном слое атмосферы. Особенно необходимо при этом следить за изменением во времени и пространстве температуры, ветра и положения тропопаузы.

Оперативное метеорологическое обслуживание каждого полета должно заключаться в обеспечении летного состава подробной устной предполетной консультацией о развитии атмосферных процессов, а также в выдаче летчикам бюллетеня погоды с конкрет-

ным изложением прогноза погоды по трассе в текстовом или графическом виде, либо в том и другом вместе. Предполетная устная синоптическая консультация чрезвычайно важна. Надо иметь в виду, что реактивные самолеты за один рейс покрывают огромные расстояния с самыми различными условиями погоды. В письменном виде бывает трудно кратко изложить характер этих условий. Поэтому «на помощь» должна прийти устная беседа синоптика с летчиком. В устной консультации синоптик должен как можно подробнее рассказать летчику о всех предполагаемых условиях погоды по маршруту, обратив особое внимание на наиболее неблагоприятные условия и на то, как их избежать. Необходимо при этом отдельно изложить условия погоды для района взлета, для участка горизонтального полета на заданной высоте (эшелоне) и для района посадки самолета.

Прогноз должен содержать сведения об облачности, особых явлениях, видимости, ветре, температуре, турбулентности (болтанке) и обледенении самолетов. Следует, однако, иметь в виду, что значимость каждого из указанных элементов не является одинаковой для различных участков полета. Поэтому, оценивая те или иные метеозлементы, исходя из конкретной обстановки, синоптик должен учитывать следующее:

а) в прогнозе для района взлета, где самолет набирает высоту для выхода на эшелон полета, особенно важно правильно предусмотреть положение нижней и верхней границ облаков, вид и характер особых явлений погоды, горизонтальную видимость у поверхности земли и обледенение;

б) для участка горизонтального полета особое значение имеет количество облачности, высота ее верхней границы, направление и скорость ветра, турбулентность (болтанка) и распределение температуры;

в) для района посадки самолета — то же, что и для района взлета, но особенно важно указать высоту нижней границы облаков и горизонтальную видимость у поверхности земли.

В устной консультации, а в некоторых случаях и в тексте прогноза нужно также осветить состояние погоды и на запасных аэродромах.

Увеличение скоростей полета и возросшие возможности покрытия больших расстояний за короткий промежуток времени предъявляют большие требования и к информационной службе. Между аэропортами, как никогда, необходима четкая организация своевременного обмена прогнозами погоды, штормовыми предупреждениями и сведениями о фактической погоде на основных и запасных аэродромах. Аэропорт назначения должен следить за погодой с момента вылета самолета; информация о погоде, относящаяся к аэродрому посадки, должна быть передана на борт самолета до того момента, пока самолет не достиг пункта, от которого еще возможно возвращение в случае ухудшения погоды на аэродроме посадки.

II. СОСТАВЛЕНИЕ И АНАЛИЗ КАРТ ТРОПОПАУЗЫ

При составлении прогнозов условий полета в верхних слоях тропосферы и в нижней стратосфере большое значение имеет знание синоптиком положения тропопаузы и ее изменения во времени и в пространстве. Известно, что тропопауза является задерживающим слоем и поэтому, как будет показано ниже, она в большинстве случаев довольно четко определяет собою положение верхней границы облаков. По этой же причине вследствие скопления водяных паров под тропопаузой часто образуется густая дымка, отчего горизонтальная видимость под тропопаузой обычно хуже, чем над нею. Рассеяние голубой части солнечного спектра водяными парами придает слою дымки под тропопаузой яркий, бело-голубой цвет, тогда как небо над тропопаузой имеет темносиний или почти черный цвет. В связи с этим при визуальных наблюдениях с самолета на соответствующих высотах хорошо обнаруживается граница между воздухом тропосферы и стратосферы, что и может быть принято за нижнюю поверхность тропопаузы. Ветер непосредственно под тропопаузой, как правило, имеет большие скорости, чем над тропопаузой. Иногда различия в направлении и скорости ветра в зоне тропопаузы бывают настолько существенными, что возникает турбулентность, вызывающая болтанку самолета. Все это говорит о том, насколько важно метеорологам и летчикам знать положение тропопаузы, чтобы судить об условиях полета на больших высотах.

Необходимые сведения о тропопаузе мы обычно получаем из рассмотрения данных радиозондирования. Если полет должен происходить над весьма ограниченной территорией, в районе одного какого-либо пункта, то для суждений о тропопаузе можно ограничиться анализом данных зондирования лишь одного-двух пунктов в районе полета. Для обеспечения полетов по определенному маршруту достаточно бывает использовать данные радиозондирования нескольких пунктов, расположенных по трассе. В случаях же обслуживания полетов по нескольким маршрутам и на далекие расстояния необходимо уже пользоваться специальными картами тропопаузы.

С 1/I 1955 г. в аэрологических телеграммах передаются сведения о характере, высоте и температуре тропопаузы. В связи с этим появилась возможность составлять карты тропопаузы для большой территории. Эти карты еще не получили достаточно широкого распространения, но в ближайшее время они, очевидно, должны будут составляться и анализироваться во многих метеорологических подразделениях. Остановимся поэтому на некоторых общих сведениях о тропопаузе и дадим краткие рекомендации по составлению и анализу карт тропопаузы.

1. Общие сведения о тропопаузе

Атмосфера в своем вертикальном протяжении не является однородной, а делится на ряд крупных слоев, называемых сфе-

рами. Для полетов современной авиации первостепенное значение имеют два нижних слоя — *тропосфера* и *стратосфера*.

Главной особенностью тропосферы является понижение в ней температуры с высотой, что обусловлено лучистым и турбулентным теплообменом атмосферы с земной поверхностью. В результате все метеорологические явления (облака, осадки, грозы, ухудшение видимости), которые создают то или иное состояние погоды, наблюдаются именно в тропосфере.

Стратосфера, простирающаяся до высоты порядка 40 км, является достаточно однородным слоем атмосферы и по своим физическим характеристикам существенно отличается от тропосферы. Температура с высотой в этом слое почти не меняется, турбулентный обмен ослаблен, воздух отличается большой сухостью и поэтому облака здесь, как правило, не образуются.

Переходный слой между тропосферой и стратосферой называется *тропопаузой*. Нижняя граница этого слоя над полярными областями находится в среднем на высоте 8 км, в умеренных широтах — на высоте 10 км, в тропиках — около 17 км.

Точные критерии для определения нижней и тем более верхней границы тропопаузы еще полностью не установлены. Некоторые авторы рекомендуют принимать за высоту нижней границы тропопаузы высоту *характеристической поверхности* (или точки на кривой стратификации) как *поверхности* (точки) *минимальной температуры*. В действительности очень часто тропопауза проявляется в инверсии температуры, и нижняя граница этой инверсии, где температура имеет минимальное значение для всего прозондированного слоя, является в то же время и нижней границей тропопаузы. Но нередко, кроме первого слоя инверсии на уровне тропопаузы, встречаются несколько выше и другие слои инверсии, на нижней границе которых температура еще более низкая, чем у первого слоя инверсии. В таких случаях нижняя граница тропопаузы, определенная по характеристической поверхности (точке), будет находиться выше фактической высоты начала тропопаузы.

В настоящее время при обработке и кодировании данных радиозондирования для определения нижней границы тропопаузы приняты следующие критерии:

- 1) понижение температуры с высотой сменяется изотермией или слоем, в котором градиент равен или меньше $0,2^{\circ}/100 \text{ м}$;
- 2) понижение температуры с высотой сменяется изотермией, переходящей в инверсию;
- 3) понижение температуры с высотой сменяется инверсией.

В общем *высота тропопаузы определяется как высота не менее 5 км, начиная с которой температурный градиент становится равным или близким к нулю (отличается от него на $0,2^{\circ}/100 \text{ м}$ и менее) либо меняет знак*. За верхнюю границу тропопаузы, или начало стратосферы, принимают уровень устойчивого перехода к изотермии или небольшим по абсолютному значению вертикальным градиентам температуры ($\gamma \leq 0,2^{\circ}/100 \text{ м}$).

Толщина тропопаузы бывает самой различной. Иногда наблюдается непосредственный переход от тропосферы к стратосфере и тогда тропопауза представляет собой как бы поверхность разрыва между воздушными массами тропосферы и стратосферы. Но чаще всего тропопауза является переходным слоем толщиной от нескольких сот метров до нескольких километров со сложной термической структурой.

В зависимости от вида кривой стратификации выделяется несколько типов тропопаузы. Наиболее характерные из них показаны на рис. 1.

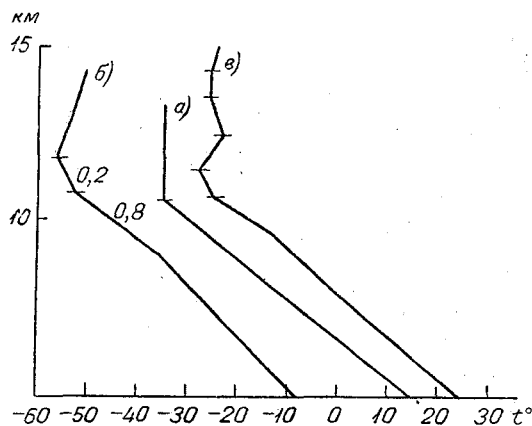


Рис. 1. Типы тропопаузы.

I тип (рис. 1 а) — при переходе из тропосферы в стратосферу не наблюдается промежуточного слоя: падение температуры, характерное для тропосферы, сменяется на изотермию;

II тип (рис. 1 б) — значительное падение температуры в тропосфере сменяется уменьшением температурного градиента и переходом в хорошо выраженную инверсию. Слой атмосферы от 11 до 12,5 км, в котором кривая, показывающая распределение температуры с высотой, характеризуется резким изменением температурного градиента, можно принять за слой тропопаузы. В данном случае слой тропопаузы как бы делится поверхностью минимальных температур на два слоя: нижний слой, называемый часто, по определению И. А. Клемина, *верхней возмущенной тропосферой*, и верхний слой, называемый *субстратосферой*. За нижнюю границу тропопаузы в рассматриваемом примере нужно принимать нижнюю границу возмущенной тропосферы, поскольку вертикальный градиент температуры здесь равен $0,2^{\circ}/100 \text{ м}$;

III тип (рис. 1 в) — тропопауза имеет большую вертикальную мощность (иногда несколько километров) с весьма неравномерным изменением температуры с высотой.

Нередко наблюдаются еще более сложные типы тропопаузы, когда можно говорить не об одной, а о двух или трех тропопаузах.

Первые два типа встречаются чаще всего в умеренных широтах в холодное полугодие. III тип более характерен для теплого полугодия. Вообще III тип тропопаузы наблюдается обычно тогда, когда на уровне тропопаузы происходит вынос теплых масс тропического воздуха. В связи с этим в южных широтах в большинстве случаев встречается сложная структура тропопаузы.

Для руководства в практической работе необходимо, однако, иметь в виду следующее обстоятельство. Указанная выше величина вертикального градиента температуры в $0,2^{\circ}/100\text{ м}$ как один из критериев для определения нижней границы тропопаузы является чисто условной. Опыт показывает, что за нижнюю границу тропопаузы правильнее брать не только слой с градиентом температуры $\leq 0,2^{\circ}/100\text{ м}$, но вообще слой верхней возмущенной тропосферы, начало которого характеризуется заметным уменьшением падения температуры с высотой, но сам градиент температуры по абсолютному значению может превышать $0,2^{\circ}/100\text{ м}$, т. е. иметь порядок $0,4\text{—}0,5^{\circ}/100\text{ м}$.

2. Составление и анализ карт тропопаузы

Порядок составления анализа карт тропопаузы состоит в следующем.

1. Справа от кружка станции наносятся данные о высоте и характеристике тропопаузы (черной тушью), слева — температура (красной тушью). Кроме этого, наносятся данные о направлении и скорости ветра, относящиеся, во-первых, к уровню вблизи тропопаузы и, во-вторых, к тому уровню, на котором отмечена максимальная скорость ветра (согласно коду — на уровне выше 5 км , если при этом скорость ветра превышала 30 м/сек). Данные о максимальной скорости ветра наносятся красной тушью. Если направление максимальной скорости ветра совпадает с направлением ветра вблизи уровня тропопаузы, то у стрелки этого ветра оперение наносится с двух сторон, причем оперение, отмеченное красной тушью, должно относиться к максимальной скорости ветра. В том и другом случае около красного оперения наносятся данные о высоте, на которой наблюдалась максимальная скорость ветра.

2. Анализ и обработка карт заключаются прежде всего в проведении на картах изолиний равных высот тропопаузы, т. е. изогипс тропопаузы; изолинии проводятся обычно через интервалы $0,5$ или $1,0\text{ км}$. Их следует проводить в соответствии со значениями высот тропопаузы над каждым пунктом, а также в соответствии с направлением и скоростью ветра на уровне тропопаузы. Встречаются при этом большие трудности, поскольку данные как о высоте, так и о ветре на отдельных станциях нередко значительно отличаются от общего фона распределения этих элементов. Основными причинами этого являются:

а) трудности в определении самой высоты тропопаузы, особенно в случаях сложной ее структуры, вследствие чего высота тропопаузы над одним и тем же районом несколькими аэрологами может быть оценена по-разному;

б) направление и скорость ветра по существу относятся не к самому уровню тропопаузы, а к уровню ближайшей изобарической поверхности, т. е. к уровню, который в каждом конкретном случае над одними пунктами лежит несколько ниже или выше тропопаузы, а над другими совпадает с нею. Поэтому на близко расположенных станциях ветры могут существенно различаться между собою и не совпадать с направлением и густотой проведенных изогипс.

Анализ карт тропопаузы должен проводиться с учетом расположения основных очагов холода и тепла в тропосфере, а также с учетом эволюции барических образований и прохождения фронтальных разделов. Сравнение карт тропопаузы с картами OT_{1000}^{500} за один и тот же срок наблюдений указывает на их большое сходство между собою, а именно: *области низких значений высоты тропопаузы совпадают с очагами холода на картах OT_{1000}^{500} в среднем в 91% случаев; совпадение областей высоких значений высоты тропопаузы с очагами тепла наблюдается в среднем в 83% случаев.* Случаи значительных отклонений встречаются сравнительно редко, причем эти отклонения бывают как в одну, так и в другую сторону. Для объяснения причин таких отклонений еще требуются тщательные исследования. Очевидно, большую роль в этом играет тот факт, что карты OT_{1000}^{500} , по существу, отражают термическое состояние лишь нижней половины тропосферы, тогда как высота тропопаузы определяется термическим состоянием всей толщи тропосферы. В частности, недостаточно хорошее совпадение карт тропопаузы с картами OT_{1000}^{500} бывает в зоне струйных течений на юге Европейской территории СССР, когда основные контрасты температуры наблюдаются в верхней половине тропосферы.

Поскольку обнаруживается хорошая связь между картами тропопаузы и картами относительной топографии, то при анализе карт тропопаузы можно руководствоваться теми же положениями, что и при анализе карт OT_{1000}^{500} . Известно, например, что при больших значениях контрастов температуры на карте OT_{1000}^{500} в соответствующей зоне, как правило, наблюдаются и большие значения градиентов абсолютного геопотенциала на карте AT_{500} . Поэтому в районе, где на карте AT_{500} густота изогипс велика, она должна быть большой и у изогипс на карте тропопаузы. *Вдоль тропосферных фронтов изогипсы на карте тропопаузы должны лежать гуще, чем вдали от них.* Зона наибольшего сгущения изогипс обычно сдвинута в сторону низких значений высот тропопаузы по сравнению с положением фронта у земли. Перед теплым фронтом зона больших контрастов высот тропопаузы, как правило,

бывает более широкой, чем за холодным фронтом. В центрах областей наименьших значений высот тропопаузы ставится $H_{\text{тр}}$, в центрах областей наибольших высот соответственно — $B_{\text{тр}}$.

Изменения высот тропопаузы, как и в целом топография тропопаузы, находятся в большой зависимости от стадии развития циклонов и антициклонов. По аналогии со структурой термического поля можно привести некоторые особенности топографии тропопаузы для различных стадий развития циклонов и антициклонов. Эта особенность представлена на рис. 2 а, б, в для циклонов и на рис. 3 а, б для антициклонов.

Стадия волны (рис. 2 а)

Область наибольших высот тропопаузы находится в теплой воздушной массе, т. е. над теплым сектором волны; область наименьших высот — в холодном воздухе на значительном удалении от приземного центра волны. Зона наиболее сближенных изогипс смещена относительно приземного центра возмущения в холодную его часть, где мы имеем ложбину, тогда как над центральной частью возмущения изогипсы образуют гребень.

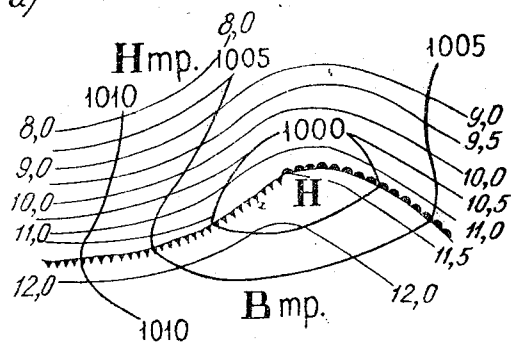
Стадия максимального развития циклона (рис. 2 б)

По мере развития и углубления циклона изогипсы тропопаузы испытывают волновую деформацию, что находит отражение в относительном усилении гребня над приземным циклоном, а также в углублении ложбины над его тыловой частью. Вследствие некоторого понижения температуры вверх, благодаря вертикальным движениям, высота тропопаузы над приземным циклоном постепенно понижается; расстояние между центром области наименьших значений высот тропопаузы и центром приземного циклона также уменьшается.

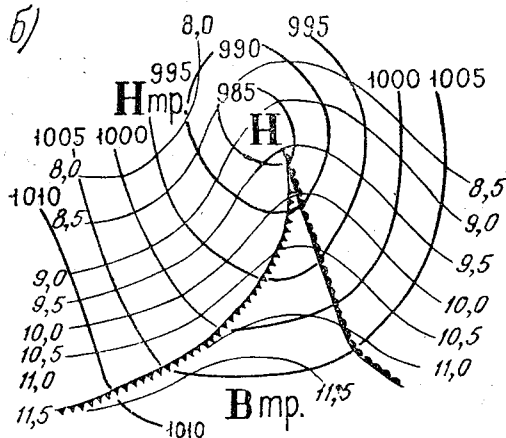
Заполняющийся старый циклон (рис. 2 в)

В этой стадии, как известно, циклон становится холодным барическим образованием. У поверхности земли он заполняется, но на высоте в течение некоторого промежутка времени этот циклон еще развивается. Холодные массы воздуха занимают всю центральную часть циклона, и постепенно происходит совмещение приземного и высотного барических центров с центральной частью области холода. В связи с этим и центр области наименьших значений высот тропопаузы почти совмещается с центром приземного циклона, а изогипсы принимают круговую форму.

a/



б/



в/

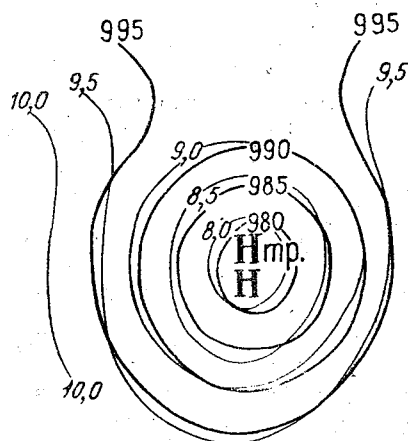


Рис. 2. Высоты тропопавзы над циклоном в различных стадиях его развития.

Молодой антициклон (рис. 3 а)

Антициклон образован в холодном воздухе. Изогипсы тропопauses проходят почти параллельно фронту, который лежит несколько южнее вновь возникшего антициклона. Центр области наи-

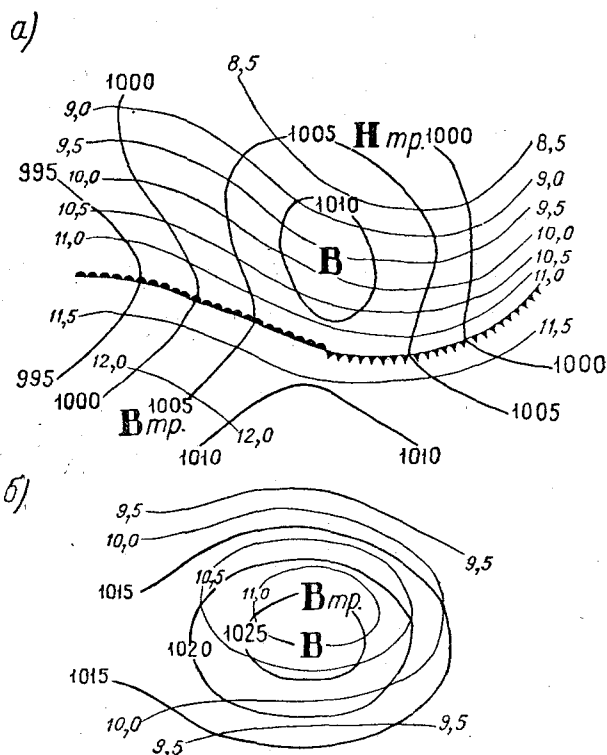


Рис. 3. Высоты тропопauses над антициклоном в различных стадиях его развития.

низших значений высот тропопauses располагается значительно севернее и совпадает с центром области холода. В то же время над центром приземного антициклона располагается ложбина тропопauses, т. е. здесь высота тропопauses также относительно понижена.

Затем по мере развития антициклона температура над ним повышается как вследствие нисходящих движений в нижней половине тропосферы, так и благодаря адвекции теплых воздушных масс в верхних слоях. Это обстоятельство приводит к постепенному повышению тропопauses над антициклоном.

Разрушающийся старый антициклон

(рис. 3 б)

Антициклон хорошо выражен у земли и на высотах, причем центры антициклонов внизу и вверху почти совмещаются. В тропосфере над антициклоном температура повышается и над ним образуется самостоятельная изолированная область тепла. Этой области тепла соответствует область максимальных значений высот тропопаузы.

Таким образом, по мере развития и углубления циклона высота тропопаузы над ним постепенно уменьшается. Это уменьшение может продолжаться примерно в течение суток после того, как циклон достиг стадии высокого образования и начал у земли заполняться. По мере же развития и усиления антициклона тропопауза над ним постепенно повышается, достигая максимальной высоты к той стадии, когда антициклон становится высоким образованием и начинает разрушаться. Анализ ряда случаев изменения высот тропопаузы над углубляющимися циклонами и усиливающимися антициклонами показал, что на каждый миллибар углубления циклона или усиления антициклона высота тропопаузы над центральной частью данного барического образования соответственно понижается или повышается в среднем на 60—70 м.

3. Волны тропопаузы

В связи с изменениями высот тропопаузы над циклонами и антициклонами прохождение этих барических образований вызывает как бы волновые колебания тропопаузы. Такие колебания представлены схематически на рис. 4 а, б, где дан вертикальный разрез через молодой циклон (Н) и молодой антициклон (В). Гребень волны с максимальной высотой тропопаузы располагается над теплым сектором циклона, совпадая с максимумом давления в верхней тропосфере. Впадина волны с минимальной высотой тропопаузы находится над тропосферным холодным воздухом в тыловой части циклона, совпадая с минимумом давления в тропосфере. Далее к западу, над теплой частью антициклона, тропопауза снова повышается.

Следует различать восходящую и нисходящую ветви волны тропопаузы. Если рассматривать волну в направлении ее перемещения, т. е. в направлении общего переноса барических образований (на рис. 4 а с запада на восток), то *восходящей ветвью* является та часть волны, которая отражает повышение тропопаузы в направлении перемещения волны (отрезок вгд); *нисходящей же ветвью* является та часть волны, вдоль которой тропопауза понижается (отрезок абв). Вообще же восходящая ветвь тропопа-

узы часто находится над тем районом, над которым в тропосфере осуществляется адвекция теплого воздуха, а нисходящая — над районом адвекции холодного воздуха.

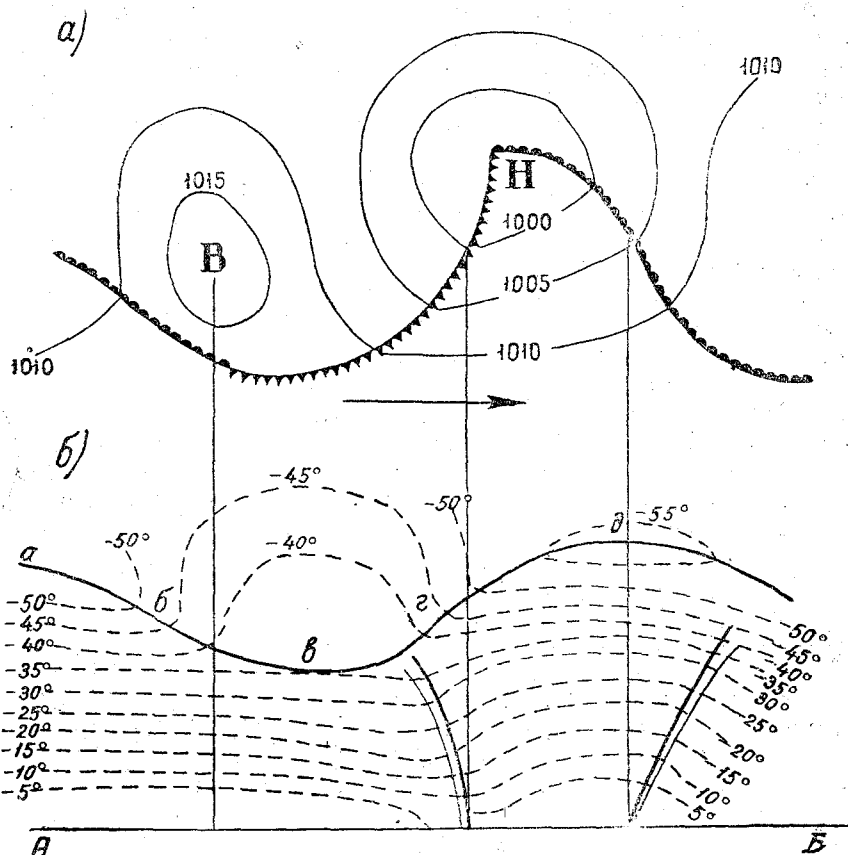


Рис. 4. Положение тропопаузы над молодым антициклоном и молодым циклоном.

4. Прогноз высоты тропопаузы

Прогноз высоты тропопаузы должен основываться прежде всего на тех общих положениях, которые вытекают из рассмотрения термических свойств воздушных масс, эволюции барических систем и прохождения различных фронтальных разделов. Эти положения являются чисто качественными и их можно сформулировать в следующем виде:

а) области наименьших значений высот тропопаузы совпадают с очагами холода на картах OT_{1000}^{500} , области наибольших значений — с очагами тепла;

б) в период от стадии возникновения циклона до стадии его заполнения тропопауза над центральной частью циклона непрерывно понижается; в период заполнения циклона тропопауза над ним медленно и постепенно повышается;

в) в период от момента образования антициклона до момента его разрушения тропопауза над центральной частью антициклона непрерывно повышается; в период разрушения антициклона тропопауза над ним медленно понижается;

г) при приближении теплого фронта к данному пункту тропопауза над этим пунктом повышается; наиболее заметное повышение тропопаузы происходит после прохождения теплого фронта у поверхности земли;

д) при приближении холодного фронта тропопауза над данным пунктом понижается; наиболее резкое уменьшение высоты тропопаузы наступает после прохождения холодного фронта у поверхности земли.

В конкретных случаях нередко могут наблюдаться существенные отклонения от перечисленных общих положений. Эти отклонения связаны с тем, что *в изменениях высот тропопаузы большую роль играет не только адвекция тепла или адвекция холода, но и вертикальные движения, а также радиационные факторы.* Может оказаться, например, что адвекция теплого воздуха сопровождается интенсивными вертикальными движениями и тогда вызванное этими движениями охлаждение воздуха может перекрыть адвективное повышение температуры и, следовательно, привести к понижению тропопаузы над данным районом. Такие случаи иногда наблюдаются при приближении теплого фронта. Они интересны тем, что *в облаках Ci—Cs могут наблюдаться при этом неблагоприятные условия для полета в виде сильной турбулентности, обледенения и электризации* (см. стр. 52).

При прогнозе нужно учитывать самые последние данные радиозондирования в пунктах, расположенных по трассе полета. Эти сведения используются в качестве информационных данных с внесением в них некоторых поправок в связи с ожидаемым изменением синоптической обстановки по интересующему маршруту. При слабой освещенности интересующего района рекомендуется учитывать также результаты некоторых статистических обработок, проведенных рядом исследователей.

На рис. 5 приведены графики, построенные А. Б. Калиновским [3] по данным зондирования в районе Москвы. Они характеризуют зависимость высоты тропопаузы от давления на уровне моря, а также вертикальное распределение температуры вблизи тропопаузы. В работе [3] содержатся графики отдельно для теплого и холодного полугодий.

Графики показывают, что между приземным давлением и высотой тропопаузы имеется некоторая связь. Так, например, при давлении на уровне моря (в умеренных широтах) в пределах 990—1000 мб высота тропопаузы в теплое полугодие составляет

в среднем около 9,6 км, а в холодное — около 9 км; при давлении в пределах 1020—1030 мб в теплое полугодие высота тропопавзы составляет в среднем 11,2 км, а в холодное — около 10 км.

Имелись попытки найти зависимость между высотой тропопавзы и высотой поверхности 500 мб (табл. 1).

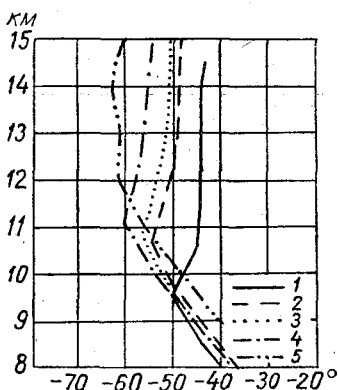


Рис. 5. Вертикальное распределение температуры вблизи тропопавзы для теплого полугодия. 1—990,1—1000 мб; 2—1000,1—1010 мб; 3—1010,1—1020 мб; 4—1020,1—1030 мб; 5—>1030 мб.

Таблица 1

Зависимость между высотой поверхности 500 мб и высотой тропопавзы

Высота поверхности 500 мб в км	Высота тропопавзы в м
520—530	8 000—9 000
530—540	9 000—10 000
540—550	10 000—11 000
550—560	11 000—12 000
560—570	12 000—13 000
570—580	13 000—15 000

Более правильные значения о высоте и тропопавзе можно получить по эмпирической формуле, предложенной А. Б. Калиновским и уточненной Н. И. Мазуриным,

$$H_{\text{тр}} = 6,435 \cdot H_{500} - 24160,$$

где $H_{\text{тр}}$ — высота тропопавзы в метрах, H_{500} — высота поверхности 500 мб в метрах.

III. ТЕМПЕРАТУРА НА УРОВНЕ ТРОПОПАУЗЫ

Учет температурного режима как у поверхности земли на аэродромах взлета и посадки самолетов, так и на эшелонах полета имеет для авиации существенное значение. Так, например, известно, что самолеты с максимальным взлетным весом могут взлетать не при любых значениях температуры воздуха, поскольку с повышением температуры уменьшается максимально допустимый взлетный вес. Значительные изменения температуры на эшелонах полета могут сильно влиять на режим полета. Например, если на участке порядка 2400 км температура изменяется на 7°, то это равносильно увеличению (в случае повышения температуры) или уменьшению (в случае понижения температуры) скорости встречного ветра на 7 км/час или изменению веса самолета,

равному весу одного пассажира с багажом. На возможность значительных горизонтальных изменений температуры на больших высотах по воздушным трассам летчиками было обращено внимание уже в самые первые дни высотных полетов. О том, какие изменения температуры на высотах 10—11 км в умеренных широтах на каждые 1500 км расстояния могут встречаться при полетах с запада на восток или обратно, дает представление табл. 2.

Таблица 2

Повторяемость (%) различных изменений температуры на высотах 10—11 км на каждые 1500 км расстояния

Градации изменения температуры в °С	0—4,0	4,1—8,0	8,1—12,0	12,1—16,0	16,1—20,0	Число случаев
Повторяемость в %	64,9	23,8	6,5	3,1	1,7	267

Как видно из приведенной таблицы, в большинстве случаев (около 65%) эти изменения сравнительно небольшие и колеблются в пределах 0—4,0°. Однако примерно в 35% случаев изменения температуры могут значительно превышать указанный предел. Эти изменения иногда достигают порядка 16—20°, что может очень сильно сказаться на экономичности полета, в частности, в том случае, когда полет совершается в направлении повышения температуры. Если рассматривать воздушные трассы, ориентированные в меридиональном направлении, то значительные колебания температуры наблюдались бы гораздо чаще.

Указанные горизонтальные изменения температуры на больших высотах происходят главным образом вследствие изменения самих высот тропопаузы. Отдельные исследования вопроса о периодических и непериодических колебаниях высоты и температуры тропопаузы позволяют сделать следующие выводы.

1. Годовой ход температуры на уровне тропопаузы параллелен годовому ходу температуры в приземном слое, т. е. зимой температура на уровне тропопаузы имеет, как правило, более низкие значения, чем летом. В связи с этим, сравнивая годовой ход высоты и температуры, видим, что в общем с увеличением высоты тропопаузы (летом) температура ее также растет; наоборот, с уменьшением высоты тропопаузы (зимой) температура ее падает. В умеренных широтах зимой температура на уровне тропопаузы чаще всего имеет значения —55, —60°, летом —50, —55°. В этом состоит суть периодических колебаний температуры тропопаузы.

2. Рассматривая непериодические колебания высоты и температуры тропопаузы, связанные с прохождением циклонов и антициклонов, в большинстве случаев наблюдаем обратное явление,

а именно: температура понижается с повышением тропопаузы и повышается с понижением тропопаузы. Иначе говоря, при пересечении волны тропопаузы на какой-либо одной высоте полета могут наблюдаться значительные изменения температуры. Когда экипаж пролетает, например, из тропосферного воздуха в стратосферный, он зафиксирует повышение температуры. Наоборот, при полете из области, занятой стратосферным воздухом, в тропосферный будет наблюдаться понижение температуры.

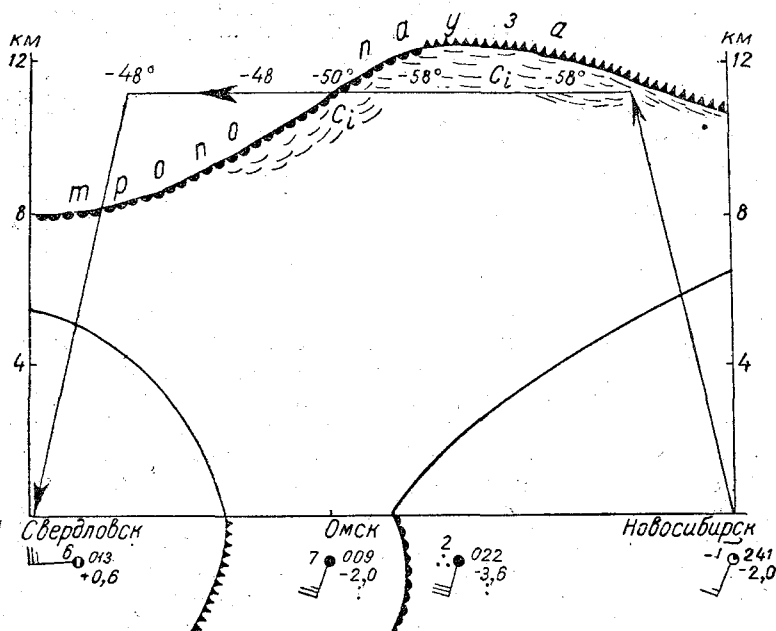


Рис. 6. Изменение температуры воздуха при пересечении тропопаузы.

Проиллюстрируем сказанное на конкретном примере полета самолета по трассе Новосибирск — Свердловск 11/X 1955 г. (рис. 6). Полет происходил на высоте 11 км. При выходе на эшелон в районе Новосибирска была зафиксирована температура -58° , которая не менялась почти до Кургана. Затем она стала резко повышаться и на участке Курган—Свердловск достигла -48° , т. е. на очень небольшом участке температура повысилась на 10° . С чем же было связано такое резкое повышение температуры? Анализ процессов показал следующее: полет происходил по южной периферии циклона с пересечением, примерно в середине пути, сначала теплого, а затем холодного фронта. Положение этих фронтов схематически показано на рис. 6.

Соответственно с данной синоптической обстановкой положение тропопаузы на трассе имело волновой характер. В первой по-

ловине пути, где над теплым сектором циклона и теплым фронтом отмечался гребень тропопаузы (максимальная высота тропопаузы около 12 км), полет происходил в тропосферном воздухе с относительно низкой температурой. На втором участке пути в связи с прохождением тропосферного холодного фронта наблюдалось значительное понижение тропопаузы (почти до 8 км). Полет на высоте 11 км проходил здесь в относительно теплом стратосферном воздухе.

Из приведенного примера видно, что пересечение различных участков тропопаузы на одной и той же высоте дает такой порядок изменений температуры, какой мы обычно наблюдаем в приземных слоях атмосферы при прохождении холодных и теплых фронтов. Следовательно, наклонное положение тропопаузы можно уподобить фронтальной поверхности. Но в таком случае, принимая линию тропопаузы на вертикальном разрезе за линию фронта, следует считать, что *холодному тропосферному фронту соответствует теплый фронт тропопаузы и, наоборот, теплому тропосферному фронту соответствует холодный фронт тропопаузы*. На приведенной схеме (рис. 6) восходящая ветвь тропопаузы изображена орнаментом, принятым для обозначения теплого фронта; нисходящая ветвь — в виде холодного фронта. Надо полагать, что величина изменения температуры при пересечении тропопаузы зависит от угла ее наклона. В данном случае угол наклона тропопаузы на участке Свердловск — Омск составлял около 0,01 и разрыв температуры — около 10°, что, как известно, характерно и для тропосферных фронтов.

IV. ВЕТЕР. СТРУЙНЫЕ ТЕЧЕНИЯ

1. Общие сведения

При прогнозе ветра прежде всего следует иметь в виду то обстоятельство, что попутный ветер уменьшает, а встречный удлиняет время полета самолета по заданному маршруту. Так как продолжительность полета реактивного самолета в значительной степени зависит от запаса горючего, который приходится брать на случай непредвиденных встречных ветров, то надлежащий прогноз ветра особенно важен с точки зрения экономичности полетов. Существенное значение имеет также и то, что при некоторых особенностях распределения ветра в вертикальном и горизонтальном направлениях в атмосфере создается турбулентность, вызывающая болтанку самолетов, о чем подробнее будет сказано ниже.

Прогноз ветра на высотах составляется в основном по картам барической топографии с обязательным использованием последних данных наблюдений пунктов, расположенных вдоль воздушных трасс. Опыт показывает, что при наличии тщательно проанализированных карт барической топографии за два срока в сутки,

а также регулярных четырехразовых радиозондовых и радиопилотных наблюдений по обслуживаемой трассе прогнозы ветра могут иметь вполне удовлетворительную оправдываемость и во всяком случае не хуже оправдываемости прогнозов других метеоэлементов. При этом необходимо, чтобы синоптики постоянно имели в виду и руководствовались бы общими особенностями, характерными для режима ветра на высотах.

Основные из этих особенностей следующие.

1. В тропосфере обычно наблюдается увеличение скорости ветра с высотой, причем зимой это увеличение более сильное, чем летом. *Максимальная скорость ветра бывает, как правило (в 80—90% случаев), под тропопаузой, примерно на 1 км ниже тропопаузы.*

В стратосфере в течение всего года происходит общее уменьшение скорости ветра с высотой, которое в зимнее полугодие выражено слабее, чем летом.

Иногда наблюдаются отклонения от указанного характера распределения скорости ветра с высотой. При рассмотрении случаев только сильных ветров на больших высотах (со скоростью более 30 м/сек) выявилось, что максимальные скорости в ряде случаев наблюдаются и над тропопаузой, т. е. в нижней стратосфере. Предварительный анализ этих случаев показывает, что они возможны тогда, когда в тропосфере осуществляется интенсивная адвекция холодного воздуха и когда, следовательно, происходит значительное понижение тропопаузы. В случаях же интенсивной адвекции теплого воздуха в тропосфере, когда в связи с этим тропопауза значительно повышается, максимальные скорости ветра обычно наблюдаются только под тропопаузой. Вообще замечено: *чем ниже тропопауза, тем меньше абсолютные значения максимальных скоростей ветра под тропопаузой.* Так, по материалам за 1955 г. по трассе Москва—Новосибирск выявлено, что при высоте тропопаузы порядка 7 км максимальные скорости ветра под тропопаузой не превышали 25 м/сек, при высоте тропопаузы 8 км скорости ветра были соответственно не более 35 м/сек, а при высоте тропопаузы 10—12 км скорость ветра под тропопаузой в некоторых случаях достигала 60 м/сек.

2. Обычно считается, что уровень поверхности 500 мб является в отношении ветра наиболее характерным уровнем в тропосфере и что ветер на уровне 300 мб по направлению и скорости мало отличается от ветра на уровне 500 мб. В действительности, как показал анализ указанного выше материала, ветер на уровне 300 мб всегда несколько отличается от ветра на уровне 500 мб. В большинстве случаев (около 65%) ветер на высоте AT_{300} по сравнению с ветром на высоте AT_{500} отклоняется вправо в среднем на 20° и усиливается в среднем на 26 км/час; в 35% случаев соответственно наблюдается левое вращение ветра на 35° и ослабление на 20 км/час.

Средние скорости ветра на всех высотах в тропосфере и стра-

тосфере в летние месяцы значительно меньше, нежели в месяцы холодного полугодия.

3. Геострофический ветер на любой высоте является вектором суммы градиентного ветра, вычисляемого по распределению давления у поверхности земли, и термического ветра, определяемого по карте изотерм в слое от поверхности земли до соответствующей высоты. На больших высотах ветры являются преимущественно термическими, поэтому их можно рассматривать в связи с распределением на высотах очагов тепла и холода. Так как в тропосфере и стратосфере в течение большей части года очаги тепла располагаются над экваториальными широтами, а очаги холода — над полярными областями, то в тропосфере, а также в нижней стратосфере в течение большей части года преобладают западные ветры. Но в середине лета температура в стратосфере над умеренными и высокими широтами становится выше температуры стратосферы над южными широтами. Таким образом, вследствие обратного перераспределения очагов тепла и холода в стратосфере летом преобладают восточные ветры. Смена западных ветров на восточные происходит на высотах около 20 км.

2. Струйные течения

При метеорологическом обеспечении полетов на больших высотах большое значение имеет своевременное обнаружение струйных течений в атмосфере, которые могут оказать существенное влияние на полет самолета по тому или иному маршруту.

Струйными течениями называются сравнительно узкие большой протяженности зоны сильных ветров, наблюдающиеся в верхней тропосфере, обычно на высотах 9—12 км.

Открытие этих течений связывается с полетами американских самолетов над территорией Японии во время второй мировой войны. На высоте 6—9 км летчики встречали западные ветры такой силы, что скорость самолетов (относительно земли) была близка к нулю, а при обратном полете их скорость была почти вдвое больше. Однако подобные сильные ветры в верхней части тропосферы встречались задолго до этого, еще в двадцатых годах нашего столетия, но тогда просто не верили в реальность таких больших скоростей ветра и при обработке материала эти случаи браковали. Теперь же стало хорошо известно, что струйные течения являются одной из самых характерных особенностей общей циркуляции атмосферы, имеющие исключительное значение с теоретической и практической точек зрения. К настоящему времени уже имеется огромное количество литературных источников по данному вопросу, обобщение которых дано в работах В. А. Джорджио [1, 2].

Мы остановимся лишь на некоторых определениях и особенностях рассматриваемого явления.

Осью струйного течения является линия тока с максимальной

скоростью ветра, а сердцевиной — зона наиболее сильных ветров, на границах которой скорость ветра уменьшается примерно на одну треть.

Скорость ветра на оси струйного течения достигает, как правило, 60—80 м/сек, а максимальные из возможных приближаются к 200 м/сек. Размеры струйных течений составляют в поперечнике 300—400 км, в толщину 2—4 км, а длина их достигает нескольких тысяч километров, иногда охватывая весь земной шар. Вместе с этим нужно помнить, что размеры струйных течений в значительной степени зависят от того, какие значения скоростей ветра мы

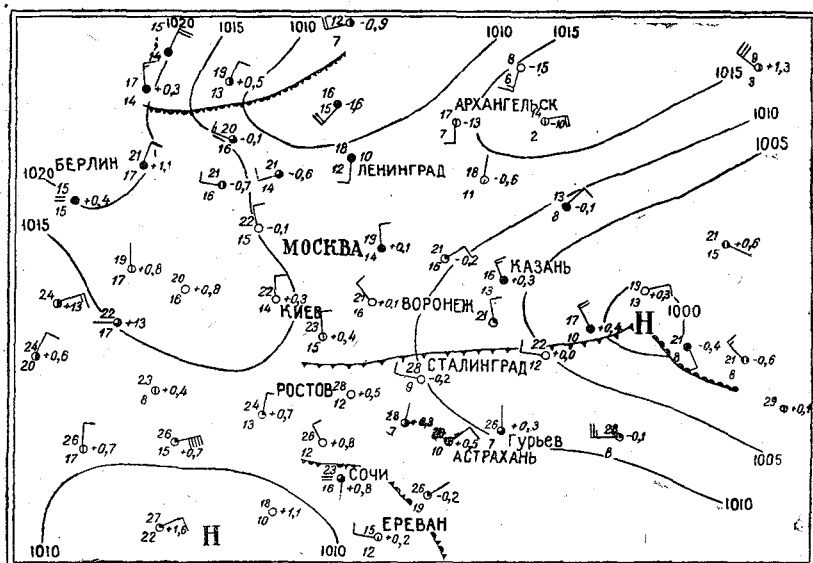


Рис. 7. Схема синоптического положения за утро 16/VII 1955 г.

будем относить к струйным течениям. Если к ним относить скорости ветра, начиная от 100 км/час, то соответствующие зоны имеют поперечник порядка 1000 км, а толщину 6—10 км.

Статистические исследования струйных течений показали, что зимой они достигают максимальной интенсивности у восточного побережья Азии и Северной Америки, значительно ослабевая в восточных частях океанов. Другие максимумы сильных ветров появляются над Северной Африкой, а также над Малой и Средней Азией. Установлено, что наибольшие скорости западных ветров в струйных течениях оказываются над западной и центральной частями Тихого океана и над Северной Америкой, в июле — под 40—50° широты, в январе — под 30—35° широты.

Струйные течения обычно связаны с планетарными высотными фронтальными зонами, которые разделяют главные воздушные

массы, отличающиеся различными термодинамическими характеристиками. Планетарные фронтальные зоны, а следовательно, и струйные течения имеют в общем направление с запада на восток. Однако в умеренных широтах течения часто изгибаются, принимая меридиональные направления. У поверхности земли при этом проходят главные фронты, и отдельные ветви струйных течений в подобных случаях связаны с холодными и теплыми фронтами. Нередко зоны струйных потоков образуются в результате слияния арктической и полярной ветвей фронтов, и тогда могут наблю-

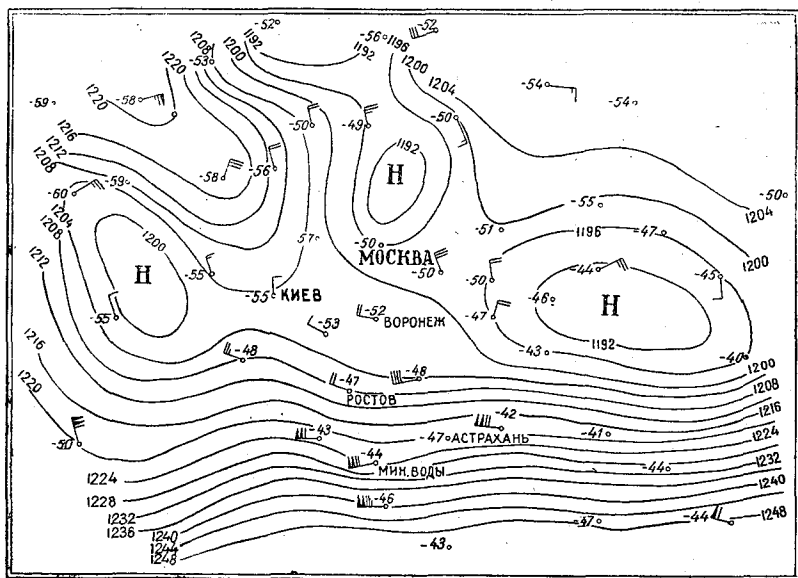


Рис. 8. Схема карты AT_{200} за утро 16/VII 1955 г.

даться особенно сильные ветры. Следует, однако, иметь в виду, что при наличии хорошо выраженной высотной фронтальной зоны фронтальные разделы у поверхности земли иногда выражены очень плохо или почти не обнаруживаются на синоптических картах.

На рис. 7—10 приведены карты за 16/VII 1955 г., иллюстрирующие типичный случай струйного течения, проходящего от центральной части Средиземного моря через Черное море, Кавказ и Среднюю Азию.

В рассматриваемом случае у поверхности земли (рис. 7) над Южной Европой, Кавказом и Средней Азией наблюдалось размытое барическое поле с очень слабо выраженной орографической окклюзией над Кавказским хребтом. До высоты 7—8 км над указанным районом преобладали слабые ветры. Струйное течение хорошо обнаруживалось на карте AT_{200} (рис. 8), а также на карте

тропопаузы в виде сильно сгущенных изолиний высот тропопаузы (рис. 9).

На рис. 10 представлен вертикальный разрез атмосферы в направлении Москва—Ростов-на-Дону—Тбилиси, иллюстрирующий профиль данного струйного течения.

Как видно из этого рисунка, струйные течения имеют следующие характерные особенности:

1. Воздушный поток движется не с одинаковой скоростью на всех высотах; имеется внутреннее ядро очень сильного ветра (в данном случае около 240 км/час), от которого скорость ветра к периферии уменьшается. Ядро максимальной скорости располагается под тропопаузой в области наиболее резкого изменения ее высоты.

2. Если смотреть по потоку, то скорость ветра влево от ядра максимального ветра, т. е. в сторону холодного тропосферного воздуха, ослабевает значительно быстрее, чем вправо — в сторону теплого воздуха. Слева от потока скорость ветра обычно ослабевает на $30\text{—}40 \text{ км/час}$, а иногда до $50\text{—}60 \text{ км/час}$ на 100 км расстояния.

В рассматриваемом примере уменьшение скорости влево составляло около 50 км/час на 100 км . Точно так же значительные ослабления скорости ветра наблюдаются выше и ниже оси струйного течения ($30\text{—}40 \text{ км/час}$ на 1 км высоты, а иногда и больше).

При изучении струйных течений большой интерес представляют сведения о положении тропопаузы в зоне этих течений. По данному вопросу в литературе высказываются различные мнения. Одни исследователи считают, что струйные течения характеризуются разрывом тропопаузы; другие полагают, что тропопауза непрерывна, но очень круто наклонена, а третьи придерживаются той точки зрения, что в области струйных течений тропопауза слоиста. Дать определенный ответ на этот вопрос очень трудно, так как для доказательства того или иного утверждения мы еще не располагаем в достаточном количестве аэрологических наблюдениями нужного качества. Нам, однако, представляется, что в реальных условиях возможны различные случаи. Опыт анализа струйных течений, проходящих в умеренных широтах, где эти течения обычно связаны с фронтами, позволяет заключить, что тропопауза не претерпевает разрыва. В южных же широтах, как это было 16/VII 1955 г. (рис. 10), тропопауза может иметь очень сложный характер. На расстоянии менее 100 км по нормали к струе мы имеем в данном случае изменение высоты тропопаузы от 11 (Туапсе) до $15,8 \text{ км}$ (Минеральные Воды). Такое исключительно резкое изменение высоты можно действительно рассматривать как разрыв тропопаузы. С другой стороны, вторую тропопаузу над Ростовом, отмеченную на высоте $14,1 \text{ км}$, можно рассматривать как продолжение тропической тропопаузы. В таком случае можно считать, что в зоне резкого изменения скоростей ветра тропопауза имеет слоистый характер.

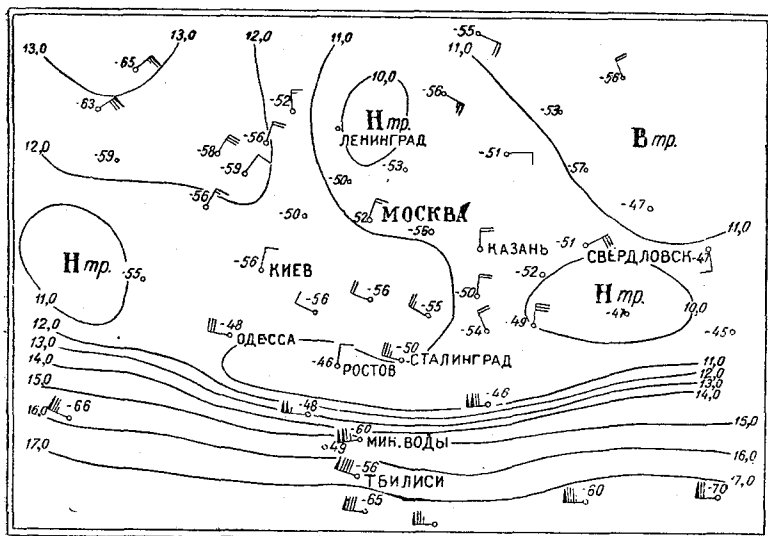


Рис. 9. Карта тропопаузы за утро 16/VII 1955 г.

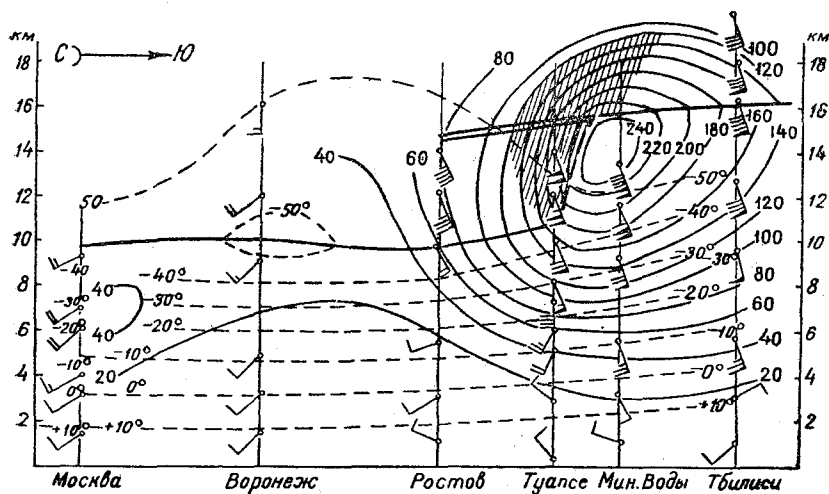


Рис. 10. Струйное течение южных широт без резко выраженного фронта; тропопауза с разрывом (вертикальный разрез атмосферы за утро 16/VII 1955 г.)

На рис. 11 дан вертикальный разрез через струйное течение, наблюдавшееся в умеренных широтах. Оно было связано с хорошо выраженным холодным фронтом, смещавшимся по Европейской территории СССР 20 и 21/II 1957 г. Разрез построен по данным температурного и ветрового зондирования в районе Москвы. При этом были использованы 4 срока наблюдений, которые охватывали собою предфронтальную зону шириной при-

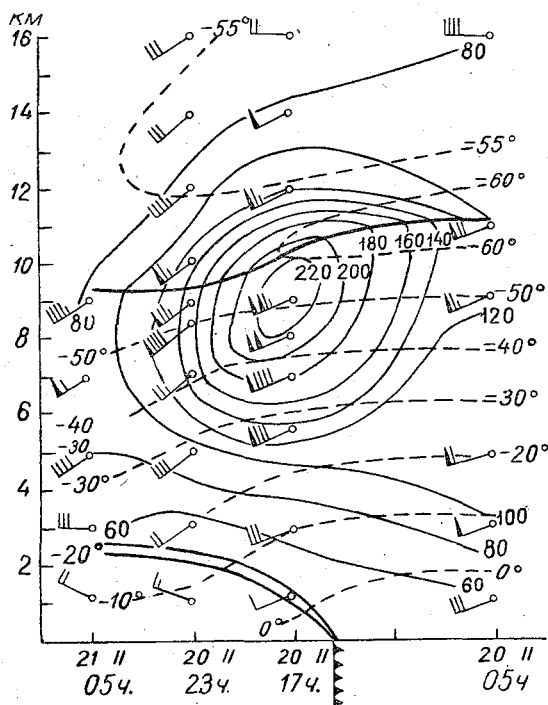


Рис. 11. Струйное течение умеренных широт в зоне холодного фронта; тропопауза без разрыва.

мерно в 250 км и почти такую же зону за фронтом. Данные о скорости ветра, хотя и были не совсем надежными, все же достаточно четко характеризовали струйное течение со скоростью ветра на оси струи около 220 км/час. Тропопауза же не испытывает разрыва и имеет весьма небольшой наклон.

Ось струйного потока, связанного с холодным фронтом, располагается всегда позади линии фронта у земли, а связанного с теплым фронтом — впереди фронта. По литературным данным, расстояние между положением оси струи и линией фронта составляет в случае холодного фронта 300—600 км, а в случае теплого фронта 600—1000 км. Однако из анализа отдельных случаев струй-

ных течений над умеренными широтами территории СССР следует, что это расстояние бывает значительно меньше, а именно 100—200 км при холодном фронте (как это и было в случае 20—21/II 1957 г.) и 200—400 км при теплом фронте.

Важно иметь в виду, что для анализа струйных течений северных и умеренных широт наиболее показательной является карта AT_{300} , а для южных широт — AT_{200} , хотя зона сильных ветров часто бывает хорошо заметна и на карте AT_{500} .

Струйные течения обычно легко выявляются также и по сгущению средних изотерм слоя на карте OT_{1000}^{500} . При использовании карт барической топографии для обнаружения струйных течений нужно придерживаться следующих эмпирических правил:

1. В том случае, когда струйное течение захватывает и уровень 500 мб, ось струи на уровне 300 мб располагается непосредственно над осью на 500 мб или немного левее ее (если смотреть по течению).

2. Ось струи совпадает с зоной максимальной концентрации изогипс на уровне 300 мб.

3. Если смотреть по потоку вдоль оси струи, то максимальный градиент изотерм (линий равных скоростей ветра) расположен на уровне 300 мб слева от оси.

Во время полета летчик может обнаружить струйное течение по облакам, о чем подробно будет сказано в главе V, а также по изменению температуры воздуха. Если полет происходит под тропопаузой, примерно на уровне 500 мб, то можно иметь в виду следующие правила:

1. При полете точно по ветру в нижней части струйного течения температура почти не меняется.

2. При полете в холодной стороне струи скорость ветра уменьшается на 4 м/сек на каждый градус понижения температуры, которое наблюдается при удалении самолета от оси струи в направлении холодной массы.

3. При полете в теплой стороне струи скорость ветра уменьшается на 8 м/сек на каждый градус повышения температуры, которое наблюдается при удалении самолета от оси струи в сторону теплой массы.

В. ОБЛАЧНОСТЬ

Для высотно-скоростных полетов облачность имеет то же значение, что и для полетов обычных самолетов. Но поскольку облака образуются преимущественно в нижней половине тропосферы, то *главные затруднения для летчиков, связанные с облачностью, создаются при взлете и особенно при посадке самолетов.* Когда же самолеты выходят на высоты 10—11 км, то в умеренных широтах полеты на этих высотах чаще всего совершаются над облаками при ясном небе. На данном уровне облака встречаются в среднем лишь в 25% случаев, при этом летом чаще, а зимой

несколько реже. Отсюда следует, что в верхних слоях тропосферы и в нижней стратосфере метеорологические условия полета в отношении облачности гораздо более благоприятны, чем в нижних слоях тропосферы. Это обстоятельство, однако, не освобождает синоптиков от прогноза облачности. Наоборот, прогноз будет иметь очень важное значение. тем более, если в нем предусматриваются такие облака, в которых могут наблюдаться обледенение и болтанка, что в свою очередь значительно усложнит полет.

Нужно сказать, что при встрече с облаками летчики стараются не заходить в них, а стремятся идти вверх и лететь выше облаков. Это стремление летать выше облачности летчики объясняют значительным ухудшением условий полета в облаках вследствие понижения видимости и появления болтанки. Преобладающими формами облаков на больших высотах являются облака Ci, Cs и Cc, причем в теплую часть года, особенно в июле и августе, здесь нередко встречаются вершины Cb, а также мощных Cu.

Из сказанного следует, что прогноз облачности, ее верхней границы и вертикальной мощности облаков, особенно для района взлета и посадки самолета, является важной составной частью прогноза погоды для высотной авиации.

Трудности составления подобного рода прогнозов связаны не только со слабой изученностью вопроса, но главным образом с отсутствием у синоптиков регулярных наблюдений над указанными элементами. Каждому синоптику хорошо известно, что фактические данные являются основой всякого прогноза, а такие данные часто бывают весьма скудные. Облака верхнего яруса в ряде случаев могут не отмечаться наблюдателями вследствие покрытия неба облаками нижнего или среднего яруса. Данные о вертикальной мощности облаков, полученные с пунктов самолетного зондирования или от экипажей рейсовых полетов, являются эпизодическими. Поэтому при составлении прогноза, кроме общих положений, известных из курсов синоптической метеорологии, рекомендуется использовать нижеследующие выводы, полученные путем обработки материалов полетов.

1. Наличие облаков Ci—Cs находится в тесной зависимости от характера синоптических процессов. Эти облака, как видно из табл. 3, в подавляющем числе случаев связаны с различного рода фронтами. Наибольшая вероятность образования Ci—Cs приходится на квазистационарные (100%) и теплые фронты (85,9%), наименьшая — на холодные фронты (79,8%).

В однородных воздушных массах облака Ci—Cs образуются значительно реже: в теплых воздушных массах в 43% случаев, а в холодных — всего лишь в 25,7% случаев.

В среднем вероятность образования Ci—Cs при прохождении фронтов составляет 89,6%, а в однородных воздушных массах — 34,4%.

Приведенные статистические данные убедительно показывают, что *правильное определение типов фронтальных разделов может*

обеспечить вполне удовлетворительную оправдываемость прогноза облаков верхнего яруса.

Таблица 3

Вероятность (%) наличия Ci—Cs в зависимости от синоптического положения

	Синоптическое положение						
	однородные воз- душные массы		фронты				центральная часть циклона
	теплый воздух	холодный воздух	теплые	холодные	окклюзии	квазиста- ционные	
Процент повто- ряемости	43,0	25,7	85,9	79,8	82,4	100	100
Число случаев	97	97	78	84	34	17	14
Средняя повторяе- мость	34,4 ⁰ / ₀				89,6 ⁰ / ₀		

2. Состояние облачности верхнего яруса в каждом конкретном случае находится в большой зависимости от положения тропопаузы. Облака Ci—Cs образуются почти исключительно под тропопаузой; над тропопаузой эти облака наблюдаются в очень редких случаях. Кроме этого, при обработке материала нами было выявлено, что наличие или отсутствие облаков верхнего яруса зависит от характера самой тропопаузы на том или ином участке трассы, т. е. от того, является ли она восходящей или нисходящей ветвью волны. В случае восходящей ветви тропопаузы облака Ci—Cs образуются на данном участке трассы примерно в 92,4% случаев; при нисходящей ветви повторяемость этих облаков составляет всего лишь 30,2%. Важно также отметить, что под восходящей ветвью облака Ci—Cs имеют обычно более широкие зоны распространения, чем при нисходящей: в первом случае зоны Ci—Cs чаще всего имеют ширину 400—600 км; количество их при этом составляет 5—10 баллов; во втором же случае эти зоны имеют ширину обычно не более 100—200 км, а количество облаков оценивается менее 5 баллов. В случае восходящей ветви верхняя граница облаков чаще всего непосредственно примыкает к уровню тропопаузы, тогда как при нисходящей ветви облака, как правило, располагаются несколько ниже тропопаузы.

Указанные особенности распределения облаков верхнего яруса в зависимости от характера тропопаузы могут быть с успехом использованы для прогноза этой облачности. Прочерчивая на вертикальном разрезе атмосферы положение тропопаузы вдоль трассы полета и выявляя ее восходящие и нисходящие ветви, можно с большой вероятностью утверждать, что более

или менее обширные поля верхней облачности могут встретиться главным образом в зоне восходящей ветви тропопаузы и что границей распространения этой облачности по горизонтали может явиться район вблизи оси гребня волны тропопаузы.

Вместе с тем следует иметь в виду, что указанные особенности характерны не для всех синоптических положений. Они наиболее характерны, например, для антициклонических обла-

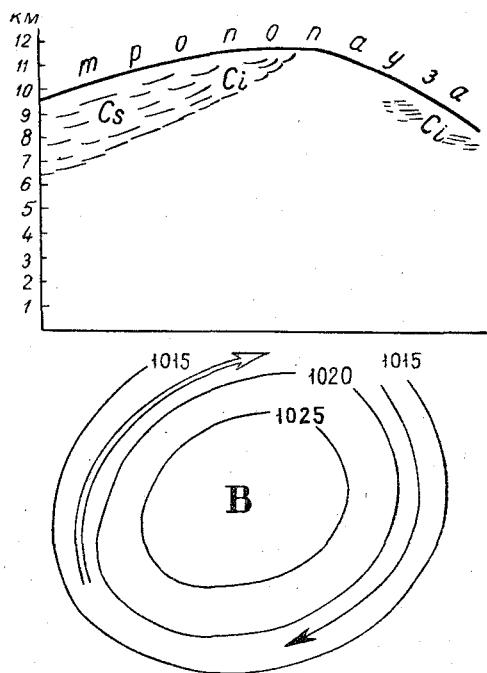


Рис. 12. Тропопауза и облака Ci—Cs над антициклоном.

стей. Над той частью антициклона, где осуществляется адвекция теплого воздуха, тропопауза располагается в виде восходящей ветви; над областью адвекции холода — в виде нисходящей ветви. Облака верхнего яруса располагаются так, как изображено схематически на рис. 12.

Точно такое же положение имеет место для случаев прохождения единичных фронтальных разделов, впереди которых осуществляется адвекция теплого воздуха. Но в случаях быстро смещающихся циклонов облака Ci—Cs, связанные с активными теплыми фронтами, обычно захватывают и нисходящую ветвь тропопаузы. Хотя тропопауза над поверхностью теплого фронта имеет вид нисходящей ветви, в тропосфере в данном случае происходит

адвекция теплого воздуха, что приводит к сравнительно быстрому повышению тропопаузы и что в основном определяет образование облачности.

Из литературных источников известно, что перистые облака образуются значительно чаще и имеют большую горизонтальную протяженность вправо от оси струйного потока, т. е. в сторону теплого воздуха, нежели в сторону холодного. Перистые облака с наковальней, а также высоко-кучевые облака, образовавшиеся вследствие растекания кучевых облаков, обычно встречаются слева от оси струйного потока, т. е. в области относительно холодного тропосферного воздуха.

Хотя струйные течения в верхней половине тропосферы часто сопровождаются безоблачной погодой, столь же часто наблюдаются различные разновидности перистых и высоко-кучевых облаков. Наблюдения за этими облаками являются ценным средством обнаружения струйных течений. Согласно исследованию Б. И. Снегирева [8], вблизи оси струйного течения наблюдаются облака верхнего и среднего ярусов, а именно: перистые — нитевидные, хребтовидные, крючковидные и хлопьевидные; перисто-кучевые — волнистые, чечевицеобразные и хлопьевидные; высоко-кучевые — чечевицеобразные и волнистые.

Облака располагаются при этом несколькими сравнительно узкими полосами или в виде одной полосы, параллельно оси струйного течения, часто с поперечными волнами и валами. Таким образом, *ориентировка полос облаков в облачной системе струйного течения указывает его направление.*

Как отмечает Б. Н. Снегирев, самолеты, пролетающие в зоне струйных течений на уровне облаков верхнего яруса, неизменно оставляют конденсационный след. Исчезновение конденсационного следа обычно происходит при облачности, находящейся в относительно спокойном состоянии, признаком которого является медленное перемещение облачных элементов и их «зализанные» края. Отсюда делается заключение, что по внешнему виду облаков можно судить о вероятности образования за самолетом конденсационного следа. Эти соображения, несомненно, представляют интерес.

Вместе с тем по обработанному нами материалу полетов выясняется, что образование конденсационных следов связано не столько со структурой потока, как это можно понять из данных Б. И. Снегирева, сколько со значениями температуры воздуха. Установлено, что в теплый период года в 96% случаев следы образовывались при отрицательных температурах, начиная от -43° вплоть до самой низкой, наблюдавшейся в наших случаях, температуры -65° . Средняя температура начала образования следа составила для данного периода около -46° . В этих условиях след образовывался не только при наличии облачности, но и при отсутствии облаков как в тропосфере, так и в стратосфере.

Интересно отметить, что для холодного периода года, по

сообщениям летчиков, средняя температура начала образования конденсационного следа оказалась значительно ниже, составляя около -54° . Чтобы понять причину этого различия, нужно помнить, что образование следа зависит также от относительной

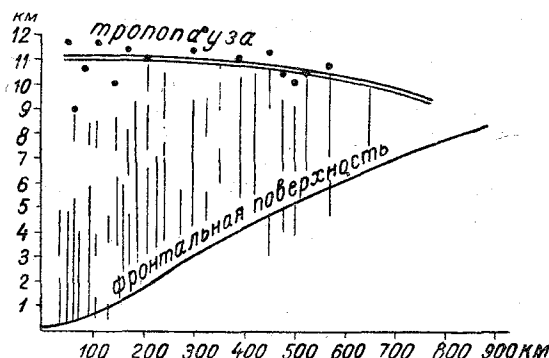


Рис. 13. Положение облачных слоев в зоне теплого фронта.

влажности окружающего воздуха, что было исследовано А. Х. Хргианом, Г. И. Коган-Белецким и др. [5]. Чем меньше относительная влажность, тем, при прочих равных условиях,

должна быть ниже температура воздуха для образования следа. Следовательно, надо допустить, что в холодный период года на высотах 10—11 км относительная влажность воздуха значительно ниже, чем в теплый период.

3. Очень важный вывод, вытекающий из анализа материала полетов, состоит в том, что вертикальная протяженность фронтальных облаков очень часто оказывается более значительной, чем это представлялось из рассмотрения теоретических

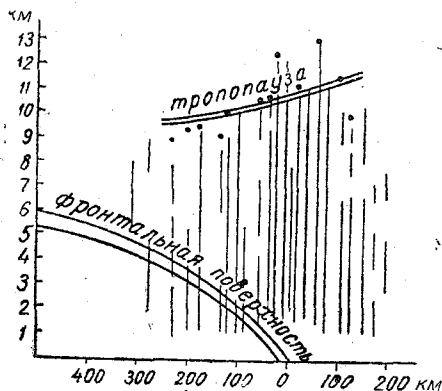


Рис. 14. Положение облачных слоев в зоне холодного фронта.

схем. О вертикальной мощности фронтальных облаков дают представление рис. 13 и 14, где схематически изображены положения облачных слоев в зоне теплого и холодного фронтов. Здесь представлены те случаи, когда летчики пробивали облачность при взлете или при посадке самолета и когда таким образом они сообщали более или менее точно высоту нижней и верхней границ

облачности. Там же показаны средние положения тропопаузы над этими фронтами. Мы видим, что как в случае теплого, так и в случае холодного фронта облака занимают в большинстве случаев всю толщу тропосферы между фронтальной поверхностью и тропопаузой. При этом в случае теплого фронта наиболее мощная облачность наблюдалась на расстоянии примерно 200 км от фронта, а в случае холодного фронта — в зоне самого фронта, включая и предфронтальную область шириной около 100 км. Облака большей частью были в виде сплошного слоя или с небольшим количеством прослоек.

Довольно большую вертикальную мощность имеют также внутримассовые облака Сб, которые в часы наибольшего своего развития, как правило, простираются до тропопаузы.

VI. БОЛТАНКА САМОЛЕТОВ

Для полетов высотно-скоростных самолетов болтанка имеет наибольшее значение по сравнению со всеми другими метеорологическими явлениями. Это связано с тем, что она вызывает весьма неприятные физиологические ощущения у пассажиров и у экипажа, затрудняет управление самолетом, а поэтому приводит к быстрой утомляемости летчика, а также небезопасна из-за возможности разрушения самолета в воздухе.

Основной причиной болтанки является турбулентное состояние атмосферы, характеризующееся чередованием восходящих и нисходящих потоков воздуха. Самолет, попавший в возмущенную атмосферу, испытывает непрерывные колебания в вертикальной плоскости, а нередко и броски из стороны в сторону. При этом появляются глухие удары, которые следуют один за другим и производят впечатление ударов молота. Ощущение бывает такое, какое создается при быстрой езде на автомобиле через неожиданно встретившийся ряд глубоких выемок на дороге. Так как вертикальные потоки воздуха имеют при этом сравнительно небольшие поперечные сечения и периодически чередуются, то при полете в турбулентной зоне атмосферы сколько-нибудь существенных изменений высоты полета не отмечается. Значительные изменения высоты полета наблюдаются обычно при пересечении кучево-дождевых или мощных кучевых облаков, в которых имеют место сильные вертикальные токи. Существенные изменения высоты полета, обусловленные мощными нисходящими движениями, могут наблюдаться также с подветренной стороны горных хребтов. Во всех подобных случаях возникает не обычная болтанка, а значительные броски самолета вверх или вниз.

Вследствие болтанки создаются дополнительные эксплуатационные перегрузки самолета (Δn), величина которых определяется в долях ускорения силы тяжести ($g = 9,8 \text{ м/сек}$).

С точки зрения современных представлений атмосферная турбулентность имеет спектральный характер. Это означает, что

в общем потоке существуют вихри различного размера. Болтанка самолетов в турбулентных слоях находится в зависимости от скорости полета и размеров летательного аппарата. Чем больше скорость полета, тем больше число вихрей, пересекаемых самолетом в единицу времени, а следовательно, больше и частота смены знака (направления) перегрузок. Размер самолета определяет ту величину вихрей, которая улавливается при полете и вызывает перегрузку. Каждый тип самолета, таким образом, как бы отфильтровывает мелкие возмущения и реагирует только на те из них, которые соизмеримы с размерами самого самолета.

В табл. 4 приведено описание поведения самолетов в турбулентной атмосфере в зависимости от скорости полета.

Таблица 4

Шкала для оценки интенсивности болтанки скоростных самолетов (турбулентности атмосферы) по Н. З. Пинусу [6]

Интенсивность болтанки		Характеристика поведения самолета при различной скорости полета (в км/час)		
характеристика	оценка в баллах	300—500	500—600	600—800
Очень слабая	0	Отдельные слабые колебания и покачивания самолета с крыла на крыло без изменения высоты полета		
Слабая	1	Редкие вздрагивания самолета, покачивание, слабые броски вверх и вниз	Слабое дрожание самолета, броски вверх и вниз	Дрожание самолета и частые броски самолета вверх и вниз
Умеренная	2	Резкие покачивания самолета с крыла на крыло, ощущение ударов о плоскости, сильные вздрагивания самолета, резкие и частые броски вверх и вниз; ощущение увеличения нагрузки на штурвал	Дрожание самолета, частые броски; броски с крыла на крыло	Сильное дрожание самолета, частые и резкие броски самолета вверх и вниз, с крыла на крыло
Сильная	3	Интенсивные и частые броски самолета вверх и вниз с изменением высоты полета, сильные удары в плоскости и броски самолета с крыла на крыло; вырывание штурвала из рук пилота	Интенсивные, частые и резкие броски самолета в стороны, вверх и вниз; существенные изменения высоты полета	Очень сильное дрожание самолета, частые и резкие броски вверх и вниз; существенные изменения высоты полета

Исследования показывают, что количественные характеристики болтанки на больших высотах приблизительно выражаются следующими данными:

при Δn от $\pm 0,05$ до $\pm 0,2g$ — болтанка	слабая
" Δn " $\pm 0,2$ " $\pm 0,5g$ —	" умеренная
" Δn $> \pm 0,5g$ —	" сильная

Материал проанализированных нами полетов показал, что болтанка самолетов отмечается экипажами при наборе высоты, при снижении (т. е. при полете в нижних и средних слоях тропосферы), а также при полетах на эшелонах вблизи уровня тропопаузы. В одном и том же полете она отмечается на самых различных участках трассы и притом по несколько раз.

Продолжительность болтанки бывает самой различной: от 1—3 минут до 1—1,5 часа, составляя в большинстве случаев (примерно 85%) не более 10 минут. Из этого следует, что при средней путевой скорости полета (в наших случаях около 700 км/час) протяженность зон болтанки составляет чаще всего не более 150 км. Толщина слоев атмосферы, в которых наблюдалась болтанка, колебалась в значительных пределах: от нескольких сот метров до нескольких километров. Однако умеренная или сильная турбулентность отмечалась, как правило, в зонах небольшой толщины — порядка 1000 м.

Статистические данные, встречающиеся в литературе, указывают, что болтанка наблюдается чаще всего в нижних слоях тропосферы до высоты 3 км. В более высоких слоях вероятность болтанки уменьшается, но с приближением к тропопаузе она снова несколько увеличивается. Эти выводы подтверждаются и на материалах, обработанных нами. Болтанка часто наблюдается при взлете и посадке самолета в слое до 3 км, особенно в теплую половину года; слой 3—6 км является относительно спокойным; при полете под тропопаузой вероятность болтанки значительно увеличивается, но над тропопаузой она резко уменьшается.

Таблица 5

Вероятность (‰) болтанки на высотах 10—11 км по трассе
Москва—Новосибирск

Время года	Участки трассы						
	Москва—Горький	Горький—Казань	Казань—Янаул	Янаул—Свердловск	Свердловск—Петропавловск	Петропавловск—Омск	Омск—Новосибирск
Весна . . .	28	29	37	22	26	32	33
Лето . . .	44	35	41	32	50	43	53
Осень . . .	24	38	29	21	33	45	40
Средняя вероятность	32	34	36	25	36	40	42

Данные, приведенные в табл. 5, дают представление о том, какова, например, вероятность болтанки самолетов на высотах 10—11 км на различных участках трассы Москва — Новосибирск. Из таблицы видно, что вероятность болтанки существенно изменяется от сезона к сезону: летом она больше, чем весной и осенью. Кроме того, вероятность болтанки зависит от протяженности того участка, к которому будет отнесен каждый случай болтанки. Если за единицу протяженности по трассе принять расстояние порядка 400 км, то для каждого такого участка вероятность болтанки в среднем составляет около 35%. Это означает, что на данном участке трассы болтанка должна встретиться в каждом третьем полете. Интересно отметить, что с подветренной стороны горных хребтов, как, например, на участке Свердловск — Петропавловск — Омск, вероятность болтанки несколько больше, чем на других участках данной трассы. Очевидно, это связано с образованием на подветренной стороне горных хребтов так называемых стоячих волн, при пересечении которых может наблюдаться болтанка самолета. Когда преобладают ветры западного направления, такие волны могут действительно часто наблюдаться к востоку от Уральского хребта, что и определяет наибольшую повторяемость болтанки на участке Свердловск — Петропавловск — Омск.

В умеренных широтах на высотах 10—11 км в большинстве случаев (79,7%) наблюдается слабая болтанка; повторяемость умеренной болтанки составляет 15,9%, а сильной — всего лишь 4,4%.

Сопоставление случаев болтанки самолетов на больших высотах с синоптическим положением дает результаты, указанные в табл. 6.

Таблица 6

Распределение (%) случаев болтанки самолетов в зависимости от синоптического положения

Теплые фронты	Холодные фронты	Фронты окклюзии	Передняя часть антициклона	Тыловая часть антициклона	Центральная часть циклона	Центральная часть антициклона	Число случаев
22	34	10	12	16	3	3	260
	66%			28%		6%	

Как видно из этой таблицы, болтанка была связана преимущественно (66%) с пересечением фронтальных разделов, обнаруживаемых на приземных картах погоды. Наиболее часто болтанка наблюдается при пересечении холодных фронтов, что необходимо иметь в виду при ее прогнозе.

На рис. 10 по аналогии со схемой, приведенной Дарвард Дж. [9], заштрихована зона, где чаще всего наблюдается болтанка

самолетов при пересечении струйных течений, связанных, в частности, с холодными фронтами. Анализ нашего материала показал, что при пересечении холодных фронтов болтанка на высотах чаще всего наблюдается за линией холодного фронта, проходящей у поверхности земли, примерно на расстоянии 100—200 км от нее, а при пересечении теплого фронта — около 300—400 км впереди линии фронта. Болтанка тем более вероятна, чем ярче выражены такие характерные особенности струйных течений, как вертикальные и горизонтальные градиенты скоростей ветра. Случай струйного течения, наблюдавшийся 16/VII 1955 г. и описанный нами выше, является очень показательным для иллюстрации положения, весьма неблагоприятного в отношении условий полета. При данной ситуации полет на участке Ростов — Тбилиси на высотах от 8—9 до 16—17 км был бы очень опасен, так как резкие перепады скоростей ветра обуславливали здесь сильную турбулентность.

Болтанка на больших высотах встречается как в облаках, так и вне облаков. Верхняя граница облаков, в которых наблюдается болтанка, имеет беспокойный, всхолмленный вид с выпучиваниями в отдельных местах.

Для визуального определения зон болтанки весьма показательными являются высоко-кучевые, а также перисто-кучевые волнистые облака. В этом отношении небезынтересно привести следующий случай.

17/II 1957 г. в районе г. Москвы, между 16 и 17 часами, автор наблюдал надвигание с юго-запада перисто-кучевых волнистых облаков (Сс und). Через несколько минут количество облачности стало быстро возрастать и на фоне Сс появились высоко-кучевые волнистые облака (Ас und). Спустя несколько минут облачность стала сплошной и вскоре начался снег, который шел в течение всей ночи с 17 на 18/II. Описанные условия погоды обуславливались приближением к Москве с юго-запада теплого фронта. Перисто-кучевые облака стали появляться перед теплым фронтом примерно на расстоянии около 600 км. При наблюдении за этой облачностью невольно возникало желание проверить на самолете условия полета в Сс в отношении болтанки. Но выполнить это желание было невозможно.

Через 3—4 дня после этого к автору обратились синоптики Тбилисского УГМС А. М. Имнадзе и Б. Х. Кофман с просьбой проконсультировать их по некоторым вопросам обслуживания высотной авиации. При этом они сообщили, что им впервые удалось пролететь на самолете ТУ-104 от Тбилиси до Москвы. Рассказывая о своих впечатлениях, они подчеркнули, что в полете их особо поразили облака на больших высотах. На 9 км они имели вид беспокойных кучевых облаков, в которых отмечалась неприятная болтанка самолета. Из-за этого летчик был вынужден набрать высоту и лететь выше установленного эшелона. Толщина облаков была не больше 500 м. Тут же выяснилось, что

Имнадзе и Кофман летели 17/II и рассказали об условиях полета именно в тех облаках, которые автор наблюдал в тот же день и в те же часы. Желание автора, таким образом, осуществилось: условия полета в облаках Сс были описаны метеорологами, и теперь мы с большой уверенностью можем говорить об условиях полета в этих облаках. Подсчеты числа Ri по картам барической топографии [4] за 18 часов 17/II дали значение этого параметра для слоя $OT_{500}^{3,0}$, которое равно около 4, что указывает, как будет показано ниже, на возможность турбулентного состояния в верхней половине тропосферы над районом Москвы.

Если облака являются мощными кучевыми или кучево-дождевыми, то болтанка, как правило, отмечается и непосредственно над верхней границей облачности. Когда же верхняя граница облачности имеет спокойный ровный вид, болтанка в облаках отсутствует.

Большое значение имеет изучение случаев болтанки на больших высотах при совершенно ясном небе. В таких случаях летчики не видят каких-либо внешних признаков болтанки и попадают в зону турбулентности совершенно неожиданно. Чаще всего такие случаи наблюдаются на холодной стороне струйного течения.

Для оценки уровня турбулентной энергии в свободной атмосфере, как известно, служит число Ri

$$Ri = \frac{g}{T} \frac{\gamma_a - \gamma}{\left(\frac{\Delta U}{\Delta z}\right)^2},$$

где γ_a и γ — адиабатический и фактический вертикальные градиенты температуры (град/100 м); $\frac{\Delta U}{\Delta z}$ — вертикальный градиент векторной скорости ветра (м/сек/100 м); g — ускорение силы тяжести, равное 9,81 м/сек²; T — средняя температура слоя воздуха.

С уменьшением Ri , а значит с увеличением γ и $\frac{\Delta U}{\Delta z}$ увеличивается интенсивность турбулентности, а следовательно, возрастает и интенсивность болтанки самолетов.

Экспериментальные исследования и анализ отдельных случаев рейсовых полетов показали, что болтанка скоростных самолетов наблюдается в тех слоях атмосферы, в которых уровень турбулентной энергии характеризуется числом $Ri \leq 5$. При этом, если $5 > Ri > 0,5$, наблюдается преимущественно слабая болтанка, а если $Ri \leq 0,5$ — умеренная и сильная.

Таким образом, имея данные температурного зондирования, а также данные шаропилотных (радиопилотных) наблюдений, можно рассчитать значение числа Ri для отдельных слоев и тем самым получить представление о вероятном уровне развития турбулентности в этих слоях.

Расчет значений Ri рекомендуется, в частности, производить по данным тех пунктов, которые используются при построении

вертикальных разрезов атмосферы по интересующему маршруту. Чтобы значения R_i наиболее правильно характеризовали уровень турбулентной энергии, необходима хорошая точность и синхронность температурного и ветрового зондирования атмосферы и расчеты следует производить для слоев небольшой толщины — порядка 200—300 м. В условиях оперативной работы такие детальные расчеты производить не всегда возможно. Опыт показывает, что расчеты и по более укрупненным слоям толщиной до 1000—1500 м также очень полезны. При этом слабая болтанка может наблюдаться при значениях $R_i = 6—8$, а сильная болтанка — при $R_i = 0,6—1,0$. Иногда, однако, самый факт относительных изменений значений R_i по высотам указывает на возможность болтанки в зонах резких изменений данного параметра, хотя при этом абсолютные его значения несколько превышают указанные выше критические значения.

Подсчеты R_i имеют прежде всего диагностическое значение, В этом отношении параметр R_i может оказать синоптику большую помощь при оценке условий полета в облаках и, в частности, в облаках теплого фронта. Опыт показывает, что в одних случаях облака теплого фронта бывают очень мощными, однако полет в них происходит совершенно спокойно; в других случаях эти облака являются менее мощными, но не спокойными. Так, например, 13/IX 1956 г. во время вылета автора на ТУ-104 из Омска в Москву, при подъеме, на высоте 4 км, самолет вошел в Ас, которые удалось пробить только на высоте 10,5 км. Облачность была связана с теплым фронтом, находившимся к югу от Омска, на расстоянии около 400 км. Полет в облаках происходил очень спокойно. Значение R_i для слоя с облаками было порядка 10 (вычислялось по картам барической топографии). При аналогичной синоптической обстановке 26/IX 1956 г. в районе Омска (см. стр. 52—53) экипаж отметил Сi—Cs на высоте 8—10 км, сильную болтанку и обледенение. Значение R_i в данном случае было 0,8.

VII. ОБЛЕДЕНЕНИЕ САМОЛЕТОВ

1. Общие положения

Из теории обледенения самолетов известно, что с увеличением скорости полета увеличивается и интенсивность обледенения. В этом состоит отрицательная роль больших скоростей. С другой стороны, при больших скоростях полета вследствие адиабатического сжатия и трения встречного воздушного потока происходит значительное повышение температуры поверхности самолета. Такое нагревание поверхности самолета при известных условиях погоды предохраняет самолет от обледенения. Этот фактор определяет, таким образом, положительную роль больших скоростей.

Из сказанного следует, что в основу прогноза обледенения скоростных самолетов должно быть положено прежде всего сопоставление данных о кинетическом нагреве поверхности самолета при определенной скорости полета с предполагаемыми значениями температуры воздуха на заданных высотах полета.

Величина кинетического нагрева (ΔT) у носка крыла самолета для случаев, когда полет происходит в безоблачной среде, может быть определена из выражения

$$\Delta T = \frac{V^2}{2000} = 5 \left(\frac{V}{100} \right)^2,$$

где V — скорость полета в *м/сек.*

В табл. 7 даны значения кинетического нагрева при различных скоростях полета (V), выраженных в *км/час.*

Таблица 7

Кинетический нагрев при различной скорости полета

V (км/час)	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
ΔT (°C)	0,4	1,6	3,5	6,2	9,6	13,9	19,0	24,6	31,2	38,7

Отсюда видно, что нагрев поверхности самолета у передней кромки крыла может достигать большой величины. Этот нагрев в состоянии перекрыть наиболее часто повторяющиеся отрицательные температуры воздуха в нижней половине тропосферы, что уменьшает вероятность обледенения скоростных самолетов.

Чтобы более надежно приблизиться к реальным условиям, определяющим обледенение скоростных самолетов, необходимо учитывать еще некоторые факторы: во-первых, степень нагрева других частей профиля и, во-вторых, нагрев поверхности самолета при полете в облаках, т. е. в условиях смачивания самолета влагой.

Теоретические исследования показывают, что только у носка крыла (в критической точке) достигается температура торможения.¹ По мере же удаления от этой точки вдоль поверхности крыла температура становится ниже температуры торможения. Это обстоятельство говорит о том, что, например, на передней кромке крыла температура может быть положительной, в то время как на задней части крыла — отрицательной. В подобном случае жидкая влага, стекая с передних кромок крыла к задним и замерзая здесь, вызовет опасное обледенение (рис. 15).

При полете в облаках кинетический нагрев обычно меньше, чем при полете вне облаков, так как в облаках происходит неко-

¹ Температурой торможения называется температура крыла в критической точке, т. е. в точке, где скорость потока равна нулю.

торая потеря тепла вследствие испарения капельной влаги, оседающей на самолете. Считается, что кинетический нагрев в облаках составляет около 60% от $\frac{V^2}{2000}$, т. е. от нагрева передней кромки крыла при полете вне облаков.

Из приведенных теоретических положений вытекают следующие практические выводы.

Нижний уровень обледенения скоростных самолетов никогда не совпадает с высотой нулевой изотермы в свободной атмосфере, как это может быть в отношении обычных самолетов, а располагается выше ее, причем тем выше, чем больше скорость полета. В табл. 8 приведены значения разности высот между уровнем начала возможного обледенения и нулевой изотермой.

Из таблицы видно, что начало обледенения в свободной атмосфере возможно на высоте, совпадающей приблизительно с высотой нулевой изотермы, только при скорости полета около 200 км/час. С возрастанием скорости полета разность указанных высот быстро увеличивается, и при скорости 500 км/час обледенение возможно на высоте не ниже 1000 м над уровнем изотермы 0°, а при скорости 800 км/час, соответственно не ниже 2500 м.

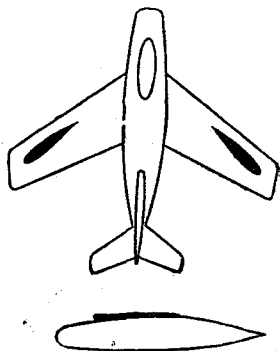


Рис. 15. Один из возможных видов обледенения скоростных самолетов.

Таблица 8

Значения разности высот между нулевой изотермой и уровнем начала возможного обледенения при различной скорости полета

V (км/час)	200	300	400	500	600	700	800
Разность высот (м)	150	350	600	1000	1400	1900	2500

2. Обледенение самолетов в реальных условиях

Обработка донесений экипажей скоростных самолетов позволяла выяснить общие условия, при которых возможно обледенение в зависимости от скорости полета и температуры окружающего воздуха с учетом кинетического нагрева. Эти условия в графическом виде изображены на рис. 16. Здесь по оси абсцисс отложена скорость полета (V) в км/час, а по оси ординат — температура окружающего воздуха (t). Нанеся на графике Vt случаи, когда было обледенение (черные кружки) и когда его не было (белые кружки), мы видим, что эти случаи ложатся вполне определенным образом. Между черными и белыми кружками можно

провести четкую разграничительную кривую линию, обозначающую верхний предел температуры, при которой возможно обледенение. Будем условно называть эту линию кривой начала обледенения. Вероятность обледенения самолета может быть определена по указанному графику путем нахождения точки пересечения значений скорости полета и температуры воздушной среды. Все точки, лежащие левее кривой, будут характеризовать такое положение, когда при данной скорости полета и определенной температуре воздуха образование льда на самолете возможно. Если же при заданных значениях скорости полета и

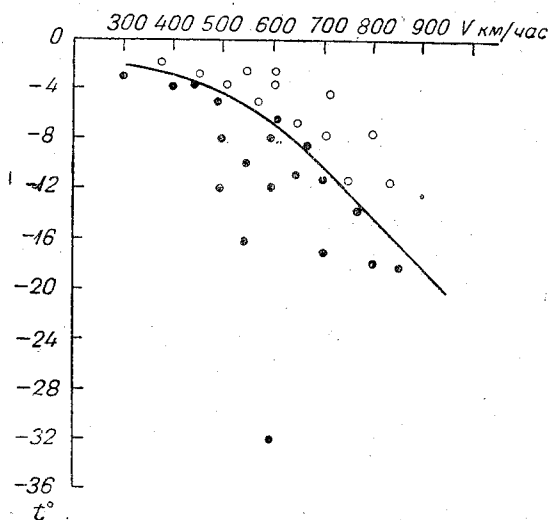


Рис. 16. Условия обледенения самолетов в зависимости от температуры воздуха и скорости полета.

температуры воздуха точка лежит правее кривой, — обледенение самолета невозможно. Например, при скорости полета 720 км/час обледенение возможно лишь при температуре воздуха не выше -10° .

В результате статистической обработки материала получены следующие выводы:

1. Обледенение возникает главным образом при скорости полета до 600 км/час (86% случаев) и в особенности при скорости порядка 400—500 км/час. Повторяемость обледенения при скоростях полета свыше 600 км/час составляет лишь 14%.

2. В холодную половину года обледенение чаще всего встречается в нижнем трехкилометровом слое тропосферы (60% всех случаев), поскольку в эту часть года облачность образуется главным образом в данном слое атмосферы. На больших высотах повторяемость обледенения резко убывает, достигая минималь-

ного значения (около 5%) в слое 6—7 км. Далее к тропопаузе повторяемость обледенения несколько увеличивается, составляя на высоте 8 км около 7%.

3. В слоях тропосферы выше 6000 м наблюдается почти исключительно слабое обледенение. Однако в этих слоях иногда бывают случаи внезапного запотевания стекол кабины. Такое обледенение не отражается на аэродинамических качествах самолета, но вследствие ухудшения видимости создает большие трудности в работе экипажа. В связи с этим подобное обледенение экипажем обычно характеризуется как сильное.

4. В 37% случаев ледяные отложения на скоростных самолетах наблюдаются в виде прозрачного льда, в 50% — в виде матового льда и в 13% случаев — в виде инея. Такое распределение повторяемости различных видов льда говорит о том, что скоростные самолеты, так же как и обычные, подвергаются обледенению главным образом вследствие замерзания переохлажденных водяных капель, сталкивающихся с поверхностью самолета. Отложения в виде инея отмечались преимущественно при полете на больших высотах и притом иногда вне облачности и осадков.

Вообще 90% всех случаев обледенения скоростных самолетов наблюдалось при температурах воздуха от -3 до -12° , т. е. при тех температурах, при которых в облаках обычно содержатся водяные капли. Поскольку температура -12° перекрывается кинетическим нагревом при скорости полета около 800 км/час, можно заключить, что при скоростях более 800 км/час обледенение очень мало вероятно. Тем не менее оно не исключается, так как переохлажденные капли в ряде случаев, в частности в облаках, могут существовать при значительно более низких температурах.

Процесс обледенения происходит при этом двумя путями.

1. Если самолет находится в облаках, состоящих из одних переохлажденных водяных капель или из смеси достаточного количества капель и кристаллов, и кинетический нагрев при этом нигде не перекрывает отрицательные температуры воздуха, то обледенение наступает вследствие непосредственного замерзания капель, сталкивающихся с поверхностью самолета. Отложение льда в таких случаях будет происходить в первую очередь на выступающих частях самолета (передней кромке крыльев, стеклах кабины, стабилизаторе и др.).

2. Если скорость самолета такова, что кинетический нагрев обеспечивает положительные температуры только на передней кромке крыла, то образующаяся на передней части плоскости вода может стекать к задней части крыла, где и происходит замерзание.

Знание одних лишь температурных условий еще недостаточно для надежного прогноза обледенения. Знания этих условий является достаточным лишь тогда, когда при данной температуре воздуха и при заданной скорости полета будет известно, что кинетический нагрев обязательно обеспечит положительную темпера-

туру по всей поверхности самолета. В таких случаях можно утверждать, что обледенение при данной обстановке исключается. Например, можно определенно сказать, что *при температурах выше -5° обледенение исключается при всех скоростях полета от 600 км/час и больше.*

Из этого, однако, не следует, что во всех случаях отсутствия обледенения кинетический нагрев обеспечивает положительные температуры на поверхности самолета. Напротив, статистика показывает, что лишь в 44% случаев отсутствие обледенения было связано с превышением температуры в облаках в результате кинетического нагрева; в остальных же 56% случаев обледенение отсутствовало и при отрицательной температуре поверхности самолета. Значит обледенение скоростных самолетов так же, как и винтомоторных, определяется не только температурными условиями, но и другими факторами. К ним относятся прежде всего общие микроструктурные особенности облаков в связи с различными синоптическими положениями, изложенными в «Руководстве по краткосрочным прогнозам погоды», часть II [7].

Статистическая обработка всех донесений экипажей показала, что наибольшее количество случаев обледенения (68%) приходится на облака St—Sc. Это и понятно, поскольку данные облака по своему фазовому состоянию являются преимущественно капельными. Относительно немного случаев обледенения (17%) было зафиксировано во фронтальных облаках Ns—As, образующихся при упорядоченных восходящих движениях. Такая небольшая повторяемость обледенения в Ns—As объясняется тем, что из этих облаков выпадают осадки; переохлажденные водяные капли имеют при этом небольшие размеры, и водность в облаках сравнительно невелика. В этом отношении весьма показательной является табл. 9, в которой приведено распределение случаев с обледенением и его отсутствием в облаках Ns—As в зависимости от того, выпадали осадки из этих облаков или не выпадали.

Таблица 9

Повторяемость (%) случаев с обледенением и без обледенения в облаках Ns—As в зависимости от наличия и отсутствия осадков

С обледенением			Без обледенения		
облака с осадками	облака без осадков	число случаев	облака с осадками	облака без осадков	число случаев
44	56	44	70	30	50

Обледенение в облаках $Ns—As$ наблюдается главным образом тогда, когда из них не выпадают осадки. При этом, если обледенение и отмечалось при осадках, то оно, как правило, было слабым. При рассмотрении же случаев, когда обледенения не было, оказалось, что облака $Ns—As$ большей частью (70%) сопровождались осадками.

Нужно заметить также, что обледенение в $Ns—As$ наблюдается преимущественно тогда, когда в облаках имеет место турбулентное состояние, обеспечивающее на соответствующих уровнях смешанную структуру облаков с содержанием большого количества капель. Такой характер облачности $Ns—As$ чаще всего встречается в зоне холодных фронтов, включая и верхние холодные фронты у теплых окклюзий, а также с наветренной стороны горных возвышенностей. При этих ситуациях облака $Ns—As$ могут вызывать умеренное и сильное обледенение.

Обледенение в облаках $Si—Cs$ встречается очень редко, всего лишь в 5% случаев и притом очень слабое. Чтобы выявить некоторые особенности облаков верхнего яруса при наличии обледенения и его отсутствии, следует сопоставлять кривые стратификации температуры за два соседних срока радиозондовых наблюдений. Если при таком сравнении обнаруживается, что в верхней половине тропосферы происходит повышение температуры, то обледенение в $Ns—As—Cs$ маловероятно, хотя сами облака могут иметь при этом большую вертикальную мощность. И наоборот, если на больших высотах происходит понижение температуры, вызванное адвекцией холода либо интенсивными вертикальными движениями, то обледенение в облаках очень вероятно, хотя в подобных случаях сама облачность может иметь меньшую вертикальную мощность. В первых случаях на картах AT_{300} большей частью обнаруживается хорошо выраженный высотный гребень, тогда как в других случаях — высотная ложбина.

VIII. ОПИСАНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ ПРИМЕРОВ

Приведем несколько примеров полета на больших высотах.

Пример 1. Полет по маршруту Москва — Свердловск с 8 до 9 час. 37 мин. 23/IV 1955 г.

Аэросиноптическое положение этого дня над территорией Восточной Европы и Западной Сибири представлено на рис. 17—20. Согласно приземной синоптической карте на участке Москва — Горький проходили два холодных фронта, далее до Свердловска состояние погоды обуславливалось западной периферией антициклона. Высотная фронтальная зона, которой у земли соответствовали указанные выше холодные фронты, была ориентирована почти в меридиональном направлении. Во фронтальной зоне наблюдались довольно сильные юго-восточные ветры; скорость ветра на уровне поверхности 300 мб в районе Москвы доходила

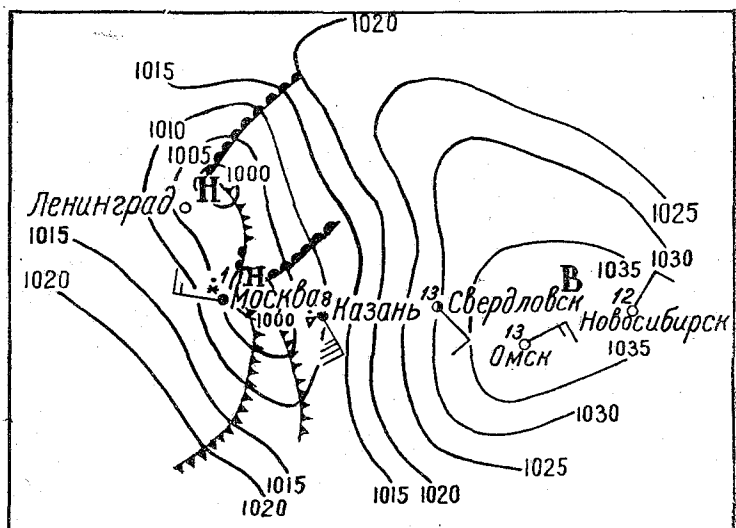


Рис. 17. Схема синоптического положения за 09 час. 23 IV 1955 г.

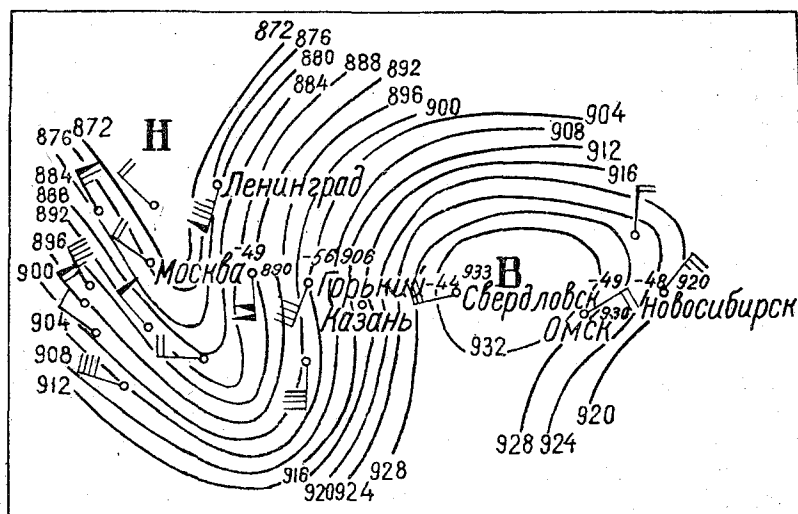


Рис. 18. Карта АТ₃₀₀ за 06 час. 23/IV 1955 г.

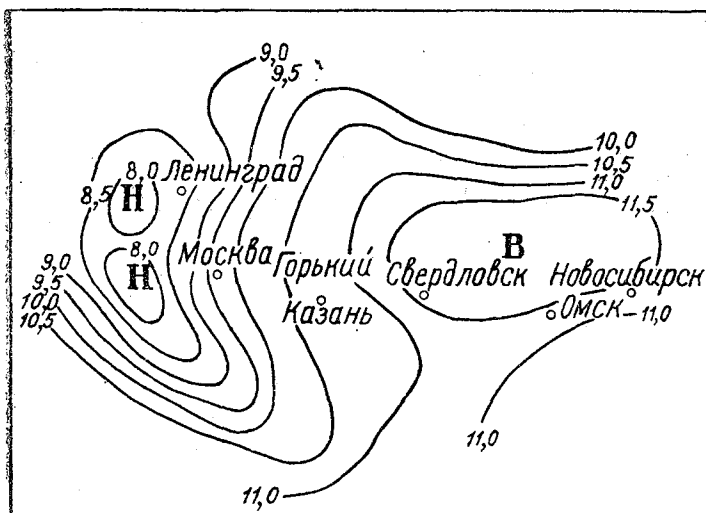


Рис. 19. Карта тропопаузы за 06 час. 23/IV 1955 г.

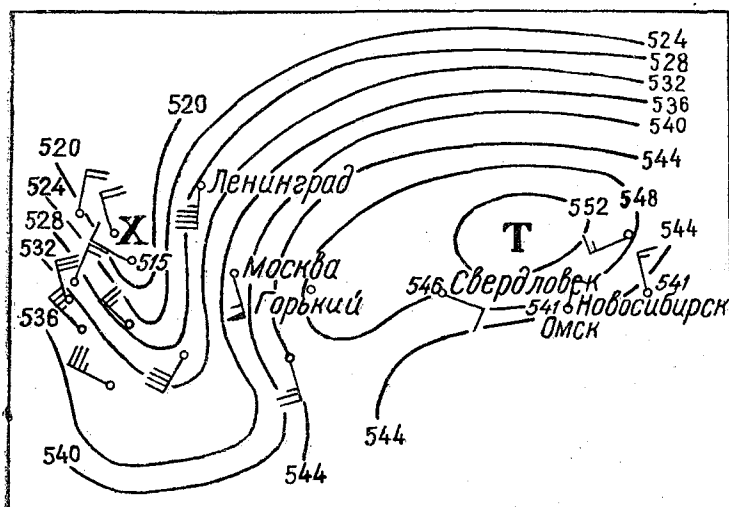


Рис. 20. Карта OT_{1000}^{500} за 06 час. 23/IV 1955 г.

до 200 км/час, а в районе Ленинграда — до 170 км/час. Это есть струйное течение, направленное в данном случае с юга на север.

На рис. 21 приведен вертикальный разрез тропосферы в направлении Минск — Москва — Свердловск. Для его построения использованы данные сетевого зондирования и сообщения экипажей. Отметим наиболее важные особенности, которые удалось выявить при анализе этого случая.

1. Поверхности двух холодных фронтов хорошо обнаруживаются на вертикальном разрезе по изменению направления и

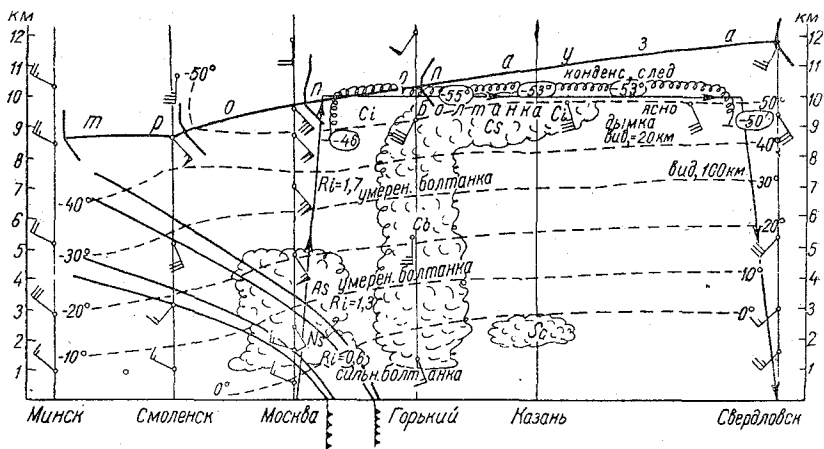


Рис. 21. Вертикальный разрез тропосферы в направлении Минск — Москва — Свердловск за утро 23/IV 1955 г.

скорости ветра с высотой, а также по изменению температуры в горизонтальном направлении.

2. Зона струйного течения, судя по данным ветрового зондирования в районе Москвы, имеет вертикальную протяженность около 5 км. Максимальная скорость ветра, составляющая 200 км/час, отмечена на высоте около 9 км, примерно на расстоянии 1 км ниже тропопаузы. Тропопауза над областью струйного течения имеет наклон порядка $1/250$. Ширину зоны струйного течения, с включением скоростей ветра 100 км/час и больше, можно оценить примерно в 800 км. Нижняя и верхняя граничные зоны струйного течения характеризуются большими градиентами скорости ветра. Например, в нижней граничной зоне скорость ветра изменяется от 20 км/час на высоте 3 км до 110 км/час на высоте 5 км (вертикальный градиент скорости ветра около 45 км/час на 1 км); в верхней граничной зоне струйного течения скорость ветра изменяется от 150 км/час на уровне тропопаузы (около 10 км) до 40 км/час на высоте 11,5 км (около 70 км/час

на 1 км). Ось струи находится приблизительно на расстоянии около 100 км позади линии основного холодного фронта.

3. При наборе высоты в зоне струйного течения отмечалась умеренная и сильная болтанка, что соответствовало значениям R_i в различных слоях тропосферы от 0,6 до 1,7. Болтанка наблюдалась также и при полете на эшелоне 10 км в зоне тропопаузы в нижнем ее слое и под тропопаузой. Болтанка под тропопаузой, вероятно, была связана с тем, что полет здесь происходил у самой верхней границы Сб. Предфронтальные облака Сб по описанию летчиков имели толщину порядка 8 км.

4. Образование конденсационного следа наблюдалось на протяжении всего маршрута от Москвы до Свердловска. Его появление в районе Москвы отмечено на высоте около 8,5 км при температуре -46° , далее след продолжался по всему маршруту на высоте около 10 км при температуре $-53, -55^\circ$.

5. При полете из Свердловска в Москву несколькими часами позже другие экипажи на эшелоне 11 км встретили примерно те же условия погоды, которые описаны выше. Однако об облаках Сб они ничего не сообщали. Эти облака не были замечены экипажами, очевидно, потому, что встретившаяся пелена Сс закрывала от них все то, что можно было визуальнo наблюдать ниже уровня полета.

Пример 2. Полет по маршруту Москва — Свердловск — Омск с 9 до 12 час. 26/IX 1956 г.

Как видно из схемы синоптического положения, приведенной на рис. 22, на участке Москва — Казань полет происходил по периферии антициклона. От Казани до Ижевска на полет оказывал влияние холодный фронт, смещавшийся на трассу с севера; далее, примерно до Челябинска, самолет пересекал теплый фронт, в районе Омска погода обуславливалась влиянием другого теплого фронта, смещавшегося с юга на север.

Полет осуществлялся на высоте 10—11 км, но в отдельных местах самолет значительно снижался, пробивая почти всю толщу облачности. Приводим выдержки из записи летчика о состоянии погоды по трассе.

«Москва — Казань. Облачность 10 баллов слоисто-кучевая и слоистая, нижняя кромка 800 м, верхняя 1300 м.

Казань — Ижевск — Свердловск — Челябинск. Облачность 10 баллов слоисто-дождевая и кучево-дождевая, вертикальная мощность облаков 11 500 м, в облаках обледенение, с высоты 10 000 до 11 200 м — болтанка. На участке Свердловск — Челябинск вертикальная мощность облачности значительно снизилась — до 1700 м. На этом участке наблюдались облака слоисто-кучевых форм 9—8 баллов; полет как над облаками, так и вне облачности происходил спокойно, болтанки не наблюдалось.

От Челябинска до Омска облачность стала постепенно уплотняться, вертикальная мощность увеличилась до 4500 м. На этом участке трассы полет происходил на 11 000 м. На высоте 9500—

8000 м наблюдалась перистая облачность, в облаках при скорости полета 900 км/час отмечались болтанка, обледенение и электризация, что привело к выходу из строя радиостанции и компаса РПК-25».

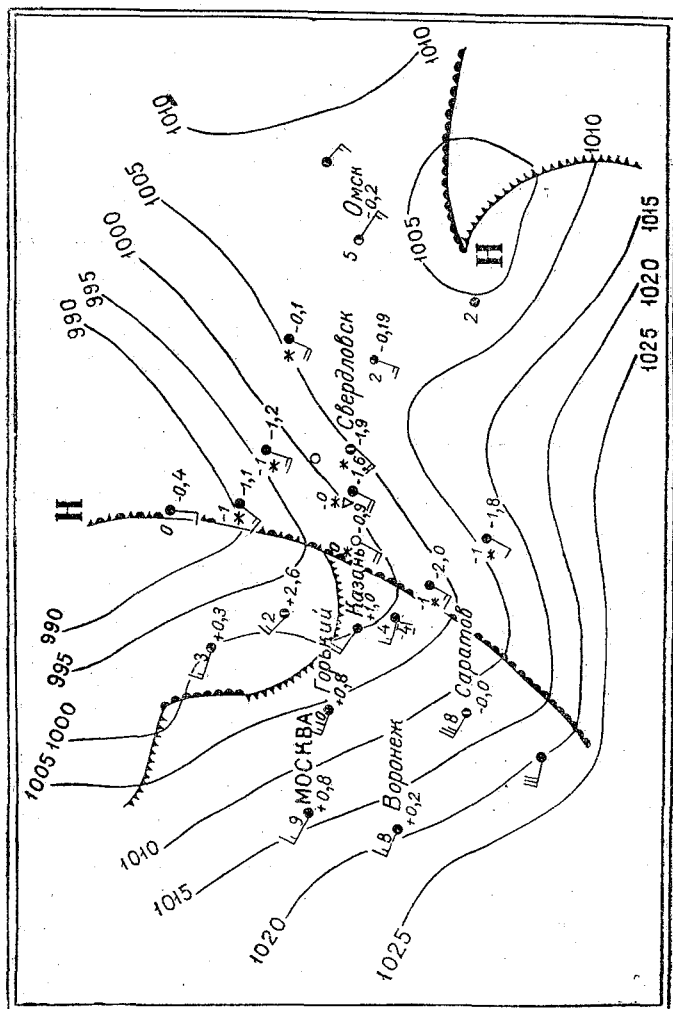


Рис. 22. Схема синоптического положения за 09 час. 26/IX 1956 г.

Исходя из анализа аэросиноптического материала и донесения экипажа, можно заключить, что мощная облачность на участке Казань — Свердловск была связана с холодным и теплым фронтами. Верхняя граница облаков в основном располагалась под тропопаузой, где при полете в верхней части Св была отмечена болтанка. Весьма интересным является сообщение об обледене-

нии, болтанке и электризации самолета в перистой облачности в районе Омска.

О фактах электризации самолетов в облаках верхнего яруса автор слышал от летчиков неоднократно. Это явление, по-видимому, можно объяснить трением кристаллов о поверхность самолета. Однако наблюдается оно, очевидно, не так часто. Для его возникновения необходимы какие-то особые условия, которые еще мало изучены. В данном случае можно считать, что возникновению* электризации способствовала значительная турбулентность на уровне перистых облаков. В свою очередь турбулентность

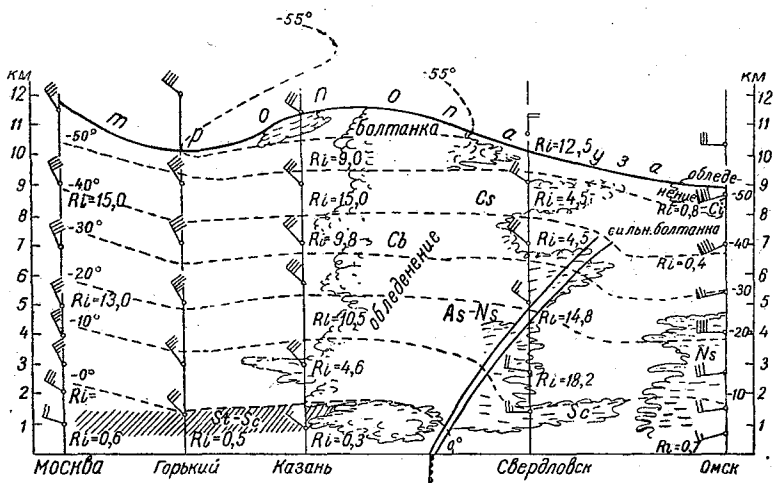


Рис. 23. Вертикальный разрез тропосферы по трассе Москва—Омск 26/IX 1956 г.

была вызвана резким разрывом скорости ветра, которая на уровне около 9 км составляла 240 км/час, а на высоте 10,5 км — всего лишь 60 км/час; значение параметра R_i в этом слое составило 0,8.

Надо полагать, что в таких условиях в верхних слоях тропосферы над поверхностью теплого фронта, проходившего южнее Омска, были значительные вертикальные движения. Эти движения способствовали активному образованию перистой облачности вследствие быстрой конденсации водяного пара и его последующей быстрой кристаллизации, что, вероятно, и явилось причиной обледенения и электризации самолета.

На разрезе представлены значения параметра R_i для отдельных слоев. В основном эти значения подтверждают правильность тех критериев, которые приводились на стр. 40. Однако проверить эти положения детально очень трудно, поскольку запись летчиков была очень краткой. Тем не менее нужно обратить внимание на следующее: на участке Москва — Казань болтанка не отме-

чалась, значения R_i здесь были в пределах 10—15; она отмечена к востоку от Казани при полете в верхней части Сб, но и значения R_i , по данным зондирования Казани, уменьшилось от 15 (для слоя 7—8 км) до 9,0 (для слоя 9—10 км); в районе же Омска, где были отмечены обледенение, болтанка и электризация, значение R_i находилось в пределах 0,4—0,8.

Интересно, наконец, указать, с чем были связаны изменения высоты тропопаузы по трассе. Хотя, как это видно из синоптической карты, участок трассы от Москвы до Ижевска находился в однородной воздушной массе, высота тропопаузы колебалась здесь в значительных пределах. Очевидно, эти колебания были связаны с неоднородной адвекцией. На участке Москва — Горький была адвекция холодного воздуха, что привело к понижению высоты тропопаузы с 11,8 км над Москвой до 10 км над Горьким. Далее в восточном направлении, вероятно, имела место адвекция тепла впереди медленно смещавшегося с севера холодного фронта, что приводило к повышению тропопаузы. Затем над поверхностью теплого фронта тропопауза в восточном направлении постепенно понижалась. Надо отметить, что над Омском, несмотря на приближение теплого фронта с юга, высота тропопаузы почти совсем не повышалась. Это еще раз говорит о том, что там, очевидно, происходили значительные вертикальные движения, приводившие к существенному понижению температуры и не способствовавшие повышению тропопаузы.

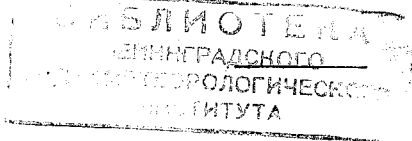
Таковы краткие объяснения условий погоды в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Мы далеки от мысли, что эти объяснения являются достаточно полными и безупречными. Много остается еще здесь не ясным. Наша задача состояла лишь в том, чтобы сообщить синоптикам и летчикам самые предварительные сведения о метеорологических условиях полета на больших высотах, которые могут послужить им отправными пунктами в оперативной и научной работе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Джорджио В. А. Струйное течение. «Метеорология и гидрология» № 6. Гидрометеониздат, 1956.
 2. Джорджио В. А. Струйное течение (обзор зарубежных исследований). Труды Ташкентской НИГО. Гидрометеониздат, 1956.
 3. Калининский А. Б. Аэрологическая характеристика свободной атмосферы над Москвой по данным зондовых подъемов 1930—1936 гг. Сборник статей по синоптической метеорологии и аэрологии. Гидрометеониздат, Л., 1947.
 4. Клемин И. А. и Пинус Н. З. Методические указания к диагнозу и прогнозу атмосферной турбулентности, вызывающей болтание скоростных самолетов. Гидрометеониздат, М., 1954.
 5. Пинус Н. З. К вопросу об оценке атмосферной турбулентности по интенсивности болтанки скоростных самолетов. «Метеорология и гидрология» № 10. Гидрометеониздат, 1956.
 6. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, ч. II. Гидрометеониздат, 1954.
 7. Снегирев Б. И. Наблюдение облаков струйных течений в районе Москвы. Материал научно-исследовательских работ по авиационной метеорологии. Военное изд-во Министерства обороны Союза ССР. М., 1956.
 8. Информационный бюллетень — Метеорологическое обеспечение полетов реактивных самолетов (сб. переводов). ГосНИИ ГВФ, 1956.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
I. Общие принципы метеорологического обеспечения высотно-скоростной авиации	5
II. Составление и анализ карт тропопаузы	7
1. Общие сведения о тропопаузе	7
2. Составление и анализ карт тропопаузы	10
3. Волны тропопаузы	15
4. Прогноз высоты тропопаузы	16
III. Температура на уровне тропопаузы	18
IV. Ветер. Струйные течения	21
1. Общие сведения	21
2. Струйные течения	23
V. Облачность	29
VI. Болтанка самолетов	35
VII. Обледенение самолетов	41
1. Общие положения	41
2. Обледенение самолетов в реальных условиях	43
VIII. Описание отдельных примеров	47
Литература	55



Пчелко Иван Григорьевич
 МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПОЛЕТОВ
 НА БОЛЬШИХ ВЫСОТАХ

Отв. редактор *А. М. Баранов*
 Редактор *Т. В. Ушакова* Техн. редактор *А. А. Соловейчик*
 Корректор *А. И. Вайцман*

Сдано в набор 19/VII 1957 г.	Подписано к печати 30/VIII 1957 г.
Бумага 60×92 ¹ / ₁₆ .	Печ. л. 3,5. Уч.-изд. л. 3,5.
Тираж 5000 экз.	М-12 546. Индекс МЛ-124.
Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я диния, д. 23.	
Зак. № 667.	Цена 1 руб. 5 коп.

2-я типолитография Гидрометеоиздата, Ленинград, Прачечный пер., д. 6.