

М. А. БАБИКОВ

АВИАЦИОННАЯ
МЕТЕОРОЛОГИЯ

10648

2934



ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга предназначена для курсантов аэроклубов Досава, т. е. для молодежи, впервые пришедшей в авиацию. Автор поставил себе цель наиболее просто и доходчиво изложить основные сведения о погоде и ее прогнозе с тем, чтобы дать будущим летчикам знания, необходимые для грамотной оценки метеорологической обстановки. Современная метеорология представляет собой комплекс научных дисциплин: климатологию, аэрологию, динамическую метеорологию, синоптику. Значительная часть из них основана на математической трактовке явлений с применением сложных разделов математического анализа.

Учитывая подготовку читателей (9—10 классов), автор элементарно' изложил только самые основные положения, имеющие практическое значение при оценке метеорологической обстановки для авиации.

ГЛАВА I

АТМОСФЕРА

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ И ЕЕ СТРОЕНИЕ

Еще М. В. Ломоносова интересовал вопрос об изучении верхних слоев атмосферы. Для того, чтобы поднять свои приборы в верхние слои, он первый в мире разработал и построил в 1754 г. небольшой геликоптер, который назвал «аздромической машинкой». Но испытания не были доведены им до конца.

Другой выдающийся русский ученый Д. И. Менделеев также интересовался исследованием верхних слоев атмосферы. Он разрабатывал проект аэростата для полетов на высоту с целью «постичь закон наслоения воздуха при нормальном состоянии атмосферы». В 1887 г. он сам поднимался на аэростате. Еще ранее (в 1873 г.) Менделеевым была высказана мысль о том, что в верхних слоях атмосферы надо искать причины всех изменений погоды. Он предложил метод — посылать в верхние слои атмосферы воздушные шары с приборами, автоматически записывающими изменение метеорологических элементов с высотой. Регулярные подъемы таких приборов — метеорографов — начались в Главной геофизической обсерватории с 90-х годов прошлого столетия. Метеорографы поднимали на привязных аэростатах, на змеях и на свободных шарах, называвшихся шарами-зондами. В 1921 г. в Москве было положено начало подъемам метеорографов на самолетах. Значительное улучшение в деле зондирования атмосферы было внесено советским ученым профессором П. А. Молчановым. В 1930 г. он впервые в мире сконструировал и испытал радиозонд.

Радиозонд представляет собой в основном тот же метеорограф, но снабженный легким радиопередатчиком, который еще во время подъема на шаре сигналами передает изменение температуры, влажности и давления с высотой.

До изобретения радиозонда надо было ожидать, пока метеорограф, поднятый на шаре-зонде, опустится на землю, пока его найдут и доставят в обсерваторию (на что уходило

иногда много дней). Теперь стало возможным иметь результаты зондирования сразу после выпуска радиозонда и независимо от того, будет прибор найден или нет.

В настоящее время такие радиозонды выпускаются регулярно на многих станциях, и радиозондирование является основным методом аэрологических исследований.

Распределение по высотам направления и скорости ветра определяют обычно путем наблюдения за полетом небольших свободных шаров, так называемых шаров-пилотов. С помощью их определяют и высоту облаков.

Конечно, наиболее ценными являются наблюдения на самолетах или аэростатах, когда вместе с приборами поднимается вверх и наблюдатель. Но трудность пребывания человека в разреженном воздухе верхних слоев ограничивает возможности применения этого метода. Обычно зондирование атмосферы на самолетах и аэростатах производится до высоты 7—8 км. Советскому летчику Коккинаки удалось в 1935 г. подняться на самолете на 14 575 м. Герметические кабины на самолетах, несомненно, позволят поднять потолок регулярных зондирований атмосферы на самолетах.

На стратостате (так называются аэростаты с большим потолком) в герметической гондоле советские стратонавты в 1934 г. достигли высоты 22 км. До большей высоты человеку подняться пока не удалось.

Но метеорографы и радиозонды на шарах могут подниматься еще больше. Отдельные из них достигали высот около 40 км.

Естественно, что лучше всего удалось изучить атмосферу до высоты 15—20 км, которой чаще всего достигают радиозонды. Такими зондированиями установлено следующее (рис. 1).

В умеренных широтах в слое от земли до высоты приблизительно 11 км температура воздуха с увеличением высоты понижается. Выше же 11 км температура с высотой почти не изменяется, а с высоты 18 км начинает даже несколько повышаться.

Нижний слой, в котором с увеличением высоты наблюдается понижение температуры, был назван тропосферой. Этот слой имеет еще ту особенность, что в нем содержится почти весь водяной пар, находящийся в атмосфере, в нем развиваются более или менее значительные восходящие и нисходящие движения воздуха, образуются облака и осадки. Словом, в тропосфере наблюдаются все те явления, которые могут осложнить обстановку для полета.

Вышележащий слой был назван стратосферой. Он характерен незначительным содержанием водяного пара: в

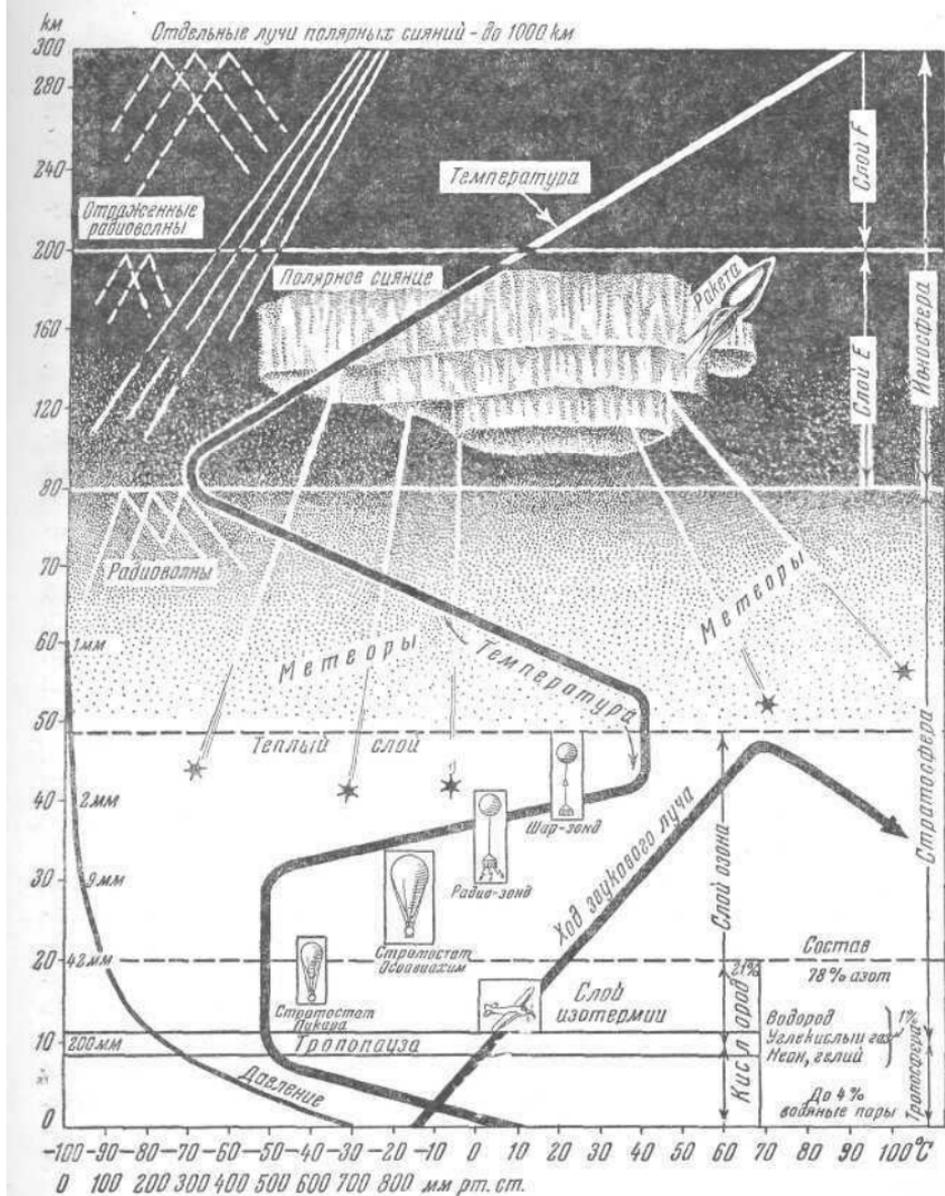


Рис. 1. Вертикальный разрез атмосферы

нем иногда наблюдаются тонкие, так называемые «перламутровые» облака на высотах 28—30 км.

Стратосфера отделяется от тропосферы некоторым переходным слоем толщиной в несколько сотен метров, в котором понижение температуры с высотой постепенно уменьшается. Этот слой называется тропопаузой. Высота тропопаузы не везде одинакова: в умеренных широтах она равна в среднем 11 км, в полярных районах уменьшается до 8—10 км,

в экваториальных достигает 16—18 км; кроме того, она не остается постоянной и по времени над одним и тем же районом. Средняя температура в нижних слоях стратосферы над умеренными широтами, примерно до высоты 36—37 км, колеблется от -60° до -50° , над экватором — около -80° .

О более высоких слоях приходится судить только по некоторым явлениям.

Так, например, иногда ночью на небе бывают видны тонкие, светящиеся, прозрачные, так называемые «серебристые облака», быстро перемещающиеся с востока на запад. Высота их равна примерно 80—83 км. Следовательно, на этой высоте еще есть воздух.

При извержениях вулканов или при других сильных взрывах звук бывает слышен на некотором расстоянии от места взрыва, дальше звук пропадает, а еще дальше он опять хорошо слышен. Исследования показали, что такое распространение звука может быть объяснено отражением его от слоев, лежащих на высоте 40—50 км, причем температура должна здесь достигать $25-75^{\circ}$ тепла. Причиной такого повышения температуры является наличие здесь газа озона, который хорошо поглощает ультрафиолетовые лучи солнца. Метеориты чаще всего исчезают (сгорают) на высоте 45 км. Это тоже свидетельствует о наличии здесь высокой температуры.

Выше 55 км температура с высотой опять понижается и доходит до $-70^{\circ}-80^{\circ}$ к высоте 80 км. Эта высота принимается за верхнюю границу стратосферы.

Выше простирается слой ионосферы. Ионом называется молекула или группа молекул любого вещества, в составе которой имеется атом, переставший быть электронейтральным, т. е. потерявший или приобретший электрон. В нижних слоях ионы долго существовать не могут из-за большой плотности воздуха и, следовательно, частых столкновений атомов и молекул друг с другом. На больших высотах столкновения атомов происходят реже и ионы устойчивее. Кроме того, здесь (выше слоя озона) они непрерывно образуются из атомов газов под влиянием ультрафиолетовых лучей солнца.

Слой ионосферы хорошо проводит электричество. От него отражаются короткие радиоволны, благодаря чему они распространяются на большие расстояния подобно распространению звука, когда зоны слышимости чередуются с зонами молчания.

В слое ионосферы наблюдаются полярные сияния, представляющие собой свечение высоких разреженных слоев воздуха, возбуждаемое электрически заряженными частицами, испускаемыми солнцем и попадающими в атмосферу земли.

Выше 80 км температура постепенно возрастает и по некоторым расчетам на высоте 180 км достигает 700° тепла.

С высоты 800 км начинается зона рассеяния. Здесь разрежение настолько велико, что молекулы и атомы двигаются, почти не сталкиваясь друг с другом. Об этой зоне известно очень мало.

Подъем приборов в верхние слои стратосферы и в ионосферу возможен только с помощью ракет, основу движения которых разработал русский ученый Циолковский.

Овладение полетами в стратосфере значительно увеличивает возможности авиации. Нужно учитывать, однако, что для того, чтобы попасть в стратосферу или вернуться из нее на аэродром, каждый самолет должен пройти слой тропосферы с ее облачностью, осадками, туманами, грозами, шквалами. Кроме того, есть много задач, которые современная авиация может решать, летая только в тропосфере.

Поэтому дальнейшее изложение будет касаться в основном только физических процессов, происходящих в тропосфере.

АТМОСФЕРНОЕ ДАВЛЕНИЕ

Атмосфера имеет вес и оказывает давление на поверхность земли и на поверхность всякого тела, находящегося в атмосфере. Вблизи земной поверхности атмосфера давит с силой около 1 кг на 1 см². Такое же давление оказывает столб ртути высотой около 76 см. Поэтому величину атмосферного давления обычно измеряют длиной ртутного столба барометра, выражая ее в миллиметрах.

Очень часто атмосферное давление выражают в миллибарах. В физике за единицу силы принята дина, а за единицу давления принято давление в 1 000 000 дин/см². Это давление называется баром. Одна тысячная доля бара — миллибар составляет давление в 1 000 дин/см². Столбик ртути высотой в 1 мм оказывает давление в 1,333 миллибара (мб).

Следовательно, чтобы давление, выраженное в миллиметрах ртутного столба, перевести в миллибары, надо число миллиметров умножить на 1,333 или $\frac{4}{3}$. Так, давлению в 760 мм соответствует 1013,3 мб.

С высотой давление воздуха всегда убывает. В приземных слоях это уменьшение равно примерно 1 мм ртутного столба на каждые 10 м подъема. С возрастанием высоты убывание давления замедляется, т. е. на значительных высотах уменьшение давления на 1 мм наблюдается при подъеме, большем, чем на 10 м. Эта величина изменяется приблизительно обратно пропорционально давлению.

На высоте 5 км давление составляет примерно половину той величины, которая наблюдается у земли. На высоте 10 км

оно равняется в среднем около 200 мм, а на высоте 20 км - около 40 мм.

С уменьшением атмосферного давления уменьшается количество кислорода, попадающего в легкие при каждом вдохе, что вызывает кислородное голодание организма. Поэтому при полетах на высотах выше 5 км приходится уже прибегать к искусственному питанию кислородом. Уменьшение давления влияет также на работу мотора.

Выше 15 км давление настолько мало, что человек на этих высотах может находиться только в скафандре или в герметически закрытой кабине.

В одном и том же месте земной поверхности атмосферное давление не остается постоянным, а меняется с течением времени, то понижаясь, то повышаясь.

Не остается постоянной и величина убывания давления с высотой. Она зависит от плотности воздуха, т. е. от температуры его и от величины самого давления. Чем больше плотность воздуха, тем быстрее в нем убывает давление с высотой и, наоборот, чем меньше плотность воздуха, тем давление с высотой убывает медленнее. Этим и объясняется отмеченное выше замедление убывания давления с высотой при переходе от нижних к более высоким слоям атмосферы.

На принципе измерения убывающего с высотой давления основано устройство высотомера. Все барометрические высотомеры изготовляются так, что они показывают правильную высоту при некоторых средних значениях давления и температуры на различных высотах.

Точно так же и указатель воздушной скорости при изготовлении рассчитывается на среднее распределение температуры и давления с высотой.

Если же при измерении высоты и скорости наблюдались температура и давление, отличные от величин, принятых при изготовлении приборов, то в показания высотомера и указателя скорости надо ввести поправки¹. Для определения этих поправок нужно знать атмосферное давление у земли (на уровне аэродрома). Это давление можно получить на метеостанции, отсчитав высоту ртутного столба в барометре и введя в этот отсчет необходимые температурные и инструментальные поправки. Такой исправленный отсчет барометра и принимается при введении поправок на давление в показания высотомера и указателя скорости.

Кроме этого «местного» давления, т. е. давления на уровне метеостанции (аэродрома), рассчитывается еще величина давления на уровне моря. Давление, «приведенное к уровню моря», определяется на метеостанции путем вычисле-

¹ Этот вопрос подробно рассматривается в учебниках по самолетовождению.

кия той величины, на которую изменился бы отсчет барометра, если его перенести по вертикали на уровень моря. Эту величину прибавляют к исправленному отсчету барометра на уровне метеостанции. Давление, приведенное к уровню моря, употребляется только в случаях, когда надо сравнить величины давления в разных пунктах земной поверхности, что делается на синоптических картах. Для введения поправок в показания аэронавигационных приборов давление, приведенное к уровню моря, применять нельзя.



ГЛАВА II

ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА

ПРОЦЕСС ИСПАРЕНИЯ

В атмосферном воздухе всегда имеется водяной пар как его составная часть. Водяной пар — газ невидимый и без запаха. То, что мы видим вылетающим, например, из кипящего чайника, состоит уже из мелких капелек воды и не может быть, строго говоря, названо паром. Водяной пар попадает в воздух путем испарения с поверхности водных бассейнов и почвы, с поверхности растений и т. д.

При испарении воды количество водяного пара в воздухе увеличивается, но это увеличение может продолжаться только до некоторого предела. Может наступить момент, когда пространство над водной поверхностью окажется насыщенным водяным паром и дальнейшее испарение воды прекратится.

Процесс испарения и насыщения надо представлять себе следующим образом. Молекулы воды, как известно, находятся в непрерывном хаотическом движении, двигаясь в различных направлениях с различными скоростями. Некоторые из молекул, находящиеся вблизи поверхности жидкости, случайно могут оказаться движущимися по направлению, близкому к перпендикулярному к поверхностной пленке. При этом те из них, которые обладают большой скоростью, могут преодолеть сопротивление поверхностной пленки и выскочить из воды в пространство над водой.

Таким образом, в пространстве над водой появляются молекулы пара¹ которые двигаются в нем тоже в различных направлениях и с различными скоростями. При этом какая-нибудь молекула, слишком близко подошедшая к поверхности жидкости, может быть снова поглощена жидкостью. Следовательно, происходит непрерывное перемещение молекул из воды в пространство над водой и обратно.

Представим себе закрытый сосуд, на дне которого налита вода (рис. 2). В начальной стадии (I) в пространстве над водной поверхностью находится еще так мало молекул, что

¹ Состав молекулы пара или воды один и тот же: два атома водорода и один атом кислорода (H_2O).

из этого количества попадает обратно в воду меньше молекул, чем их вылетает из воды, т. е. продолжается процесс испарения. В этом случае мы говорим, что пространство над водой не насыщено паром. Количество пара в пространстве над водой все время увеличивается, следовательно, растет и число молекул, могущих быть втянутыми обратно в воду. Наконец, наступает такой момент, когда в пространстве над водой оказывается так много пара, что число молекул, возвращающихся в воду, становится равным числу молекул, вылетающих из воды. Наступает равновесие, испарение пре-

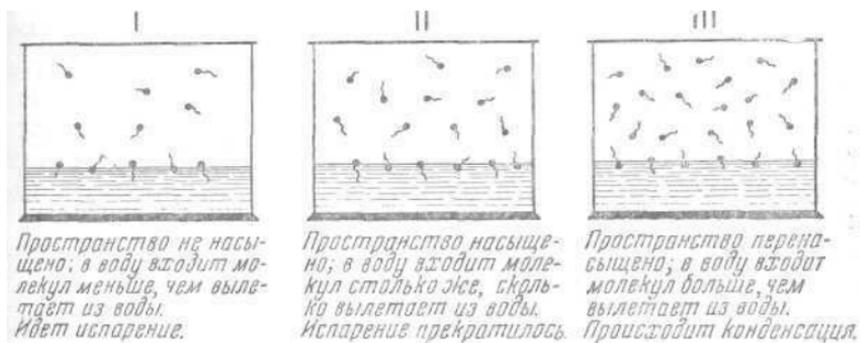


Рис. 2. К процессу испарения, насыщения и конденсации

кращается, и мы говорим в этом случае, что пространство над водой насыщено паром по отношению к водной поверхности (II).

Можно представить себе и такое положение, когда в пространстве над водой оказывается так много молекул пара, что большее число их возвращается в воду. В этом случае пространство оказывается перенасыщенным и наблюдается процесс конденсации (сгущения) пара (III), т. е. переход излишков пара в жидкое состояние.

ИЗМЕРЕНИЕ ВЛАЖНОСТИ

Количество водяного пара, содержащегося в каком-либо объеме воздуха, можно легко измерить.

Для этого берут трубку и наполняют ее влагопоглощающим веществом (например, хлористым кальцием) и, предварительно взвесив ее, протягивают через нее исследуемый объем воздуха. При вторичном взвешивании трубка окажется тяжелее ровно на столько, сколько весил пар в протянутом через нее объеме воздуха. Разделив полученный прирост веса на число протянутых кубических метров воздуха, получим количество водяного пара в граммах, содержащееся в одном кубическом метре воздуха. Эта величина называется абсолютной влажностью и обозначается обычно a г/м³.

В нижних слоях воздуха в умеренных широтах величина абсолютной влажности зимой обычно не превышает 5 г/м^3 , а летом может достигать $10\text{--}16 \text{ г/м}^3$ и даже более. С высотой абсолютная влажность обычно быстро убывает. В среднем на высоте $1,5\text{--}2 \text{ км}$ она в два раза, а на высоте $3\text{--}4 \text{ км}$ в четыре раза меньше по сравнению с нижним слоем воздуха.

О количестве водяного пара в воздухе можно судить еще по его упругости, или так называемому парциальному давлению.

Под упругостью газа понимается давление, которое оказывают молекулы этого газа на стенки заключающего его сосуда, а также на помещенные в этот газ предметы. Ясно, что чем больше будет в сосуде газа, тем больше будет его давление. Это давление (упругость) можно измерить манометром в миллиметрах ртутного столба (*мм*) *ИЛЕ* в миллибарах (*мб*). Упругость водяного пара также называется абсолютной влажностью и обозначается обычно в миллиметрах или в миллибарах.

Следовательно, абсолютная влажность выражается или количеством пара в граммах на один кубический метр или упругостью этого пара. Эти две численно близкие величины находятся почти в прямо пропорциональной зависимости.

Количество пара, необходимое для насыщения единицы объема пространства, называется насыщающим паром и обозначается обычно $A \text{ г/м}^3$, а его упругость — $E \text{ мм}$ или $E \text{ мб}$.

Количество насыщающего пара — величина непостоянная. Она зависит от количества молекул, вылетающих из воды в единицу времени. При более высокой температуре молекулы воды двигаются быстрее и поэтому большее число их может проскочить через поверхностную пленку и перейти в пространство над водой. Для того, чтобы это пространство оказалось насыщенным, необходимо, чтобы в нем было большее количество пара. При низкой температуре молекулы воды двигаются вяло и меньшее число их оказывается в состоянии выскочить из воды, и поэтому для насыщения пространства требуется меньшее количество пара.

Следовательно, *чем выше температура, тем больше количество насыщающего пара и наоборот.*

Установлено, что при одной и той же температуре для насыщения 1 м^3 пространства требуется одно и то же количество пара.

На графике (рис. 3) кривая показывает зависимость количества насыщающего пара $A \text{ г/м}^3$ от температуры t . В таблице 1 приведены значения количества насыщающего пара $A \text{ г/м}^3$ и его упругость в миллиметрах ртутного столба $E \text{ мм}$ или в миллибарах $E \text{ мб}$ при разных температурах.

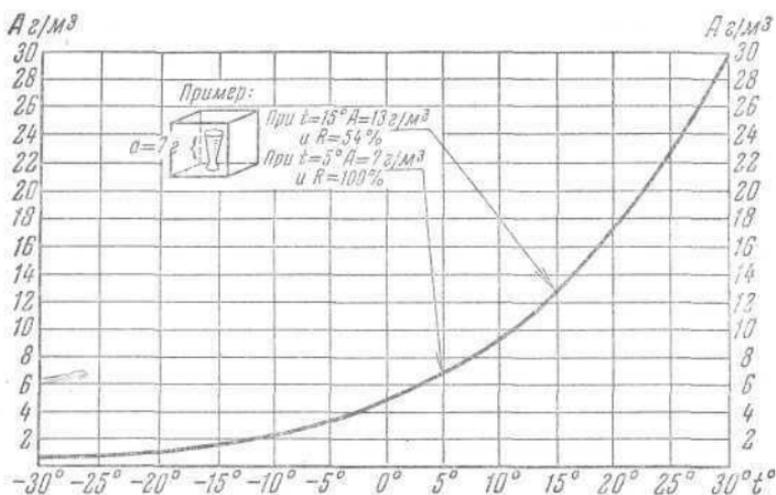


Рис. 3. График зависимости количества насыщенного пара (A г/м³) от температуры

Таблица 1

$t=$	-30°	-20°	-10°	0°	10°	20°	30°
$A \text{ г/м}^3=$	0,3	1,1	2,3	4,9	9,4	17,3	30,4
$E \text{ мм} =$	0,3	1,0	2,1	4,6	9,2	17,5	31,8
$E \text{ мб} =$	0,4	1,3	2,9	6,1	12,3	23,4	42,4

Из таблицы видно, что при температуре не выше 20° числа, выражающие количество насыщенного пара в г/м³ и его упругость в мм ртутного столба при одной и той же температуре, мало отличаются друг от друга.

Кроме абсолютной влажности, рассматривают иногда так называемую удельную влажность.

Удельной влажностью называется количество пара в граммах, содержащееся в I кг влажного воздуха. Обозначить ее можно q г/кг, а насыщающее количество Q г/кг.

При изменениях объема воздуха, вызванных изменениями его температуры и давления, абсолютная влажность a г/м³ или e мм изменяется: при увеличении объема она уменьшается, так как то же количество пара должно распределиться на больший объем; при уменьшении же объема абсолютная влажность увеличивается.

Удельная же влажность q г/кг при изменениях объема воздуха не изменяется, так как рассматриваемая масса (кг) воздуха остается неизменной l .

Если нам известна только абсолютная (или удельная) влажность, то мы еще не можем судить о степени сухости или влажности воздуха, не можем сказать, как далек воздух от состояния насыщенности паром и как скоро в нем можно ожидать конденсации.

Степень насыщенности воздуха паром определяется относительной влажностью.

Относительной влажностью называется процентное отношение абсолютной влажности к насыщающему пару при наблюдаемой температуре, т. е.

$$(1) R = \frac{a}{A} \cdot 100$$

или, если абсолютная влажность выражена упругостью пара, то

$$R = \frac{e}{E} \cdot 100. \quad (2)$$

Предположим, что при измерении абсолютной влажности она оказалась равной 7 г/м³, а температура при этом была 15° . Из графика на рис. 3 мы находим, что при 15° для насыщения требуется 13 г/жз. Подставляя в выражение (1) $a=7$ г/м³ и $A=13$ г/ж³, получим, что относительная влажность равна:

$$R = \frac{7}{13} \cdot 100 = 54\%.$$

Из графика же видно, что 7 г/ж³ являются количеством, достаточным для насыщения при температуре 5° , т. е. если бы температура была 5° , то относительная влажность была бы:

$$R = \frac{7}{7} \cdot 100 = 100\%.$$

Следовательно, при сохранении одной и той же абсолютной влажности 7 г/м³ понижение температуры с 15° до 5° вызвало бы увеличение относительной влажности с 54% до 100% , и воздух из сравнительно сухого сделался бы насыщенным водяным паром.

Таким образом, для полного представления о влажности воздуха надо знать не только количество находящейся в нем

¹ Все изменения рассматриваются при отсутствии источников испарения, когда количество влаги в воздухе не изменяется.

влаги (абсолютную влажность), но также и температуру, при которой это количество наблюдается. Например, если измерять влажность в Арктике и Крыму, то окажется, что в Арктике воздух беден влагой, так как абсолютная влажность его обычно не превышает 5 г/м^3 , а нередко бывает и меньше 1 г/м^3 . В Крыму же влаги в воздухе содержится больше; абсолютная влажность там часто бывает больше 10 г/м^3 . Но тем не менее воздух в Крыму суше, чем в Арктике, так как при наблюдающихся там более высоких температурах его относительная влажность оказывается небольшой, в то время как в Арктике при низких температурах наблюдающееся там небольшое количество влаги является достаточным для насыщения при этих температурах.

Из выражения (1) видно, что изменения относительной влажности K зависят также от изменений абсолютной влажности a , но последняя может изменяться в значительных пределах только вблизи источников испарения. Вдали же от источников испарения, например, в более высоких слоях атмосферы, колебания абсолютной влажности могут происходить только с изменением давления или температуры воздуха (с изменением объема). Но изменения абсолютной влажности $a \text{ г/м}^3$ с изменениями температуры незначительны (при отсутствии источника испарения) и мало влияют на изменения относительной влажности. Во всяком случае величина $A \text{ г/м}^3$ с изменением температуры изменяется значительно быстрее, чем величина $a \text{ г/м}^3$.

Таким образом, *при всяком понижении температуры воздуха его относительная влажность увеличивается и воздух приближается к состоянию насыщения водяным паром, и, наоборот, при повышении температуры воздуха его относительная влажность уменьшается и воздух удаляется от состояния насыщения, т. е. становится суше.*

Та температура, при которой имеющееся в воздухе количество водяного пара оказывается достаточным для насыщения, называется точкой росы. Так, в рассмотренном нами выше числовом примере при абсолютной влажности 7 г/м^3 точкой росы будет температура 5° . Точку росы всегда можно найти по заданной абсолютной влажности, пользуясь графиком (рис. 3) или специальными таблицами упругости насыщенного пара (подобными таблице 1).

Знание точки росы имеет важное значение, так как разница между температурой воздуха и точкой росы дает прямое указание, насколько воздух должен охладиться, чтобы стать насыщенным и чтобы началась конденсация. Если эта разница невелика, то для насыщения воздуха достаточно незначительного его охлаждения, тогда как при большой разнице потребуется сильное охлаждение.

УПРУГОСТЬ НАСЫЩАЮЩЕГО ПАРА НАД РАЗЛИЧНЫМИ ПОВЕРХНОСТЯМИ

Мы уже видели, что упругость насыщающего пара (или его количество) зависит от того, насколько энергично выскрывают молекулы из испаряющейся жидкости. Мы установили зависимость этой упругости от температуры и при этом рассматривали только случай, когда испаряющая поверхность была жидкой и плоской.

Опыт показывает, что при некоторых условиях вода может сохраняться жидкой при температуре ниже 0° . Предположим, что имеются рядом два сосуда, в одном из них находится лед при температуре ниже 0° , а в другом — переохлажденная вода при той же отрицательной температуре. Испарение идет с обеих поверхностей, но молекулы льда находятся в более связанном состоянии и с большим трудом могут вылетать с поверхности льда, чем молекулы из переохлажденной воды. Следовательно, упругость насыщенного пара надо льдом должна быть меньше, чем над переохлажденной водой при одной и той же температуре.

В таблице 2 приведены величины упругости насыщающего пара в мм ртутного столба над переохлажденной водой (E_B) и надо льдом (E_A) при разных температурах.

Таблица 2

$\%$ $t^\circ =$	0°	-5°	-10°	-15°	-20°	-25°	-30°	-35°
$E_B =$	4,58	3,17	2,16	1,45	0,96	0,61	0,39	0,24
$E_A =$	4,58	3,03	1,97	1,26	0,79	0,48	0,29	0,17
$R_B = \frac{E_A}{E_B} \cdot 100 =$	100%	95%	91%	87%	82%	78%	74%	71%
$R_A = \frac{E_B}{E_A} \cdot 100 =$	100%	104%	109%	115%	121%	127%	134%	141%

Из таблицы видно, что при 0° упругости насыщающего пара надо льдом и над водой одинаковы, но при более низких температурах упругость надо льдом E_A меньше, чем упругость над переохлажденной водой E_B причем наибольшее расхождение (0,19 мм) наблюдается при температурах от -10° до -15° .

Предположим, что при температуре -5° измеренная абсолютная влажность оказалась равной 3,03 мм. Из таблицы 2 видно, что эта величина является упругостью насыщающего пара надо льдом E_A при температуре -5° . Следовательно, по отношению к поверхности льда пространство насыщено, т. е. $R_A = 100\%$. Но для насыщения пространства над переохлаж-

денной водой при той же температуре -5° требуется упругость 3,17 мм. Значит при абсолютной влажности 3,03 мм по отношению к поверхности переохлажденной воды пространство не насыщено и соответствующая относительная влажность равна:

$$R_v = \frac{3,03}{3,17} \cdot 100 = 95\%,$$

т. е. в то время как с поверхности льда испарение уже прекратилось бы, с переохлажденной воды оно еще продолжалось бы.

Если при той же температуре -5° наблюдается абсолютная влажность $e = 3,17$ мм, то, как видно из таблицы, относительная влажность по отношению к переохлажденной воде будет 100%, а по отношению к поверхности льда пространство окажется перенасыщенным на 4%, так как

$$R_l = \frac{3,17}{3,03} \cdot 100 = 104\%.$$

В этом случае излишки пара должны будут переходить прямо в лед, минуя жидкую фазу. Этот процесс называется сублимацией.

Упругость насыщающего пара зависит также от кривизны поверхностной пленки, ограничивающей жидкость. До сих пор мы рассматривали упругость насыщающего пара по отношению к плоской поверхности воды; но в облаках и тумане вода находится в виде мелких капелек, каждая из которых ограничен выпуклой поверхностной пленкой.

Пробивание всякой кривой поверхности требует затраты разного количества энергии в зависимости от того, с какой стороны направлена пробивающая сила — с выпуклой или вогнутой. Известно, что свод, который выдерживает большую нагрузку с выпуклой стороны, может быть легко разрушен меньшей силой, действующей с вогнутой стороны, точно так же яйцо легко разрушается цыпленком изнутри, тогда как для того, чтобы разбить скорлупу снаружи, требуется приложить значительное усилие. При одной и той же температуре через кривую поверхность капли из нее вылетает больше молекул, чем через плоскую поверхность воды, и тем больше, чем больше кривизна поверхности капли, т. е. чем меньше капля. Следовательно, для установления равновесия между числом молекул, вылетающих из капли, и числом их, возвращающихся обратно в нее, т. е. для насыщения пространства по отношению к капле требуется большее количество пара, чем при той же температуре по отношению к плоской водной поверхности, и тем большее, чем меньше размер капли.

Установлено также, что если в воде растворены какие-либо соли, то упругость насыщающего пара над поверхностью

раствора будет меньше, чем над поверхностью чистой воды.

Пусть в каком-либо месте одновременно находятся лед, переохлажденная вода и мелкие капельки воды, причем в окружающем их пространстве содержится очень мало водяного пара и, следовательно, идет испарение и со льда, и с воды, к с капелек. Если теперь в этом пространстве начать увеличивать количество пара (абсолютную влажность), то в первую очередь пространство насытится паром по отношению ко льду, и испарение с его поверхности прекратится. При дальнейшем увеличении абсолютной влажности будет достигнуто насыщение по отношению к плоской поверхности воды и, наконец, по отношению к мелким капелькам. Поэтому, когда мы говорим, что то или иное пространство насыщено водяным паром, мы должны указать одновременно, по отношению к какой поверхности произошло это насыщение. Если такого указания нет, то всегда подразумевается, что насыщение имеет место по отношению к плоской поверхности воды. Обычно во всех таблицах и графиках упругость (или количество) насыщающего пара при разных температурах (табл. 1 и рис. 3) указывается по отношению к плоской поверхности чистой воды.

Предположим, что в какой-либо части пространства, имеются мельчайшие капельки одинакового размера и что пространство это насыщено паром по отношению к этим капелькам (т. е. они не испаряются). Если теперь в этом пространстве каким-либо путем появятся более крупные капельки, то по отношению к ним пространство окажется перенасыщенным и начнется конденсация пара на этих более крупных капельках. Количество пара в пространстве при этом уменьшится, и мелкие капельки, оказавшись в недонасыщенном пространстве, начнут испаряться. Таким образом, более крупные капельки будут расти за счет испарения мелких. Этот процесс мы будем называть диффузным переносом.

Еще резче этот процесс переноса протекает, если в соседстве оказываются мелкие капельки и мелкие частицы льда (ледяные кристаллы, снежинки). Так как упругость насыщающего пара надо льдом значительно меньше, чем над водой, то ледяные кристаллы в этом случае оказываются в значительно перенасыщенном пространстве и начинают быстро расти за счет сублимации на них пара. Мелкие же капельки при этом испаряются.

ЯДРА КОНДЕНСАЦИИ И СУБЛИМАЦИИ

Опыт показывает, что если какую-либо порцию воздуха очистить (профильтовав его, например, через шерстяную вату), то этот воздух потом можно охлаждать значительно

ниже точки росы без признаков конденсации или сублимации. Но если в этот воздух впустить немного дыма или часть воздуха пропустить через пламя горелки, то при охлаждении в нем могут появиться мельчайшие капельки тумана даже до того, как температура достигнет точки росы. Следовательно, для начала конденсации в воздухе в виде мелких капелек (т. е. для образования облаков или тумана) необходимо присутствие мелких посторонних частичек, на которых мог бы конденсироваться пар. Такие частички называются ядрами конденсации.

Ядрами конденсации могут быть мельчайшие частицы, обладающие свойством смачиваемости водой или гигроскопичностью. Такими ядрами обычно служат: частицы дыма, некоторые частицы пыли, некоторые окислы газов, образующиеся под влиянием ультрафиолетовых лучей и электрических разрядов (озон, окислы азота, перекись водорода), мелкие частицы морской соли, попадающие в атмосферу во время сильного волнения или прибоя, или частицы соли с поверхностей солончаковых степей.

При отрицательных температурах охлаждение воздуха приводит в первую очередь к насыщению по отношению ко льду, тогда как по отношению к воде (особенно к мелким каплям) насыщение еще не бывает достигнуто. В этих случаях может начаться образование мелких ледяных кристалликов путем сублимации пара. Это чаще наблюдается при температурах около -15° и ниже, когда разность между упругостью насыщающего пара над водой и, льдом бывает наибольшей (табл. 2). Такие мелкие ледяные кристаллики нередко можно наблюдать при ясной, морозной погоде плавающими в воздухе и поблескивающими на солнце.

Для начала сублимации, т. е. перехода пара прямо в кристаллики льда, необходимы ядра сублимации. Они, очевидно, отличны от ядер компенсации, но природа их мало изучена.

В нижних слоях атмосферы ядра конденсации всегда имеются в достаточном количестве, но в более высоких слоях (порядка 5 км и выше) их должно быть меньше. При высотных полетах часто за самолетом наблюдается облачный след, который долго сохраняется на небе. Это явление можно объяснить тем, что на этих высотах имеются слои, насыщенные и даже перенасыщенные паром, но не имеющие ядер конденсации (или сублимации). Самолет, входящий в такой слой, вносит необходимые ядра в виде продуктов сгорания при работе двигателя, и конденсация быстро наступает.

ПРОЦЕССЫ, ПРИВОДЯЩИЕ К КОНДЕНСАЦИИ ПАРА В АТМОСФЕРЕ

Конденсация пара должна начинаться после того, как пространство станет насыщенным и перенасыщенным, т. е. когда относительная влажность станет равной 100% и более.

Только в случае очень большого количества сильно гигроскопических ядер конденсации, что имеет место в промышленных центрах или в районах лесных пожаров, конденсация может начаться при относительной влажности, меньшей 100%.

Следовательно, всякий процесс в атмосфере, при котором относительная влажность увеличивается, может привести к конденсации пара, т. е. к образованию тумана или облака. Наоборот, при процессах, вызывающих уменьшение относительной влажности, туман и облака не только не будут возникать вновь, но даже ранее образовавшиеся начнут таять (испаряться).

Выше, рассматривая формулу

$$R = \frac{a}{A} \cdot 100,$$

мы отметили, что относительная влажность R может увеличиваться, если увеличивается абсолютная влажность или понижается температура (уменьшается A). Конденсация пара может произойти также при смешении масс воздуха, обладающих различными температурами и близкими к насыщению.

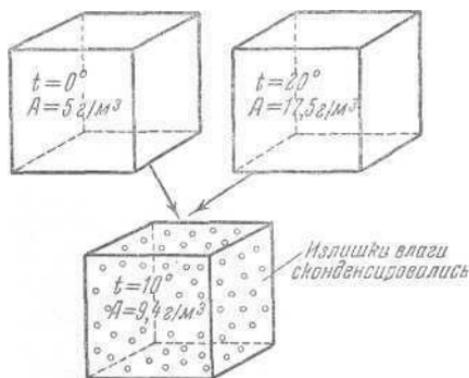


Рис. 4. Конденсация при смешении воздушных масс, близких к насыщению

Рассмотрим такой пример. Пусть имеются два кубических метра воздуха (рис. 4), насыщенного паром: один при температуре 0° , а другой при $+20^\circ$. Из графика на рис. 3 можно определить, что в первом из них содержится около 5 г пара, а во втором — около 17,5 г, причем ни в том, ни в другом конденсации не наблюдается.

После смешения обеих масс можно считать (пренебрегая некоторыми поправками), что температура смеси будет 10° и в 1 м^3 ее будет содержаться 11,2 г пара. Но при температуре 10° для насыщения требуется только около 9,4 г/м³. Следовательно, в каждом кубическом метре смеси окажется излишек в 1,8 г пара, который и сконденсируется. (Если же учесть выделяющуюся при конденсации скрытую теплоту парообразования, то окажется, что температура смеси будет $11^\circ,5$, а сконденсируется всего лишь 0,8 г пара в кубическом метре).

Таким образом, к конденсации пара в атмосфере могут привести следующие процессы:

1. Увеличение абсолютной (или удельной) влажности при испарении.

2. Смешение двух воздушных масс, обладающих различной температурой и близких к насыщению.

3. Понижение температуры воздуха.

Первый из этих процессов имеет существенное значение только вблизи земной поверхности, где есть источники испарения. Но и здесь он может привести к конденсации водяного пара в атмосфере лишь при условии, что температура испаряющей поверхности выше температуры воздуха. При равенстве этих температур возможно, в крайнем случае, достижение насыщения, но отнюдь не конденсация. Поэтому этот процесс способен образовать лишь такие виды туманов, как, например, осенние и зимние испарения над открытыми водоемами, более теплыми, чем воздух над ними.

В высоких слоях атмосферы нет источников испарения. Поэтому здесь к конденсации может привести только или смешение воздушных масс, или понижение температуры одной и той же воздушной массы¹. Но количество пара, конденсирующегося путем смешения, бывает очень небольшим, и один этот процесс может привести к образованию не очень мощных облаков, которые не дают осадков.

Основным же процессом, приводящим к образованию большинства видов облаков и туманов, является процесс понижения температуры воздуха. Наоборот, повышение температуры воздуха приводит к рассеиванию туманов и облаков.

¹ Эти два процесса могут наблюдаться, конечно, и у земли, наравне с первым.

ГЛАВА III

ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА И ЕЕ ИЗМЕНЕНИЯ

ПРОЦЕССЫ НАГРЕВАНИЯ И ОХЛАЖДЕНИЯ ВОЗДУХА

Всякое тело, имеющее температуру выше абсолютного нуля 1 , испускает лучистую энергию, которая распространяется в окружающей среде в виде колебаний с волнами различной длины. Тела с температурой выше 500° (считая от абсолютного нуля) излучают коротковолновые световые лучи, которые воспринимаются глазом. Тела с температурой ниже 500° излучают только невидимые тепловые (инфракрасные) лучи, соответствующие более длинным волнам.

Одновременно всякое тело поглощает энергию, излучаемую другими телами. Таким образом, все тела обмениваются излучаемой энергией. При этом более нагретое тело излучает в единицу времени больше энергии, чем получает ее от других тел, и потому остывает. Наоборот, тело с более низкой температурой поглощает энергии больше, чем излучает ее и потому нагревается.

Например, когда мы приближаемся к достаточно нагретой печи, тс» обращенные к ней части нашего тела ощущают лучистое тепло, исходящее от печи, так как само наше тело излучает меньше энергии, чем получает. Наоборот, приближаясь к более холодному телу, например, к глыбе льда, мы будем испытывать потерю тепла, так как лед излучает энергии гораздо меньше, чем наше тело.

Такой способ передачи тепловой энергии называется излучением, или радиацией.

Поверхность земли и атмосфера получают огромное количество лучистой энергии от солнца. При этом сама атмосфера поглощает очень малую долю поступающей в нее солнечной энергии и, следовательно, непосредственно солнечными лучами нагревается незначительно. Большая часть лучистой солнечной энергии проходит свободно до земной поверхности и на-

¹ Абсолютным нулем называется температура, при которой движения молекул замирают (соответствует $-273,1^{\circ}\text{C}$).

гревает ее. Нагретая земная поверхность также излучает энергию, но уже в виде невидимых тепловых лучей. Атмосфера почти целиком поглощает тепло, излучаемое земной поверхностью, и в свою очередь излучает энергию по направлению к земной поверхности и частично в мировое пространство.

Таким образом, *между земной поверхностью и атмосферой происходит непрерывный обмен тепловой энергией путем излучения*, причем поток тепла бывает направлен всегда к менее нагретому телу, т. е. если воздух оказывается теплее земли, то он отдает часть тепла земле, а сам охлаждается и наоборот.

Кроме излучения, обмен теплом между земной поверхностью и воздухом происходит при непосредственном соприкосновении их путем теплопроводности, когда тепловая энергия передается от одной молекулы воздуха к другой. Но воздух — плохой проводник тепла, поэтому когда движения воздуха отсутствуют (штиль), то обмен теплом с земной поверхностью путем теплопроводности распространяется только на очень тонкий слой воздуха, прилежащий непосредственно к земле. При штиле за ночь воздух охлаждается от земной поверхности путем теплопроводности примерно на высоту до 1 м. Если же в воздухе наблюдаются вертикальные движения, то при этом земля омывается все новыми и новыми потоками воздуха, опускающимися из вышележащих слоев, и обмен теплом через непосредственное соприкосновение распространяется в воздухе на большую высоту, которая зависит от того, насколько высоко поднимаются восходящие потоки. В этом случае наряду с теплопроводностью появляется конвективный перенос тепла, обусловленный перемещением самих нагретых и охлажденных частиц.

Таким образом, *между температурой приземных слоев воздуха и температурой земной поверхности существует тесная зависимость*. Изменение температуры почвы довольно быстро передается приземным слоям воздуха и, наоборот, изменения температуры воздуха вызывают соответствующие изменения температуры подстилающей поверхности.

С высотой эта связь становится все слабее и слабее.

Отдельные участки земной поверхности обладают разной способностью нагреваться лучистой энергией солнца и излучать тепло в зависимости от различий в цвете, теплоемкости, теплопроводности и способности испарять воду. Например, вода медленно нагревается, но также медленно и остывает. Суша же быстрее нагревается, но также быстро и охлаждается путем излучения. По-разному нагреваются и охлаждаются песок, пашня, луг, лес и т. д.

Большое значение для нагревания и охлаждения суши имеет облачность. При ясном небе почва днем хорошо прогревается солнцем, но также сильно и охлаждается ночью путем излучения (радиации). Пасмурное небо уменьшает нагрев днем, но и предохраняет землю от ночного радиационного выхолаживания.

Большое значение для нагрева и охлаждения почвы и приземного воздуха имеет рельеф местности. Так, например, в низинах и особенно в котловинах, закрытых со всех сторон и не имеющих стока для холодного воздуха, радиационное ночное или зимнее выхолаживание может достигать большой величины, и на дне этих котловин образуется как бы озеро очень выхолаженного воздуха.

Днем же при солнце приземный воздух в низинах и котловинах нагревается сильнее, чем на возвышенностях.

Но есть еще причина, вызывающая изменения температуры воздуха — это вертикальные перемещения воздуха.

Известно, что воздух при обычно наблюдающихся температурах при сжатии нагревается, а при расширении охлаждается. Если воздух при этом не входит в тепловой обмен с окружающей средой, то такой процесс называется адиабатическим. При расширении газ совершает работу против сил внешнего давления с затратой внутренней тепловой энергии, что и ведет к понижению температуры. При сжатии происходит обратный процесс.

Адиабатическое нагревание воздуха от сжатия можно видеть, например, при работе с велосипедным насосом, когда нижняя часть его сильно нагревается.

Примером адиабатического охлаждения воздуха при расширении может служить сильное охлаждение шлангов при запуске моторов сжатым воздухом. При резком расширении воздуха шланги иногда покрываются инеем.

В атмосфере расширение воздуха происходит при его подъеме, а сжатие — при опускании.

При всяком восходящем движении воздух, попадая под более низкое давление, расширяется и охлаждается и, наоборот, при всяком нисходящем движении, попадая под более высокое давление, сжимается и нагревается.

Иногда ошибочно считают, что охлаждение воздуха при его подъеме происходит потому, что наверху холоднее, а нагревание воздуха при опускании — потому, что внизу теплее. Необходимо усвоить, что воздух при опускании будет нагреваться от сжатия даже и в том случае, когда температура у земли ниже, чем наверху.

Установлено, что *не насыщенный паром воздух при поднятии на каждые 100 м охлаждается на 1° (точнее на $0^{\circ},98$), а при опускании на 100 м он нагревается на 1° .*

Для ненасыщенного воздуха эта величина изменения температуры при вертикальных перемещениях является величиной постоянной.

В случае же, когда поднимается воздух, насыщенный паром, в нем при понижении температуры происходит конденсация, которая сопровождается выделением скрытой теплоты парообразования¹. В результате охлаждение поднимающегося насыщенного воздуха происходит на величину, меньшую, чем 1° на каждые 100 м поднятия. Эта величина непостоянна, так как она зависит от того, сколько конденсируется пара и выделяется скрытой теплоты.

При высокой температуре в насыщенном воздухе содержится больше пара (табл. 1), следовательно, при охлаждении происходит более обильная конденсация и выделяется большее количество тепла. В результате поднимающийся воздух охлаждается не так сильно. При низкой температуре в насыщенном воздухе пара мало, конденсация менее обильна и тепла выделяется мало. В результате охлаждение такого воздуха при поднятии происходит почти так же, как и сухого. В таблице 3 приведены величины охлаждения насыщенного воздуха при подъеме его на каждые 100 м для разных начальных температур и при разном атмосферном давлении.

Таблица 3

t° $P_{\text{мм}}$	-30°	-20°	-10°	0°	10°	20°	30°
1000	0°,92	0°,86	0°,76	0°,65	0°,53	0°,43	0°,36
750	0°,90	0°,83	0°,71	0°,59	0°,48	0°,39	0°,33
500	0°,87	0°,78	0°,64	0°,51	0°,41	0°,33	0°,29

Из таблицы видно, что величина охлаждения поднимающегося насыщенного воздуха зависит также и от давления. При более низком давлении воздух менее плотен и освобождающееся тепло идет на нагревание меньшей массы. В результате при одной и той же начальной температуре, но при более низком давлении величина охлаждения несколько меньше.

Для простоты рассуждений будем считать, что насыщенный воздух при поднятии на 100 м охлаждается в среднем на 0°,5.

Если же насыщенный воздух опускаться, то он начнет нагреваться, его относительная влажность уменьшится и воздух будет нагреваться на 1° на 100 м высоты.

¹ На превращение каждого грамма воды в пар затрачивается около 600 малых калорий (единиц тепла) и наоборот, когда пар конденсируется в воду, на каждый грамм получающейся воды освобождается и выделяется в воздух около 600 малых калорий.

Таким образом, понижение температуры воздуха может происходить путем:

1) *излучения воздухом тепла к более холодной земле или в мировое пространство;*

2) *непосредственного соприкосновения воздуха с более холодной земной поверхностью или с другими более холодными слоями воздуха;*

3) *расширения воздуха при его восходящем движении,*

Все эти процессы повышают относительную влажность воздуха и могут привести к конденсации водяного пара. Из них первые два процесса приводят к конденсации пара в при-

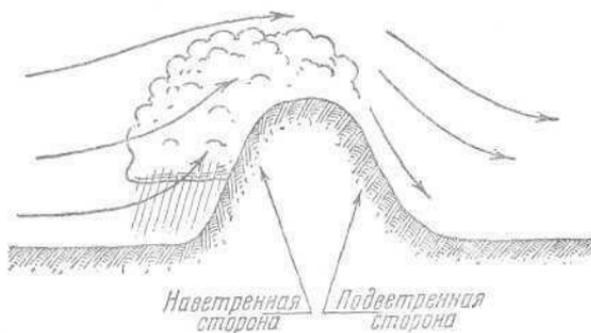


Рис. 5. Образование облака с наветренной стороны горного хребта

земном слое, т. е. к образованию туманов или очень низких облаков; *восходящие оке движения воздуха являются основным процессом, образующим большинство видов облаков, особенно мощных облаков, дающих обильные осадки.*

Наоборот, нисходящие движения воздуха, вызывая его адиабатическое нагревание, приводят к рассеиванию облачности и к уменьшению относительной влажности воздуха.

Значение восходящих и нисходящих движений воздуха для образования облачности наиболее наглядно проявляется в горных районах. Так, например, если при горизонтальном движении воздуха на пути воздушного потока встречается горный хребет (рис. 5), то с наветренной стороны хребта воздух, который вынужден восходить вдоль склонов хребта, охлаждается и в нем может образоваться облачность. С подветренной же стороны хребта, где воздух вынуждается к нисходящему движению, облачность будет рассеиваться.

Для возникновения и развития восходящих и нисходящих движений воздуха большое значение имеет его влажность, а также распределение температуры воздуха по высоте.

ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ТЕМПЕРАТУРНЫЙ ГРАДИЕНТ

Величина понижения температуры с увеличением высоты через каждые 100 м называется вертикальным температурным градиентом, который необходимо отличать от индивидуального изменения температуры в поднимающемся воздухе. Вертикальный температурный градиент характеризует распределение температуры на разных высотах в каком-либо столбе воздуха, а индивидуальное изменение температуры указывает изменение температуры одной и той же поди и мающейся массы воздуха. [В отличие от вертикального температурного градиента эту величину индивидуального охлаждения поднимающейся массы воздуха называют иногда адиабатическим градиентом. Для ненасыщенного воздуха эта величина постоянна и равна 1° на каждые 100 м; она называется сухоадиабатическим градиентом. Для насыщенного воздуха эта величина непостоянна, она меньше 1° на 100 л и называется влажноадиабатическим градиентом.

Если разность показаний термометра у земли и где-либо на высоте 8—10 км разделить на число сотен метров высоты, то получится средняя величина вертикального температурного градиента. В теплое время года она равна около $0,6^\circ$ на 100 ж, а в холодное — около $0,4^\circ$ на 100 м. Эти цифры обычно и берутся для приближенных расчетов при определении температуры на высотах.

Но если подниматься с термометром и измерять температуру воздуха по ступенькам через каждые 100 м, то обнаружится, что величина вертикального температурного градиента не будет постоянной на всех высотах; она также может изменяться и с течением времени на одной и той же высоте. Особенно большие отклонения величины вертикального температурного градиента от средних величин наблюдаются в слое нижних 2—3 км. Например, над сушей летом при сильном, снизу (от земли) идущем, нагреве приземного слоя воздуха падение температуры с высотой в нижнем слое достигает величины более 1° на каждые 100 м; выше 3—4 км величина вертикального температурного градиента обычно бывает близкой к $0,6^\circ$ — $0,7^\circ$.

В тропосфере очень часто и притом на разных высотах встречаются слои, в которых температура с высотой не только не понижается, но даже повышается. Такие слои называются слоями инверсии (или иногда просто инверсиями). В слоях инверсий вертикальный температурный градиент считается величиной отрицательной. Слои, в которых температура с высотой не меняется, называются слоями изотермии.

В таблице 4 приведено распределение температуры воздуха на различных высотах, полученное при одном из ежедневных зондирований.

H км	0	0,2	0,5	1,0	1,5	2,0	3,0	4,0
t	$-17^{\circ},0$	$-17^{\circ},8$	$-20^{\circ},2$	$-13^{\circ},5$	$-12^{\circ},3$	$-13^{\circ},6$	$-17^{\circ},2$	$-22^{\circ},0$

Продолжение

H км	5,0	6,0	7,0	8,0	9,0	10,0	11,0	12,0
t	$-27^{\circ},6$	$-34^{\circ},7$	$-40^{\circ},3$	$-45^{\circ},0$	$-51^{\circ},3$	$-56^{\circ},8$	$-59^{\circ},9$	$-60^{\circ},7$

На рис. 6 это же распределение показано в виде графика. Из таблицы и графика видно, что от земли до высоты 500 м температура понижается, в слое от 500 до 1 500 м наблюдается инверсия; выше 1 500 м температура снова понижается с высотой в среднем на 5—6° на каждые 1 000 м.

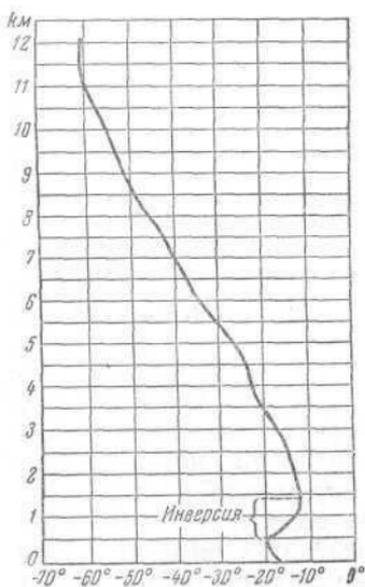


Рис. 6. Кривая распределения температуры с высотой

Слои инверсии могут наблюдаться на различных высотах. Встречаются иногда одновременно несколько слоев инверсий, расположенных на разных высотах. Толщина слоев инверсий может колебаться от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Также значительно колеблется величина повышения температуры с высотой в различных случаях¹.

Иногда встречается неправильное представление, что инверсия — это слой очень теплого воздуха, температура которого всегда выше 0°. Это, конечно, неверно. Слой инверсии характеризуется только тем, что в нем вместо обычного падения температуры с высотой наблюдается ее повышение, причем это повышение может быть и на общем фоне довольно низких температур. Например, в случае, представленном на рис. 6, в слое инверсии наблюдалась температура от -20° до -12° .

¹ Более подробно об инверсиях будет сказано далее на стр. 54.

ГЛАВА IV

ВОСХОДЯЩИЕ И НИСХОДЯЩИЕ ДВИЖЕНИЯ ВОЗДУХА

ВИДЫ ВОСХОДЯЩИХ ДВИЖЕНИЙ

Восходящие и нисходящие движения воздуха могут возникать вследствие различных причин и иметь различный характер. Различают три основных вида восходящих движений.

1. Конвекция. Так называются вертикально направленные восходящие и нисходящие потоки воздуха, которые обычно возникают в случае, когда какая-либо порция воздуха оказывается нагретой больше, чем соседние с ней массы воздуха. Такая конвекция развивается обычно над сушей летом в дневные часы при солнечной погоде благодаря неравномерному нагреванию земной поверхности. Она возникает в нижних слоях в виде мелких отдельных струек, образующих многочисленные беспорядочно распределенные восходящие и нисходящие токи воздуха (рис. 7). Однако при определенных благоприятных условиях такая неупорядоченная конвекция может превращаться в мощные восходящие и нисходящие воздушные потоки, пронизывающие иногда всю толщу тропосферы (рис. 8).

Конвекция нередко возникает также в случае, когда какая-нибудь довольно мощная холодная воздушная масса перемещается над более теплой подстилающей поверхностью. Примером может служить возникновение конвекции в воздухе, перемещающемся зимой с суши на открытое море или, наоборот, летом с моря на более теплую сушу.

При всякой конвекции наряду с восходящими потоками воздуха развиваются и нисходящие. Летящий самолет при конвекции испытывает «болтанку».

2. Восходящее скольжение. Так можно назвать все восходящие движения больших масс воздуха, которые возникают при натекании его на довольно крупные препятствия, например, на горные хребты (рис. 9,а). Чаще всего в атмосфере наблюдается поднятие теплого воздуха при натекании его на холодный; при этом холодный воздух располагается под теп-

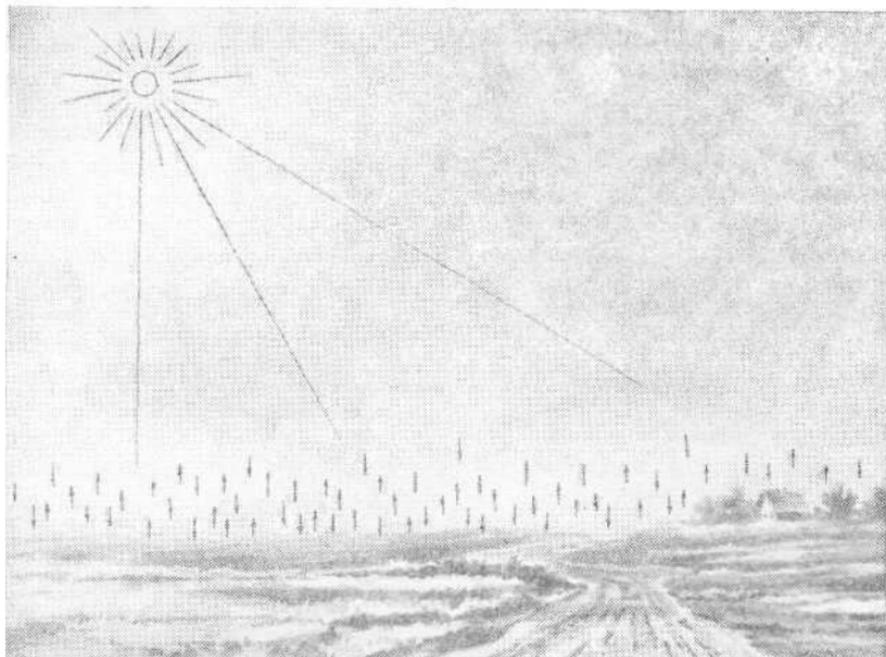


Рис. 7. Неупорядоченная конвекция

лым воздухом очень пологим клином (рис, 9,6). Таким образом, почти все подобного рода поднятия воздуха осуществляются в виде весьма пологих восходящих скольжений под очень малым углом к горизонту. Только в случае, когда холодный воздух сам движется в сторону теплого и подтекает под него (рис. 9,в), клин его в передней части вследствие трения бывает довольно крут, и здесь вынужденное поднятие теплого воздуха совершается часто в виде мощной конвекции.

При известных условиях может наблюдаться и нисходящее скольжение теплого воздуха вдоль клина холодного.

3. Динамическая турбулентность. Сущность этого явления заключается в том, что когда воздух перемещается над земной поверхностью в горизонтальном направлении, то благодаря трению о неровности земли в нем возникает целый ряд отдельных вихрей (рис. 10). Эти вихри ориентированы совершенно беспорядочно, направление их может быть самое разнообразное; также разнообразны бывают и размеры этих вихрей.

Но так или иначе в слое динамической турбулентности имеются отдельные восходящие и нисходящие движения воздуха.

Динамическая турбулентность наблюдается и летом и зимой. Она хорошо развивается на пересеченной мест

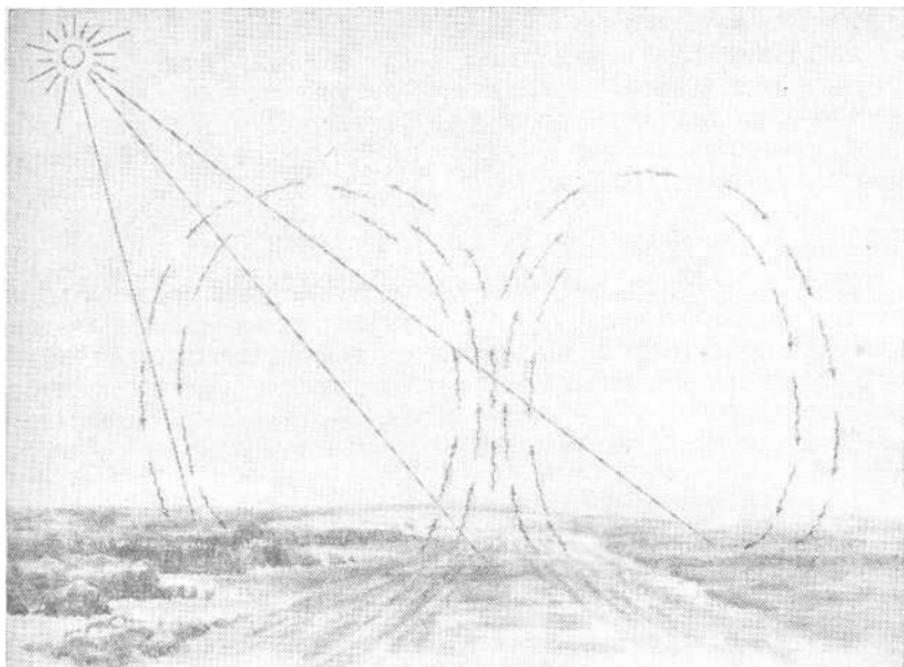


Рис. 3. Мощная (упорядоченная) конвекция



Рис. 9. Восходящее скольжение:

а — натекание воздуха на горный хребет; б — натекание теплого воздуха на холодный; а — подтекание холодного воздуха под теплый

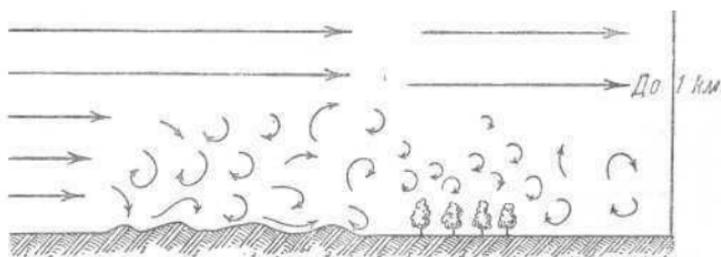


Рис. 10. Динамическая турбулентность

ностью и особенно над лесными массивами. Она бывает тем интенсивнее, чем сильнее ветер у земли. В слое, охваченном динамической турбулентностью, самолет испытывает толчки и провалы. Считается, что динамическая турбулентность может распространяться от земной поверхности до высоты 1000 м.

УРОВЕНЬ КОНДЕНСАЦИИ

При всяком подъеме воздух вследствие расширения охлаждается (адиабатически). Его относительная влажность при этом увеличивается и на некоторой высоте доходит до 100%. Это будет на той высоте, где температура поднимающегося воздуха понизится до точки росы. Дальнейшее поднятие и охлаждение воздуха вызовет конденсацию пара и образование облака.

Уровень, на котором температура поднимающегося воздуха достигает точки росы, называется уровнем конденсации.

Высота уровня конденсации зависит от температуры и влажности поднимающегося воздуха. Предположим, что поднимающийся воздух имел у земной поверхности температуру $t = 20^\circ$ и абсолютную влажность $a = 9,4 \text{ г/м}^3$.

Из таблицы 1 находим, что при такой абсолютной влажности точкой росы является температура 10° . Следовательно, для того, чтобы достичь уровня конденсации, воздух должен охладиться на 10° . Для этого он должен подняться на 1 000 м, так как пока он не насыщен, он будет охлаждаться на 1° при поднятии на каждые 100 м. Если бы при той же абсолютной влажности $9,4 \text{ г/м}^3$ его начальная температура у земли была 15° , то ему до точки росы нужно было бы охладиться только на 5° и, следовательно, подняться только на 500 м.

Теперь предположим, что поднимающийся воздух при той же температуре 20° имеет абсолютную влажность только $2,3 \text{ г/м}^3$. Из таблицы 1 видно, что при такой абсолютной влажности точкой росы является температура -10° . Следовательно, чтобы достичь уровня конденсации, воздух должен охладиться уже на 30° и подняться для этого на 3 000 м.

Из рассмотренных примеров видно, что *уровень конденсации поднимающегося воздуха лежит тем выше, чем выше его начальная температура и чем меньше абсолютная влажность, и, наоборот, при низкой температуре и большой влажности уровень конденсации лежит низко.*

При вычислениях высоты уровня конденсации мы не принимали во внимание того обстоятельства, что абсолютная влажность поднимающегося воздуха несколько уменьшается, так как при расширении воздуха имеющееся в нем количество водяного пара приходится уже на больший объем. При уменьшении же абсолютной влажности понижается точка росы. Следовательно, во всех рассмотренных нами примерах высота

уровня конденсации в действительности будет несколько больше. Чтобы не вводить поправку на изменение абсолютной влажности, можно высоту уровня конденсации вычислять по следующей формуле:

$$H = 122(t - t_1), \quad (3)$$

где t — температура воздуха у земли;

t_1 — точка росы, которую можно определить по абсолютной влажности, пользуясь графиком (рис. 3) или таблицами.

Но наблюдения показывают, что действительные высоты облаков конвекции бывают в среднем выше на 100—200 м, чем даже вычисленные по формуле. Это происходит вследствие того, что в действительных условиях воздух при подъеме охлаждается не строго адиабатически, т. е. не на 1° на 100 м, а несколько меньше, вследствие некоторого обмена теплом с окружающей атмосферой.

ВЛИЯНИЕ ВЕЛИЧИНЫ ВЕРТИКАЛЬНОГО ТЕМПЕРАТУРНОГО ГРАДИЕНТА И ВЛАЖНОСТИ НА РАЗВИТИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ВОЗДУХА

На рис. 11 представлен вертикальный разрез атмосферы до высоты 500 м. Рассмотрим сначала левую часть рисунка (I). Здесь представлено распределение температуры с вы-

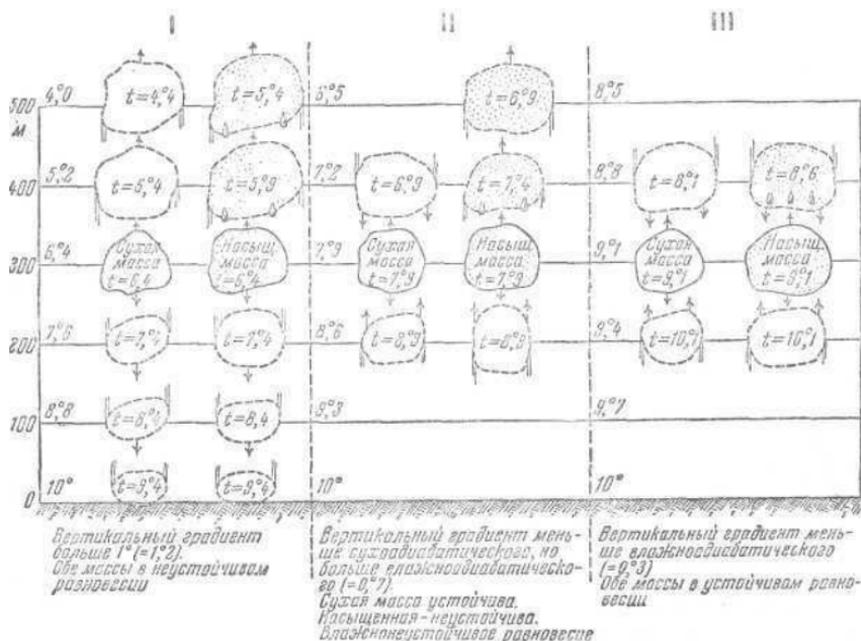


Рис. 11. Условия равновесия воздуха

сотой при условии, что температура у земли равна 10° , а вертикальный температурный градиент равен $1^{\circ},2$, т. е. он больше, чем сухоадиабатический градиент ($1^{\circ},0$). Предположим сначала, что воздух сухой (далек от насыщения). Выделим мысленно некоторую массу этого сухого воздуха на какой-либо высоте, например, на высоте 300 м. Эта масса воздуха имеет температуру $6^{\circ},4$, одинаковую с температурой окружающего ее воздуха на этой высоте, и, следовательно, находится в равновесии с этим окружающим воздухом.

Предположим, что эта воздушная масса получила какой-либо толчок извне, заставивший ее подняться. При поднятии воздушная масса начнет охлаждаться адиабатически на 1° на 100 м. К высоте 400 м ее температура будет равна $5^{\circ},4$. Но окружающий воздух на этой высоте имеет температуру $5^{\circ},2$. Следовательно, вынужденно поднявшаяся сюда воздушная масса окажется теплее окружающего воздуха и уж сама теперь начнет подниматься дальше вверх. Как видно из рисунка, разность температур поднимающейся массы и окружающего воздуха будет при этом увеличиваться.

Предположим теперь, что эта же самая сухая воздушная масса, выделенная нами на высоте 300 м, получила какой-либо толчок вниз. При опускании она начнет нагреваться на 1° на 100 м и, нагревшись к высоте 200 м до $7^{\circ},4$, окажется холоднее окружающего ее на этой высоте воздуха, имеющего температуру $7^{\circ},6$, и вследствие этого начнет опускаться сама до земли.

Таким образом, можно отметить, что выделенная нами на высоте 300 м воздушная масса находилась в равновесии с окружающим ее воздухом; но стоило ее сместить вверх, как дальше она начинала подниматься сама; стоило ее сместить вниз — она начинала опускаться. Следовательно, ее равновесие было неустойчивым.

То же самое мы получили бы, если бы выделили начальную воздушную массу на какой-либо другой высоте. Следовательно, можно сказать, что весь рассматриваемый нами слой воздуха находится в неустойчивом равновесии.

Неустойчивым равновесием воздушного слоя называется такое его состояние, когда при всяком вынужденном вертикальном смещении воздушной массы внутри этого слоя возникают силы, стремящиеся продолжить смещение в том же направлении. Это значит, что при неустойчивом равновесии восходящее и нисходящее движение воздуха возникает легко при самых малых первоначальных смещениях.

Предположим теперь, что при том же вертикальном температурном градиенте выделенная нами воздушная масса на высоте 300 м была насыщена паром. Тогда при вынужденном смещении вверх она, охлаждаясь только на $0^{\circ},5$ на 100 м, на

любой высоте окажется еще более теплой по отношению к окружающему воздуху, чем это было с сухой массой, и, следовательно, будет энергичнее стремиться вверх. При вынужденном же толчке вниз эта воздушная масса при нагревании делается ненасыщенной и будет вести себя так же, как *A* сухая масса, т. е. будет опускаться.

Мы видим, что насыщенная воздушная масса при тех же условиях тоже находится в неустойчивом равновесии (и даже более неустойчивом, чем сухая).

Таким образом, *неустойчивое равновесие ненасыщенного (сухого) и насыщенного воздуха наблюдается в случаях, когда вертикальный температурный градиент больше сухо-адиабатического* (больше $1^{\circ},0$).

Рассмотрим теперь правую часть рисунка (III). Здесь представлен случай, когда при температуре у земли 10° вертикальный температурный градиент равен $0^{\circ},3$, т. е. он меньше влажноадиабатического (см. табл. 3). Выделим опять какую-либо воздушную массу на той же высоте 300 м и предположим сначала, что воздух не насыщен. Температура этой массы, равная $9^{\circ},1$, совпадает с температурой окружающего воздуха и воздушная масса находится в равновесии.

Попытаемся теперь сместить эту воздушную массу вверх. Поднявшись до 400 м, она охладится на 1° и окажется холоднее окружающего ее на этой высоте воздуха, имеющего температуру $8^{\circ},8$. Если прекратить поднимать воздушную массу и предоставить ее самой себе, то она начнет «тонуть» в окружающем воздухе, стремясь вернуться на свой прежний уровень.

Если ту же воздушную массу с высоты 300 м сместить вниз, то она, нагреваясь на 100 м на 1° , окажется теплее окружающего воздуха и получит стремление подняться обратно на прежний уровень.

Следовательно, ее равновесие было устойчивым.

То же самое мы получили бы, если бы выделили начальную воздушную массу на какой-либо другой высоте. Таким образом, весь рассматриваемый нами слой воздуха находится в устойчивом равновесии.

Устойчивым равновесием воздушного слоя называется такое его состояние, когда при всяком вынужденном вертикальном смещении воздушной массы внутри этого слоя возникают силы, стремящиеся препятствовать этому смещению и вернуть смещаемую воздушную массу на ее прежний уровень. Это значит, что при устойчивом равновесии; восходящие и нисходящие движения развиваются с трудом, как бы тормозятся внутренними силами атмосферы.

Предположим теперь, что при том же вертикальном температурном градиенте ($0^{\circ},3$) выделенная нами воздушная масса на высоте 300 м была насыщена паром. Повторив те

же рассуждения, мы увидим, что и эта воздушная масса при вынужденном смещении вверх или вниз будет испытывать стремление вернуться на свой прежний уровень, т. е. что она тоже находится в устойчивом равновесии.

Таким образом, *устойчивое равновесие насыщенного и ненасыщенного воздуха наблюдается в случаях, когда вертикальный температурный градиент меньше влажноадиабатического* (в среднем меньше $0^{\circ},5$).

Рассмотрим теперь среднюю часть рисунка (II). Здесь представлен случай, когда вертикальный температурный градиент равен $0^{\circ},7$, т. е. он меньше сухоадиабатического, но больше влажноадиабатического.

Выделим опять воздушную массу на высоте 300 м с температурой $7^{\circ},9$ и рассмотрим случай, когда она не насыщена и когда она насыщена. Повторив все те же рассуждения относительно смещения этих воздушных масс по вертикали, мы легко увидим, что ненасыщенная масса в этом случае находится в устойчивом равновесии. Если эта воздушная масса насыщена, то при вынужденном смещении вниз она, как и сухая, будет стремиться вернуться обратно на прежний уровень; при вынужденном же смещении вверх она делается теплее окружающего воздуха и будет стремиться продолжать поднятие. Следовательно, по отношению к восходящим движениям она находится в неустойчивом равновесии.

Такое состояние воздушного слоя, когда он остается в устойчивом равновесии, пока воздушные массы в нем не насыщены (сухие), и делается неустойчивым, когда воздушные массы в нем становятся насыщенными, называется влажнонеустойчивым равновесием (или влажнонеустойчивостью),

Влажнонеустойчивое равновесие бывает всегда, когда вертикальный температурный градиент меньше сухоадиабатического, но больше влажноадиабатического.

Следовательно, в насыщенном воздухе восходящие движения возникают легче, чем в ненасыщенном, и притом тем легче, чем выше температура насыщенного воздуха. Действительно, для неустойчивого равновесия насыщенного воздуха нужно, чтобы вертикальный температурный градиент в нем был больше величины индивидуального охлаждения при поднятии (больше величины влажноадиабатического градиента). Последняя же только в среднем была нами принята равной $0^{\circ},5$; в действительности же ее значение колеблется в зависимости от температуры насыщенного воздуха. Из таблицы 3 видно, что, чем выше начальная температура насыщенного воздуха, тем меньше величина его индивидуального охлаждения при поднятии. Следовательно, чем выше температура насыщенного воздуха, тем при меньшем вертикальном температурном градиенте он становится неустойчивым. Так, например, из таблицы 3 можно видеть, что насыщенный воздух с

начальной температурой 30° окажется неустойчивым при любом вертикальном температурном градиенте, превышающем $0,36$. А для того, чтобы неустойчивым оказался насыщенный воздух, имеющий начальную температуру -20° , нужно, чтобы вертикальный температурный градиент был больше, чем $0,86$.

В действительности тропосфера, где наблюдается средний вертикальный градиент около $0,6-0,7$, часто находится во влажнеустойчивом равновесии. Вертикальные температурные градиенты, большие, чем 1° на 100 м, наблюдаются только в приземном слое над сушей в жаркие летние дни.

Самыми неблагоприятными слоями для возникновения и развития восходящих и нисходящих движений воздуха являются слои инверсии, так как в них температура с высотой увеличивается. Поднимающаяся по какой-либо причине воздушная масса, дойдя до слоя инверсии, обычно останавливается, так как при дальнейшем поднятии и адиабатическом охлаждении она стала бы встречать вокруг себя все более и более теплый воздух.

На рис. 12 показано распределение температуры с высотой в слое до 500 м, причем в слое между уровнями 200 м и 300 м наблюдается инверсия температуры, а выше и ниже слоя инверсии наблюдается вертикальный температурный градиент $0,6$, т. е. равновесие всюду устойчивое. Если теперь какую-либо массу воздуха с уровня 100 м толкнуть вверх, то она в силу устойчивого равновесия будет стремиться вернуться на прежний уровень, но, дойдя до слоя инверсии и немного войдя в него, она станет испытывать сильное выталкивание вниз, так как здесь она будет встречать все более и более теплый окружающий воздух.

Точно так же воздушная масса, смещенная с уровня 400 м до уровня 300 м и несколько ниже, будет испытывать сильное выталкивание вверх, так как, опускаясь и нагреваясь, она в слое инверсии будет встречать вокруг себя все более и более холодный воздух.

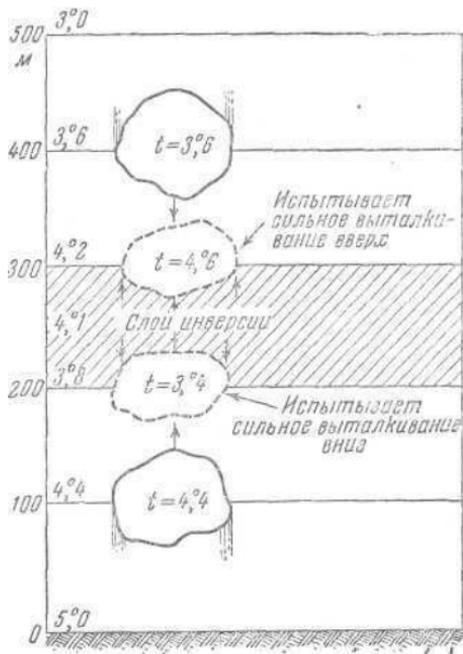


Рис. 12. Слой инверсии оказывает сопротивление вертикальным перемещениям воздуха

Часто можно наблюдать, как дым из фабричной трубы, поднимаясь до некоторой высоты, растекается в стороны, как бы упираясь о какую-то крышку. Это означает, что восходящий поток достиг слоя инверсии (рис. 13).



Рис. 13. Задерживающий слой

Слой инверсии как бы отсекает все возмущения воздуха, исходящие от земной поверхности, будь то конвекция, динамическая турбулентность или какой-нибудь другой вид восходящего движения. Так полет над слоем инверсии обычно бывает спокоен; под слоем же инверсии может «болтать».

Поэтому слои инверсии, изотермии и вообще слои с малым вертикальным температурным градиентом называются «задерживающими» слоями.

Иногда бывает очень удобно решать вопрос о равновесии воздушных слоев при помощи графиков. Будем откладывать (рис. 14) по горизонтальной оси температуру (t), а по вертикальной -- высоту (H) так, чтобы 1° температуры и 100 м высоты изображались отрезком одной и той же длины. Пусть какая-либо воздушная масса, расположенная у земли, имеет температуру $+10^\circ$, предполо-

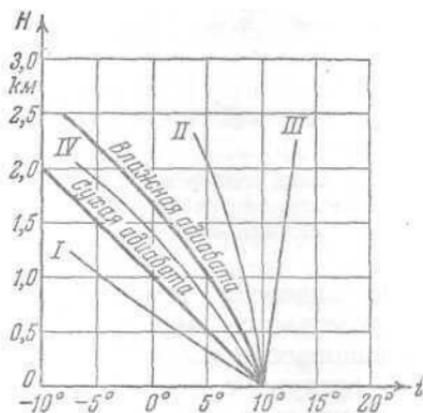


Рис. 14. Схема адиабат и кривые распределения температуры

жим также, что она сухая. Если начать поднимать эту воздушную массу, то она будет охлаждаться на 1° на 100 м и к высоте $0,5\text{ км}$ охладится до $+5^\circ$, к высоте 1 км — до 0° , к 2 км воздушная масса охладится до -10° . Нанеся на график полученные точки и соединив их линией, мы получим так называемую сухую адиабату, которая и будет показы-

вать закон изменения температуры в поднимающейся не насыщенной массе воздуха. Из графика видно, что сухая адиабата представляет собой прямую, лежащую под углом 45° к осям координат.

Если бы поднимающаяся воздушная масса была с самого начала насыщена, то она охлаждалась бы медленнее, в среднем на $0,5$ на 100 м. Но так как величина влажноадиабатического градиента непостоянна, то и линия, характеризующая изменение температуры в поднимающемся насыщенном воздухе, так называемая влажная адиабата, будет кривой линией. Влажная адиабата расположится круче и правее сухой адиабаты.

Теперь предположим, что, имея у земли температуру $+10^\circ$, мы прозондировали атмосферу и получили распределение температуры по высоте. Нанесем полученный результат на этот же график (подобно тому, что мы видели на рис. 6) и пусть полученная кривая распределения температуры по высоте займет положение I. В этом случае можно видеть, что температура с высотой понижается быстрее, чем на 1° на 100 м, т. е. что вертикальный температурный градиент больше сухоадиабатического. Выше мы видели, что это соответствует неустойчивому равновесию (как ненасыщенного, так и насыщенного) воздуха.

Если кривая распределения температуры по высоте займет положение II, т. е. правее и круче влажной адиабаты, можно видеть, что в этом случае температура с высотой падает медленно и вертикальный температурный градиент меньше влажноадиабатического. А это соответствует устойчивому равновесию. Чем быстрее будет отходить вправо от влажной адиабаты кривая распределения температуры, тем устойчивее равновесие. Наиболее устойчивым равновесие будет при инверсии (случай III).

Если же кривая распределения температуры расположится между сухой и влажной адиабатами (IV), это будет указывать на влажнеустойчивое равновесие, так как в этом случае вертикальный температурный градиент будет меньше сухоадиабатического и больше влажноадиабатического.

Заметим, что чем ближе располагается кривая распределения температуры по высоте, тем неустойчивее равновесие и, наоборот, чем она круче и чем сильнее отходит вправо от адиабат, тем равновесие устойчивее.

В предыдущем примере мы брали для рассмотрения воздушную массу или сухую (далекую от насыщения), или насыщенную. Предположим теперь, что воздушная масса у земли имеет температуру 10° и абсолютную влажность $4,9$ г/м³ и температура по высоте распределяется так, как показывает кривая I на рис. 15. Из таблицы 1 видно, что при 10° для насыщения требуется $9,4$ г/м³. Следовательно, взятая нами воз-

душная масса не насыщена. Если ее начать поднимать, то она станет охлаждаться по закону сухой адиабаты, т. е. на 1° на 100 м . Но так будет только до уровня конденсации. Так как абсолютной влажности $4,9 \text{ г/м}^3$ соответствует точка росы 0° , то высота уровня конденсации (по формуле 3) в данном случае будет:

$$H = 122 (10 - 0) = 1\,220 \text{ м.}$$

При поднятии выше этого уровня воздушная масса будет охлаждаться уже по закону влажной адиабаты. Следовательно, кривая, показывающая изменение температуры поднимающейся воздушной массы до высоты $1\,220 \text{ л}$, будет представлять собой отрезок сухой адиабаты, а выше этого уровня — отрезок влажной адиабаты. Сравнивая эту кривую (кривую состояния) с кривой распределения температуры по высоте (I), мы можем сказать, что в слое от земли до $1,5 \text{ км}$ воздух находится в устойчивом равновесии, так как здесь кривая распределения температуры поднимается круче адиабаты; выше же $1,5 \text{ км}$ воздух находится во влажнонеустойчивом равновесии, так как здесь кривая распределения температуры проходит положе влажной адиабаты. Значит для того, чтобы воздушную массу поднять от земли до $1,5 \text{ км}$, нужно затратить какое-то усилие на преодоление устойчивости слоя. Но если воздушная масса будет (по той или иной причине) поднята до высоты $1,5 \text{ км}$, то она, во-первых, начнет всплывать уже сама вследствие влажнустойчивости вышележащего слоя.

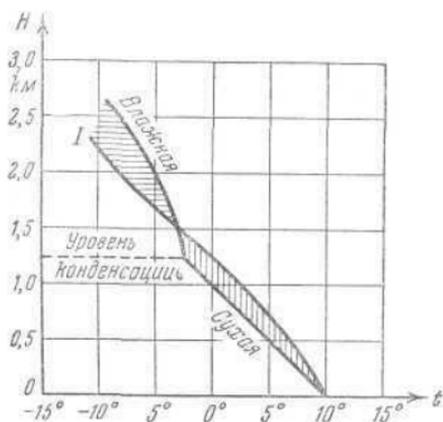


Рис. 15. Определение вида равновесия с помощью адиабат

Рис. 15. Определение вида равновесия с помощью адиабат

УРОВЕНЬ КОНВЕКЦИИ

Рассмотрим следующий пример. Пусть в какой-то момент времени у земли наблюдается температура 10° , вертикальный температурный градиент равен $0,7$ (рис. 16) и воздух достаточно сухой. Предположим, что какая-либо масса воздуха вблизи земной поверхности стала на 2° теплее окружающего воздуха. В результате она начнет всплывать и охлаждаться адиабатически на 1° на 100 м , причем ее перегрев по отношению к окружающему воздуху будет постепенно уменьшаться. На высоте 600 м перегрев будет равен только $0,2$, а до вы-

соты 700 м воздушная масса подняться не сможет, так как выравнивание температур произойдет где-то немного ниже 700 м (I).

Тот уровень, которого может достичь восходящий поток при конвекции или динамической турбулентности, называется уровнем конвекции.

Если бы перегрев воздушной массы вблизи земной поверхности составлял 1° (II), то первоначальный импульс (толчок) для восходящего потока был бы слабее и уровень конвекции в этом случае лежал бы где-то немного ниже высоты 400 м.

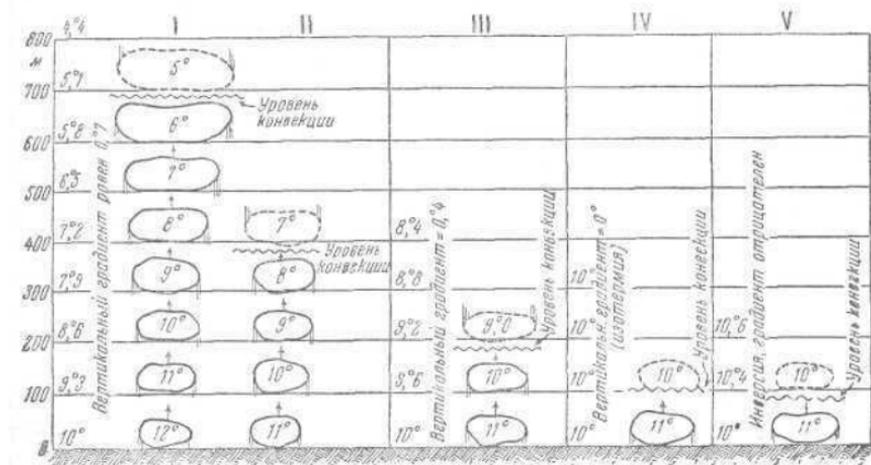


Рис. 16. Схема зависимости высоты уровня конвекции от величины импульса и от вертикального температурного градиента

Предположим теперь, что вертикальный температурный градиент равен только $0,4$ (III). Из рисунка видно, что теперь при том же начальном перегреве у земли в 1° воздушная масса не сможет достигнуть даже высоты 200 м.

Предполагая один и тот же перегрев в 1° , но задаваясь все меньшим и меньшим вертикальным температурным градиентом (IV и V), мы увидим, что уровень конвекции будет лежать все ниже и ниже.

Таким образом, *высота уровня конвекции лежит тем выше, чем сильнее первоначальный импульс, вызвавший конвекцию, и чем больше величина вертикального температурного градиента и наоборот.*

Толчком, вызывающим конвекцию, помимо неравномерного нагрева воздушных масс, может служить, например, натекание воздушного потока на какое-либо препятствие или сходимости воздушных потоков, обладающих различными температурами.

Ясно, что всякий слой инверсии, лежащий где-то на высоте, является уровнем конвекции для восходящих потоков, возникающих в подинверсионном слое.

Для образования облаков большое значение имеет взаимное расположение уровня конденсации и уровня конвекции. Если уровень конденсации лежит выше уровня конвекции (рис. 17), то ясно, что восходящие потоки не могут привести к образованию облачности; если же уровень конденсации лежит ниже уровня конвекции, то между этими слоями будет возникать облачность.

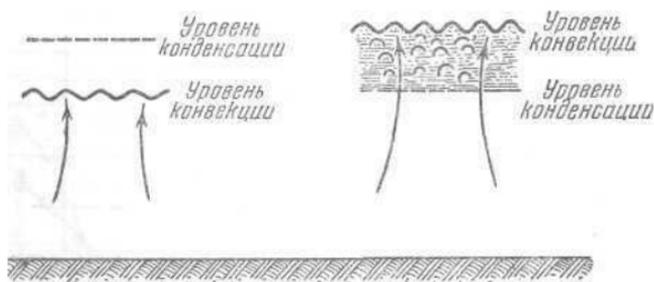


Рис. 17. Значение соотношения уровня конденсации и уровня конвекции для образования облаков

Итак, из всего изложенного мы видим, что, чем больше вертикальный температурный градиент, тем легче развиваются восходящие и нисходящие движения воздуха и, наоборот, с уменьшением вертикального температурного градиента развитие вертикальных движений воздуха становится все более и более затруднительным.

В то же время оказывается, что величина вертикального температурного градиента в свою очередь изменяется под действием вертикальных перемещений воздуха. Рассмотрим следующие два случая.

ИЗМЕНЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО ТЕМПЕРАТУРНОГО ГРАДИЕНТА В ОПУСКАЮЩЕМСЯ СЛОЕ

На рис. 18 изображен вертикальный разрез некоторого участка атмосферы, на который одновременно наложена система координат (t и $Я$) подобно тому и в таком же масштабе, как это дано на рис. 14 и 15, т. е. сухие адиабаты здесь также расположены под углом в 45° к осям координат.

Выделим на какой-либо высоте слой воздуха $M_1M_1N_1N_1$ и предположим, что он по тем или иным причинам опустится вниз. Естественно, что, попав под более высокое давление, он сожмется и займет положение $M_2M_2N_2N_2$. При этом можно считать, что все частицы этого слоя, лежащие на уровне

M_1M_1 , переместятся на уровень M_2M_2 , частицы с уровня N_1N_1 переместятся на уровень N_2N_2 , а все остальные частицы займут соответственно промежуточное положение. Каждая из частиц, опускаясь, будет нагреваться по закону сухой адиабаты, т. е. на 1° на 100 м.

Пусть все частицы, лежащие на уровне M_1M_1 имеют температуру A_1 . Предположим сначала, что вертикальный температурный градиент в слое $M_1M_1N_1N_1$ равен 1° на 100 м, т. е. он равен сухоадиабатическому. В этом случае все частицы на уровне N_1N_1 имеют температуру B_1 и кривая распределения

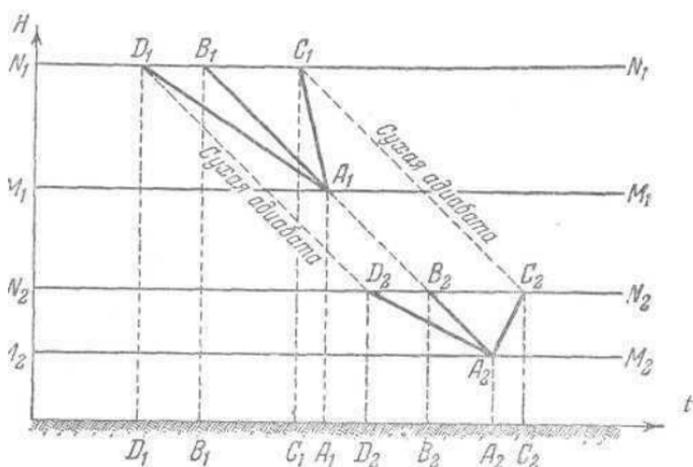


Рис. 18. Изменение вертикального температурного градиента в опускающемся или поднимающемся слое

температуры A_2B_2 совпадает по направлению с сухой адиабатой. После опускания слоя все частицы с уровня M_1M_1 переместившись на уровень M_2M_2 , нагреются до температуры A_2 , а частицы с уровня N_1N_1 нагреются до температуры B_2 . Как видно, новая кривая распределения температуры A_2B_2 также совпадает с сухой адиабатой, т. е. вертикальный температурный градиент остался равным сухоадиабатическому.

Предположим теперь, что начальный вертикальный температурный градиент в слое $M_1M_1N_1N_1$ меньше сухоадиабатического, частицы на уровне N_1N_1 имеют температуру C_1 и кривая распределения температуры A_1C_1 лежит круче сухой адиабаты (A_1B_1).

Тогда после опускания слоя верхние частицы нагреются до температуры C_2 и новое распределение температуры в опустившемся слое будет характеризоваться кривой A_2C_2 . Таким образом, первоначальный вертикальный температурный градиент уменьшился и (в нашем примере) даже стал отрицательным, так как в опустившемся слое образовалась инверсия.

Повторив те же рассуждения для случая, когда первоначальный градиент был бы больше сухоадиабатического (кривая распределения A_1D_1), можно видеть, что после опускания слоя вертикальный температурный градиент в нем еще более увеличится (новая кривая распределения A_2D_2 лежит выше). Но этот случай в природе маловероятен, так как в верхних слоях тропосферы не встречаются градиенты более адиабатического.

Следовательно, *в опускающемся слое воздуха вертикальный температурный градиент (обычно меньший 1°) уменьшается.*

Если рассмотрим процесс в обратном порядке, взяв за начальное положение слой $M_2M_2N_2N_2$ и повторив такие же рассуждения относительно смещения частиц и изменения их температуры, то увидим, что при поднятии слоя его вертикальный температурный градиент, меньший сухоадиабатического, увеличивается (кривая A_2C_2 переходит в кривую A_1D_1), градиент, равный сухоадиабатическому, остается без изменения, а градиент, больший сухоадиабатического, уменьшается (кривая A_2D_2 переходит в кривую A_1D_1).

Ввиду преобладания в атмосфере вертикальных температурных градиентов, меньших сухоадиабатического, *в поднимающемся воздушном слое обычно наблюдается увеличение вертикального температурного градиента.*

ИЗМЕНЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО ТЕМПЕРАТУРНОГО ГРАДИЕНТА В СЛОЕ, ОХВАЧЕННОМ ДИНАМИЧЕСКОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТЬЮ

На рис. 19 представлен вертикальный разрез приземного слоя атмосферы. Наложим на этот разрез систему координат (как это было и в предыдущем случае).

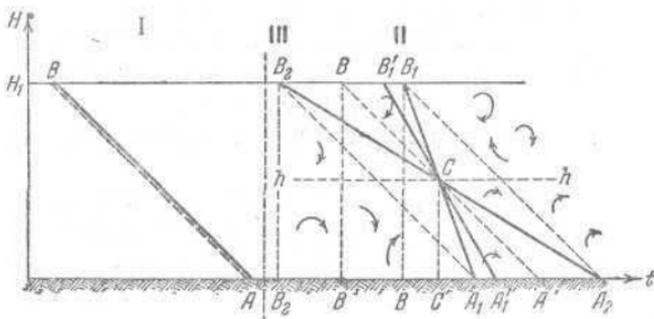


Рис. 19. Изменение вертикального температурного градиента в слое динамической турбулентности

Предположим сначала (случай I), что этот приземный слой до высоты H_1 находится в покое, что воздух далек от насыщения и что вертикальный температурный градиент в

этом слое равен сухоадиабатическому, т. е. кривая распределения температуры AB совпадает по направлению с сухой адиабатой (штриховая линия). Если в таком слое начнется динамическая турбулентность (перемешивание) и все частицы начнут беспорядочное движение вверх и вниз, то каждая из них, меняя свою температуру с высотой по закону сухой адиабаты, на любой уровень будет приходить с той же температурой, которая наблюдалась на этом уровне в начальный момент. Все частицы с нижнего уровня, имеющие температуру A , поднявшись до уровня H_1 , охладятся до температуры B , а все частицы с уровня H_1 опустившись до нижнего уровня, нагреются до температуры A . Таким образом, в распределении температуры по высоте в этом случае не произойдет никаких изменений. Следовательно, *в слое, охваченном динамической турбулентностью, вертикальный температурный градиент, равный сухоадиабатическому, не изменяется.*

Предположим теперь, что до начала турбулентности в рассматриваемом слое распределение температуры по высоте характеризуется кривой A_1B_1 (случай II), т. е. вертикальный температурный градиент меньше сухоадиабатического. С началом турбулентного перемешивания каждая частица при движении вверх и вниз будет менять свою температуру по закону сухой адиабаты, но на каждый уровень она будет приходить с температурой, отличной от той, которая была на этом уровне до начала перемешивания, и от той температуры, с какой придут на этот уровень другие частицы с других уровней. Начнется обмен теплом между частицами. Картина получится очень сложной. Из рисунка (II) можно видеть, что все поднимающиеся частицы будут холоднее, чем частицы, с которыми им придется встречаться, а все опускающиеся частицы, наоборот, будут теплее встречающихся частиц.

Например, все нижние частицы, имеющие температуру A_1 , переместившись до уровня H_1 , охладятся бы до температуры B_2 , если бы не было теплообмена со встречными частицами. Все верхние частицы, имеющие температуру B_1 опустившись вниз, при том же условии нагрелись бы до температуры A_2 .

Вследствие теплообмена со встречными частицами охлаждение поднимающихся частиц и нагревание опускающихся будет происходить не на 1° на 100 м , а медленнее. Но так или иначе поднимающиеся частицы вызовут понижение температуры в верхней половине слоя, а опускающиеся — повышение температуры в нижней половине слоя. Кривая распределения температуры из первоначального положения A_1B_1 перейдет в некоторое новое положение $A'D'$, т. е. вертикальный температурный градиент увеличится. Следовательно, *вертикальный температурный градиент, меньший сухоадиабатического, в результате турбулентного перемешивания увеличивается, приближаясь к сухоадиабатическому.*

Предположим теперь (случай III), что в рассматриваемом слое до начала перемешивания вертикальный температурный градиент был больше сухоадиабатического (кривая распределения температуры A_2B_2 лежит положе сухой адиабаты). Нетрудно видеть, что в этом случае при перемешивании все поднимающиеся частицы будут теплее встречающихся частиц, а все опускающиеся — холоднее. В результате в верхней половине слоя потеплеет, а в нижней — похолодает, т. е. вертикальный температурный градиент уменьшится.

Следовательно, *вертикальный температурный градиент, больший сухоадиабатического, в результате турбулентного перемешивания уменьшается, приближаясь к сухоадиабатическому.*

Обобщая оба случая, можно сказать, что *в слое турбулентного перемешивания вертикальный температурный градиент стремится приблизиться к величине сухоадиабатического градиента*, т. е. градиент, больший сухоадиабатического, уменьшается, а градиент, меньший сухоадиабатического, увеличивается. А так как обычно он бывает меньше сухоадиабатического, то чаще всего турбулентность способствует увеличению вертикального температурного градиента.

ВИДЫ ИНВЕРСИЙ И ПРИЧИНЫ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Инверсии возникают вследствие различных причин. В зависимости от способа образования различают следующие виды инверсий.

1. Радиационные инверсии. Причиной их возникновения является охлаждение земной поверхности ночью или зимой при ясном небе путем излучения (радиации). Тогда в случае штиля или очень слабого ветра приземные слои воздуха также охлаждаются и становятся холоднее вышележащих слоев, так что при подъеме мы наблюдали бы повышение температуры с высотой. Радиационные инверсии начинаются прямо от земной поверхности. При этом в летнее время радиационные инверсии, возникающие в течение ясной ночи, успевают достичь в высоту всего лишь нескольких десятков метров. Днем эти инверсии разрушаются вследствие нагрева земной поверхности. В зимнее же время солнечный нагрев очень слаб и радиационное выхолаживание у земли день ото дня становится все сильнее и распространяется на большую высоту. Таким образом, зимние радиационные инверсии могут распространяться вверх на несколько сотен метров, причем в этих слоях инверсий наблюдается довольно значительное повышение температуры с высотой. Особенно сильные радиационные инверсии наблюдаются зимой в горных лощинах и котловинах, не имеющих стока для холодного воздуха. Так, например, 23 февраля 1931 г. на Гагринском хребте утром на площадке

метеостанции на безлесной вершине температура была $+4^{\circ},1$, а на дне небольшой котловины, расположенной вблизи метеостанции на 15–20 м ниже по вертикали, была температура $-21^{\circ},8$, т. е. на 20 м высоты наблюдалось повышение температуры на 26° . В горных районах такие явления очень часты.

Приземную радиационную инверсию можно наблюдать в тихую ясную ночь при движении по пересеченной местности, когда при подъеме на возвышенность ясно ощущается потепление, а при спуске в ложину — заметное похолодание.

При значительном ветре радиационные инверсии не образуются, а уже образовавшиеся — разрушаются, так как при

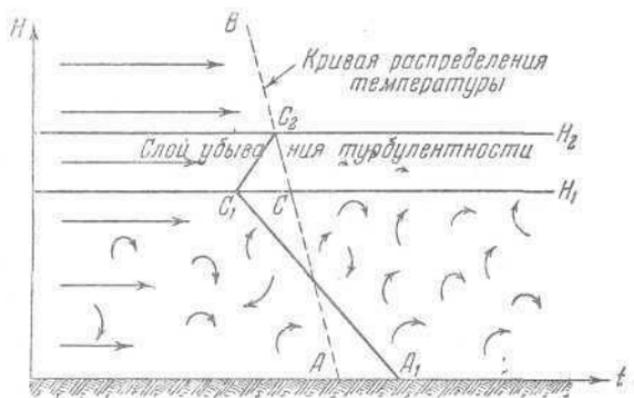


Рис. 20. Схема образования адвективной инверсии

ветре нижние слои воздуха перемешиваются с верхними и устанавливается обычное падение температуры с высотой.

2. Адвективные **инверсии**. Так называются инверсии, возникающие иногда на верхней границе слоя, охваченного динамической турбулентностью. Причиной их возникновения является следующий процесс. На рис. 20 представлен вертикальный разрез некоторого слоя атмосферы, с наложенными на него (как и раньше) осями координат t и $Я$. Пусть сначала воздух находится в покое и распределение температуры в нем характеризуется линией AB (вертикальный температурный градиент меньше сухоадиабатического). Теперь предположим, что воздух начал смещаться в горизонтальном направлении. Горизонтальное смещение воздуха принято называть адвекцией. Как мы уже видели, при адвекции в приземном слое в результате трения возникает динамическая турбулентность. Высота слоя, охватываемого динамическим перемешиванием (высота уровня конвекции), будет зависеть от скорости горизонтального движения, от характера земной поверхности и от устойчивости воздуха (т. е. от величины вертикального температурного градиента). Предположим, что

слой турбулентности распространится до уровня H_1 , в слое H_1H_2 будет происходить быстрое убывание турбулентности и выше уровня H_2 воздушные массы не будут участвовать в турбулентном движении. Тогда, если до начала движения распределение температуры по высоте характеризовалось линией AB , то теперь в турбулентном слое вертикальный температурный градиент (меньший сухоадиабатического) увеличится, и новое распределение температуры здесь будет указываться линией A_1C_1 .

Мы видим, что на уровне H_1 температура понизится от C до C_1 , однако выше уровня H_2 температура воздуха не изменится. Следовательно, в слое убывания турбулентности температура будет изменяться от C_1 до C_2 .

В некоторых случаях температура C_1 может оказаться ниже C_2 , тогда в слое H_1H_2 возникнет инверсия. Такого рода инверсии и называются адвективными. Их называют еще инверсиями турбулентности. В других случаях может возникнуть изотермия, или просто слой с малым положительным вертикальным температурным градиентом. Так или иначе возникает «задерживающий» слой.

Адвективные инверсии возникают обычно тогда, когда воздушная масса смещается на более холодную подстилающую поверхность. В этом случае контраст температур C_1 и C_2 увеличивается тем, что весь слой, охваченный турбулентностью, охлаждается от подстилающей поверхности и, следовательно, температура C_1 становится еще ниже. Чаще всего это наблюдается зимой, когда теплый воздух с моря смещается на холодный континент.

В слое, охваченном динамической турбулентностью, удельная влажность вследствие перемешивания распределяется равномерно. Но так как температура в этом слое с высотой понижается, то относительная влажность с высотой увеличивается и под слоем адвективной инверсии бывает наибольшей. Очень часто понижение температуры верхней части турбулентного слоя приводит здесь к конденсации, и, таким образом, под слоем адвективной инверсии образуется облачный слой.

3. Фронтальные инверсии. Эти инверсии возникают при натекании теплого воздуха на слой «холодного» (рис. 21), причем между теплым и холодным воздухом возникает переходный слой смешения, толщиной иногда в несколько сотен метров. Этот слой называется фронтальным разделом. В нем и наблюдается повышение температуры с высотой. Но скачок температуры во фронтальных инверсиях бывает обычно невелик, и часто переходный фронтальный слой оказывается слоем только изотермии, а иногда слоем с малым положительным вертикальным температурным градиентом. Фронтальные инверсии могут наблюдаться на различных высотах тропосферы.

4. Инверсии сжатия. Эти инверсии возникают в более высоких слоях над обширными областями высокого давления, называемыми антициклонами.

В этих областях приземные массы воздуха растекаются от центра высокого давления в стороны (рис. 22). Верхние слои вследствие этого оседают вниз, сжимаются и нагреваются.

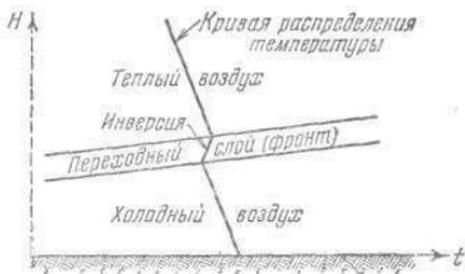


Рис. 21. Схема фронтальной инверсии

Мы уже видели, что в таких опускающихся слоях вертикальный температурный градиент уменьшается и может стать даже отрицательным, т. е. в оседающем слое может развиваться инверсия.

Инверсии сжатия зимой часто усиливаются приземной радиационной инверсией и, таким образом, получается одна

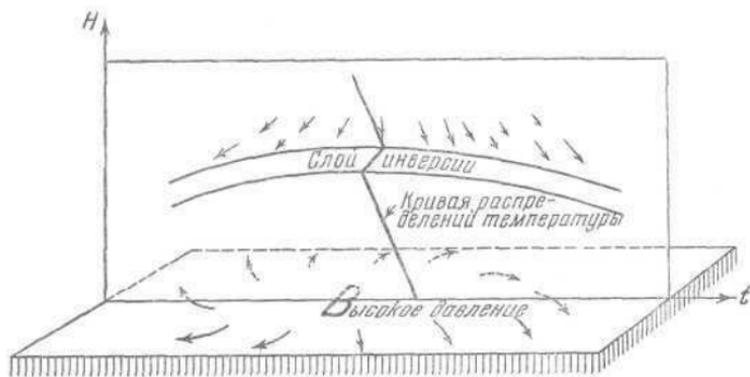


Рис. 22. Схема образования инверсии сжатия

мощная инверсия, простирающаяся от земли до значительной высоты (несколько сотен метров).

Такие инверсии чаще всего наблюдаются зимой при сильных морозах у земли. Они хорошо знакомы летчикам.

Так как всякий слой инверсии является «задерживающим», то массы воздуха, разделенные слоем инверсии, оказываются как бы изолированными друг от друга, например, они уже не могут обмениваться между собой отдельными порциями

воздуха (как это бывает при конвекции или турбулентности), что привело бы к выравниванию запасов тепла, влаги и скорости движения. Поэтому при пересечении слоя инверсии наблюдается изменение свойств воздуха. В частности, над слоем инверсии наблюдается более или менее значительное изменение скорости и направления ветра по сравнению с подинверсионным слоем: скорость ветра обычно увеличивается, направление же меняется по-разному.

Слой инверсии и изотермии имеют большое значение в процессах образования облачности при развитии восходящих и нисходящих движений воздуха.

ГЛАВА V

ОБЛАКА, ОСАДКИ И УСЛОВИЯ ПОЛЕТА В НИХ

ОБРАЗОВАНИЕ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ОБЛАКОВ

Облака для авиации являются самым важным метеорологическим элементом. Они в основном и создают метеорологическую обстановку в полете. Современные полеты часто приходится совершать в облаках, над облаками и между облачными слоями. Поэтому знание условий полета внутри облаков, умение определить эти условия по внешнему виду облака имеет большое значение для успешного выполнения полета.

Форма облаков, количество их, высота, вертикальная мощность, движение и развитие позволяют косвенным образом судить о физических процессах, происходящих в свободной атмосфере, а следовательно, и об условиях полета.

Облачность является одним из немногих метеорологических элементов, наблюдение за которым в полете не требует специальных приборов. Для того, чтобы правильно использовать облака при полете и судить по ним о состоянии атмосферы и о ближайших изменениях погоды, надо знать основные формы облаков, их внутреннюю структуру, представлять себе физические процессы, приводящие к образованию того или иного облака, и знать условия полета в облаках различных видов. Только грамотное определение формы и количества облаков при разведке погоды может сделать ценными результаты этой разведки.

Условия полета внутри того или иного облака определяются в основном характером мельчайших элементов, из которых состоит это облако (капельки, снежинки, крупа), и характером атмосферных процессов, приведших к конденсации.

При изучении облаков и осадков необходимо представлять себе различие между конденсацией и выпадением осадков. Конденсация является процессом, при котором невидимый водяной пар переходит в видимое облако. Но от начала конденсации до выпадения осадков иногда проходит значительное время, более того, не из всякого облака выпадают осадки.

В начале конденсации образуются только очень мелкие капельки тумана диаметром менее 0,05 мм. Эти капельки настолько легки, что оседают вниз крайне медленно и свободно поддерживаются даже очень слабыми восходящими движениями воздуха. Из облака, состоящего из таких мелких капелек тумана, никаких осадков не выпадает.

Так как ядра конденсации бывают различной величины и по-разному гигроскопичны, то обычно при конденсации образуются капельки тумана различных размеров. Мы уже видели, что соседство капелек разных размеров в пространстве, насыщенном по отношению к более мелким капелькам, приводит к росту более крупных капелек вследствие диффузного переноса пара. Таким образом начинается рост более крупных капелек.

Но такой процесс роста имеет значение только в самом начале, пока капельки очень малы. Дальнейшее же увеличение капелек происходит в основном путем попарного слияния их друг с другом. Этому слиянию способствуют турбулентные движения воздуха в облаке, а также различная скорость оседания капелек разных размеров.

Когда отдельные капельки достигают размера 0,05—0,5 мм в диаметре, они уже получают заметную скорость падения и оседают из облака. Такие осадки называются моросью. Представление о мороси может дать обычный пульверизатор.

Капельки мороси, оседая из *облака* и попадая в ненасыщенный слой воздуха, лежащий под облаком, быстро испаряются. До земли морось доходит преимущественно тогда, когда нижний край облака лежит очень низко (на высоте порядка 200—100 м и ниже).

Капли с диаметром от 0,5 до 5,0 мм называются каплями дождя. Они уже со значительной скоростью выпадают из облака и могут доходить, не успевая испариться, до земли, даже если ниже основание облаков лежит достаточно высоко (порядка 2—3 км).

Капельки тумана могут образовываться и сохраняться в жидком состоянии также при температуре значительно ниже 0° (порядка — 20° и даже ниже). Но при низких температурах (ниже — 15°) наряду с капельками начинают образовываться очень мелкие ледяные кристаллики, имеющие форму или ледяных игл, напоминающих обыкновенный шестигранный карандаш, или форму шестигранных плоских пластинок, которые можно сравнить с тонкими пластиночками, отрезанными поперек от шестигранного карандаша.

Из таких кристалликов состоят обычно очень высокие облака. Но во время сильных морозов они нередко наблюдаются и у самой земли.

Ледяные кристаллы очень малы и легки. Они почти плавают в воздухе подобно капелькам тумана. Поэтому облака, состоящие из одних ледяных кристаллов, осадков не дают.

Дальнейшая сублимация пара на ледяных кристалликах (обычно при оседании их в более низкие слои) происходит неравномерно и в первую очередь на выступах и приводит к образованию снежинок, формы которых весьма разнообразны.

Если в облаке оказываются в соседстве ледяные кристаллы и переохлажденные капельки, то начинается быстрый рост ледяных кристаллов за счет намерзания капелек на кристаллы. Последние быстро перерастают в более или менее крупные снежинки, снежную или ледяную крупу, которые и выпадают из облака в твердом или жидком виде, смотря по тому, *какая* температура наблюдается в нижележащем слое, через который им надо пролететь до земли.

В большинстве снеговых облаков наряду со снежинками почти всегда имеются и мелкие переохлажденные капельки. Поэтому *снеговые облака обычно легко «разрешаются осадками»*. Действительно, зимой осадки выпадают иногда из незначительного по виду облака; летом же мы часто видим мощные облака, из которых осадки не выпадают.

Таким образом, до тех пор, пока облако состоит из одних мельчайших капелек или из одних мелких ледяных кристаллов, оно не дает осадков. Для того, чтобы из облака выпали осадки, необходимы условия, способствующие увеличению капелек или кристаллов.

Таковыми условиями могут явиться:

- 1) непрерывное увеличение конденсирующейся влаги (обильная конденсация);
- 2) сильная турбулентность в облаке, способствующая слиянию капелек;
- 3) соседство капелек разных размеров и особенно соседство кристаллов с переохлажденными капельками.

Последнее условие является основным для образования осадков.

СВЕТОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ

О характере мельчайших элементов, из которых состоит облако, можно иногда судить по световым явлениям, которые наблюдаются в облаках с земли или при полете над ними.

Гало. Так называется блестящее радужное кольцо около солнца или луны. Угол, под которым виден радиус этого круга, равен приблизительно 22° . Внутренняя часть круга резко очерчена и окрашена в красный цвет; наружная сторона окрашена в зеленоватый и голубоватый цвет, причем окраска и яркость здесь постепенно ослабевают и круг незаметно сли-

вается с белесоватой синевой остального неба. При лунном свете окраски обычно не наблюдается и виден лишь белый круг, резко очерченный с внутренней стороны. Иногда наблюдаются только части круга. Гало является результатом преломления и отражения лучей ледяными кристалликами, из которых состоит облако, закрывшее светило. С ростом отдельных кристаллов, по мере того, как они становятся неоднородными, гало исчезает. При водяных облаках гало не наблюдается.

Венцы. Непосредственно вокруг солнца или луны наблюдается ореол в виде голубовато-белого круга на желтоватом фоне, заканчивающийся снаружи красноватым кольцом. К ореолу примыкают концентрические цветные кольца с таким же расположением цветов, но уже не такие яркие, как ореол.

Число таких добавочных колец может достигать до трех. Размеры венцов значительно меньше размеров гало. Радиус красного края ореола иногда бывает меньше 1° , иногда же доходя до 5° . Лучшее всего бывают видны венцы вокруг луны. Венцы вокруг солнца обычно не видны из-за яркого света.

Венцы являются результатом дифракции света, производимой частичками облачного слоя, закрывающего луну (или солнце). Сходное явление можно наблюдать, если смотреть на какой-нибудь источник света через запотевшее стекло.

Наличие на облаке венца может служить указанием на малую толщину облака (в среднем около 500 м).

По величине венцов можно судить о размерах водяных капелек или ледяных кристалликов, составляющих облако. Малые частицы дают большие растянутые венцы, наоборот, в крупных частицах образуются очень маленькие и довольно резко очерченные венцы.

Поэтому, если венец уменьшается в своих размерах, то это означает, что капли, очевидно, увеличиваются и есть некоторое основание ожидать осадков. Если же, наоборот, венец расширяется, то это указывает на уменьшение облачных частиц; следовательно, они испаряются и можно ожидать улучшения погоды.

Если кольца венца представляются правильными кругами, то это является признаком, что капельки или кристаллики всюду приблизительно, одинаковых размеров. Если венец в различных направлениях имеет разные размеры, то это указывает на неоднородность частиц. Часто венцы и гало наблюдаются в одни и те же дни, но оба явления в один и тот же момент наблюдаются сравнительно редко. Для образования гало требуются кристаллы больших размеров, чем для образования венца. Так как большие кристаллы образуются не сразу, а постепенно, то при росте кристаллов сначала должен образоваться венец, а затем уже гало. Наоборот, иногда боль-

шие кристаллы могут постепенно испаряться; в таком случае сначала появляется гало, а затем венец. На основании этих соображений можно отчасти судить о предстоящей погоде: если венец появляется раньше, а затем его сменяет гало, то ожидается выпадение осадков; если же гало предшествует венцу, это можно считать за признак улучшения погоды.

Наличие в облаке венца указывает на малую вероятность обледенения при пробивании этого облака.

Глории. Так называется явление, заключающееся в том, что наблюдатель, находящийся перед стеной тумана или над слоем облаков, видит свою тень, окруженную цветными кольцами, сходными по расположению цветов с венцом. Глории чаще наблюдаются при солнце.

Наблюдения показывают, что толщина облаков, дающих начало венцам и gloriaм, составляет в среднем около 500 м и что эти облака состоят из капелек тумана, т. е. они не дают осадков. В таких облаках обледенение мало вероятно.

Радуга. Это явление общеизвестно. Радуга наблюдается всегда в стороне, противоположной солнцу, и является результатом полного внутреннего отражения солнечных лучей в капельках дождя. Следовательно, наличие радуги говорит о том, что в этой стороне имеется «завеса» дождя.

ВИДИМОСТЬ В ОБЛАКАХ

Видимость в облаках бывает различной. Она может колебаться от нескольких метров до нескольких десятков метров, бывает иногда и больше 100 м. Естественно, что она зависит от числа и размеров капелек или снежинок, содержащихся в единице объема. Чем крупнее капельки и чем их больше, тем видимость меньше.

В ледяных облаках видимость примерно в два раза больше, чем в водяных, так как число частиц в ледяном облаке меньше. Она обычно достигает здесь 80—90 м.

ОБЛЕДЕНЕНИЕ САМОЛЕТОВ

Полеты в облаках связаны с опасностью возникновения обледенения самолетов. Обледенением называется образование ледяного нароста на поверхности самолета и в первую очередь на лобовых частях. Этот ледяной нарост может иногда настолько ухудшить летные качества самолета, что становится неизбежной вынужденная посадка, несмотря даже на оборудование самолетов средствами борьбы с обледенением. Поэтому самым надежным способом избежать неприятностей, связанных с обледенением, остается обход опасного района, а если это не удалось,— то скорейший выход из зоны обледенения.

Можно наметить ряд определенных метеорологических условий, при наличии которых вероятность обледенения становится очень большой. Поэтому знание и обнаружение этих условий может помочь выбрать наиболее безопасный маршрут и профиль полета.

Опыт показывает, что воду можно охладить до температуры значительно ниже 0° , причем она остается жидкой. Такая переохлажденная вода обладает свойством почти моментально замерзнуть, когда в нее попадает хотя бы один кристаллик льда или когда она получает энергичный толчок.

Возможность обледенения самолета возникает при всяком полете в облаке или дожде при температуре ниже 0° .

Обледенение в этом случае возникает вследствие того, что переохлажденные капельки, ударяясь о самолет, замерзают, образуя на его поверхности ледяной нарост.

Скорость нарастания льда, толщина ледяной корки и ее вид зависят от многих причин: от величины переохлажденных капелек и их количества в единице объема, т. е. от водности облака ρ^1 , от скорости самолета, качества материала, из которого сделан самолет, и др.

Обледенение встречается в различных видах. Но среди них можно наметить три основных вида.

1. Гололед — прозрачный, гладкий лед, который возникает обычно при полете в зоне переохлажденного дождя, когда капельки достаточно крупные.

Это самый опасный вид обледенения, часто приводящий к вынужденной посадке. Такой лед нарастает очень быстро и прочно держится на поверхности самолета. Известны случаи, когда опасный нарост льда образовывался в течение десяти минут.

Таким же быстрым и опасным является наращивание льда, когда полет совершается в зоне дождя со снегом. Тогда нарост бывает неровным и непрозрачным.

2. Изморозь — матовый белесоватый неровный ледяной налет, который возникает при полете в облаке в зоне мелких переохлажденных капелек типа мороси.

Этот вид обледенения держится на поверхности самолета не так крепко, как гладкий лед, и отпадает вследствие вибрации. Тем не менее при очень низких температурах прочность этого вида льдообразования увеличивается. Нарастание изморози происходит медленнее, чем нарастание гололеда, но изморозь может принять опасные размеры, если полет* в зоне таких мелких капелек будет продолжительным.

3. Иней — мелкокристаллический налет, образующийся обычно при вхождении самолета из холодных слоев с низкой

¹ Водностью облака называется количество воды в граммах в кубическом метре воздуха.

температурой в более теплые слои. Он может наблюдаться при полете вне облаков. Этот вид обледенения напоминает явление, которое мы обычно наблюдаем, внося металлический предмет с мороза в теплое помещение. Иней может наблюдаться при резком снижении самолета после высотного полета или при вхождении самолета в слой инверсии из нижнего сильно охлажденного слоя. Иней никогда не достигает опасных размеров, он только на некоторое время покрывает стекла фонаря летчика или защитное стекло в оптическом прицеле.

После того, как самолет примет температуру окружающего воздуха, иней исчезает.

Самым опасным районом в смысле обледенения является *зона переохлажденного дождя*. Чем крупнее переохлажденные капельки, тем интенсивнее обледенение, тем быстрее наращается лед.

Большую опасность представляет также полет в облаке, в котором имеются переохлажденные капельки мороси.

С увеличением скорости самолета увеличивается скорость нарастания льда, так как быстроходный самолет в единицу времени сталкивается с большим числом переохлажденных капелек. Если облако состоит только из мельчайших переохлажденных капелек тумана, то тихоходный самолет в таком облаке может даже не испытать обледенения, так как мелкие капельки не будут сталкиваться с самолетом, легко обтекая его вместе с воздушным потоком. При больших же скоростях полета даже мелкие капельки тумана не избегнут столкновения с самолетом. В то же время нужно отметить, что при больших скоростях самолета его поверхность несколько нагревается вследствие сжатия воздуха и трения.

Поэтому увеличение скорости полета иногда может ликвидировать начавшееся обледенение, особенно при температурах, близких к 0° . Наиболее эффективно это будет выражено при скоростях, больших 500 км/час .

У самолетов с реактивными двигателями обледенению подвергаются лопатки направляющего аппарата первой ступени осевого компрессора, а также входная кромка диффузора.

Капельки, из которых состоит облако, могут находиться в переохлажденном состоянии при довольно низкой температуре. В отдельных случаях отмечался туман из водяных капель при температуре до -35° и даже до -55° . Но чем ниже температура, тем меньше водяного пара может содержаться в насыщенном воздухе (рис. 3), тем мельче переохлажденные капельки. Кроме того, чем ниже температура, тем меньше вероятность сохранения капелек в жидком виде. Поэтому, хотя обледенение может наблюдаться в водяном облаке почти при любой температуре ниже 0° , наиболее опасные виды обледенения могут возникать только при температуре, близкой к 0° ,

так как только тогда могут образоваться и сохраняться в переохлажденном виде более крупные капельки. Действительно, при температуре от 0° до -10° случаи обледенения наиболее часты и само обледенение при этом может достигать опасных размеров.

Чем ниже температура, тем меньше вероятность возникновения обледенения и формы его менее опасны. При температуре ниже -10° случаи обледенения более редки и само обледенение имеет вид изморози или инея и не бывает интенсивным.

При температуре ниже -20° возникающему обледенению можно не придавать большого значения.

Основным процессом, приводящим к образованию облаков, является охлаждение воздуха при его восходящих движениях. Интенсивные восходящие движения воздуха приводят к образованию наиболее мощных облаков, дающих более или менее обильные осадки. В этих же облаках нужно ожидать и наиболее интенсивного обледенения.

Если же охлаждение воздуха происходит другим путем, например, путем излучения или соприкосновения воздуха с холодной земной поверхностью, или смешения двух слоев воздуха, то в этих случаях конденсация пара не бывает обильной; облака, образовавшиеся только вследствие этих причин, не бывают мощными и, как правило, не дают заметных осадков. В этих облаках и обледенение не бывает интенсивным.

Одним из признаков возможности обледенения в облаке при температуре ниже 0° является ухудшение видимости в облаке.

По свидетельству опытных летчиков ухудшение видимости в облаке до такой степени, что перестают быть различаемы концы плоскостей, является явным указанием на возможность значительного обледенения. При видимости в несколько десятков метров обледенение или бывает незначительным, или не наблюдается совсем.

Эта связь легко объясняется тем, что как ухудшение видимости, так и обледенение тем значительнее, чем больше размеры частиц облака и чем большее число их содержится в единице объема.

КЛАССИФИКАЦИЯ ОБЛАКОВ

Облака бывают весьма различны по своему внешнему виду, размерам, высоте, выпадающим из них осадкам и т. д. Во многих случаях все эти внешние признаки позволяют судить о внутреннем строении облака и условиях полета в нем.

В свое время было предложено много различных классификаций облаков, но все они, в том числе и действующая сейчас международная классификация, главным образом опи-

сывают внешний вид облаков и мало могут дать летчику указаний для оценки условий полета в них.

При изучении облаков с целью оценки метеорологической обстановки и определения условий полета в облаках удобнее всего следовать классификации, которая несколько отстает от международной, но дает летчику наибольшие возможности для правильной оценки состояния погоды.

По этой классификации все облака делятся на три формы в зависимости от своего внешнего вида.

1. Кучевообразные — отдельные облачные массы, растущие вверх и мало распространяющиеся в горизонтальном направлении.

2. Слоистообразные — обычно сплошная ровная пелена, иногда волокнистого строения, распространяющаяся на очень большие площади и иногда имеющая очень большую толщину.

3. Волнистые — распространенный по горизонтали слой облаков, но разделенный на валы (гряды), пластины или гальки и волокна.

Облака этих трех форм могут иметь свое нижнее основание на любой высоте в пределах тропосферы.

В зависимости от высоты нижнего основания облака делятся на:

а) облака нижнего яруса (нижнее основание на высоте ниже 2 км);

б) облака среднего яруса (нижнее основание на высоте от 2 до 6 км);

в) облака верхнего яруса (нижнее основание выше 6 км).

В таблице (рис. 23) приведено распределение облаков по формам и ярусам. Для каждой формы схематическим рисунком указан основной способ ее образования.

Для каждого рода облаков указан значок, которым данный род облачности обозначается на синоптических картах, а также и условные значки явлений, связанных с тем или иным родом облаков (осадки, грозы, обледенение, световые явления).

Рассмотрим эту таблицу более подробно.

КУЧЕВООБРАЗНЫЕ ОБЛАКА

Причиной образования кучевообразных облаков является конвекция, поэтому над континентом кучевообразные облака наблюдаются чаще всего летом и в дневные часы, когда конвекция возникает легче всего. Кучевообразные облака растут и развиваются в вертикальном направлении и обычно очень мало распространяются по горизонтали. Между ними, как правило, имеются значительные просветы голубого неба, так как наряду с восходящими вертикальными токами воздуха имеются и нисходящие, приводящие к нагреванию воздуха и уменьшению его относительной влажности (рис. 24).

Форма	Стемя процесса образования	Облака нижнего яруса 0-2 км	Облака среднего яруса 2-6 км	Облака верхнего яруса выше 6 км	Условные обозначения
Вулканические	Вулканические ступенчатость или конвекция, вертикальный слой инверсий; излучение.		<p>1. Кучевые 2. Кучевые мощные 3. Кучевослоистые</p>	<p>Перистокучевые кучевобразные (из нисходящих)</p>	<p>☉ - Гало ∇ - Ливень ⊕ - Град ∞ - Обледенение</p>
Фронтальные	Восходящее скольжение		<p>Слоистослоистые</p>	<p>1. Перистослоистые 2. Перистые</p>	<p>☉ - Морось * - Слабый временами непрерывный * - Слабый непрерывный * - Умеренный временами * - Умеренный непрерывный</p>
Вулканические	Слоистое возмущение		<p>Слоистокучевые плотные</p>	<p>Высокочучевые плотные</p>	<p>☉ - Слабый временами непрерывный * - Слабый непрерывный * - Умеренный временами * - Умеренный непрерывный</p>
Вулканические	Динамическая турбулентность или конвекция, вертикальный слой инверсий; излучение.		<p>1. Слоистокучевые протучивающие 2. Слоистые</p>	<p>Перистокучевые волнистые</p>	<p>☉ - Слабый временами непрерывный * - Слабый непрерывный * - Умеренный временами * - Умеренный непрерывный</p>

Рис. 23. Таблица классификации облаков и их условные обозначения на картах погоды

На рисунке представлена схема постепенного развития и строения кучевообразных облаков. Схема представляет собой вертикальный разрез слоя атмосферы высотой до 10 км. На схеме показан уровень изотермы 0° , выше которого наблюдаются уже отрицательные температуры¹. В летнее время изотерма 0° лежит на высоте примерно 2—3 км.

Кучевые облака. Из облаков нижнего яруса к кучевообразным принадлежат кучевые облака (рис. 25). Они возникают над континентом преимущественно в теплое время года в утренние часы, днем достигают наибольшего развития и к вечеру обычно исчезают. Кучевые облака имеют плоское

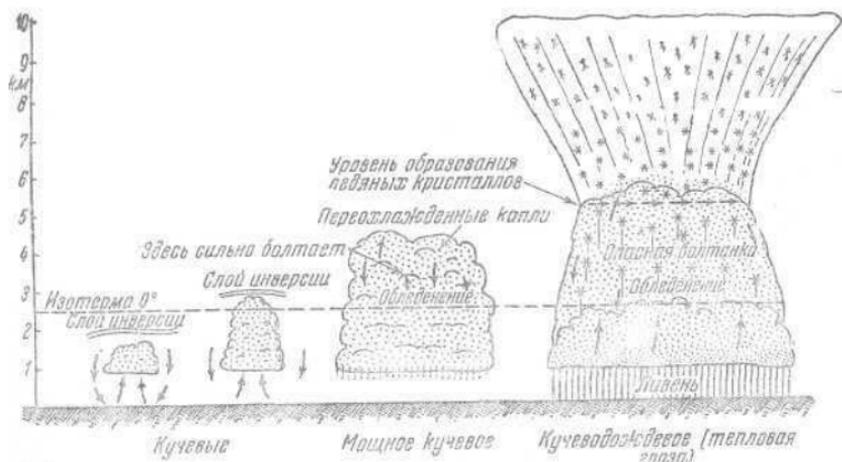


Рис. 24. Схема развития кучевообразной облачности

основание, высота которого зависит от высоты уровня конденсации и чаще всего бывает не ниже 1 000 м, а в жаркие летние дни повышается до 2 000 м и даже несколько выше. Более мощное развитие их обычно ограничивается наличием «задерживающего» слоя (инверсии, изотермии или слоя с малым вертикальным температурным градиентом). Большинство кучевых облаков, лежит ниже изотермы 0° .

В достаточно развитом кучевом облаке капельки могут укрупниться до размеров мороси и выпасть из облака. Но эти осадки можно обычно обнаружить только при полете под самым основанием облака; до земли они никогда не доходят. Поэтому кучевые облака осадков не дают и являются облаками «хорошей погоды».

Наличие кучевых облаков говорит о развитии в соответствующем слое вертикальных токов. Поэтому полет под облаками, на уровне облаков (в промежутках между ними) и

¹ Изотермой называется линия, соединяющая точки с одинаковой температурой.

внутри самих, кучевых, облаков сопровождается «болтанкой». Полет же выше облаков более спокоен.

Основания отдельных соседних кучевых облаков лежат на одном уровне, и наблюдателю, находящемуся под кучевым облаком, вследствие перспективы облачность кажется сплошной. То же самое будет казаться при полете на уровне, только немного превышающем верхнее основание кучевых облаков, хотя бы количество их на небе не превышало пяти баллов. Все же кучевые облака позволяют вести наблюдение за землей и в то же время могут явиться удобным средством

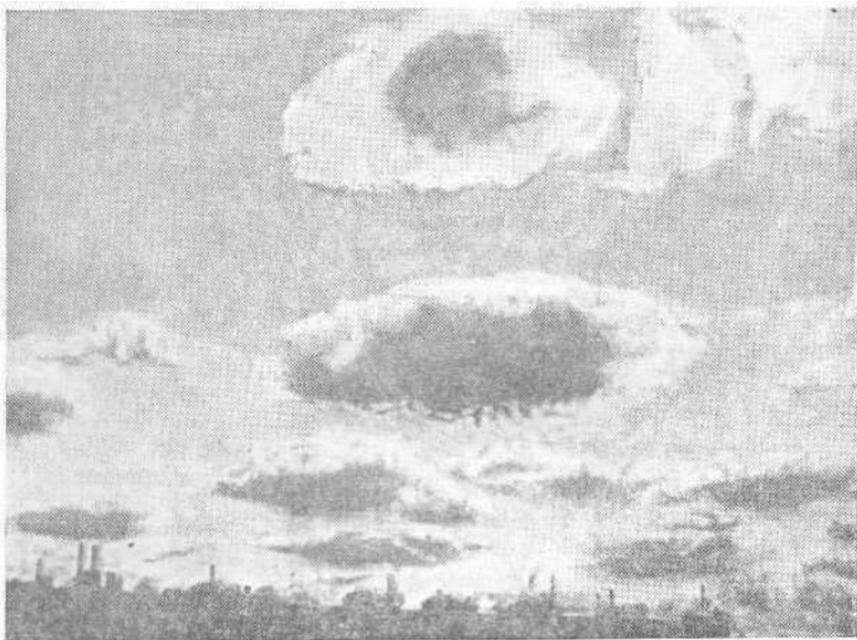


Рис. 25. Кучевые облака

маскировки от наземного и воздушного противника.

Кучевые облака перемещаются обычно с небольшой скоростью (15—25 км/час).

Мощные кучевые. В том случае, когда влаги в воздухе достаточно и условия для развития конвекции благоприятны (нет задерживающих слоев), кучевые облака сильно развиваются вверх. Их называют **мощными кучевыми** (рис. 26). Они выглядят подобно большим горам с плоским основанием, лежащим обычно на высотах 500 — 1 000 м, и куполообразной вершиной, лежащей в среднем на высотах 4—5 км.

Мощное кучевое облако состоит из водяных капелек и еще не достигает своей вершиной уровня, где температура уже настолько низкая, что наряду с капельками могут образоваться и ледяные кристаллики. Поэтому оно может давать только

морось под самым основанием облака. Сильное вертикальное развитие облака связано с мощными вертикальными токами воздуха внутри облака. Поэтому полет внутри мощного кучевого облака сопровождается сильной «болтанкой» самолета и может оказаться опасным.

Летом изотерма 0° лежит на высоте около 2—3 км, следовательно, в верхних частях мощного кучевого облака, на высотах выше 3 км, температура всегда ниже 0° и капельки находятся в переохлажденном состоянии. При полете в этой ча-

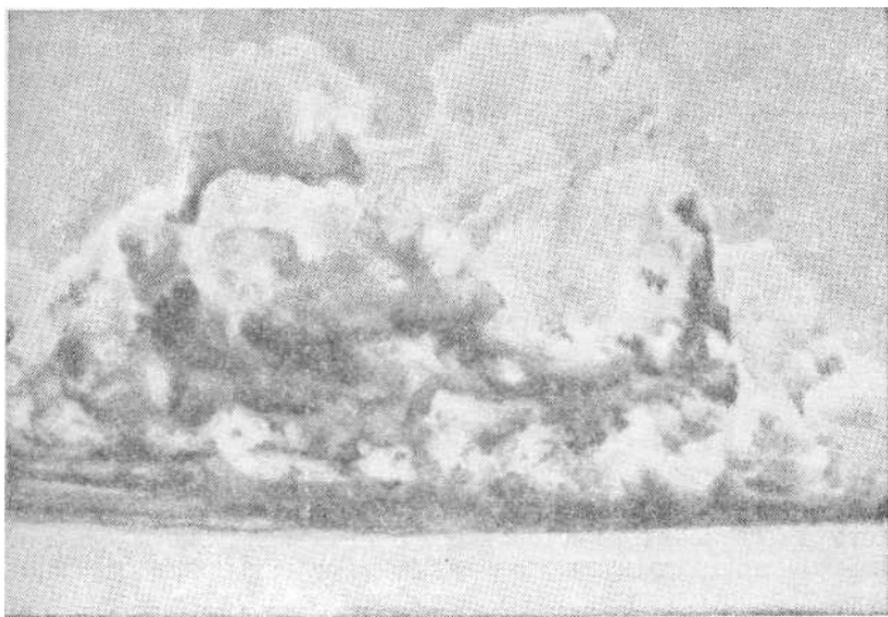


Рис. 26. Мощные кучевые облака

сти облака может наблюдаться обледенение в виде изморози. Мощные кучевые облака перемещаются также с небольшой скоростью (5—25 км/час). При слабом ветре на высоте облака развиваются вертикально. При наличии же более сильного ветра на высоте вершина кучевого облака наклоняется по направлению ветра.

Кучеводождевые. При благоприятных условиях для развития конвекции (при большом вертикальном температурном градиенте) случается, что мощное кучевое облако достигает своей вершиной уровня, где температура поднимающегося воздуха становится настолько низкой (порядка -15 — -20° и ниже), что здесь начинают образовываться уже ледяные кристаллы, которые в соседстве с переохлажденными капельками начинают быстро расти и опускаться вниз, по пути еще более увеличиваясь и превращаясь в снежинки. Из облака начина-

ют выпадать осадки. С этого момента облако называется кучеводождевым.

В теплое время года снежинки успевают растаять в слое, лежащем ниже изотермы 0° , и выпадают обычно в виде крупнокапельного дождя. В холодное же время года эти осадки имеют вид крупных хлопьев снега или крупы.

Внутри кучеводождевого облака имеются очень сильные беспорядочные восходящие и нисходящие движения воздуха. Это обстоятельство ведет к тому, что снежинки или капельки, падающие сквозь толщу облака, могут быть подхвачены восходящим потоком и занесены вверх, затем могут опуститься вниз и снова подняться. При этом они, как снежный ком, все время наращивают на себя более мелкие капельки. После того, как они, совершив несколько движений в облаке вверх и вниз, увеличатся настолько, что восходящий поток не сможет их поддерживать, они выпадают из облака в виде града, крупы или крупных капель. Эти осадки называются ливневыми и. Ливневые осадки выпадают на землю с большим шумом, распространяются на небольшие площади и бывают обычно кратковременными.

До тех пор, пока развивающееся кучевое облако состоит из одних водяных капелек, оно осадков не дает и имеет резко очерченные контуры вершины, которая выглядит подобно кочану цветной капусты. О начале обледенения вершины мощного кучевого облака можно судить по тому, что она теряет свои резкие очертания, края ее начинают «лохматиться». Вершина принимает вид перевернутой метлы, ее верхние края часто вытягиваются в стороны в виде наковальни (рис. 27). Переход мощного кучевого облака в кучеводождевое, выражающийся в оледенении его вершины и начале выпадения ливневых осадков, может совершаться иногда очень быстро (15—20 минут).

Развитие кучеводождевых облаков и выпадение ливневых осадков обычно сопровождается грозовыми разрядами.

В том случае, когда конвекция развивается внутри одной и той же воздушной массы в результате сильного нагрева подстилающей поверхности, гроза, возникающая вследствие этой тепловой конвекции, называется тепловой, внутримассовой. При тепловой грозе кучеводождевое облако распространяется на небольшую площадь, имея в поперечнике только несколько километров. Перемещение тепловых гроз бывает сравнительно медленным (5—25 км/час), причем происходит оно по направлению ветра на высоте 6—6 км.

Внутримассовые грозы могут развиваться не только в сильно прогретой воздушной массе, но и в холодной массе, вторгающейся к нам с севера или северо-запада (это чаще бывает у нас весной и осенью, чем летом). Эта воздушная масса, перемещаясь к югу и попадая на теплую подстилающую по-

верхность, становится очень неустойчивой, в ней легко развивается конвекция. Погода при этом становится также неустойчивой: облачность резко меняется по количеству, проносятся сильные, но очень кратковременные снежные шквалы (5—10 минут), чередующиеся со значительными прояснениями. Облака при этом не развиваются до больших высот и не занимают больших площадей, но условия полета в них те же, что и внутри летних мощных кучеводождевых облаков. Эти облака часто называют л и в н е в ы м и (рис. 30).

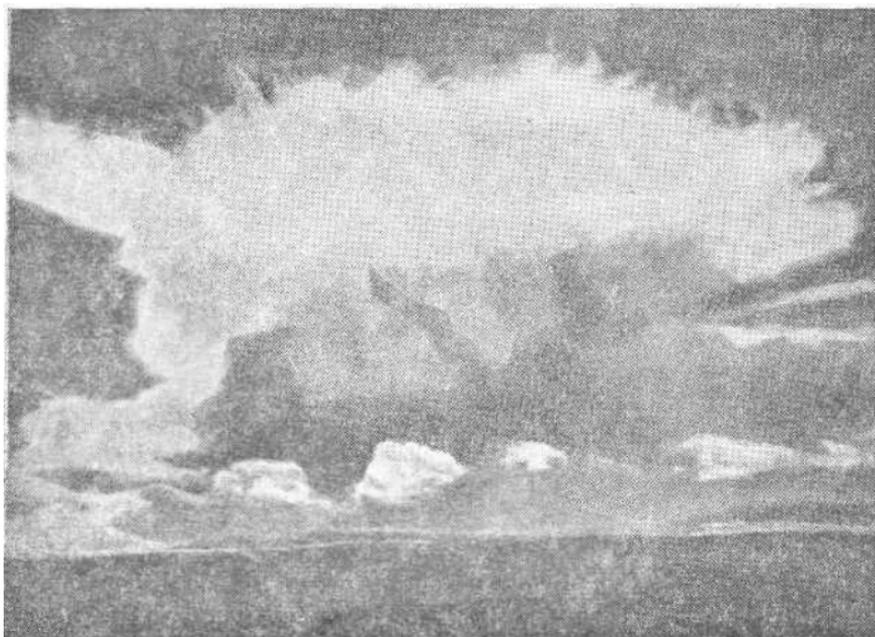


Рис. 27. Кучеводождевое облако

Но часто кучеводождевые облака возникают на границе двух воздушных масс при вторжении холодной массы под теплую (рис. 28). Они являются результатом сильного восходящего движения теплого воздуха, вытесняемого вверх валом холодного воздуха. Такие кучеводождевые облака называются фронтальными¹. Фронтальные кучеводождевые облака обладают большой вертикальной мощностью (вершина на высоте до 8—10 км). Они иногда располагаются сплошной полосой (фронтом), простирающейся на сотни километров в длину и на несколько десятков километров в ширину. Но иногда ширина этой полосы бывает только несколько километров. Обычно скорость перемещения фронтальных кучеводождевых обла-

¹ О фронтах подробнее см. главу IX.

ков колеблется в пределах 20—60 км/час. В отдельных (редких) случаях отмечены скорости свыше 100 км/час.

Перед фронтальным кучеводождевым облаком и в нем самом часто наблюдается сильный ветер на высотах более 3—4 км. Благодаря этому вершина фронтального кучеводождевого облака вытягивается далеко вперед по движению облака в виде плотной пелены перистых облаков (наковальня) и часто размывается на отдельные чечевицеобразные облака, которые, таким образом, являются предвестниками приближения фронтальной грозы. Фронтальные грозы сопровождаются сильными ливневыми осадками, ухудшающими видимость

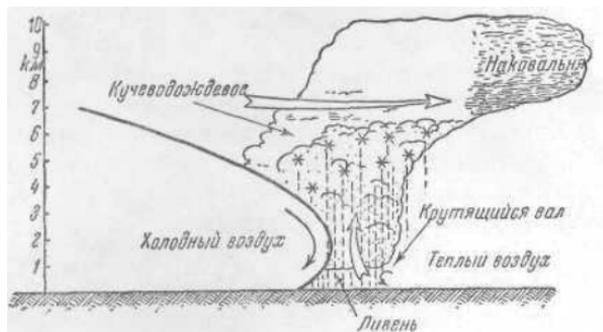


Рис. 28. Схема фронтального кучеводождевого облака

иногда до нескольких десятков метров, и шквалами. Под основанием фронтального кучеводождевого облака в его передней части нередко движется «крутящийся вал» очень низких облаков, высота которых иногда может понижаться до 50 м. Этот вал является непосредственным предвестником шквала (рис. 29).

Полет внутри всякого кучеводождевого облака очень опасен, так как вертикальные беспорядочные токи воздуха здесь бывают настолько велики и сильны, что самолет может стать неуправляемым, а в некоторых случаях даже и разрушиться. На высотах выше уровня изотермы 0° в кучеводождевых облаках можно встретиться с сильным обледенением. Летом этот уровень лежит на высоте 3—4 км.

Не меньшую опасность представляют собой грозовые разряды. При встрече с кучеводождевым облаком ни в коем случае не следует входить внутрь его, а также пролетать под ним, так как шквалом может бросить самолет к земле. Обойти летнее кучеводождевое облако сверху трудно, так как его вершина часто располагается на высотах до 10 км. Лучше всего обойти облако стороной. Тепловую грозу обойти легко, так как она распространяется на небольшую площадь и перемещается медленно. При встрече с цепью фронтальных кучеводождевых облаков лучше вернуться и произвести по-

садку. В случае же настоятельной необходимости продолжать полет следует искать разрывы в цепи кучеводождевых облаков или же места с наименее развитой облачностью.

При отсутствии на небе сплошного покрова других облаков кучеводождевое облако, вернее его вершина (наковальня), в виде довольно плотной пелены перистых облаков может быть



Рис. 29. «Крутящийся вал» под основанием кучеводождевого облака

видна с расстояния 100—200 км. Следовательно, в этом случае в полете всегда есть время для принятия решения к избежанию встречи с кучеводождевым облаком.

Но может случиться так, что вершина кучеводождевого облака закрыта другими более низкими облаками и при полете ниже этих последних (или в них) не может быть обнаружена. Основание же кучеводождевого облака, когда оно находится над наблюдателем, выглядит, как сплошная серая пелена. Поэтому не исключается, что самолет незаметно для экипажа войдет в кучеводождевое облако. Этот момент мож-

но определить по начавшимся сильным осадкам (крупный дождь или снег, град, крупа) и сильной «болтанке».

При попадании в зону таких фронтальных кучеводождевых облаков из них можно быстро выйти, взяв курс поперек линии фронта, навстречу ему. Для этого надо знать, как ориентирован фронт и в какую сторону он смещается. Встречу с фронтальными кучеводождевыми облаками обычно легко предсмотреть до вылета по карте погоды.

В ночное время наличие кучеводождевых облаков можно определить за несколько десятков километров по зарницам.

Высококучевые башенкообразные и хлопьевидные облака. Иногда бывает, что конвекция развивается на высотах выше

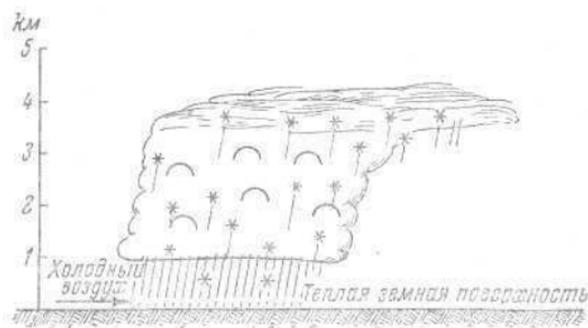


Рис. 30. Схема ливневого облака в холодный период

2 км в то время, как в нижнем ярусе конвекции нет. В этом случае кучевообразные облака возникают только в среднем ярусе. Они называются высококучевыми, кучевообразными и иногда имеют вид отдельных разбросанных хлопьев (хлопьевидные). Иногда же эти облака представляют собой ряд мелких выступов в виде башенок, посаженных на одно общее вытянутое основание (рис. 31). Если присмотреться к этим облакам, то можно заметить, как эти башенки растут вверх и затем тают.

Эти облака никогда не бывают сплошными и мощными, часто наблюдаются летом в утренние часы при спокойной погоде. Непосредственно для полета они никакого значения не имеют. Но они имеют значение как признак ближайших изменений погоды. Их характерное строение в виде небольших отдельных хлопьев или башенок ясно указывает на неустойчивость воздуха в верхнем слое, тогда как нижний слой находится еще в устойчивом равновесии. В случае, когда устойчивость нижнего слоя будет нарушена, например, при сильном перегреве приземного слоя, и в нем возникнет восходящий ток, поднимающийся воздух, достигнув уровня башенкообразных облаков, попадает в условия, очень благоприятные для

дальнейшего развития. В результате быстро развивается кучевождевое облако. Поэтому башенкообразные и хлопьевидные облака являются признаком возможности развития грозы. При разведке погоды необходимо отмечать наличие башенкообразных облаков, хотя бы их было и небольшое количество.

Но необходимо заметить, что башенкообразные облака могут считаться признаком предстоящей грозы только над континентом. Над морем появление этих облаков обычно не является признаком грозы.

Перистокучевые кучевообразные. Иногда вертикальные токи развиваются только в верхнем ярусе (на высотах выше

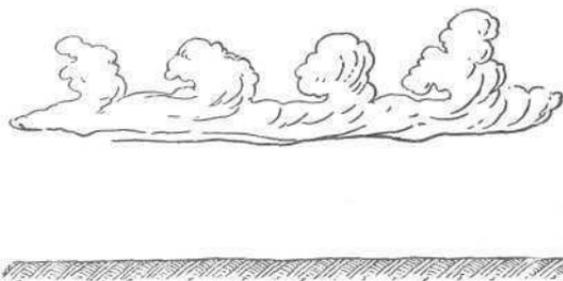


Рис. 31. Схема башенкообразных облаков

6 км). В этом случае образуются кучевообразные облака, имеющие вид маленьких белых комочков, от которых вниз тянутся белые полосы (в виде запятых). Эти облака называются перистокучевыми кучевообразными. Вследствие своей большой высоты и незначительных размеров, они на полет большого влияния не оказывают.

Почти все кучевообразные облака возникают внутри какой-либо однородной воздушной массы¹, в которой хорошо развивается конвекция вследствие увеличения вертикального температурного градиента. Поэтому их относят к облакам «внутримассовым». Особняком стоят фронтальные кучевождевые облака, которые развиваются на разделах между двумя воздушными массами и относятся к облакам фронтальным.

СЛОИСТООБРАЗНЫЕ ОБЛАКА

Причиной возникновения слоистообразных облаков является восходящее скольжение теплого воздуха по очень пологому клину более холодного воздуха. На рис. 32 представлен схематический поперечный разрез через эту облачность².

¹ О воздушных массах подробнее будет изложено в главе VIII.

² На этой схеме и дальше вертикальный масштаб во много раз крупнее, чем горизонтальный.

В этом случае раздел между теплым и холодным воздухом представляется в виде некоторого переходного слоя, сравнительно очень тонкого (толщиной в несколько сотен метров). Этот переходный слой обычно называют фронтальной поверхностью, или фронтом. Он лежит наклонно к земной поверхности и образует с ней очень малый угол α , измеряемый долями градуса. Величина наклона колеблется около $1/100$ ($\text{tg } \alpha \approx 1/100$)

Фронтальная поверхность является слоем слабой инверсии или иногда только слоем с малым вертикальным температурным градиентом¹.

Слоистообразная облачность развивается над фронтальной поверхностью и является облачностью фронтальной. Вся облачная система покрывает сплошным слоем огромные площа-

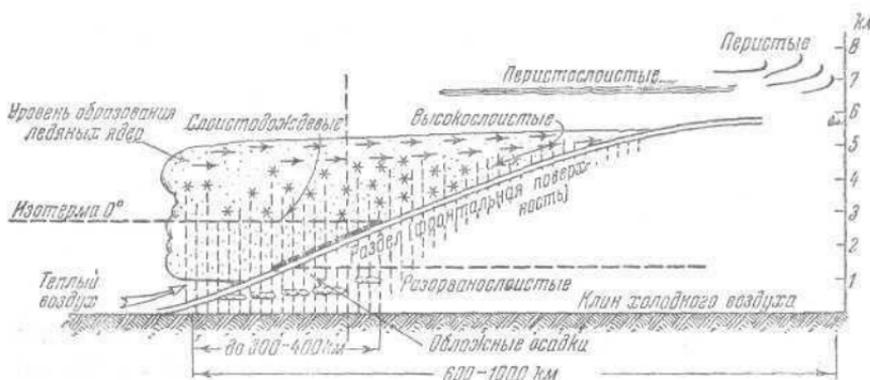


Рис. 32. Схема строения слоистообразной облачности

ди, распространяясь иногда на несколько сотен километров в ширину и до нескольких тысяч километров в длину (рассматривая схему, надо представлять себе, что облачность в длину простирается в направлении, перпендикулярном плоскости чертежа).

Нижний край основной массы слоистообразных облаков совпадает с фронтальной поверхностью и поэтому в разных местах облачной системы его высота неодинакова. Она изменяется в пределах от 300—800 м до 3—5 км. Верхний же край представляется почти горизонтальным. В случаях хорошо развитой облачной системы, когда в поднимающемся теплом воздухе отсутствуют задерживающие слои, верхний край может лежать на высотах порядка 6—8 км и выше. Во всяком случае он достигает того уровня, где в поднимающемся воздухе начинают образовываться уже ледяные кристаллы, вырастающие при оседании в снежинки. Таким образом, вся масса облачности, лежащая выше нулевой изотермы, состоит

¹ См. раздел «Виды инверсий».

из снежинок и мелких переохлажденных капелек. Мы уже знаем, что это соседство ведет к росту снежинок и выпадению из облака осадков. Выпадающие осадки придают нижнему краю облачности вид однообразной размытой туманной, серой пелены без сколько-нибудь резких уплотнений или валов.

Слоистодождевые. В той части облачной системы, где фронтальная поверхность, а следовательно, и нижний край облачности лежит ниже 2 км, осадки всегда достигают земной поверхности и выпадают широкой полосой, могущей достигать в ширину до 300 км и более. В длину эта полоса осадков может распространяться на несколько тысяч километров. Эти осадки называются обложными. В теплое время года это довольно продолжительный дождь из капелек среднего размера, в холодное время года — продолжительный снег. Ту часть фронтальной облачной системы, из которой выпадают обложные осадки, называют слоистодождевыми облаками.

В теплое время года нижняя часть слоистодождевого облака, расположенная ниже изотермы 0° (примерно ниже 3 км), состоит из капелек. В холодное время года, при температурах ниже 0° , слоистодождевое облако целиком состоит из смеси снежинок с мелкими переохлажденными капельками.

Нижний край ближайшей к земле части слоистодождевой облачности чаще всего располагается на высотах 500—1 000 м. В отдельных случаях эта высота может быть выше или ниже в зависимости от уровня конденсации в поднимающемся теплом воздухе.

Слоистодождевые облака — это наиболее мощная по своему вертикальному развитию часть облачной системы. Они относятся к облакам нижнего яруса, так как нижний край их лежит всегда в нижнем ярусе. Сквозь них ни солнце, ни луна не просвечивают.

Высокослоистые. Та часть облачной системы, нижнее основание которой лежит выше 2 км, относится к облакам среднего яруса и называется высокослоистыми облаками. Эти облака почти целиком лежат выше нулевой изотермы (даже и летом) и поэтому всегда состоят из снежинок в смеси с мелкими переохлажденными капельками. Высокослоистые облака являются типичными снеговыми. Вследствие этого они довольно прозрачны и, несмотря на сравнительно большую толщину, солнце или луна иногда просвечивают сквозь них в виде диска или светлого пятна. Выпадающие осадки придают нижнему краю высокослоистых облаков вид однородной серой пелены (рис. 33).

Осадки из высокослоистых облаков до земли доходят обычно только в холодное время года в виде слабого снега. Летом же снежинки, выпадающие из облаков, пролетая довольно толстый слой нижележащего воздуха, сравнительно

сухого и с положительной температурой, тают в нем и большей частью испаряются. Только немногочисленные небольшие капельки дождя могут дойти до земли.

Между слоистодождевыми и высокослоистыми облаками нельзя провести резкой границы. Переход одного вида в другой совершается постепенно. Слоистодождевые облака снизу выглядят так же, как на рис. 33. На картах они обозначаются тем же значком, что и плотные высокослоистые.

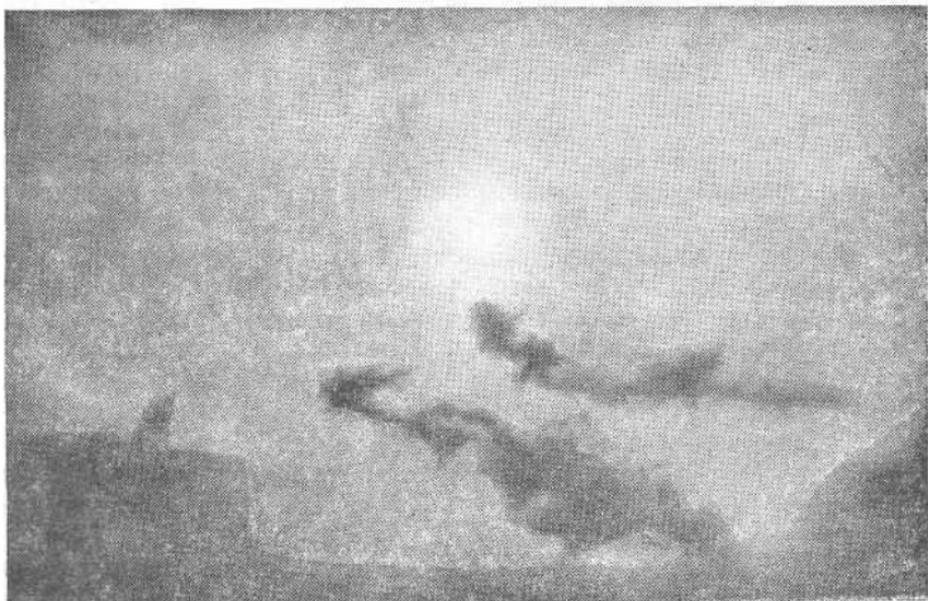


Рис. 33. Высокослоистые облака — однородная серая пелена; на фоне их видны небольшие темные пятна низких разорванослоистых облаков

Перистослоистые. Эти облака представляют собой туманную пелену, лежащую на высотах выше 6 км. Они обычно лежат выше фронтальной поверхности и верхнего края высокослоистых облаков. Их происхождение связано с подъемом верхних слоев, вызванным восходящим движением теплого воздуха над фронтальной поверхностью. Здесь же возникают иногда так называемые перистые облака, представляющие собой параллельные полосы с загнутыми в виде коготков или крючков передними частями, вытянутыми в направлении течения на их уровне (перистые крючковидные облака, рис. 34). Особенностью перистослоистых облаков является вызываемое ими гало вокруг солнца или луны.

Разорванослоистые (разорванодождевые). Слой воздуха под высокослоистыми и слоистодождевыми облаками (холод-

ный клин), благодаря выпадению через него осадков, насыщается влагой. От этого уровень конденсации в нем становится низким, и уже незначительные восходящие движения этого воздуха, возникающие вследствие динамической турбулентности, приводят к образованию низких, бесформенных разорванных облаков, называемых разорванослоистыми. Наименование этих облаков еще твердо не установилось. Их называют также «низкими разорванными облаками плохой



Рис. 34. Перистые крючковидные облака

погоды» или «разорванодождевыми». Они не относятся к слоистообразным облакам, так как причиной их возникновения является не восходящее скольжение, а динамическая турбулентность. Но они почти всегда наблюдаются вместе со слоистообразной облачностью в зоне ее обложных осадков.

Под высокослоистыми облаками они выглядят отдельными, сравнительно редкими темными пятнами на более светлом фоне высокослоистых (рис. 33). Под слоистодождевыми же облаками, в зоне обложных осадков, они гораздо обильнее и нередко образуют сплошной слой очень низких облаков (рис. 35), часто ниже 100 м (иногда только несколько десятков метров), так что на более возвышенных местах они могут выглядеть, как туман.

Толщина слоя разорванослоистых облаков обычно невелика— 100—200 м (иногда меньше) и осадков они или не дают, совсем, или дают лишь слабую морось.

Полет под ними опасен благодаря их очень малой высоте. Полет выше слоя разорванослоистых облаков под слоем слоистодождевых спокоен, но осложняется тем, что простран-

ство между ними сужается в виде клина, направленного в сторону фронта, а далее оба слоя облаков обычно сливаются.

Так как восходящее скольжение теплого воздуха при образовании слоистообразных облаков происходит очень полого, то в этих облаках, вообще говоря, не бывает такой турбулентности (болтанки), как внутри кучевообразных облаков. Только в отдельных случаях, когда температура скользящего вверх теплого воздуха довольно высока (порядка 20—30° у земли), он, дойдя до уровня конденсации и став насыщен-



Рис. 35. Разорванослоистые (разорванодождевые) облака

ным, в то же время делается неустойчивым; тогда в нем: легко развиваются вертикальные движения, создающие «болтанку» и в слоистообразных облаках.

Полет в слоистообразных и высокослоистых облаках на высотах, где температура ниже 0°, связан с возможностью обледенения, так как эти облака состоят из смеси снежинок с мелкими переохлажденными капельками, и в этих облаках вследствие восходящего движения воздуха непрерывно продолжается конденсация. Особенно сильное обледенение будет в слое с температурой от 0° до -10°, которая в теплое время года наблюдается в среднем на высотах 2,5—4 км (рис. 36). Поэтому летом эти высоты нужно считать опасными для полета в слоистообразных облаках. Полет же на высотах ниже изотермы 0° (в зоне положительных температур) обычно должен быть спокойным, хотя и будет происходить в зоне облож-

ного дождя. Такими же спокойными и сравнительно безопасными в смысле обледенения в слоистообразных облаках будут высоты выше 4 км, так как на этих высотах температура обычно ниже -10° .

В теплое время года при начавшемся обледенении в слоистообразных облаках лучше всего снизиться в зону положительных температур, так как запас высоты будет всегда достаточен.

В холодное время года нулевая изотерма даже в теплом воздухе лежит очень низко (часто у земли), поэтому зона обледенения в слоистообразном облаке (слоистодождевом) начинается от его нижнего основания. Входить в слоисто-

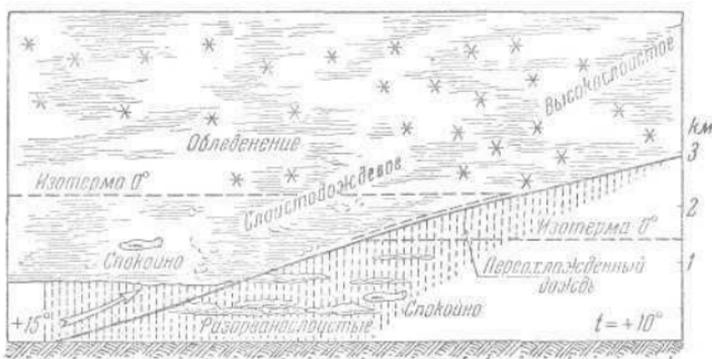


Рис. 36. Схема условий полета в зоне обложных осадков при температуре выше 0°

дождевые облака в холодное время года не рекомендуется. Если же все-таки в облако пришлось войти и началось обледенение, то выходить из зоны обледенения лучше всего набором высоты в зону более низких температур.

Полет под слоистодождевыми облаками в зоне обложных осадков не представляет большой опасности в случаях, когда обложные осадки идут в виде сухого снега при низкой температуре или в виде дождя при температуре выше 0° .

В этом случае полет осложняется лишь ухудшением видимости, особенно при снеге.

Но когда клин холодного воздуха имеет отрицательную температуру (примерно $-2 -5^{\circ}$), а натекающий на него воздух — положительную (например, около $+5^{\circ}$, как это показано на рис. 37), то над некоторой частью холодного клина оказывается клин теплого воздуха с положительной температурой, лежащий ниже изотермы 0° . В этом клине теплого воздуха снег, выпадающий из верхней части слоисто-дождевого облака, тает и превращается в дождь. Капельки этого дождя внизу (у земли) попадают снова в клин воздуха с отрицательной температурой и переохлаждаются. Эта зона

переохлажденного дождя обычно непроходима для самолетов, так как здесь имеет место сильное обледенение. Поэтому, когда при полете в снегопаде температура начинает повышаться, приближаясь к значениям -5° и выше, и снег становится «сырым», необходимо иметь в виду, что дальше осадки могут перейти в переохлажденный дождь. При вхождении самолета в переохлажденный дождь и при начавшемся обледенении не следует набирать высоту и входить в облако, так как в этом случае в самом облаке обледенение будет продолжаться и не даст самолету подняться до высоты, где температура настолько низка, что обледенение уже не может иметь опасного характера.

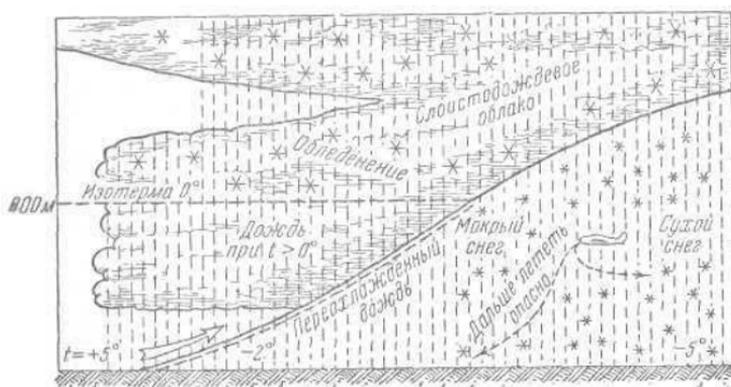


Рис. 37. Схема образования переохлажденного дождя

Когда на маршруте полета находится зона обложных осадков и заранее известно, что в ней может встретиться переохлажденный дождь, лучше всего лететь выше облачной системы или в ней на высоте 6—7 км. Пробивать облачность при этом надо достаточно далеко впереди зоны обложных осадков, там, где нижний край слоистообразных облаков лежит по крайней мере выше 2 км. При этом, чем выше высота нижнего края, тем тоньше будет пробиваемое облако и тем более слабое обледенение встретит в нем самолет.

Признаком приближения системы слоистообразных облаков являются полосы очень высоких крючковидных перистых облаков (рис. 34). Если движение этих облаков неподвижный наблюдатель может обнаружить на глаз, то это указывает на быстрое приближение следующей за ними системы слоистообразных облаков с зоной обложных осадков и с низкими разорвано-дождевыми облаками.

Иногда система слоистообразных облаков состоит только из перистослоистых и высокослоистых облаков и не имеет зоны слоисто-дождевых облаков с обложными осадками. Это

бывает тогда, когда натекающий теплый воздух очень сух и, следовательно, уровень конденсации в нем лежит очень высоко (выше 2 км). Полет под такой облачностью, конечно, не представляет никакой сложности. Если же обстановка заставит войти в облака, то в них возможно обледенение, но оно не будет иметь опасного характера.

ВОЛНИСТЫЕ ОБЛАКА

Волнистые облака представляют собой распространенный по горизонтали облачный слой, на котором наблюдаются валы, отдельные уплотнения в виде пластин или галек (барашки), гряды, что и придает облакам неровный волнистый вид. Волнистые облака могут распространяться на очень большие площади, но они не бывают такими мощными по вертикали, как облака слоистодождевые или кучеводождевые. Слой волнистых облаков имеет толщину в несколько сотен (иногда несколько десятков) метров. Часто волнистые облака состоят из ряда слоев, расположенных друг над другом и разделенных между собою сухими слоями.

Каждое волнистое облако связано со слоем достаточно хорошо выраженной инверсии. Одной из особенностей слоев инверсий является их волнообразное движение. Когда соприкасаются две подвижные среды (жидкие или газообразные), обладающие разными плотностями и двигающиеся относительно друг друга, то на поверхности их раздела возникают волнообразные движения, причем волны смещаются в ту сторону, куда движется менее плотная масса. Примером таких волн могут служить: волны на поверхности моря, волны на песчаном дне реки, песчаные дюны в пустыне, вид волнующейся нивы и т. п. В атмосфере слой инверсии является разделом между более плотным холодным воздухом и вышележащим менее плотным теплым воздухом. При разных скоростях движения этих масс на поверхности инверсии возникают волны. Эти волны имеют довольно большую длину (несколько сотен, а иногда и тысяч метров) и высоту 20—50 м.

В результате волнового процесса воздух в гребне волны имеет небольшое восходящее движение и охлаждается; в долинке же воздух опускается и немного нагревается (рис. 38). Это ведет к увеличению относительной влажности в гребне волны и уменьшению ее в долинке. Таким образом, в гребне может возникнуть вновь или уплотниться уже ранее образовавшаяся облачность, в долинке же волны облачность будет таять. В результате облачный слой, прилежащий к слою инверсии, принимает волнистый вид (рис. 39).

Возникновение самого облачного слоя, связанного с инверсией, может произойти вследствие разнообразных причин.

Исследования показали, что некоторые виды волнистых облаков лежат целиком над слоем инверсии, другие же виды (большинство) лежат под слоем инверсии.

Волнистые надиинверсионные. Эти облака во многом близки к слоистообразным (слоистодождевым или высокосолистым). Они также возникают над слоем фронтальной инверсии при восходящем скольжении более теплого воздуха над клином более холодного; только восходящее скольжение в этом случае бывает слабее. Это вызывается или тем, что наклон поверхности раздела (инверсии) значительно меньше (около $1/1000$), или тем, что в самом поднимающемся теплом воздухе имеются задерживающие слои инверсии или изотер-

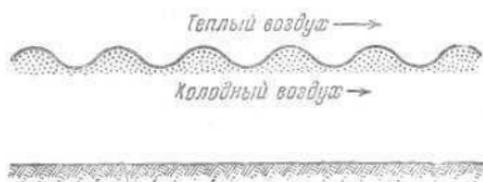


Рис. 33. Схема образования волн на слое инверсии

мии (рис. 40). Поэтому волнистые надиинверсионные облака хотя и могут покрывать такие же большие площади, как и слоистообразные, но по вертикали они менее мощны, редко достигают уровня образования ледяных ядер и способны давать только небольшие осадки, которые обычно выпадают с перерывами.

Эти фронтальные облака часто являются результатом вырождения слоистодождевых или высокосолистых облаков, когда наклон фронтальной поверхности уменьшается, отчего восходящее скольжение ослабевает или даже заменяется нисходящим скольжением. Появление на однообразной пелене слоистодождевых или высокосолистых облаков волн (барашков) и указывает на то, что наклон фронтальной поверхности сильно уменьшился (примерно с $1/100$ до $1/1000$) и, следовательно, надо ждать ослабления и прекращения осадков. Нередко происходит и обратный переход надиинверсионных волнистых облаков в слоистообразные с усилением осадков. Таким образом, между этими двумя системами облаков существует тесная связь.

Из облаков нижнего яруса к надиинверсионным облакам относятся слоистокучевые плотные (рис. 40). Они бывают довольно мощными. Нижний край их, имеющий вид сплошного серого слоя, на котором имеются уплотнения в виде валов, лежит на высоте ниже 2 000 м. Верхний же край этих облаков обычно не превышает 3 км. Летом эти облака могут давать только слабый дождь, зимой — снег, который может

быть хотя и сильным, но кратковременным. Обледенение в этих облаках летом можно встретить на высотах около 2—3 км; в холодное время года обледенение возможно на

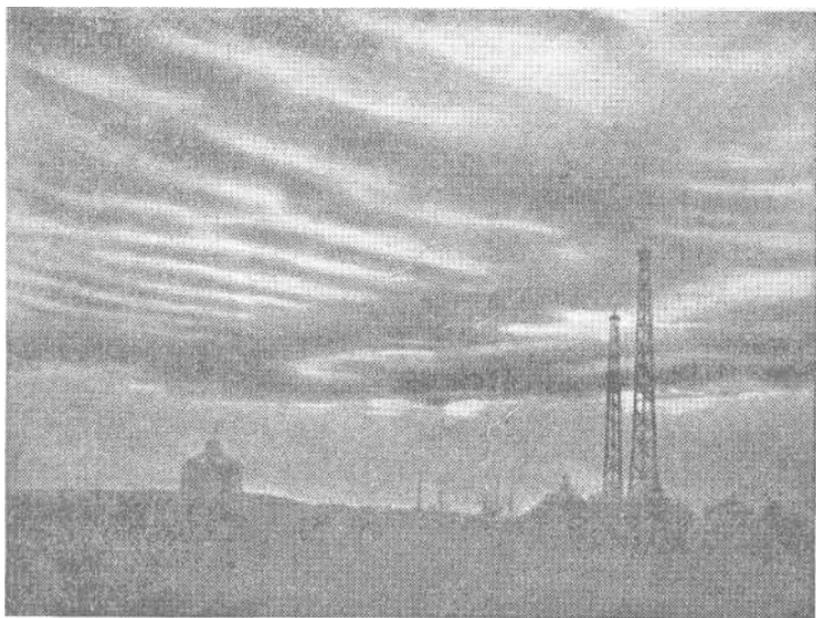


Рис. 39. Слоистокучевые плотные облака

всех высотах, причем для выхода из зоны обледенения можно рекомендовать набор высоты и выход выше верхней кромки облаков, так как она лежит сравнительно невысоко (обычно не выше 2—3 км). Слоистокучевые плотные облака часто переходят в слоистодождевые.



Рис. 40. Схема образования плотных волнистых облаков

Из облаков среднего яруса к надинверсионным волнистым облакам относятся высококучевые плотные (рис. 41). Это сплошной серый, довольно плотный слой облаков с нижним основанием выше 2 км. Нижняя поверхность их покрыта

уплотнениями в виде валов или ряби, которые выглядят более мелкими, чем у слоистокучевых облаков. Верхнее основание высококучевых плотных облаков редко достигает уровня образования ледяных ядер. Эти облака дают осадки обычно только зимой в виде слабого снега. Обледенение возможно только в виде слабой изморози и, главным образом, летом, так как зимой эти облака лежат в зоне температур ниже -10° . Высококучевые плотные облака очень близки к высо-



Рис. 41. Высококучевые плотные облака

косолистым и часто можно наблюдать переход одной формы в другую и обратно. Для полета эти облака трудностей не представляют.

Зоны осадков, выпадающих из надинверсионных волнистых облаков, бывают обычно связаны с фронтами окклюзии (см. главу IX), расположение которых на маршруте можно определить по синоптической карте перед вылетом. Если при этом температура близка к 0° и полет под облаками грозит обледенением, то лучше всего заранее (до фронта) набрать высоту и идти поверх Облаков.

Волнистые подинверсионные. Эти облака развиваются под слоем инверсии; они могут захватывать большие площади, но никогда не бывают мощными по вертикали и имеют толщину иногда только в несколько десятков метров. Часто в этих облаках наблюдаются просветы голубого неба. Это наиболее часто встречающийся вид облаков в холодное время года.

В случае образования подинверсионных волнистых облаков слой инверсии лежит горизонтально и поэтому нет восходящего скольжения надинверсионного слоя, а следовательно, и облака над слоем инверсии не образуются.

Холодный же воздух под слоем инверсии очень часто оказывается насыщенным, что и приводит к образованию подинверсионных волнистых облаков.

Можно указать несколько процессов, приводящих к образованию подинверсионных волнистых облаков. Такими процессами могут быть: динамическая турбулентность в слое, лежащем под инверсией; волнообразные движения слоя инверсии, при которых воздух в гребне волн поднимается и охлаждается; смещение воздушных масс в слое раздела; ночное излучение. Каждый из этих процессов может самостоятельно привести к образованию облаков под слоем инверсии. Все эти процессы действуют одновременно, но необходимо отметить, что все они, за исключением динамической турбулентности, приводят только к слабой конденсации и поэтому подинверсионные волнистые облака не бывают мощными и могут давать только очень слабые осадки. Подинверсионные облака не связаны с фронтальными разделами и относятся поэтому к внутримассовым. Часто инверсии располагаются на разных высотах одна под другой. Тогда образующиеся под ними волнистые облака также располагаются в несколько слоев.

Из облаков нижнего яруса к волнистым подинверсионным облакам принадлежат слоистокучевые просвечивающие и слоистые. Основным процессом, приводящим к образованию этих облаков, является динамическая турбулентность или конвекция, ограниченная слоем инверсии. Представлять себе это надо следующим образом (рис. 42). Когда слой инверсии (обычно адвективной) располагается в нижнем ярусе, а в приземном слое имеется динамическая турбулентность или конвекция (термическая), то инверсия является верхней границей восходящих движений. Восходящими движениями воздуха под слоем инверсии заносится водяной пар, пыль, дым. Поднимающийся воздух охлаждается и, если уровень конденсации в нем лежит ниже слоя инверсии, под инверсией может сразу возникнуть облачный слой.

Если же приземный воздух достаточно сух и уровень конденсации в нем лежит выше слоя инверсии, т. е. воздух, поднявшись до слоя инверсии, еще не делается насыщенным, то под слоем инверсии часто образуется пелена дымки. Эта пелена ночью является излучающей поверхностью, что приводит к дальнейшему охлаждению подинверсионного слоя и увеличению в нем относительной влажности и в некоторых случаях к конденсации. Волновые колебания слоя инверсии придают образовавшемуся слою облаков волнистый вид.

Слоистокучевые просвечивающие — сравнительно тонкий слой волнистых подинверсионных облаков в виде волн, гряд, пластин или галек, напоминающих булыжную мостовую (рис. 43). Между отдельными такими уплотнениями иногда видно голубое небо. Эти облака могут встречаться на разных высотах нижнего яруса, но чаще всего лежат на высотах 500—1 000 м. Толщина их равняется примерно 100—300 м. Состоят они из мелких капелек и осадков обычно не дают, видимость в них достигает примерно 70—80 м. В зимнее время при низких температурах в этих облаках могут образовываться небольшие ледяные кристаллы, что иногда приводит к выпадению очень слабого снега. Слоистокучевые просвечивающие облака не могут дать значительного обледенения.



Рис. 42. Схема образования подинверсионных волнистых облаков

Практически можно считать, что обледенение в них отсутствует. Полет в этих облаках спокоен и они легко пробиваются. Верхняя и нижняя кромки облаков обозначаются достаточно резко. Самолет, идущий в слоистокучевых просвечивающих облаках, с земли обычно невидим, но с самолета земля просматривается.

Слоистые. По способу образования это те же Слоистокучевые просвечивающие облака, только более мощные и лежащие на небольшой высоте (200—100 м и ниже). Причиной их образования является в основном динамическая турбулентность в подинверсионном слое, когда уровень конденсации расположен очень низко. Они названы слоистыми потому, что вследствие достаточной толщины облаков и малой высоты нижнего края последний кажется однообразным серым слоем, на котором уже не различаются отдельные валы. Толщина слоистых облаков может достигать до нескольких сотен метров. При большой влажности подинверсионного слоя эти облака образуются так низко, что закрывают верхние части холмов и высоких строений, переходя в туман.

Нижняя кромка слоистого облака выражена не резко. Облако постепенно уплотняется к верхнему краю, причем видимость уменьшается от 80—100 м в нижней части до 30 м вверху. На рис. 44 схематически показано строение слоистого облака.

В летнее время года низкие слоистые облака нередко возникают утром после восхода солнца, являясь приподнятым туманом, образовавшимся за ночь вследствие излучения. Ночью при штиле этот туман лежит на земле в низких местах и на болотах. К утру при начавшемся ветре возникает турбулентность, и туман поднимается. Если при этом на небольшой высоте сохраняется слой инверсии, то туман собирается под ней в виде низких слоистых облаков. Эти облака



Рис. 43. Слоистокучевые просвечивающие облака

бывают сравнительно тонкими (несколько десятков метров толщиной), в них наблюдаются просветы; полет сквозь них не представляет трудности. Днем при нагреве воздуха инверсия разрушается, облака разрываются на отдельные части, которые начинают расти вверх и превращаются в кучевые облака.

В холодное время года над континентом часто возникают и удерживаются инверсии, а образовавшиеся под ними слоистые облака иногда подолгу (неделями) закрывают большие площади.

Слоистые облака по внешнему виду снизу трудно бывает отличить от слоистодождевых, которые также выглядят, как однообразный серый слой. Из слоистодождевых облаков, как мы уже знаем, выпадают обложные осадки в виде дождя или снега. Из слоистых же облаков выпадают только морозящие осадки, которые отличаются от обычного дождя тем, что ввиду малых размеров капелек последние не падают, а мед-

ленно оседают без всякого шума. Морозящие осадки также могут охватывать большие площади, как и обложные. Зимой из слоистых облаков выпадают очень мелкие снежинки, мелкие снежные зерна, ледяные иглы, которые уже труднее отличить от обложных осадков из слоистообразных облаков.

Полет в слоистых облаках вообще спокоен и только в холодное время года связан с возможностью обледенения. При этом необходимо подчеркнуть, что практика летной работы показывает, что наибольшее число случаев обледенения падает именно на полеты в слоистых облаках, так как эти облака чаще всего приходится пробивать.

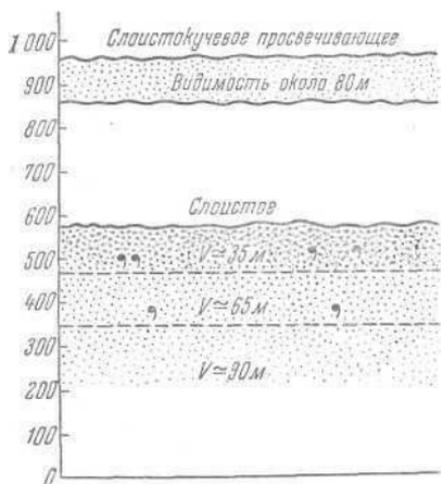


Рис. 44. Строение слоистого и слоистокуечевого просвечивающего облака

Когда из слоистых облаков выпадает морось или мелкие снежные зерна при температуре около 0° , это явно указывает на возможность обледенения в облаках и под ними. Но обледенение в облаках возможно и в том случае, когда осадков, достигающих земли, из них не выпадает. Поэтому в практике метеорологического обслуживания полетов производится разведка нижней кромки слоистых облаком, чтобы выяснить, есть ли под ними осадки, наблюдается ли обледенение и каков его характер.

Необходимо иметь в виду, что строение слоистого облака может меняться. В облаке, состоящем из очень мелких капелек и не дающем осадков и обледенения, с течением времени капельки могут укрупниться до размеров мороси, и картина может измениться. Поэтому разведку надо производить чаще и особенно перед вылетом.

При полете над волнистыми подинверсионными облаками, особенно когда верхний край их лежит на высоте только в несколько сотен метров и земля сквозь них не просматривается, очень важно бывает решить вопрос о том, на какой высоте лежит нижний край облачности и не распространяется ли он до земли, т. е. не является ли облачность туманом. Если при этом нет никаких других сведений о высоте нижнего края облачности (например, по радио), то об этом можно косвенно судить по виду верхней поверхности облаков.

У всех волнистых облаков и у туманов верхний край при полете над ними представляется в виде поверхности моря с как бы застывшими волнами (рис. 45). Если при этом он выглядит очень бугристым и турбулентным, то это говорит о значительной турбулентности нижнего подинверсионного слоя и в этом случае нижний край облачности вряд ли достигает земной поверхности. Если же из облачного моря волнистых облаков в отдельных местах вылезают, подобно скалам на море, вершины кучевообразных облаков, пробивающих



Рис. 45. Верхний край слоя подинверсионных волнистых облаков. Так выглядят сверху слоистые, слоистокучевые облака и туман

инверсию (рис. 46), то в этом случае можно быть еще более уверенным, что слоистые облака не распространяются до земли, так как внизу есть интенсивная конвекция. Конечно, эти предположения могут не оправдаться над неровной местностью.

Если же верхний край волнистой облачности выглядит довольно ровным и спокойным, то можно ожидать, что нижний край ее распространяется до земли и облачность есть не что иное, как туман.

Когда низкие слоистые облака не очень толсты, на них как бы отпечатывается рельеф местности. Например, при полете поверх таких облаков в районе реки часто можно видеть на облаках как бы отпечаток этой реки со всеми ее изгибами. Наличие на земной поверхности даже небольших холмов сказывается на низких слоистых облаках в том, что с навет-

ренной стороны они немного рассеиваются и даже иногда может появиться просвет.

Если слоистые облака не сплошные и в просветах видно голубое небо, то их называют разорванослоистыми. Если же в просветах слоистых облаков виден ровный матовый слой вышележащих высокослоистых или слоистодождевых облаков, то в этом случае разорванные слоистые облака можно называть разорванодождевыми (см. о слоистообразных облаках).

Среди облаков среднего яруса к волнистым подинверсион-

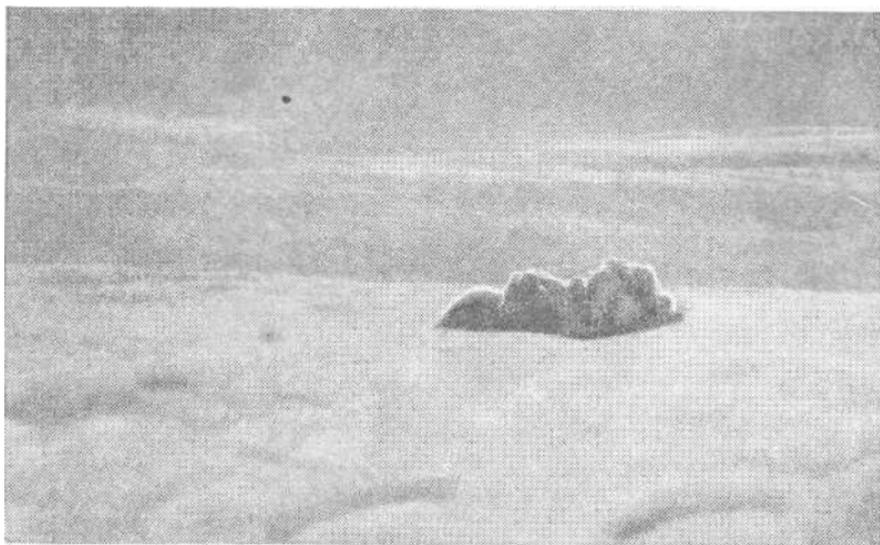


Рис. 46. Вершина кучевого облака, пробивающего верхнюю границу слоистокучевых облаков

ным облакам принадлежат **высококучевые просвечивающие** (рис. 47). Основными процессами, приводящими к образованию этих облаков, являются волновое движение слоя инверсии, смешение и излучение; только в летнее время эти облака могут образоваться в результате растекания под слоем инверсии вершин кучевых облаков. Высококучевые просвечивающие облака бывают весьма разнообразны: то в виде гряд или «валов», то в виде пластин или чечевицы. Но все они бывают очень тонкими и не дают осадков. В летной работе они безопасны и могут явиться хорошим средством маскировки от наземного визуального наблюдения.

В верхнем ярусе к волнистым облакам принадлежат **перистокучевые волнистые**. Они имеют вид тонкого белесоватого слоя мелких «барашков» и связаны со слоями инверсий, лежащих выше 6 км. Иногда перистокучевые облака являются предвестниками наступающего похолодания.

При пробивании волнистых облаков следует помнить, что волны на них вызваны разностью в движении теплого и холодного воздуха, поэтому после пересечения слоя инверсии должно наблюдаться изменение скорости и направления ветра.

Вывод. Метеорологическую обстановку в полете в основном определяет облачность. По внешнему виду облаков можно судить об условиях полета в них и о возможных изменениях погоды. Перед каждым полетом летному составу необ-

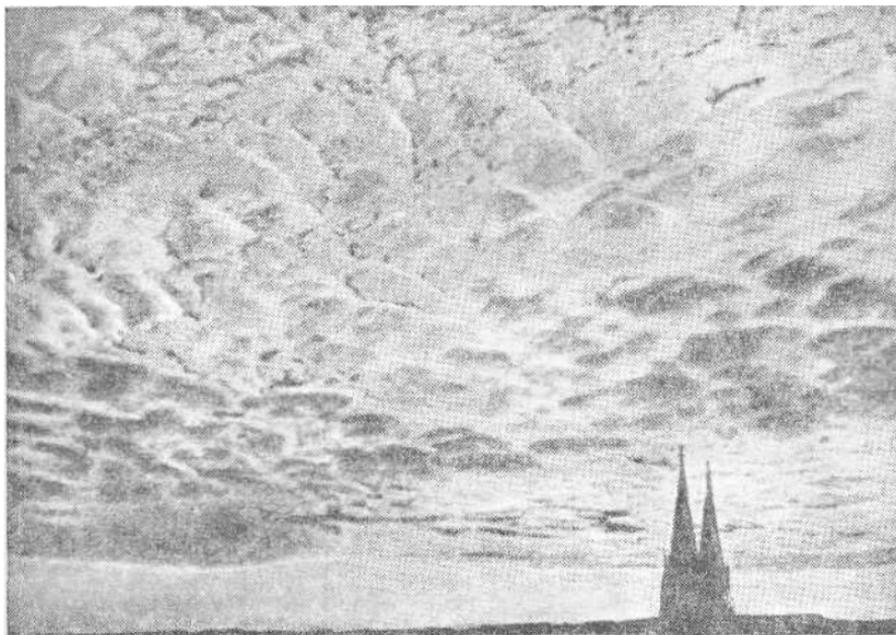


Рис. 47. Высококучевые просвечивающие облака

ходимо тщательно знакомиться с состоянием и распределением облачности по маршруту. Знание форм облаков, умение определять видимые формы их, знание условий полета в облаках разных видов помогут избежать многих опасных явлений и грамотно использовать облачность для успешного выполнения полета.

Наиболее сложную обстановку создают облака нижнего яруса. Еще раз просмотрев таблицу классификации облаков, отметим, что наибольшую сложность представляют облака фронтальные — они наиболее мощны по вертикали, дают обильные осадки, в них наблюдается более интенсивное обледенение. Внутримассовые же облака обычно менее мощны, могут давать только слабые осадки и обледенение в них бы-

вает только слабым. Тепловые (внутриклассовые) кучевождевые облака отличаются, правда, большой вертикальной мощностью, но зато бывают слабо развиты в горизонтальном направлении. Характеристики облаков нижнего яруса, обуславливающие условия полета в этих облаках, приведены в таблице 5.

Таблица 5

Условия полета в облаках нижнего яруса

Облака	Степень протяженности	Преобладающая высота нижнего основания в м	Вертикальная мощность в м	Видимость внутри облаков в м	Осадки	Условия обледенения при температуре от 0° до -10°	Условия болтанки	Грозовая деятельность
Кучевые	До неск. десятков км ²	1000—1500	1000—2000	30—40	Нет	Нет	Слабая (верт. поток до 5 м/сек)	Нет
Мощные кучевые	От неск. десятков до неск. сотен км ²	600—1000	2000—5000	25—35	Слабые под облаком	Слабое	Умеренная (до 10 м/сек)	Нет
Кучевождевые	1. Внутри-массовые до неск. сотен км ² 2. Фронтальные до 1000 км вдоль фронта и 20—40 км в глубину	300—600	5000—10000	5—15	Ливневые	Сильное (гололед)	Сильная (до 16—10 м/сек)	Сильная
Слоистождевые	До неск. тысяч км вдоль фронта и до 200 км в глубину	300—600	2000—8000 иногда более	15—25	Обложные	Сильное (гололед)	Полет спокоен	Обычно не бывает
Слоисто-кучевые плотн.	Десятки тысяч км ²	300—600	600—2000	35—45	Слабые обложные	Слабое	Слабая	Нет

Облака	Степень протяженности	Преобладающая высота нижнего основания в м	Вертикальная мощность в м	Видимость внутри облаков в м	Осадки	Условия обледенения при t от 0° до -10°	Условия болтанки	Грозовая деятельность
Слоисто-кучевые просвечивающ.	От неск. тысяч до неск. десятков тысяч км ²	600—1000	100—300	70—80	Нет	Нет	Очень слабая	Нет
Слоистые	Десятки и сотни тысяч км ²	100—300	300—600	30—100 Верхняя часть, 40—60 средняя, 80—100 нижняя	Моросящие	Слабое через 10—20 мин. может перейти в гололед	Полет спокоен	Нет

ГЛАВА VI

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ НА СИНОПТИЧЕСКОЙ КАРТЕ

Синоптическая карта (карта погоды) является основой для суждения о состоянии погоды в каком-либо районе или по маршруту в определенный момент времени. На каждую синоптическую карту наносятся наблюдения метеостанций, произведенные в один и тот же срок. Основными сроками наблюдений, производящихся с целью составления синоптических карт, в настоящее время установлены для всех станций мира сроки 03, 09, 15 и 21 час по московскому времени.

По наблюдениям в указанные основные сроки составляются карты, охватывающие всю территорию СССР, с добавлением наблюдений метеостанций других государств. В некоторых случаях составляются карты, охватывающие все северное полушарие.

Кроме основных сроков, наблюдения производятся дополнительно в промежуточные сроки через каждые три часа и по этим наблюдениям составляются карты, охватывающие меньший район (например, только европейскую часть Советского Союза). Такие карты обычно называются «кольцовками».

Сведения о погоде передаются по телеграфу или по радио условным кодом — в целях экономии времени и средств.

Телеграмма с одной станции представляет собой несколько групп цифр (обычно 6—7 групп), по пять цифр в каждой группе.

В прилагаемой таблице кода (приложение I), принятого в СССР, в верхней строчке представлена буквенная схема групп. От каждой буквы или от группы букв идет стрелка, приводящая в таблицу, где указано: какой метеорологический элемент обозначается данной буквой (или группой букв), каковы значения цифр, которые ставятся в телеграмме на месте этих букв, и значок, каким данный метеоэлемент изображается на карте.

Каждому метеорологическому элементу отведено свое место, определяемое порядковым номером группы и местом

цифры в этой группе. Первые две группы в телеграмме указывают дату и срок наблюдения, а также условный индекс (номер) пункта наблюдения (для отыскания его на карте).

Результаты наблюдений наносятся на карту условными значками и цифрами. Значки и цифры, относящиеся к одному и тому же пункту, располагаются вокруг этого пункта в строго определенном порядке. Сам пункт наблюдения отмечается кружком. Для чтения значков на карте можно пользоваться прилагаемой таблицей.

Внизу с правой стороны помещена буквенная схема расположения метеорологических элементов около пункта. Все значки располагаются в трех вертикальных столбцах.

В вертикальном столбце, расположенном налево (к западу) от кружка, помещаются следующие метеорологические элементы:

ТТ — температура воздуха. За температуру воздуха принимают показания термометра, помещенного на метеорологической площадке в специальной будке с жалюзийными стенками и таким образом защищенного от непосредственного воздействия солнечных лучей и излучения земной поверхности и окружающих предметов. На картах температура указывается цифрой в целых градусах С. При отрицательной температуре перед цифрой ставится знак минус.

В некоторых случаях выше температуры воздуха ставится максимальная или минимальная температура воздуха ($T_c T_c$), наблюдавшаяся за предшествовавшие 12 часов. На картах за вечерний срок на месте $T_c T_c$ ставится максимальная температура, на утренних картах — минимальная.

шш — характеристика погоды в момент наблюдения. На этом месте ставится один из значков, помещенных в большой продолговатой таблице. В ней приведены 100 значков, употребляемых на синоптических картах для обозначения различных явлений, наблюдавшихся в данном пункте в срок наблюдения. В каждой строчке сгруппированы значки, обладающие каким-либо общим признаком.

В двух верхних строчках помещены значки, указывающие явления, не связанные с осадками, туманами или бурей на самой станции. При этом первые четыре знака в верхней строчке представляют собой сам кружок, обозначающий станцию, остальные же ставятся на месте *шш*. В третьей строчке — значки явлений, которые наблюдались в течение часа, предшествовавшего сроку наблюдения, но прекратились к моменту наблюдения. В четвертой строчке — значки явлений, связанных с сильным ветром (пыльные бури, поземки и метели). Поземком называется явление, когда снег переносится у самой земли, а низовой метелью, — когда снег сильным ветром поднимается с земли на некоторую высоту, что создает впечатление снегопада, хотя выпадания снега из облаков при

этом не наблюдается. В пятой строчке сгруппированы значки туманов. В шестой — значки морящихся осадков. Комбинации из запятых указывают на характер и интенсивность мороси. В седьмой строчке комбинациями из точек показаны различные стадии обложного дождя. В восьмой строчке звездочками показаны обложные осадки в виде снега. В девятой строчке помещены значки ливневых осадков. Основным значком, указывающим на ливневый характер осадков, является треугольник с вершиной, обращенной вниз. В последней строчке находятся значки гроз в комбинации с различными явлениями.

IV — горизонтальная видимость. Под видимостью подразумевается расстояние, на котором перестает быть различимым какой-либо известный нам предмет. Для определения видимости на метеостанции выбирают несколько ориентиров (отдельные строения, деревья, холмы и т. д.), отстоящих от места наблюдения на различных расстояниях; по этим ориентирам и оценивают видимость в километрах. На синоптических картах видимость показывается в километрах.

$T_d T_d$ — точка росы. Напомним, что точкой росы называется температура, при которой имеющееся в воздухе количество водяного пара является достаточным для насыщения. Сопоставление точки росы с температурой воздуха позволяет судить о степени близости воздуха к насыщению.

В среднем вертикальном столбце, куда включается и кругжок станции, помещены все сведения о состоянии облачности.

При наблюдениях определяют вид облаков по ярусам, их количество и высоту. Количество облачности оценивается по 10-бальной шкале. На глаз определяют, сколько десятых всего видимого небосклона покрыто облаками. Например, 10 баллов означают, что все небо покрыто облаками, 5 баллов — покрыта только половина неба, 0 — ясно. При этом может оказаться, что на небе имеются облака всех трех ярусов. Тогда сначала оценивают общее покрытие неба облаками всех ярусов, а затем отдельно определяют количество облаков только нижнего яруса и высоту их нижнего края. Высота облаков среднего и верхнего ярусов обычно не определяется.

На синоптической карте над кружком ставятся знаки:

На месте C_n — характеристика облаков верхнего яруса;

» C_m — характеристика облаков среднего яруса.

Под кружком помещаются:

На месте C_L — характеристика облаков нижнего яруса;

» N_h — количество облаков нижнего яруса в баллах (цифрой);

» h — высота облаков нижнего яруса в метрах (высота нижнего основания).

Сам кружок, обозначающий станцию, затушевывается в зависимости от количества общей облачности (N) так, как это показано в таблице.

В вертикальном столбце, расположенном справа (к востоку) от кружка, помещаются следующие метеорологические элементы:

PPP — атмосферное давление, приведенное к уровню моря, в миллибарах, с точностью до 0,1 *мб*. На картах даются только три цифры, указывающие десятые доли, единицы и десятки миллибар. Чтобы прочесть величину давления полностью, надо к этой трехзначной цифре слева приписать 10 или 9, а справа отделить запятой десятые доли. Можно при этом руководствоваться таким правилом: если цифра на карте больше 500, то слева приписывается 9, а если цифра меньше 500, то приписывается 10. Например, цифра 865 на месте *PPP* на карте означает давление 986,5 *мб*, а цифра 114 означает 1011,4 *мб*. Исключения из этого правила очень редки и встречаются лишь зимой над континентом. Напомним, что давление, нанесенное на карте, нельзя применять для штурманских расчетов. Для введения поправок в аэронавигационные приборы надо на метеостанции брать «местное» давление, не приведенное к уровню моря.

app — барометрическая тенденция. Барометрической тенденцией называется изменение атмосферного давления за три часа, предшествовавших наблюдению. Величина тенденции (*pp*) показывает в десятых долях миллибара, насколько в момент наблюдения давление стало выше или ниже, чем за три часа до наблюдения. Если давление стало ниже, чем было три часа назад, то тенденция считается отрицательной и перед ней ставится знак минус. Если давление за три часа выросло, то тенденция считается положительной и перед ней ставится знак плюс. Значок характеристики барометрической тенденции (*a*) показывает, как изменялось давление за период последних трех часов. При равномерном росте давления ($a = 3$) или равномерном падении ($a = 8$) значки характеристики на синоптических картах опускаются.

W — погода между наблюдениями. На картах, составленных по наблюдениям за основные сроки 03, 09, 15 и 21 час, значок *W* показывает состояние погоды, наблюдавшееся за предшествовавшие 6 часов, т. е. на карте за 21 час он показывает характер погоды от 15 до 21 часа. На картах «кольцовках» этот значок указывает характер погоды за предшествовавшие 3 часа.

RR — количество выпавших осадков. Эта величина означает высоту слоя жидкой воды в *мм*, который мог бы образоваться на земной поверхности, если бы осадки не стекали, не испарялись и не уходили в землю. Наносится эта величина не на все карты, а только за сроки 09 и 21 час.

Ветер характеризуется направлением и скоростью.

Направление ветра определяется той частью горизонта, от куда дует ветер, и оценивается или в румбах или в градусах. В первом случае окружность видимого горизонта делят на 16 направлений (румбов), из которых направления — север, юг, восток и запад считаются главными. Наименования промежуточных направлений складываются из наименования главных румбов, между которыми они расположены. При сокращенной записи указывают только начальные буквы наименований главных румбов (С, Ю, В и З). Таким образом, С означает, что ветер дует с севера, В — ветер дует с востока, ЮВ — ветер дует с юго-востока, ЗСЗ — ветер дует с западо-северо-запада (т. е. с направления между западом и северо-западом).

Для указания направления в градусах делят окружность видимого горизонта на 360° и счет ведут от точки севера (360°) по направлению часовой стрелки (к востоку).

Для штурманских расчетов летному составу сообщается ветер на высотах, причем направление ветра дается в градусах и «откуда» дует. Например, 270° означает, что ветер дует с запада. Для штурманских расчетов на ветровете эту цифру надо изменить, отняв или прибавив 180. Скорость ветра при этом указывается в *км/час*.

В телеграмме направление ветра дается в десятках градусов на месте *dd*. Так, например, если на месте *dd* стоит 36, это означает, что ветер дует с направления 360° , т. е. с севера, 14 означает, что ветер дует с направления 140° , т. е. с юго-востока и т. д.

На карте направление ветра указывается стрелкой, острием по направлению ветра и как бы упирающейся в кружок.

Скорость ветра на картах дается в *м/сек* «оперением» стрелки направления ветра в виде поперечных штрихов, причем каждый длинный штрих означает 4 *м/сек*, а короткий — 2 *м/сек*.

Для обозначения порывистого характера ветра штрихи, показывающие силу ветра, наносят красными чернилами. При штиле кружок станции обводится вторым кружком.

Ниже схемы нанесения дан пример телеграммы из Архангельска и изображение сведений, содержащихся в этой телеграмме, на синоптической карте.

Для того, чтобы определить, что означает тот или иной значок или цифра около кружка (обозначающего пункт наблюдения), надо в буквенной схеме посмотреть, какая буква (или группа букв) стоит на месте этого значка в этой схеме; затем найти эту букву (или группу) в верхней строчке, изображающей схему телеграммы, и отсюда по указанию стрелки обратиться в соответствующую таблицу, где и можно найти соответствующее разъяснение значка или цифры. После

небольшой тренировки легко запоминается порядок расположения и наиболее часто встречающиеся значки.

Приведенный пример читается так.

22-го числа в 6 часов в Архангельске была полная облачность; облака слоистые, 8 баллов, на высоте 100 м и в среднем ярусе высокослоистые тонкие. Наблюдается сильная заморающая морось (гололед), морозящие осадки были и до наблюдения; ветер — юго-западный, 2 м/сек, видимость — 2 км, температура — 0°, минимальная температура за ночь была —2°; точка росы —1°; давление 1005,2 мб, барометрическая тенденция минус 0,2, т. е. давление за предшествовавшие 3 часа понизилось на 0,2 мб, причем сначала давление понижалось, а теперь не изменяется; за ночь выпало 3 мм осадков.

При анализе метеорологической обстановки по синоптической карте обычно приходится оценивать состояние погоды сразу над большим районом или по маршруту. В этом случае нет нужды рассматривать подробно все значки возле каждого пункта, а в первую очередь надо выделить основные элементы, которые определяют метеорологическую обстановку полета. Такими элементами являются: облачность, видимость, ветер и явления, отмечаемые на месте *ww* и *W* (осадки, грозы, туманы и т. д.).

Рассмотрим несколько примеров на карте за 9 часов 9 января (см. приложение II).

Маршрут Ростов на Дону — Горький. На всем маршруте наблюдается безоблачная погода; ветры преимущественно северные слабые, только в Ростове ветер до 10 м/сек и наблюдается слабый поземок. В Горьком наблюдается радиационный туман (небо просвечивает) при видимости 500 м, на остальных участках видимость 2—4 км. Температура на всем маршруте низкая: от —23° в районе Ростова до —32—38° на более северных участках маршрута.

Маршрут Ростов на Дону — Минск. От Ростова на Дону до Харькова — ясно или небольшая облачность верхнего яруса; от Харькова начинается увеличение облачности сначала верхнего и среднего яруса, а затем от района Днепра и до Минска наблюдается сплошная слоистодождевая облачность и разорванослоистая на высоте до 200 м, идет обложной снег; видимость в начале маршрута 4—10 км, в районе осадков ухудшается до 2 км; ветры преимущественно восточные, до 3—6 м/сек. Температура в первую половину маршрута около —23° и в конце маршрута повышается до —17°.

Центральная Европа (район Германии, Польши, Венгрии, Италии). Здесь наблюдается преимущественно туманная погода со слабыми ветрами и температурами только немного выше 0°.

ГЛАВА VII

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ВОЗДУХА

ЗНАЧЕНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ВОЗДУХА

Воздух почти никогда не находится в покое. Всегда наблюдается перемещение довольно больших масс воздуха из одного района в другой и иногда на довольно значительные расстояния. Это обстоятельство очень важно с различных точек зрения. Так, ветер вносит значительные осложнения в штурманские расчеты, обуславливая снос самолета и колебания путевой скорости. Не меньшее значение ветер имеет для анализа метеорологической обстановки и для прогноза погоды. Погода в том или ином пункте или районе определяется физическими свойствами тех воздушных масс, которые в данный момент располагаются или текут над этим районом. Очевидно, что воздух, пришедший в какой-либо район из Арктики, обусловит состояние погоды, резко отличающееся от того, которое было бы, если бы в тот же район пришел воздух из пустынь Азии или со Средиземного моря. Еще Ломоносов в 1753 г. писал, что морские ветры в С.-Петербурге, Архангельске и Охотске «свирепость зимнего холода укрощают, принося дождливую погоду».

Если по картам погоды удастся установить, что над интересующим нас районом на ближайшее время останется тот же воздух, который над ним располагается и сейчас, то можно считать, что погода на это ближайшее время мало изменится. Если же будет установлено, что этот воздух уйдет и на его место придет воздушная масса с другими физическими свойствами, то можно с уверенностью сказать, что характер погоды резко изменится.

Следовательно, для успешного решения вопроса о ближайших изменениях погоды, помимо определения физических свойств воздушных масс в различных районах, необходимо знать законы горизонтальных движений воздуха.

ИЗОБАРЫ И ВЕТЕР

Горизонтальные движения воздуха возникают в результате неравномерного распределения в горизонтальном направлении

атмосферного давления. Если бы оно распределялось равномерно, то горизонтального движения воздуха не было бы.

Поэтому для решения вопроса о возможных перемещениях воздушных масс в тот или иной момент времени необходимо в первую очередь уяснить и наглядно представить себе, как в этот момент распределяется по горизонтали атмосферное давление и как в зависимости от этого перемещается воздух.

Для того, чтобы наглядно представить на карте распределение атмосферного давления, точки с одинаковыми значениями давления соединяют плавными кривыми линиями, которые называются *изобарами*. Изобары имеют то же назначение, что и горизонтали на топографических картах.

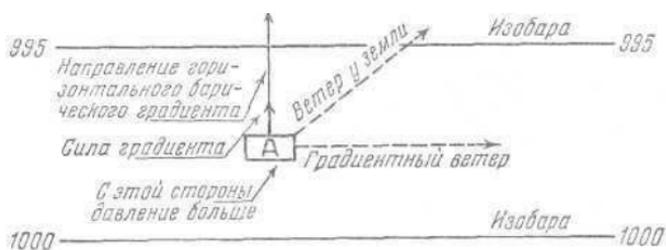


Рис. 48. Соотношение между направлением изобар и направлением ветра

Горизонталы служат для наглядного изображения на карте распределения высот различных точек, т. е. рельефа местности. Поэтому иногда говорят, что изобары показывают барический рельеф. Изобары проводят обычно сплошными черными линиями через каждые 5 мб и для значений давления, кратных пяти, т. е. для давлений 995, 1 000, 1 005 и т. д. мб. На картах более крупного масштаба (на кольцовках) можно проводить изобары через 2 и даже через 1 мб. У концов каждой изобары указывается соответствующее этой изобаре давление (см. синоптические карты в приложении).

Между изобарами и ветром имеется тесная связь. Пусть в какой-то момент времени на некотором участке давление распределилось так, что в этом месте можно провести две параллельные и параллельные изобары, например, 995 и 1 000 (рис. 48). Мы принимаем, что во всех точках, заключенных между этими изобарами, давление имеет значения, промежуточные между 1 000 и 995 мб, и равномерно убывает от большего давления к меньшему. Совершенно очевидно, что наиболее быстрое убывание давления по горизонтали происходит в направлении, перпендикулярном к изобарам. Это направление называется *направлением горизонтального барического градиента*. Выделим между изобарами какую-либо воздушную частицу А (с массой, равной единице). Она, как тело, погружен-

ное в воздушную среду, испытывает со всех сторон давление этой среды. Но на свою грань, обращенную к изобаре 1 000 мб, она испытывает давление большее, чем на противоположную грань, обращенную к изобаре 995 мб.

Равнодействующая этих двух давлений направлена всегда в сторону градиента и называется *силой горизонтального барического градиента*. С двух других сторон частица испытывает равное давление, так что равнодействующая этих давлений равна нулю.

Под влиянием возникшей силы горизонтального барического градиента воздушная частица начинает смещаться в направлении этой силы. Но как только начнется движение, то сейчас же возникают две другие силы, которые начинают действовать на движущуюся воздушную частицу. Это — сила трения и сила отклоняющего действия вращения земли (так называемая сила Кориолиса). При этом сила трения о земную поверхность будет действовать в направлении, обратном движению, а отклоняющая сила в любой момент бывает направлена перпендикулярно направлению движения в северном полушарии вправо от него. В результате под действием всех этих сил движение воздушной частицы (ветер) будет совершаться не прямо в направлении действия силы барического градиента, а отклонится от этого направления вправо.

Наблюдения показывают, что действительно вблизи земной поверхности ветер дует под углом к изобаре и в северном полушарии отклоняется от направления градиента вправо на некоторый угол, меньший 90° (рис. 48). Этот угол тем больше, чем меньше сила трения о земную поверхность. Он составляет в среднем $40\text{--}60^\circ$ над сушей и $70\text{--}80^\circ$ над морем. С высотой трение убывает и угол отклонения ветра от градиента увеличивается. На высотах выше 500 м трение о земную поверхность практически исчезает и здесь отклонение ветра от направления градиента составляет около 90° . Теория также показывает, что при отсутствии трения ветер должен дуть параллельно изобарам, оставляя изобару с более низким давлением слева. Этот ветер называется *градиентным*¹.

Скорость ветра будет тем больше, чем больше сила горизонтального барического градиента. А эта последняя зависит от того, насколько быстро («круто») падает давление от одной изобары к другой. При одной и той же разности давлений на двух соседних изобарах (она обычно равна 5 мб) сила градиента, а следовательно, и скорость ветра тем больше, чем меньше расстояние между изобарами (чем «круче» падает давление). Наоборот, чем больше расстояние между двумя соседними изобарами, тем меньше сила градиента и тем слабее ветер.

¹ Подробнее о градиентном ветре будет сказано ниже.

В случае, когда изобары криволинейны, градиентный ветер, а значит и действительный ветер на высотах более 500 м направлен по касательной к изобаре, перпендикулярно к направлению градиента, который направлен в этой же точке нормально к изобаре (т. е. перпендикулярно к касательной).

Таким образом, на изобары надо смотреть не только как на линии, соединяющие точки с одинаковым давлением, но главным образом как на линии, показывающие направление горизонтального переноса воздушных масс, и помнить, что (в северном полушарии) воздух движется параллельно изобарам, оставляя более низкое давление слева. Только в приземном слое (0—500 м) ветер дует под некоторым углом к изобарам от высокого давления к низкому.

СИЛА ГОРИЗОНТАЛЬНОГО БАРИЧЕСКОГО ГРАДИЕНТА

Возьмем на карте две прямолинейные и параллельные изобары с давлением P и $P - \Delta P$ (рис. 49). Пусть расстояние между этими изобарами равно Δn .

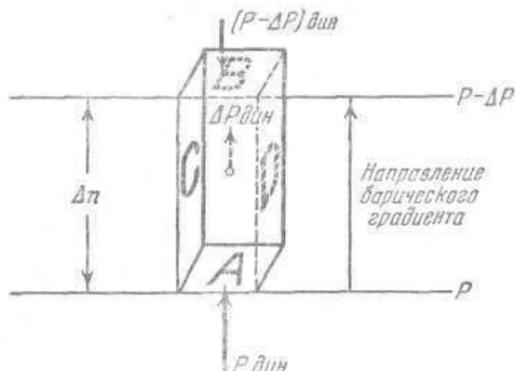


Рис. 49. Объяснение силы горизонтального барического градиента

Горизонтальным барическим градиентом называется величина падения давления на единицу расстояния в направлении наиболее быстрого убывания давления, т. е. в направлении, нормальном (перпендикулярном) к изобарам. Согласно определению величину горизонтального барического градиента можно выразить отношением $\frac{\Delta P}{\Delta n}$. Таким образом, градиент показывает скорость («крутизну») убывания давления. Ясно, что чем больше разность давлений между двумя соседними изобарами (ΔP) и чем меньше расстояние между ними (Δn), тем быстрее («круче») будет падать давление и наоборот.

¹ Греческая буква (дельта), стоящая перед какой-либо величиной, означает изменение этой величины.

Выделим мысленно частицу воздуха между этими изобарами в виде параллелепипеда, у которого грани A и B имеют площадь 1 см^2 . Следовательно, объем этой частицы равен $\Delta n \text{ см}^3$.

Со стороны граней C и D она испытывает (по закону Архимеда) равные и противоположно направленные давления. На грани же A и B давления не равны. Если измерять давление в динах на см^2 (1 миллибар есть давление в $1000 \text{ дин}/\text{см}^2$), то грань A испытывает давление в $P_{\text{дин}}$, а грань B — давление $(P - P_{\text{дин}})$. Равнодействующая этих двух сил давления равна $P_{\text{дин}}$ и направлена в сторону горизонтального барического градиента. Она называется силой горизонтального барического градиента.

Эта сила приложена к массе, выделенной нами частицы воздуха. Если плотность воздуха в частице обозначить $\rho \text{ г}/\text{см}^3$, то ее масса будет $\rho \Delta n$ (г).

Тогда ускорение, сообщаемое воздуху силой горизонтального барического градиента, будет:

$$G = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta n}$$

С этим ускорением воздушная частица начнет двигаться в направлении горизонтального барического градиента. Но с началом движения на нее начнет действовать отклоняющая сила вращения земли и сила трения.

ОТКЛОНЯЮЩАЯ СИЛА ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ

Действие этой силы заключается в следующем. Как известно, по закону инерции всякое движущееся тело стремится сохранить направление своего движения относительно мирового пространства.

Всякая частица воздуха, как и все тела на земной поверхности, участвует в суточном вращении земли. Когда она находится в покое относительно земной поверхности, то это значит, что все силы, действующие на нее, взаимно уравновешены. Если же частица воздуха (или любое другое тело) движется вдоль плоскости горизонта, то она будет стремиться сохранить первоначальное направление относительно мирового пространства. Координаты же, связанные с земной поверхностью (меридианы и параллели), относительно которых мы обычно определяем направление в любой точке земной поверхности, в суточном вращении земли непрерывно меняют свое направление относительно мирового пространства. Пусть рис. 50 представляет собой земной шар, вращающийся вокруг своей оси, как известно, с запада на восток с угловой скоростью $\omega = 0,0000729 \text{ 1/сек}$ (радиан в секунду).

¹ Ускорение равно силе ($P_{\text{дин}}$) деленной на массу $\rho \cdot \Delta n$.

Угловую скорость принято изображать вектором, направленным вдоль оси, вокруг которой происходит вращение, и так, что если смотреть из конца вектора к его основанию, то вращение должно казаться направленным против часовой стрелки; длина вектора берется пропорциональной величине угловой скорости.

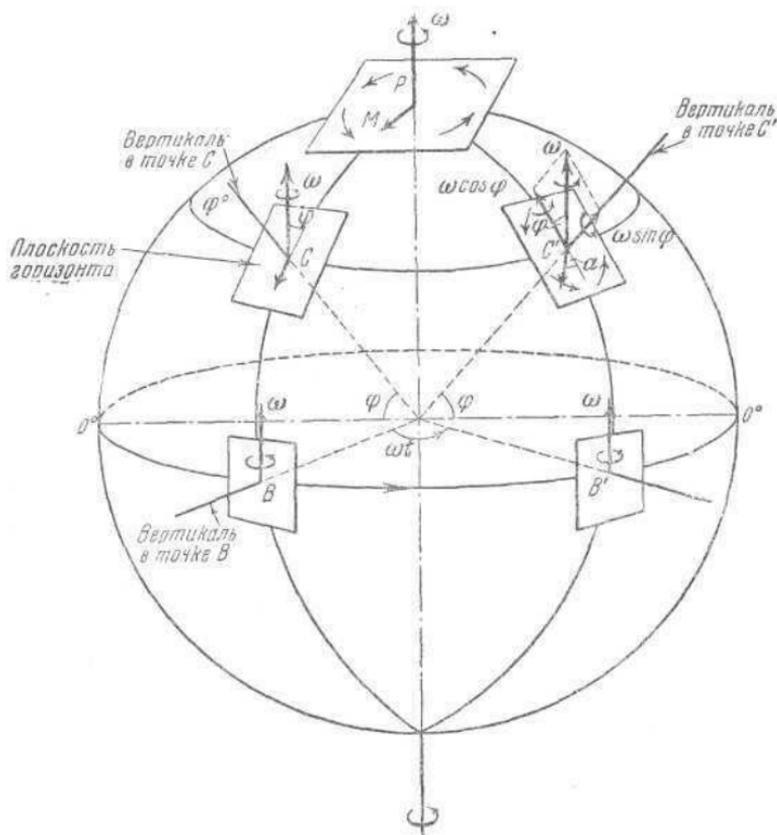


Рис. 50. Вращение плоскости горизонта на разных широтах

Рассмотрим сначала (рис. 51) плоскость горизонта, касательную в точке полюса (P). Совершенно очевидно, что она вращается вокруг вертикали с угловой скоростью ω . Если теперь какое-нибудь тело начнет двигаться из точки P в горизонтальном направлении, например, к точке M , и будет сохранять это направление относительно мирового пространства, то оно будет «видеть», как плоскость горизонта под ним будет перемещаться справа налево, т. е. отклоняться влево. Если линейная скорость тела равна U и оно пройдет расстояние PM за время t , то за это же время плоскость горизонта повернется на угол ωt и наше тело вместо точки M окажется над точкой M' . Следовательно, относительно плоскости гори-

зонта оно отклонится от первоначального направления вправо так, как будто на него действовала какая-то сила. Эта инерционная сила и есть то, что мы называем отклоняющей силой вращения земли. При этом отрезок MM' есть как бы путь, пройденный телом за время t под действием этой отклоняющей силы.

Из физики известно, что путь, проходимый движущимся телом под действием какой-либо силы, выражается как

$$S = \frac{at^2}{2},$$

где a — ускорение действующей силы. Следовательно,

но, обозначив ускорение отклоняющей силы вращения земли через A , мы можем написать, что

$$MM' = \frac{At^2}{2}$$

С другой стороны

$$MM' = \omega t Ut = \omega Ut^2$$

так как дуга MM' , а при малом угле и хорда MM' равна радиусу PM (Ut) умноженному на угол ωt (выраженный в радианах).

Приравнивая правые части полученных равенств, получим, что

$$\omega Ut^2 = \frac{At^2}{2}$$

откуда

$$A = 2\omega U.$$

Следовательно, если плоскость горизонта вращается вокруг вертикали с угловой скоростью ω , то тело, движущееся горизонтально со скоростью U , испытывает отклонение с ускорением:

$$A = 2\omega U$$

Это имеет место на полюсе.

Рассмотрим теперь плоскость горизонта, касательную на экваторе в точке B (рис. 50). Через некоторое время t , когда земля повернется на угол ωt , точка B перейдет в положение B' . Совершенно очевидно, что плоскость горизонта при этом не повернется вокруг вертикали, она повернется только вокруг своей полуденной линии (меридиана) с угловой скоростью ω . Следовательно, тело, смещающееся вдоль экватора, не будет испытывать боковых отклонений. То же самое относится к телу, пересекающему экватор, в момент пересечения.

Рассмотрим, наконец, плоскость горизонта на какой-либо широте φ в точке C' . В суточном вращении земли эта плоскость горизонта будет вращаться с угловой скоростью ω вокруг линии, параллельной земной оси. Эта линия наклонена к плоскости горизонта под углом, равным φ^2 . Можно видеть, что при перемещении точки C в положение C' плоскость горизонта повернется одновременно и вокруг вертикальной линии и вокруг полуденной линии (меридиана). Разложим вектор ω по правилу параллелограмма на вектор, направленный по вертикали, и на вектор, направленный по меридиану. Нетрудно видеть, что первый вектор по величине будет равен $\omega \sin \varphi$, а второй — $\omega \cos \varphi$.

Таким образом, плоскость горизонта на какой-либо широте φ будет поворачиваться вокруг вертикали с угловой скоростью $\omega \sin \varphi$ и, следовательно, тело, движущееся в горизонтальном направлении, будет испытывать (как и в случае на полюсе) отклонение вправо с ускорением $A = 2 \omega U \sin \varphi$.

Например, тело, начавшее двигаться из точки C вдоль по меридиану, к моменту прихода C в положение C' «обнаружит», что меридиан «отошел» влево на угол α . Следовательно, по отношению к земной поверхности тело отклонится вправо.

Из формулы ускорения отклоняющей силы вращения земли ($A = 2 \omega U \sin \varphi$) видно, что на полюсе ($\varphi = 90^\circ$) эта сила максимальна ($\sin 90^\circ = 1$), что она уменьшается с уменьшением широты и на экваторе ($\varphi = 0^\circ$) равна нулю.

Повторив все те же рассуждения применительно к южному полушарию, можно убедиться, что там отклонение будет влево, *отклоняющая сила всегда направлена только перпендикулярно к направлению движения, вправо от него — в северном полушарии и влево — в южном.*

Отсюда следует, что отклоняющая сила вращения земли не может изменить скорости движения; она только отклоняет движущееся тело.

Действие этой силы наиболее заметно сказывается на движении тел, перемещающихся с малым трением, например, воды в реке, воздуха.

Под влиянием этой силы реки северного полушария подмывают больше правый берег, который поэтому у большинства рек более высок, чем левый; льды в Арктике плавают не по направлению ветра, а отклоняясь от него вправо на $30-40^\circ$; на двухпутных железнодорожных линиях на прямых участках правый рельс изнашивается быстрее, чем левый.

¹ Широтой какой-либо точки на земной поверхности называется угол, образуемый земным радиусом, проходящим через данную точку, с плоскостью экватора.

² Равенство углов вытекает из взаимной перпендикулярности их сторон.

³ Вертикальным отклонением мы не интересуемся.

Рассмотрим движение воздушной частицы при отсутствии трения. Предположим, что в каком-то месте создалась разность давлений, так что можно провести две изобары P и $P - \Delta P$ (рис. 52). Под действием силы барического градиента воздушная частица M начнет смещаться в направлении градиента. Рассмотрим бесконечно малые промежутки времени. В первое мгновение, когда частица приобретает скорость U_1 , сейчас же появится ускорение отклоняющей силы вращения земли A_{11} направленное перпендикулярно и вправо

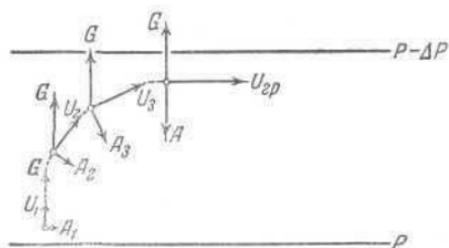


Рис. 52. Схема возникновения градиентного ветра

от U_1 . В результате направление движения изменится на U_2 . Тогда и ускорение A_1 , немедленно изменится на A_2 (оно всегда перпендикулярно U). Это вызовет дальнейшее изменение направления движения частицы на U_3 , а следовательно, и ускорения A_2 на A_3 . При этом с увеличением скорости движения будет увеличиваться и величина A .

Такое отклонение будет продолжаться до тех пор, пока движение не станет установившимся. А это будет тогда, когда сила барического градиента и отклоняющая сила вращения земли (или ускорения этих сил), будут взаимно уравновешиваться, т. е. по величине

$$A = G'$$

Так как G всегда направлено перпендикулярно к изобарам, а L — перпендикулярно к U , то в случае установившегося движения U должно быть направлено параллельно изобарам.

Такое установившееся движение воздуха, рассчитанное в предположении, что трение отсутствует, называется градиентным ветром. Градиентный ветер дует параллельно изобарам, оставляя (в северном полушарии) более низкое давление слева.

Выше уже говорилось, что на высотах выше 500 м ветер дует как градиентный.

Подставляя в равенство $A = G'$ их значения

$$2\omega U \sin \varphi = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta n}$$

¹ В случае криволинейных изобар установившееся движение криволинейно, и на движущуюся частицу воздуха действует ее центробежная сила. В умеренных широтах большая кривизна изобар встречается редко и центробежной силой можно пренебречь

получим, что скорость градиентного ветра

$$U = \frac{1}{2\omega \sin \varphi} \cdot \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta n} \quad (4)$$

Из известного в физике соотношения $PV = RT$ (уравнение состояния), где P —давление, V —удельный объем, R —газовая постоянная и T —температура (в абсолютной шкале), можно видеть, что удельный объем газа равен:

$$V = \frac{RT}{P}$$

Тогда плотность газа, являющаяся величиной, обратной удельному объему, равна:

$$\rho = \frac{1}{V} = \frac{P}{RT}$$

Подставляя это значение ρ в формулу (4), получим:

$$U = \frac{R}{2\omega \sin \varphi} \cdot \frac{T}{P} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta n} \quad (5)$$

Вблизи земной поверхности при движении воздушной частицы появляется еще сила трения, так что при установившемся движении должны взаимно уравновешиваться уже три



Рис. 53. Расположение действующих сил при ветре в слое трения

силы: сила градиента, отклоняющая сила и сила трения. При равновесии трех сил одна из них должна уравновешивать сумму двух других. На рис. 53 показано примерное направление отклоняющей силы и силы трения, когда их сумма (равнодействующая) уравновешивается силой градиента. Так как движение при этом должно совершаться в сторону, обратную силе трения и перпендикулярно отклоняющей силе, то направление ветра у земли получается под углом к изобаре от высокого давления к более низкому, причем ветер отклоняется от направления градиента вправо на некоторый угол α , меньший 90° .

Скорость ветра в м/сек на высоте 500 м можно приблизительно подсчитать по такой формуле:

$$U = \frac{537}{\sin \varphi} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta n} \quad (6)$$

где φ — географическая широта места, в котором определяется ветер; синус этого угла легко находится на аэронавигационной линейке;

ΔP — разность давлений на двух соседних изобарах (обычно равна 5 мб)-

Δn — расстояние между этими изобарами, выраженное в км;

537 — коэффициент, рассчитанный для условий при температуре 0° ($T=273^\circ$) и давлений 1 000 мб.

При других значениях температуры и давления величина этого коэффициента будет иная. В пределах колебаний давления и температуры, наблюдающихся обычно вблизи земной поверхности, величина этого коэффициента имеет следующие значения:

Таблица 6

	960	980	1000	1020	1040
30°	620	610	600	590	580
20°	600	590	580	570	560
10°	580	570	560	550	540
0°	560	550	537	530	520
-10°	540	530	520	510	500
-20°	520	510	500	490	480
-30°	500	490	480	470	460

Рассмотрим несколько примеров определения градиентного ветра на высоте около 500 м на карте за 9 час. 9 января (приложение II).

Пример 1. Определим градиентный ветер в районе Таллина между изобарами 1 020 и 1 025. Этот район лежит на широте 60° . По аэронавигационной линейке находим, что $\sin 60^\circ = 0,87$.

Расстояние между изобарами $\Delta n = 180$ км. $\Delta P = 5$ мб. Температура около -20° . При $t = -20^\circ$ и $P = 1\,020$ мб из

¹ Эта формула получается из формулы (5), если в последней подставить значения газовой постоянной $R = 287 \frac{\text{М}^2}{\text{сек}^2 \text{ грид}}$ $\omega = 7,2910 \cdot 10^{-5}$ 1/сек, $P = 1000$ мб, $T = 273^\circ$ и n выразить в км.

таблицы берем коэффициент 490. Подставляем данные в формулу (6).

$$U_{гр} = \frac{490}{0,87} \cdot \frac{5}{180} = 15,6 \text{ м/сек} \approx 16 \text{ м/сек.}$$

Следовательно, в районе Финского залива на высоте 500 м дует ветер около 16 м/сек юго-восточного направления (параллельно изобарам, оставляя изобару с более низким давлением слева).

Пример 2. Определить градиентный ветер на высоте 500 м в районе Куйбышева. Широта Куйбышева около 53°. $\sin 53^\circ = 0,8$. Расстояние между изобарами 1 020 и 1 015 мб около 520 км, $\Delta P = 5 \text{ мб}$, $t = -30^\circ$. Из таблицы 5 берем коэффициент 470. Тогда

$$U_{гр} = \frac{470}{0,8} \cdot \frac{5}{520} = 5,6 \text{ м/сек} \approx 6 \text{ м/сек.}$$

Направление ветра — ССЗ.

Как видим, здесь расстояние между изобарами больше, чем в первом примере, ветер слабее, что видно и из значков наземного ветра.

Пример 3. В районе к югу от Москвы горизонтальное изменение давления очень незначительно, т. е. горизонтальный барический градиент здесь очень мал. Можно видеть, что и ветры в этом районе очень слабы.

БАРИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Атмосферное давление на синоптических картах распределяется всегда неравномерно и довольно разнообразно. Система распределения давления в каком-либо районе, характеризующаяся определенным расположением изобар, называется **барической системой**. Различают несколько типов барических систем.

1. **Циклон.** Циклоном называется барическая система, очерченная на карте замкнутыми изобарами, в которой давление убывает от периферии к центру (рис. 54). По аналогии с топографической картой циклон можно сравнить со впадиной. На картах в центре

Рис. 54. Схема циклона

циклона ставится буква *H*. Горизонтальный барический градиент в циклоне направлен в любой точке к центру циклона

(пунктирные стрелки). Таким образом, в приземном слое воздух всюду движется к центру циклона, в то же время вращаясь вокруг него против часовой стрелки (сплошные стрелки), т. е. *циклон является областью сходимости приземных ветров.*

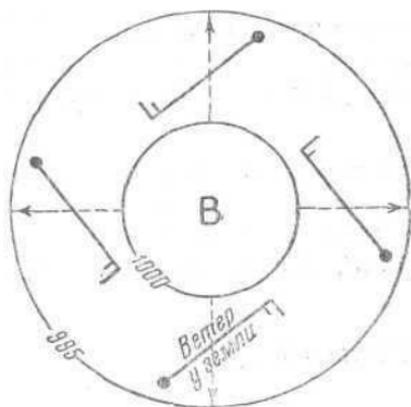


Рис. 55. Схема антициклона

в приземном слое воздух всюду движется от центра антициклона, в то же время вращаясь вокруг него по часовой стрелке, т. е. *антициклон является областью расходимости приземных ветров.*

3. Ложбина. Ложбиной называется узкая вытянутая полоса пониженного давления, вклинивающаяся между двумя

2. Антициклон. Антициклоном называется барическая система, очерченная замкнутыми изобарами, в которой давление убывает от центра к периферии (рис. 55). По аналогии с топографической картой антициклон можно сравнить с возвышенностью. На картах в центре антициклона ставится буква *В*. Горизонтальный барический градиент в антициклоне в любой точке направлен от центра к периферии. Таким образом,

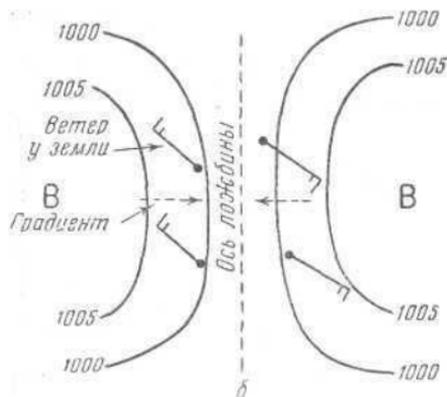
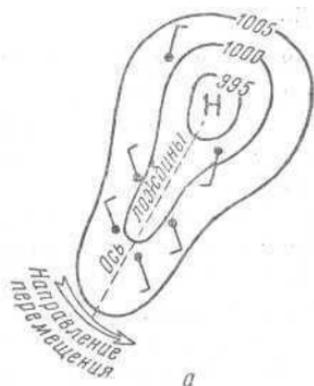


Рис. 56. Схема ложбины:

а — ложбина на периферии циклона; *б* — ложбина, разделяющая два антициклона

областями более высокого давления. На картах ложбина чаще выглядит, как область изобар, выпяченных на периферии циклона (рис. 56,а). Иногда ложбина выглядит, как раздел между двумя антициклонами (рис. 56,б). Аналогичная система горизонталей на топографических картах называется ло-

щиной или оврагом. Приземные ветры в ложбине дуют к ее оси, т. е. ложбина является областью сходимости приземных ветров.

4. Гребень. Гребнем называется узкая вытянутая полоса повышенного давления между двумя областями более низкого давления. На картах гребень чаще всего выглядит, как область изобар, выпяченных на периферии антициклона (рис. 57,а). Иногда гребень выглядит, как раздел между двумя циклонами (рис. 57,б). Приземные ветры в гребне дуют от

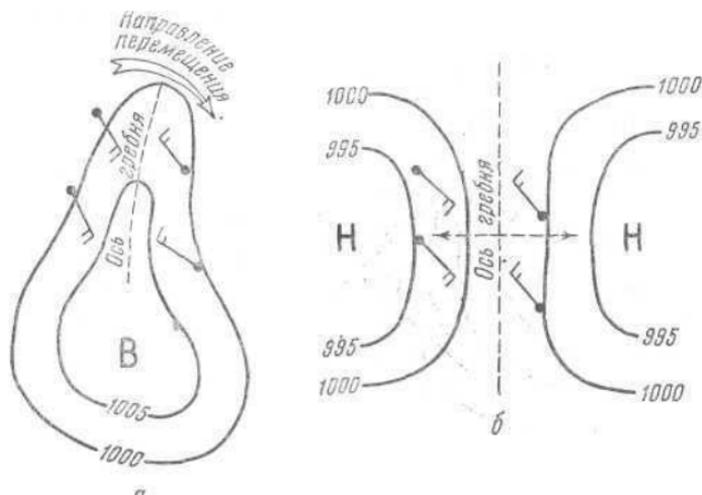


Рис. 57. Схема гребня:

- а — гребень (отрог) на периферии антициклона;
 б — гребень, разделяющий два циклона

его оси, т. е. гребень является областью расходимости приземных ветров.

5. Седловина. Седловиной называется барическая система, заключенная между двумя областями более высокого давления (антициклонами) и двумя областями более низкого давления (циклонами), расположенными крестообразно (рис.58). Если рассматривать в седловине только градиентные ветры, то обнаружится следующее. Вдоль одной прямой ветры дуют с двух сторон к центру седловины, одновременно расходясь в стороны. Эта прямая называется осью сжатия седловины. Таким образом, ось сжатия является районом расходимости ветров. Вдоль другой прямой ветры дуют в обе стороны от центра седловины, одновременно сближаясь; эту прямую называют осью растяжения седловины. Ось растяжения является районом сходимости ветров. В центре седловины наблюдается штиль.

Барические системы могут иметь различные размеры и различную конфигурацию изобар. Так, например, циклоны и

антициклоны бывают в поперечнике от нескольких сотен до нескольких тысяч километров. Ложбины, гребни и седловины бывают узкие и широкие, длинные и короткие, большие и маленькие. В широких пределах колеблются и величины барических градиентов в каждой из барических областей.

Но основным в них является следующее. Область циклона, ось ложбины и ось растяжения седловины являются районами сходимости воздушных масс в приземном слое. Это ведет к сближению масс воздуха, подходящих из различных районов и обладающих различными физическими свойствами

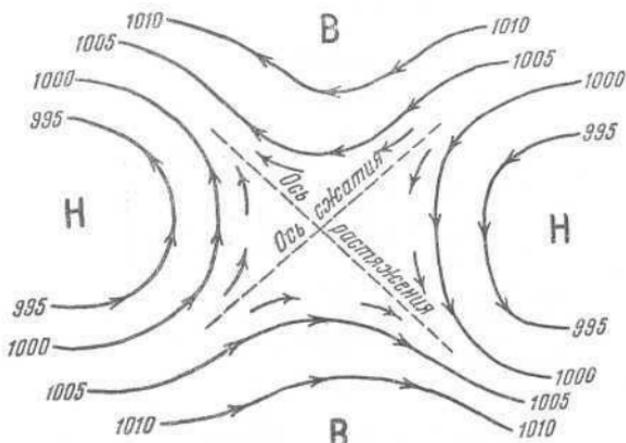


Рис. 58. Схема седловины

(температурой, влажностью и т. д.); при этом более теплый воздух поднимается над более холодным (рис. 59)¹. Восходящее же движение воздуха является процессом, приводящим к образованию облаков и осадков. Поэтому в циклонах, ложбинах и на осях растяжения седловин чаще всего наблюдается пасмурная с осадками, погода.

Область антициклона, ось гребня и ось сжатия седловины являются районами расходимости воздушных масс в приземном слое. Растекание воздуха в приземном слое вызывает оседание вышележащих слоев воздуха, которые при этом от сжатия нагреваются и становятся суше (рис. 60). Поэтому в антициклонах, гребнях и на оси сжатия седловин обычно имеется тенденция к рассеиванию облачности.

¹ Нижняя часть рисунка представляет собой перспективный вид участка синоптической карты, где имеется область циклона с ложбиной. В верхней части рисунка дан вертикальный разрез атмосферы через эту область. На вертикальном разрезе видно натекание теплого воздуха на клин холодного. На рисунке показаны два случая: первый случай, когда теплый воздух догоняет холодный и натекает на него (теплый фронт), и второй случай, когда холодный воздух, нагоняя теплый, подтекает под него, вытесняя последний вверх (холодный фронт).

Кроме этого, в центре антициклона, на оси гребня и в центре седловины наблюдаются очень слабые ветры, иногда до штиля. Малая облачность и слабый ветер являются усло-

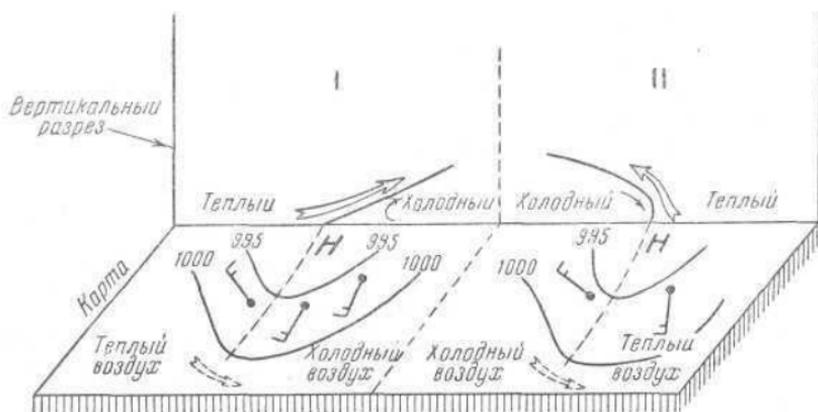


Рис. 59. Схема восходящих движений в ложбине:

/—натекание теплого воздуха на холодный; //—подтекание холодного воздуха под теплый

виями, очень благоприятными для значительного выхолаживания почвы и приземного воздуха в ночное (или зимнее) время путем излучения (радиации). Это выхолаживание приводит часто к образованию поземных туманов.

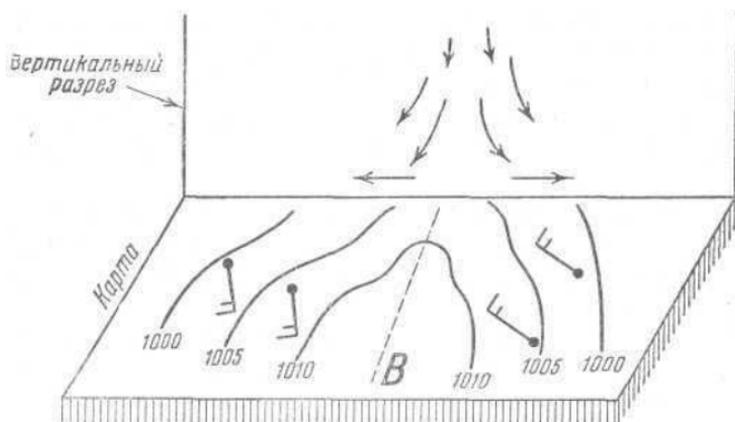


Рис. 60. Схема нисходящих движений в гребне

В центре седловины в теплое время года довольно легко развиваются тепловые грозы.

Радиационное выхолаживание приземного слоя и нагревание опускающихся верхних слоев воздуха в антициклонах и гребнях (комбинация излучения и сжатия) в холодное время

года приводит к развитию мощных и обширных инверсий, под которыми часто образуется подинверсионная волнистая облачность. Эта облачность иногда опускается очень низко и выглядит неподвижным туманным слоем слоистых облаков; она покрывает иногда очень большие площади (например, почти всю европейскую часть Советского Союза) и может держаться много дней, пока не разрушится антициклон и не исчезнет инверсия.

Рассматривая синоптические карты за ряд последовательных сроков, мы обнаруживаем, что барические системы не остаются неизменными, а с течением времени меняют свою конфигурацию и перемещаются.

Рассмотрим расположение барических систем на карте за 9 час. 9 января (приложение II).

Районы Прибалтики, Польши занимает циклон, вытянутый с СЗ на ЮВ с ложбиной на Румынию. Довольно обширный циклон виден в Западной Сибири; от него тянется к юго-западу ложбина. Над севером Скандинавии имеется центр антициклона, являющийся одним из ядер обширной области высокого давления, занимающей Баренцево море и север европейской территории Советского Союза. От этого антициклона в юго-восточном направлении на европейскую часть Советского Союза тянется широкий гребень, доходящий до Каспийского моря. Другой антициклон с несколькими небольшими ядрами повышенного давления занимает юг центральной Европы (Италия, Балканы, Средиземное море); от него тянется небольшой гребень на район Северного моря. Седловина намечается немного северо-восточнее Каспийского моря.

По значкам у отдельных станций нетрудно видеть, что в областях антициклонов и гребней преобладает ясная или малооблачная погода, слабые ветры и туманы. В областях же, занятых циклонами и ложбинами, преобладает пасмурная погода с осадками.

Обратясь к карте за 21 час 9 января (приложение III), можно отметить, что за истекшие 12 часов циклон с Прибалтики переместился к юго-востоку на Украину на расстоянии 800 км со средней скоростью около 65 км/час; циклон в Западной Сибири переместился к СВ на расстояние около 500 км. Ось широкого гребня над европейской частью Советского Союза сместилась к востоку и сам гребень преобразовался в седловину; антициклон на севере Скандинавии сместился немного к югу; несколько ослабел антициклон над Швейцарией.

ВЕТЕР НА ВЫСОТАХ ВЫШЕ УРОВНЯ ТРЕНИЯ

Выше мы видели, что вблизи земной поверхности ветер дует под углом к изобарам (рис. 48), а начиная с высоты 500 м, — параллельно изобарам. Из рисунка, видно, что в слое

от земли до 500 м ветер с высотой всегда отклоняется немного вправо (на угол 20—30°). Так как на всех высотах выше 500 м трение также отсутствует, то, следовательно, на любой высоте выше 500 м ветер должен дуть как градиентный, т. е. параллельно изобарам. Правда, действительный ветер часто не является установившимся движением воздуха (движением без ускорения), каким должен быть градиентный ветер, но разница в направлении действительного и градиентного ветра, получающаяся в результате этого, настолько невелика, что в авиационной практике можно ею пренебречь и пользоваться изобарами для определения направления и скорости ветра на высотах. Только надо при этом иметь в виду, что ветер на любой высоте дует параллельно изобарам, показывающим распределение давления именно на этой высоте.

Изобары на высоте 500 м очень близко совпадают с изобарами на уровне моря. Поэтому для определения ветра на высоте 500 м можно пользоваться изобарами, нанесенными на синоптической карте (которые строятся для уровня моря), что мы и делали, решая примеры. Но чтобы определить ветер на высоте, например, 5 км, надо сначала зондированием атмосферы узнать давление в разных пунктах на высоте 5 км, нанести эти величины давления на карту и провести высотные изобары. Ветер на высоте 5 км будет дуть параллельно именно этим изобарам.

КАРТЫ ВЫСОТНЫХ ИЗОБАР

В практике метеослужбы для определения воздушных потоков на высотах строят карты высотных изобар для различ-

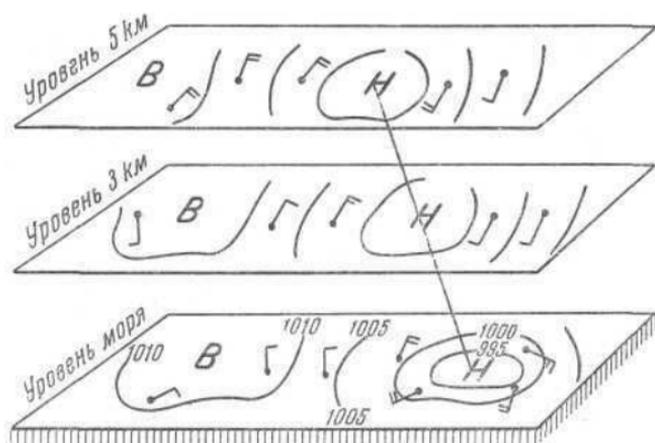


Рис. 61. Схема расположения изобар на разных уровнях

ных высот. Изучение этих карт показывает, что высотные изобары не совпадают с изобарами на уровне моря. Центры циклонов и антициклонов оказываются смещенными (рис. 61).

Этим и объясняется тот факт, что ветер выше 500 м с высотой не сохраняет своего направления, а отклоняется то вправо, то влево, а иногда даже меняет направление на обратное.

На рис. 62 представлены изобары на уровне моря (сплошные линии) и изобары на уровне 5 км (прерывистые линии), относящиеся к одному и тому же моменту времени. Рассматривая эти изобары, можно установить следующее.

В районе *A* направление высотных изобар почти совпадает с направлением наземных изобар; следовательно, в этом районе ветер в слое от 500 до 5 000 м почти не меняет своего направления¹.

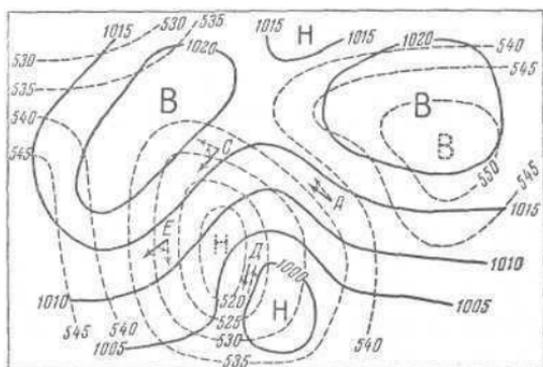


Рис. 62. Изобары на уровне моря (сплошные) и изобары (изогипсы) на уровне 5 км (прерывистые)

В районе *C* высотные изобары отклоняются от наземных вправо, следовательно, и ветер в этом районе в слое от 500 до 5 000 м отклоняется с высотой вправо.

В районе *D* высотные изобары параллельны наземным, но имеют обратное направление, следовательно, и ветер в этом районе в слое от 500 до 5 000 м меняет направление на обратное.

В районе *E* ветер с высотой отклоняется влево.

По густоте высотных изобар можно также судить о скорости ветра на той или иной высоте.

Карты высотных изобар можно строить по-разному. По одному способу измеряют зондированием давление на какой-нибудь одной высоте над разными точками, наносят эти величины на карту, проводят изобары и таким образом получают карту изобар для данной высоты. По этой карте можно определять и скорость ветра на данной высоте по формуле (4) или

¹ За направление изобар принято считать направление градиентного ветра, т. е. направление, при котором изобара с более низким давлением остается слева.

(5), только для этого надо знать плотность или давление и температуру воздуха на этой высоте. Это неудобно, так как эти величины с высотой меняются.

В советской метеослужбе применяется другой способ, свободный от указанного недостатка, — карты барической топографии. Для наглядного представления распределения давления на каком-либо одном уровне, как мы знаем, строят линии одинакового давления — изобары. Но если мы соединим все точки с одинаковым давлением, на каком бы уровне они ни находились, то мы получим так называемую

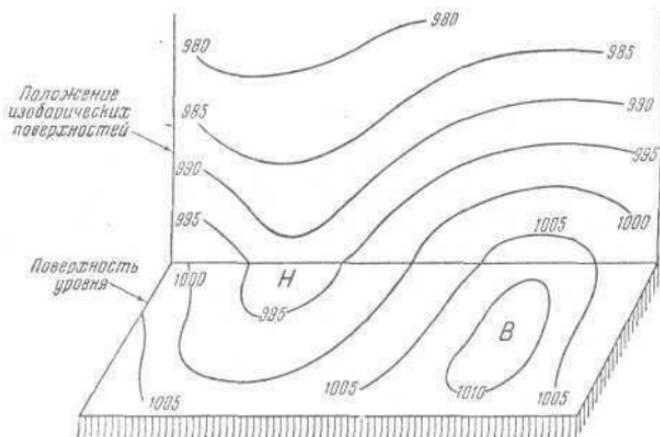


Рис. 63. Положение изобарических поверхностей в пространстве

изобарическую поверхность. Так как одно и то же давление наблюдается в пространстве над разными районами на разных высотах, то естественно, что изобарическая поверхность, соответствующая этому давлению, тоже не совпадает с одним уровнем, а имеет «рельеф».

На рис. 63 показаны изобары на каком-то уровне (например, на уровне моря). Положение же изобарических поверхностей над этим районом показано с помощью линий пересечения этих изобарических поверхностей с вертикальной плоскостью.

Из рисунка видно, что изобарические поверхности над циклоном лежат ниже, а над антициклоном поднимаются. На этом же рисунке можно видеть, что изобары на уровне моря есть не что иное, как след пересечения изобарических поверхностей с поверхностью уровня моря. То же самое можно сказать и об изобарах на каком-либо другом уровне: *они являются следом пересечения поверхности этого уровня с изобарическими поверхностями.*

Возьмем теперь какую-нибудь одну изобарическую поверхность, например, поверхность 700 мб (рис. 64) и попро-

буем на карте изобразить ее рельеф так, как это делается при изображении рельефа местности на топографических картах. Для этого пересечем эту изобарическую поверхность рядом горизонтальных поверхностей на разных уровнях (H_1, H_2, H_3 и т. д.).

В пересечении получатся линии равных высот 1, 2, 3 и т. д. Спроектировав их на один уровень (на карту), мы получим карту рельефа изобарической поверхности, на которой

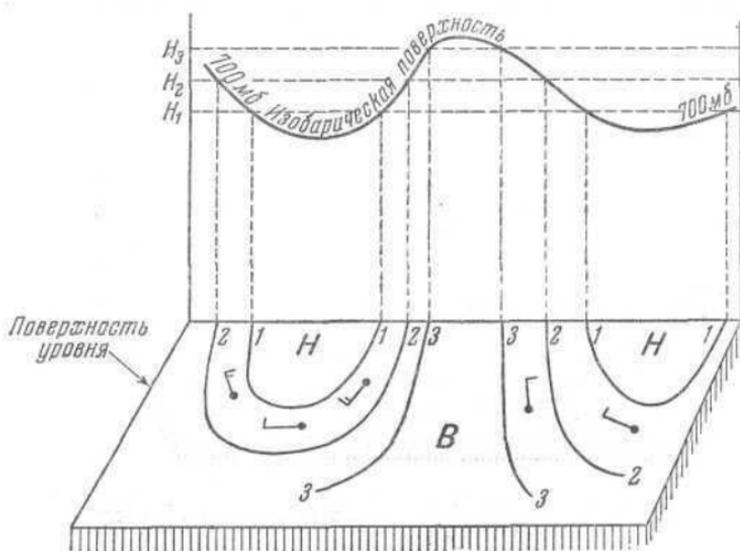


Рис. 64. «Топография» изобарической поверхности 700 мб

линии 1, 2, 3... называются изогипсами, или горизонталями.

Каждая из кривых 1, 2, 3... — это проекции линий пересечения изобарической поверхности с соответствующей поверхностью уровня на высотах H_1, H_2, H_3 и т. д. Следовательно, каждая из этих линий есть изобара на соответствующем уровне. Система таких изобар-изогипс, соответствующих одной изобарической поверхности, вполне характеризует распределение давления на уровне этой изобарической поверхности, а следовательно, направление и скорость ветра на этой высоте. Ветер дует параллельно изогипсам, оставляя изогипсу с более низким значением слева.

По густоте изогипс можно судить о крутизне изобарической поверхности, т. е. о скорости изменения давления в горизонтальном направлении (о горизонтальном барическом градиенте), а значит и о скорости ветра на высоте изобарической поверхности.

При этом каждому данному расстоянию между соседними изогипсами соответствует определенная скорость градиентного ветра, *одна и та же для всех изобарических поверхностей*.

Такие карты носят название карт абсолютной барической топографии. Высоты изобарической поверхности на этих картах указываются от уровня моря и наносятся в десятках метров (декаметрах). Изогипсы проводят через каждые 4 декаметра (40 метров).

В приложении V приведена карта абсолютной топографии 700-миллибаровой поверхности за 5 час. 9 января. На карте можно видеть, что высота этой изобарической поверхности в пределах Европы колеблется от 3 120 ж (в районе Средиземного моря) до 2760 м (в районе Финляндии). На картах барической топографии наносят сведения о ветрах, наблюдавшихся на высотах, близких к высоте изобарической поверхности. Оперение стрелок указывает скорость ветра: длинное перо— 20 км/час, короткое—10 км/час. Сравнивая эту карту с картой изобар на уровне моря за 9 час. 9 января, мы видим, что распределение давления на высоте 3 000 м не совпадает с распределением давления на уровне моря.

В практике службы погоды карты абсолютной барической топографии составляются ежедневно для нескольких изобарических поверхностей по наблюдениям за 05 и 17 часов. Обычно составляют карты топографии изобарических поверхностей:

850 мб,	что соответствует уровню около	1 200 м
700 »	»	3000 »
500 »	»	5000 »
300 »	»	8000—9000 »

Иногда составляют карты и для более высоких уровней.

ИЗМЕНЕНИЕ ВЕТРА С ВЫСОТОЙ

Выше мы видели, что высотные изобары не совпадают с наземными и ветер с высотой меняется.

Советский метеоролог С. И. Троицкий впервые показал, что это происходит в результате неравномерного распределения тепла в атмосфере в горизонтальном направлении.

Для наглядного представления распределения температур на карте проводят линии, называемые *изотермами*. По аналогии с горизонтальным барическим градиентом изменение температуры в горизонтальном направлении определяют величиной горизонтального температурного градиента.

Горизонтальным температурным градиентом называется величина убывания температуры на единицу расстояния в направлении, нормальном (перпендикулярном) к изотермам.

Обозначить горизонтальный температурный градиент можно как $\frac{\Delta T}{\Delta N}$, где ΔN — расстояние между изотермами.

Выделим мысленно какой-либо слой воздуха толщиной Δn (безразлично на какой высоте) и предположим, что на его нижнем уровне во всех точках давление равно P_0 (рис. 65) и, следовательно, на этом уровне горизонтальный барический

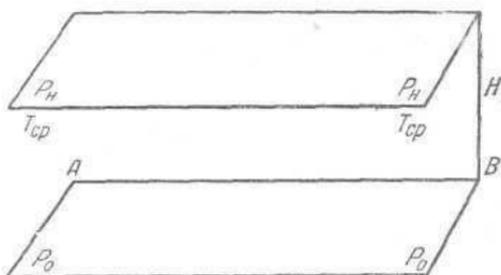


Рис. 65. Положение 1-е: барический и температурный градиент равны нулю, ветра нет

градиент равен нулю ($\frac{\Delta P_0}{\Delta n} = 0$). Пусть $T_{ср}$ — есть средняя температура любого столба воздуха в этом слое, т. е. горизонтальный температурный градиент средней температуры также равен нулю ($\frac{\Delta T_{ср}}{\Delta n} = 0$). Тогда в любой точке слоя давление с высотой будет убывать одинаково и на уровне H

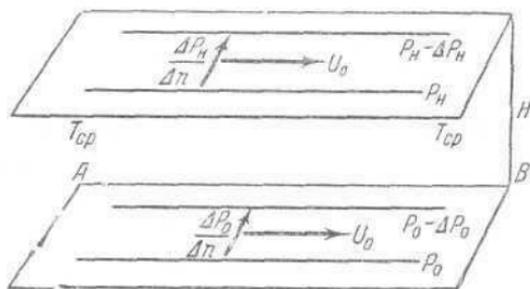


Рис. 66. Положение 2-е: ветер, вызванный барическим градиентом на нижнем уровне, сохраняется почти без изменения на всех уровнях слоя

оно во всех точках будет одинаково (P_H). В результате воздух в этом слое будет оставаться в покое.

Теперь предположим (рис. 66), что в выделенном слое горизонтальный градиент средней температуры попрежнему равен нулю, но на нижнем уровне по какой-то причине появилась разность давлений между двумя изобарами; появился

барический градиент $\frac{\Delta P_0}{\Delta n} \neq 0$, вызывающий на нижнем уровне ветер U_0 . Так как изменение давления с высотой в любом столбе воздуха будет происходить на одну и ту же величину (примерно) вследствие одинаковости средних температур, то на уровне Я появится почти такая же разность давления ($\Delta P_n \approx \Delta P_0$), что и на нижнем уровне, которая вызовет почти такой же ветер U_0^1 .

Следовательно, при отсутствии горизонтального градиента средней температуры слоя воздуха ($\frac{\Delta T_{cp}}{\Delta N} = 0$), но при нали-

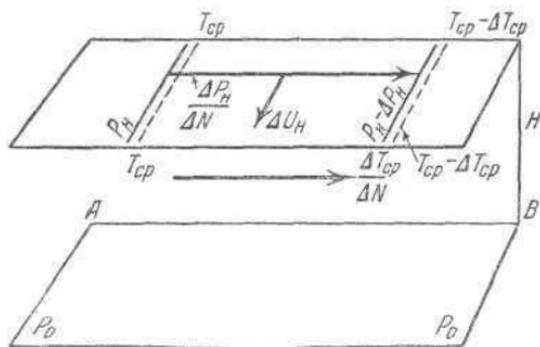


Рис. 67. Положение 3-е: горизонтальный градиент средней температуры обуславливает на верхней границе слоя «термический» ветер

ции барического градиента на нижнем уровне вызываемый этим градиентом ветер U_0 сохраняется почти без изменений на всех уровнях данного слоя.

Далее предположим (рис. 67), что на нижнем уровне барический градиент отсутствует, но воздух в слое нагрет по-разному, что над районом А средняя температура выше, чем над районом В ($T_{cp} - \Delta T_{cp}$). Следовательно, имеется горизонтальный градиент средней температуры $\frac{\Delta T_{cp}}{\Delta N}$. Изотермы средней температуры можно провести на любом уровне. Проведем их штрихом на верхнем уровне. Рассмотрим давление на верхнем уровне. Над районом А давление будет равно P_n за вычетом веса столба воздуха над ним с температурой T_{cp} . Над районом В давление будет равно P_n за вычетом веса столба более холодного воздуха с температурой $T_{cp} - \Delta T_{cp}$.

¹ Более строгий расчет показывает, что в этом случае $U_n = U_0 \frac{T_n}{T_0}$, но отношение $\frac{T_n}{T_0}$ близко к единице.

Ясно, что первая разность будет больше. Следовательно, если вдоль изотермы T_{cp} будет давление P_H , то вдоль изотермы $T_{cp} - \Delta T_{cp}$ давление будет ниже ($P_H - \Delta P_H$). Таким образом на уровне Я появился горизонтальный барический градиент $\left(\frac{\Delta P_H}{\Delta N}\right)$, совпадающий по направлению с горизонтальным

температурным градиентом $\frac{\Delta T_{cp}}{\Delta N}$. Этот барический градиент вызовет ветер ΔU_H , который будет направлен параллельно изотермам, оставляя более низкую температуру слева. Можно

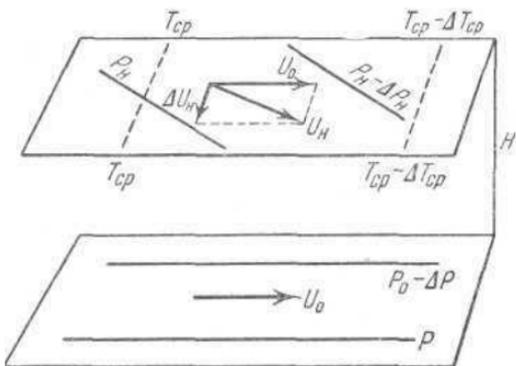


Рис. 68. Положение 4-е: вектор ветра на любой высоте есть геометрическая сумма вектора ветра на нижнем уровне и вектора «термического» ветра

показать, что если взять слой воздуха вдвое толще, то ветер ΔU_H будет вдвое сильнее.

Следовательно, при отсутствии горизонтального барического градиента на нижнем уровне, но при наличии горизонтального градиента средней температуры, на верхней границе слоя появляется ветер ΔU_H , дующий вдоль изотерм, оставляя низкую температуру слева. Этот ветер усиливается с увеличением толщины слоя. Он называется термическим ветром.

В действительности обычно имеет место сочетание обоих предыдущих случаев (рис. 68), т. е. на нижнем уровне имеется барический градиент $\frac{\Delta P_0}{\Delta n}$, вызывающий ветер U_0 , а име-

ющийся горизонтальный градиент средней температуры $\frac{\Delta T_{cp}}{\Delta N}$ вызывает на верхнем уровне слоя ветер ΔU_H . Тогда ветер на верхнем уровне будет складываться (геометрически) из вектора U_0 и вектора ΔU_H . Изобары на уровне Я будут параллельны вектору U_H .

Следовательно, ветер на любой высоте является суммой вектора ветра на нижнем уровне слоя (U_0) и вектора терми-

ческого ветра ($\Delta U_{\text{н}}$), параллельного изотермам средней температуры слоя.

Условимся в дальнейшем за направление изобар считать направление вектора ветра U_0 , а за направление изотерм — направление вектора термического ветра $\Delta U_{\text{н}}$.

Предположим, что на карте нанесены изобары нижнего уровня (уровня моря) и изотермы средней температуры. Пусть они расположены так, как показано на рис. 69, т. е. изотермы отклоняются от изобар влево. Тогда вектор $\Delta U_{\text{н}}$ будет направлен влево от вектора U_0 . Он будет увеличиваться пропорцио-

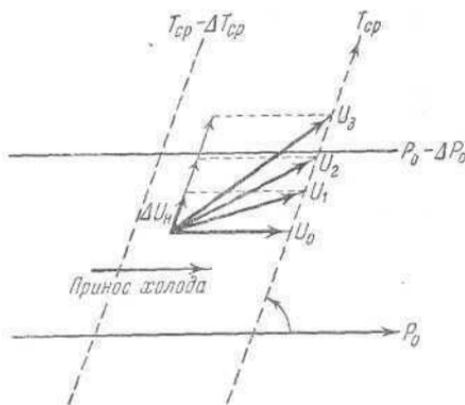


Рис. 69 Изотермы отклоняются от изобар влево. Ветер с высотой также отклоняется влево

нально высоте. Следовательно, ветер на уровнях 1, 2, 3 и т. д. будет постепенно усиливаться и отклоняться влево. При таком расположении изобар и изотерм в любой точке будет происходить перенос (адвекция)¹ более холодных масс воздуха.

На рис. 70 представлен случай, когда изотермы отклонены от изобар вправо. Мы видим, что и ветер в этом случае с высотой отклоняется вправо. При таком расположении изобар и изотерм в любой точке происходит перенос (адвекция) более теплых масс воздуха.

В случае, когда изобары и изотермы параллельны и совпадают по направлению (рис. 71), векторы U_0 и $\Delta U_{\text{н}}$ совпадают по направлению и при сложении дают ветер, усиливающийся с высотой и не меняющийся по направлению. В этом случае в каждую точку приносится воздух той же температуры.

На рис. 72 представлен случай, когда изотермы параллельны изобарам, но направлены в противоположную сторо-

¹ В метеорологии горизонтальный перенос воздушных масс называется адвекцией.

ну. В этом случае ветер с высотой начнет сначала убывать, не меняя направления, а затем перейдет на противоположное ка-

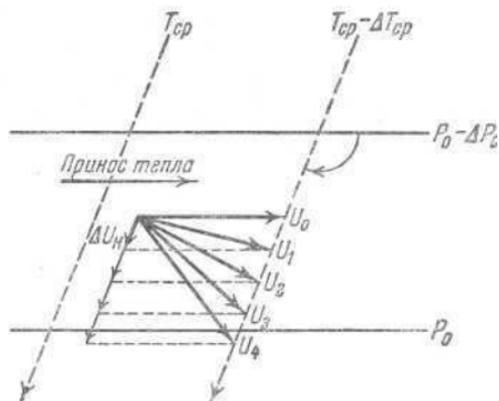


Рис. 70. Изотермы отклоняются от изобар вправо. Ветер с высотой также отклоняется вправо

правление и будет опять усиливаться. В этом случае также в каждую точку будет приноситься воздух той же температуры.

Таким образом, ветер с высотой стремится отклоняться в ту сторону, куда направлены изотермы средней температуры.

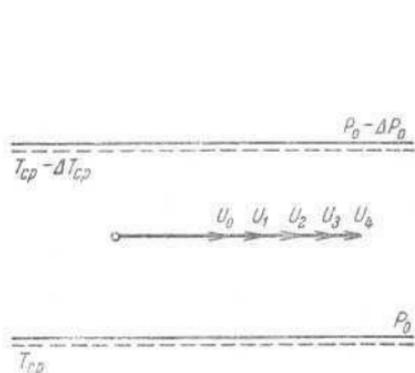


Рис. 71. Изотермы параллельны изобарам и направлены в ту же сторону. Ветер с высотой усиливается, не меняя направления

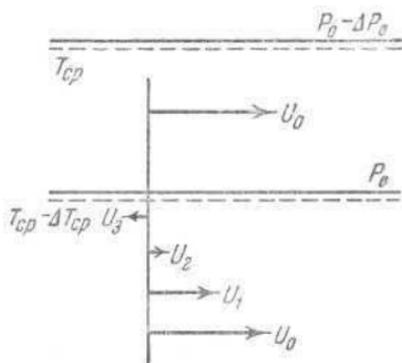


Рис. 72. Изотермы параллельны изобарам, но направлены в противоположную сторону. Ветер с высотой ослабевает, а затем меняет направление на обратное

Так как вектор U_0 для всех высот остается постоянным, а вектор ΔU_n с высотой увеличивается, то ветер с высотой все более стремится принять направление, параллельное изотермам средней температуры. Это же направление стремятся принять и высотные изобары.

Представим, что на карте расположены рядом циклон и антициклон (рис. 73) и что во всем этом районе изотермы средней температуры направлены с запада на восток. На нижнем уровне (500 м) как в циклоне, так и в антициклоне ветер дует по касательным к изобарам. С высотой же он будет отклоняться, стремясь принять направление, параллельное изотермам. При этом в разных местах отклонение будет различным в зависимости от взаимного расположения изобар и изотерм. Так, в крайней восточной части циклона ветер с высотой будет отклоняться вправо; это будет сопровождаться адвекцией более теплого воздуха с юга, что поведет к понижению здесь давления.

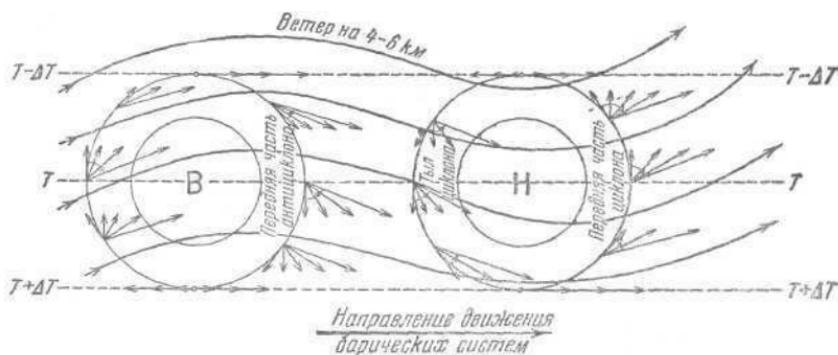


Рис. 73. «Ведущий поток» Троицкого на средней высоте тропосферы

В западной части циклона ветер с высотой будет отклоняться влево. Это будет сопровождаться адвекцией с севера более холодного воздуха и ростом в этом районе давления.

При таком изменении давления центр пониженного давления (циклона) будет смещаться на восток.

Рассмотрев аналогичным образом изменение ветра с высотой в антициклоне, мы увидим, что в восточной его части имеет место левое вращение ветра с высотой и принос холода, а следовательно, и рост давления. В западной же части антициклона — правое вращение ветра с высотой, принос тепла и понижение давления.

При таком изменении давления центр повышенного давления (антициклона) будет смещаться на восток.

Таким образом, в передней части циклона и тыловой части антициклона ветер с высотой отклоняется вправо; в тыловой части циклона и в передней части антициклона ветер отклоняется влево; в правой (по движению) части циклона и в левой части антициклона ветер с высотой усиливается, не меняя направления, в левой части циклона и в правой части антициклона ветер с высотой меняет направление на обратное.

Из чертежа видно, что над движущимися циклоном и антициклоном на высоте примерно 4—6 км все ветры сливаются в один поток (длинные стрелки), который по направлению близко совпадает с направлением движения циклона. Этот поток Троицкий назвал «ведущим потоком». Его можно легко обнаружить на картах барической топографии. Если же в районе циклона или антициклона средние температуры не меняются, т. е. горизонтальный градиент средней температуры равен нулю, то ветер с высотой не изменяет направления, нет переноса тепла и холода, нет изменения давления, нет ведущего потока; не может быть и перемещения барических систем ¹.

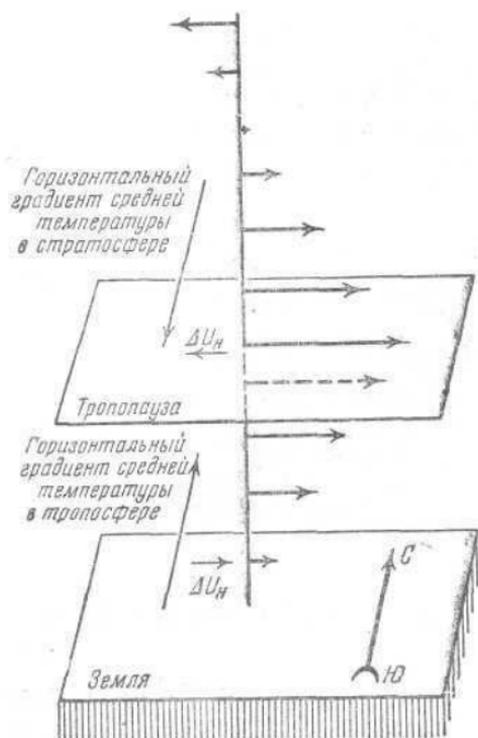


Рис. 74. Схема среднего изменения ветра с высотой в тропосфере и стратосфере над умеренными широтами

В стратосфере, наоборот, температура убывает от полюса к экватору. Следовательно, изотермы средней температуры там должны быть направлены с востока на запад; в этом же направлении ориентирован и вектор термического ветра. Поэтому западный ветер в стратосфере с высотой должен сначала ослабевать, а затем где-то перейти на направление с востока на запад и дальше опять усиливаться. На рис. 74 представлена грубая схема этого положения. На нее накладывается еще целый ряд усложняющих воздействий. И все же наблюдения показывают, что в умеренных широтах уже

В тропосфере средняя температура убывает в умеренных широтах от экватора к полюсу. Следовательно, изотермы средней температуры всего слоя тропосферы (до 10—11 км) должны быть направлены преимущественно с запада на восток; в этом же направлении ориентирован вектор термического ветра. Таким образом, все ветры в тропосфере должны с высотой усиливаться и принимать направление с запада на восток. На уровне тропопаузы ветер должен достигать наибольшей силы.

В стратосфере, наоборот, температура убывает от полюса к экватору. Следовательно, изотермы средней температуры там должны быть направлены с востока на запад; в этом же направлении ориентирован и вектор термического ветра. Поэтому западный ветер в стратосфере с высотой должен сначала ослабевать, а затем где-то перейти на направление с востока на запад и дальше опять усиливаться. На рис. 74 представлена грубая схема этого положения. На нее накладывается еще целый ряд усложняющих воздействий. И все же наблюдения показывают, что в умеренных широтах уже

¹ Правила смещения барических систем будут рассмотрены в главе X

к высоте 3 км начинают решительно преобладать ветры западных направлений, которые к тропопаузе достигают максимальной силы в среднем около 20 м/сек; затем они ослабевают примерно до 6—8 м/сек.

В более высоких слоях (выше 20 км) наблюдается уже преобладание восточных ветров, причем скорость ветра быстро увеличивается примерно до 70 м/сек на высоте 40 км и 140 м/сек—на высоте 60 км.

ЭЛЕМЕНТЫ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

Как уже было сказано, движение воздуха происходит вследствие неравномерного распределения давления. Первоначальной же причиной, вызывающей неравномерное распределение давления и, следовательно, горизонтальные движения воздуха, является неравномерный нагрев земной поверхности.

Всякий раз, когда в соседстве оказываются неодинаково нагретые районы, тотчас (при прочих равных условиях) возникает стремление воздуха течь в нижнем слое от холодного района к теплему, а на некоторой высоте — от теплого к холодному. Простым примером такой циркуляции воздуха может служить явление, которое мы наблюдаем каждый раз, когда открываем наружу дверь нагретого помещения в холодную погоду. Холодный воздух течет снаружи внутрь помещения понизу, а теплый воздух выходит из помещения наружу под верхней притолокой. В большем объеме подобная циркуляция наблюдается на берегах крупных водоемов.

Земля, как известно, днем хорошо нагревается солнцем, а ночью быстро остывает. Вода же обладает большей теплоемкостью, вследствие чего она мало нагревается днем, но зато медленно охлаждается ночью. Вследствие создающихся таким образом разностей температур суши и воды возникают прибрежные ветры, дующие днем с моря на сушу, ночью — с суши на море (рис. 75 и 76). Начиная же с высоты 200—300 м, возникают воздушные потоки обратного направления. Эти ветры называются бризами. Чем больше разность температур суши и воды, тем сильнее дует бриз и тем выше лежит граница между нижним и верхним потоками. Например, в тропических странах она может достигать 1 000 м. Бризы наблюдаются только при установившейся ясной спокойной погоде обычно в области антициклона, когда другие причины движения воздуха слабо выражены. Дневной бриз с моря может распространиться в глубь континента километров до 20. Ночной же бриз с суши распространяется от берега на 8—10 км.

Похожими на бризы являются горнодолинные ветры. Они вызываются тем, что склоны гор днем сказываются теплее, а ночью холоднее, чем свободная атмосфера на

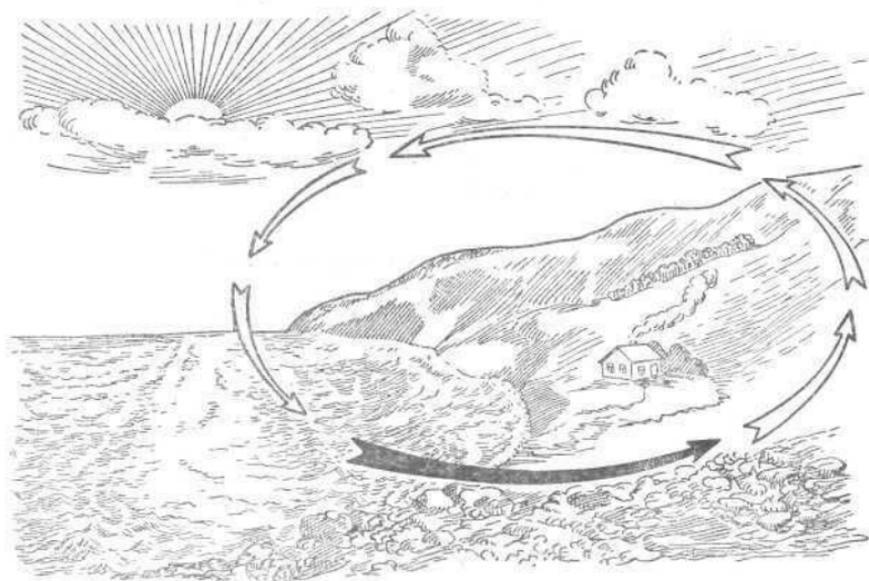


Рис. 75. Дневной бриз

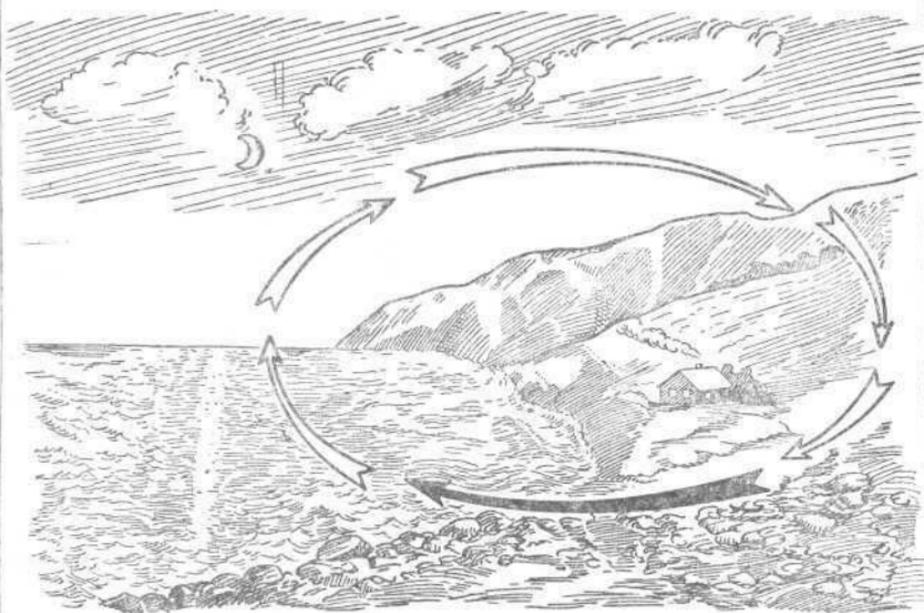


Рис. 76. Ночной бриз

том же уровне. В результате ночью холодный воздух со склонов скатывается вниз в долины, днем же нагретый у склонов воздух поднимается вверх. Горнодолинные ветры, как и бризы, наблюдаются также лишь при установившейся ясной и спокойной погоде.

Но бывает циркуляция воздуха гораздо больших размеров и большей продолжительности.

Так, зимой над обширными континентами (например, над Азией) вследствие сильного выхолаживания образуется область высокого давления (антициклон), из которой приземный воздух течет на более теплый океан. Летом же над нагретым континентом держится более низкое давление (циклон) и воздух течет с более холодного океана на континент. Эти ветры называются муссонами.

Муссоны охватывают большие площади. В глубь континента они могут распространяться на сотни километров.

Вертикальная мощность муссона может достигать нескольких километров. Наиболее отчетливо муссоны бывают выражены на восточном и южном побережье континента Азии (Индия, Китай, наш Дальний Восток). Они наблюдаются также в северной Австралии, в восточной и западной Африке, в Техасе (Северная Америка).

Но на земном шаре имеется постоянный очаг тепла (экваториальные районы) и два постоянных очага холода (полярные районы). Разность в нагреве этих районов, сохраняющая круглый год одно и то же направление, постоянно создает стремление воздуха к циркуляции между полюсами и экватором. Если бы поверхность Земли была совершенно однородна и не было бы отклоняющей силы вращения Земли, то циркуляция атмосферы была бы очень проста: воздух тек бы в нижнем слое от полюсов к экватору, а где-то на высоте — в обратном направлении (рис. 77). В этом случае характер погоды в любой точке земной поверхности был бы довольно однообразным.

Так, в северном полушарии мы наблюдали бы постоянный северный ветер у земли и южный поток где-то на высоте. Следовательно, через наш район протекали бы постоянно одни и те же воздушные массы из Арктики, что и определяло бы маломеняющуюся погоду.

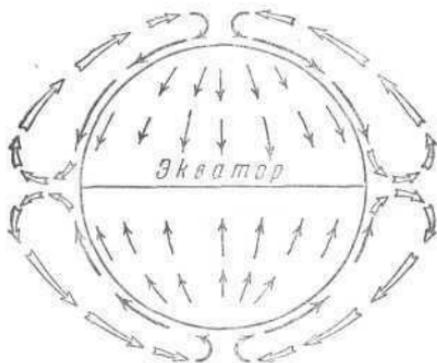


Рис. 77. Схема циркуляции воздуха на невращающейся земле

В действительности на движение воздуха влияет отклоняющая сила вращения земли. Движение становится более сложным. Кроме того, земная поверхность весьма неоднородна (суша, вода), что вызывает неодинаковое нагревание ее в разных местах на одной и той же широте, а также обуславливает неравномерное трение. Все это ведет к неравномерному распределению атмосферного давления и еще более усложняет картину общей циркуляции атмосферы. Воз-

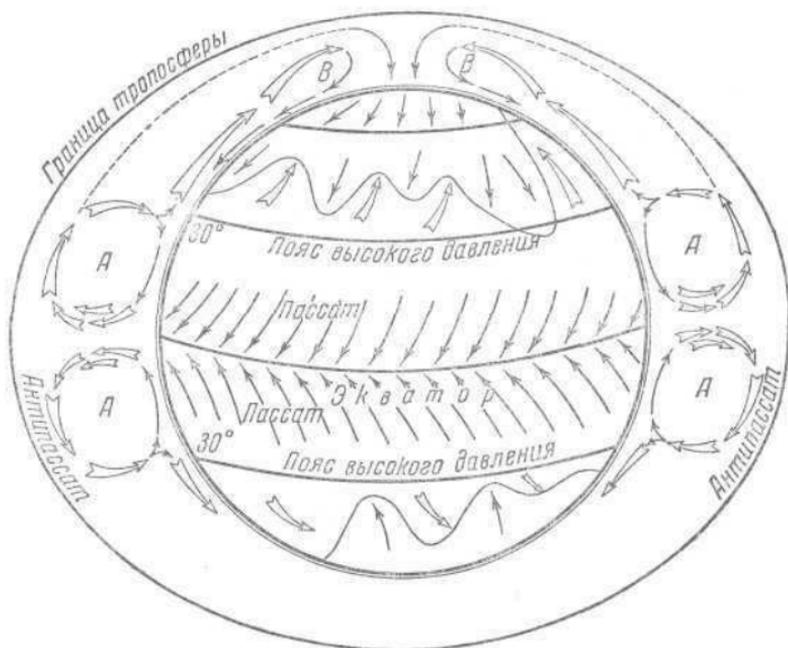


Рис. 78. Упрощенная схема циркуляции в тропосфере

никает ряд отдельных циркуляции воздуха — вертикальных и горизонтальных, связанных друг с другом. Этим обстоятельством и объясняется то, что ежедневные синоптические карты, каждая из которых отражает распределение давления и циркуляцию атмосферы в какой-то один момент времени, никогда не бывают вполне похожи одна на другую.

Если отвлечься от неоднородности земной поверхности, то очень схематично и грубо можно представить себе положение в таком виде (рис. 78). Воздух, нагретый над экватором и начавший на некоторой высоте двигаться к северному полюсу, вследствие отклоняющего действия вращения земли начинает отклоняться вправо (к востоку). К широте около 30° это отклонение достигает 90° и движение в верхних слоях к северу прекращается. Над широтой 30° получается как бы «запружи-

вание» и накопление воздуха, что ведет к повышению приземного давления в широкой полосе, примыкающей к параллели 30°. То же самое происходит и в южном полушарии. От поясов высокого давления над 30° широты приземный воздух частично оттекает обратно к экватору, образуя в полосе между экватором и параллелями 30° постоянные ветры. Эти постоянные ветры называются пассатами. В северном полушарии пассаты направлены с северо-востока (отклонение вправо), в южном полушарии — с юго-востока (отклонение влево).

Другая часть приземного воздуха из пояса высокого давления оттекает к полюсу, образуя в северном полушарии юго-западные ветры.

Обратимся теперь к полярному району.

Холодный воздух, начавший двигаться отсюда к экватору, в приземном слое тоже отклоняется и приходит в умеренные широты в виде северо-восточного потока (в северном полушарии). Здесь он будет встречаться с теплым юго-западным потоком из притропического пояса высокого давления. Эта встреча происходит не вдоль какой-либо одной параллели, а так, что в одних районах теплый воздух как бы оттесняет холодный далеко к северу, в других же районах холодный воздух прорывается далеко к югу, попадая иногда даже в область пассатов. На разделах между этими двумя воздушными массами возникают циклоны. Теплый воздух поднимается над холодным и частично оттекает к полюсу.

Неоднородность подстилающей поверхности, сезонные смены высоты солнца (зима и лето) сильно усложняют всю картину.

Если в каждом пункте наблюдения вычислить среднюю величину атмосферного давления в каком-либо месяце по наблюдениям за много лет, нанести эти средние величины на карту и провести изобары, то последние отразят некоторую закономерность в распределении давления и в направлении воздушных потоков. На рис. 79 и 80 показано среднее распределение давления в январе и в июле. Рассматривая эти карты, можно подметить следующие особенности.

В южном полушарии, где преобладает однородная водная поверхность, вдоль 30° широты зимой и летом наблюдается пояс высокого давления, состоящий из нескольких антициклонов. К югу и северу от этого пояса давление понижается.

В северном полушарии такой же пояс высокого давления вдоль 30° широты вполне отчетливо намечается только летом в виде двух антициклонов — одного в Атлантическом океане (Азорский антициклон) и другого в Тихом океане (северотихоокеанский или Гонолулский антициклон). Зимой над сильно выхолаживающимися громадными континентами — Азией и Северной Америкой — возникают более обширные

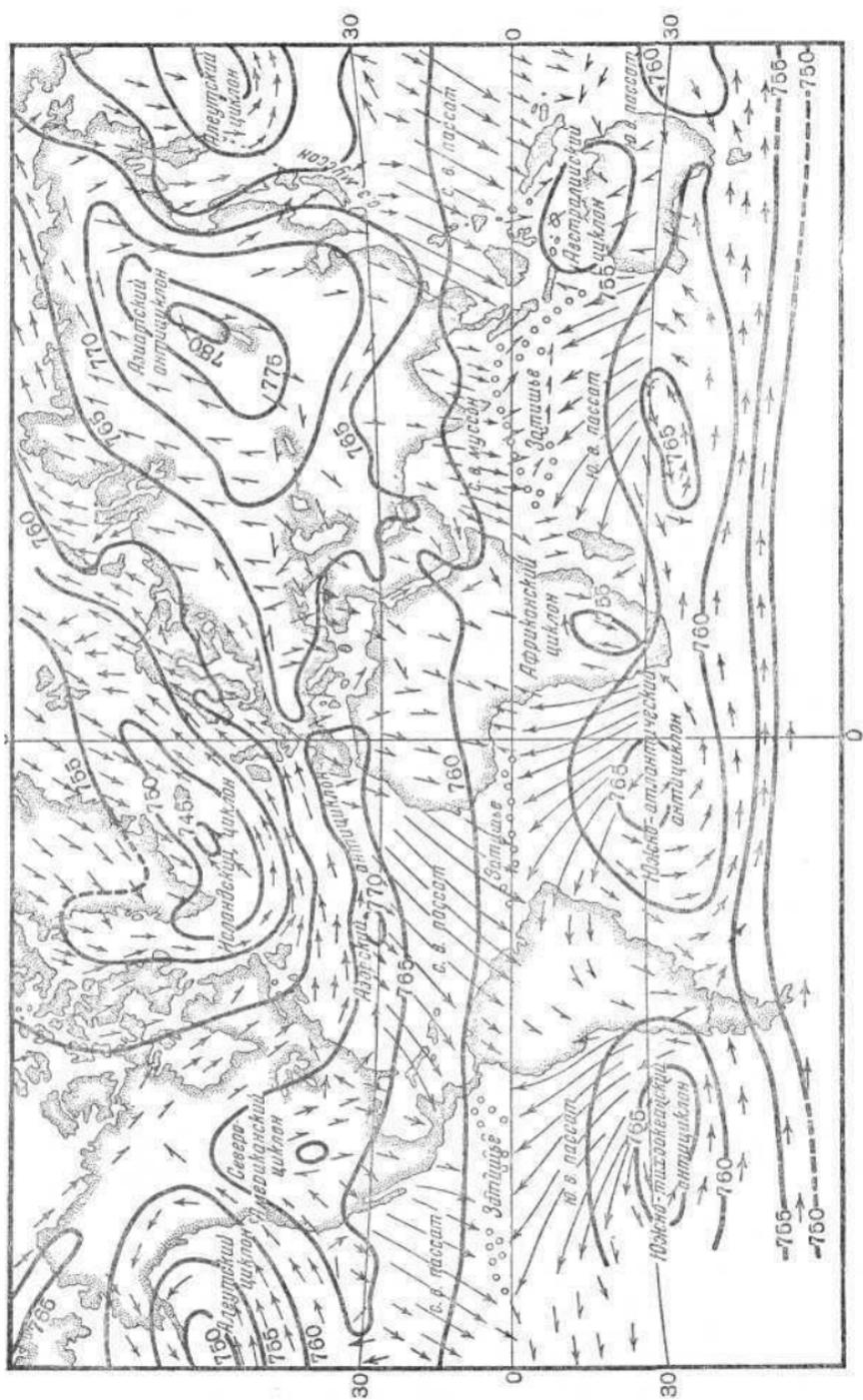


Рис. 79. Среднее распределение атмосферного давления и направления ветра в январе

антициклоны (значительно севернее 30° широты). Антициклоны же над океанами ослабевают. Зимой над северными широтами Атлантического и Тихого океанов развивается хорошо выраженная циклоническая деятельность (Исландский и Алеутский циклоны). Летом над обоими континентами поддерживается пониженное давление при одновременном усилении антициклонов над океаном.

Вдоль экватора постоянно наблюдается более низкое давление, чем вдоль обеих параллелей 30°.

Такое климатическое распределение давления определяет преобладающее направление ветров в каждом районе в тот или иной сезон, что обуславливает преобладание в этом районе тех или иных воздушных масс и, таким образом, накладывает отпечаток на его климатическую характеристику. Рассмотрим с этой точки зрения некоторые районы.

Из карт видно, что почти во всей Европе преобладают ветры западной половины горизонта (юго-западные — зимой и северо-западные — летом), с которыми переносятся с Атлантического океана массы морского воздуха в Западную Европу и в западные районы Советского Союза. Поэтому в этих районах преимущественно мягкая пасмурная с оттепелями зима и нежаркое лето с преобладанием ливневых осадков.

Чем дальше на восток, тем воздух становится все более и более континентальным. Это сказывается в том, что зима становится все малооблачнее и холоднее, а лето суше и жарче.

Наши крайние восточные районы (Дальний Восток) находятся в области муссонного режима ветров. Здесь зимой преобладают северо-западные ветры, дующие по восточной периферии Азиатского антициклона и приносящие сухой и холодный континентальный воздух из северных районов Сибири. Поэтому зима здесь сравнительно сурова и малоснежна, очень много ясных дней. Летом же преобладают юго-восточные ветры, приносящие теплый и влажный воздух из тропических широт северной части Тихого океана. Поэтому лето здесь пасмурное и дождливое. Почти вся годовая норма осадков выпадает в летние месяцы. Теплый влажный воздух, попадая на холодные течения в Охотском и Японском морях, идущие с севера вдоль нашего побережья, дает обильные и устойчивые туманы, которые только немного заходят на континент.

В центральных районах Сибири, где в течение почти восьми холодных месяцев (с сентября по апрель) господствует Азиатский (Сибирский) антициклон, преобладает малооблачная погода со слабыми ветрами и сильными морозами. Лето бывает довольно жаркое и сравнительно сухое, так как сюда редко доходят влажные массы воздуха с океана.

В горных районах важно учитывать расположение горных хребтов относительно преобладающего направления ветров, так как на наветренных склонах имеет место восходящее движение воздуха, которое приводит к развитию облачности и выпадению осадков; подветренные же склоны гораздо реже бывают закрыты облаками и получают меньше осадков.

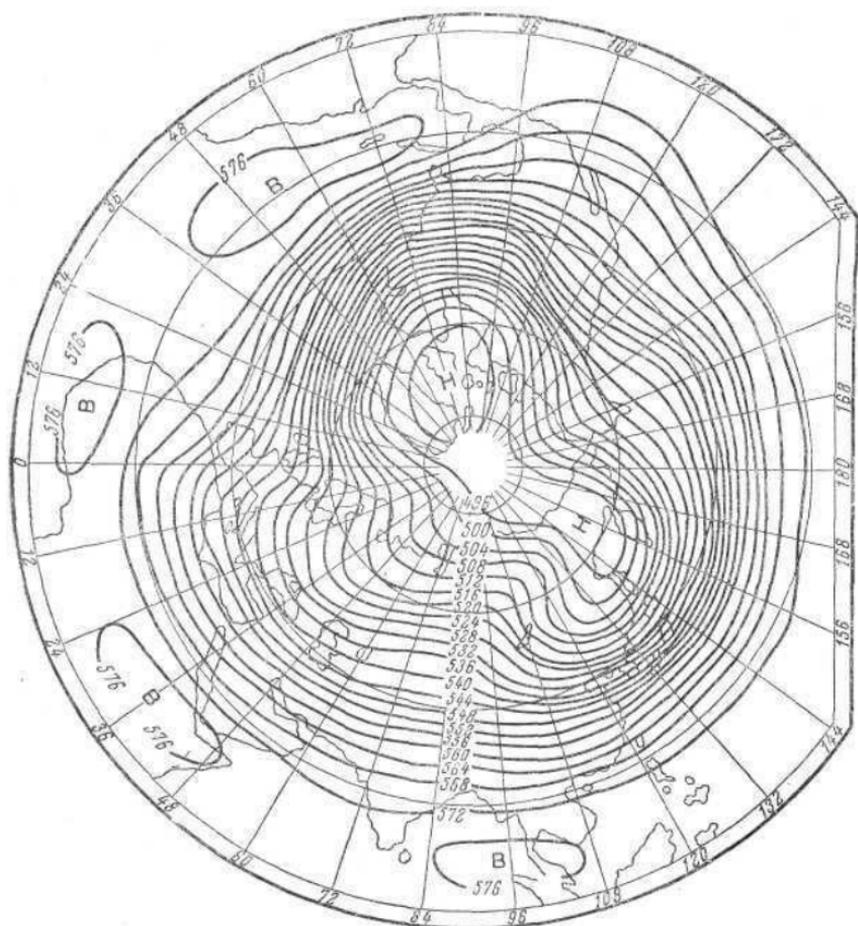


Рис. 81. Средние изобары (изогипсы) на высоте 5 км зимой

Благодаря наличию почти постоянного пояса высокого давления вблизи 30° широты в этих районах наблюдается преимущественно малооблачная погода без осадков, что делает климат этой зоны сухим и создает пустыни (Колорадо — в Северной Америке, Сахара — в Северной Африке, Аравия и Иранские пустыни — в Азии). Такой же пояс пустынь создан вдоль 30° южной широты (Атакама — в Южной Америке, Калахари — в Южной Африке и Виктория — в Австралии).

Известно, что пустыни расположены преимущественно с западной стороны континентов, где под влиянием стационарных антициклонов преобладают потоки более холодных масс воздуха, движущихся в более теплый район. Это приводит к тому, что воздух нагревается и делается сухим. Наоборот,

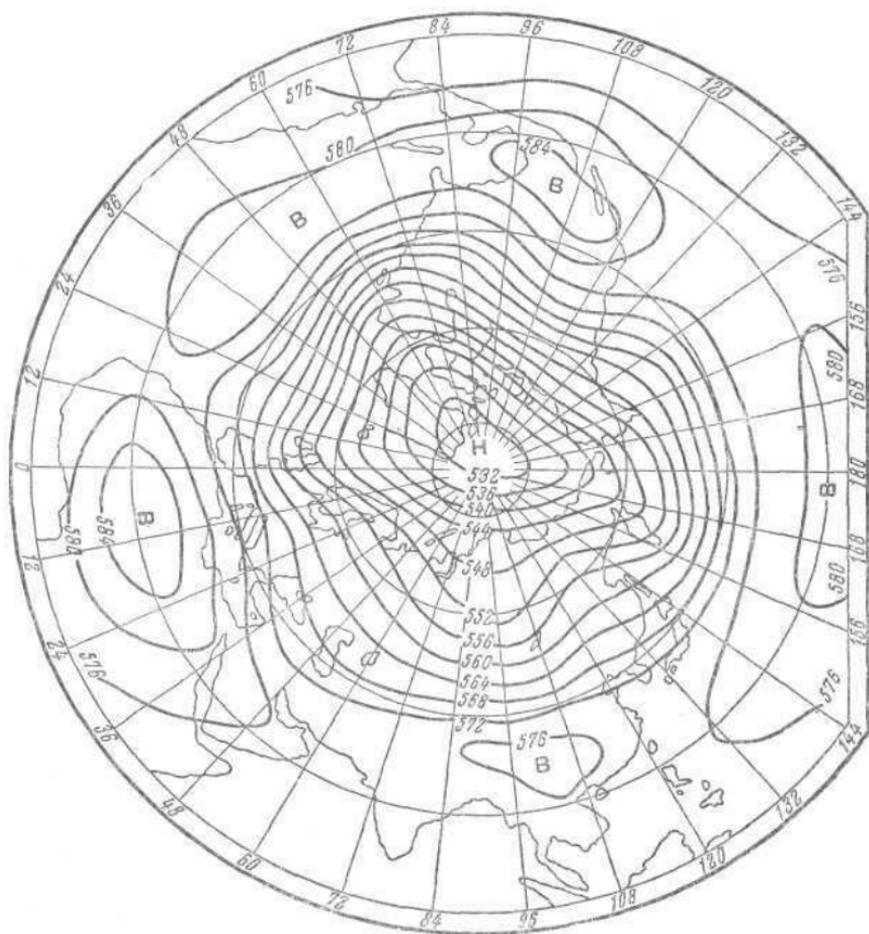


Рис. 82. Средние изобары (изогипсы) на высоте 5 км летом

над восточными окраинами материков в этом поясе преобладают потоки воздуха, направленные от более теплых экваториальных районов в более высокие широты, что приводит к некоторому охлаждению воздуха и к увеличению в нем относительной влажности, что благоприятствует образованию облачности и осадков.

Наличие почти постоянного обширного Исландского циклона в северной части Атлантического океана (рис. 79) создаст в этом районе преобладание пасмурной погоды и довольно

устойчивых юго-западных ветров по южной периферии этого циклона. Примерно то же самое можно сказать и о северной части Тихого океана, где наблюдается Алеутский циклон.

Так распределяется в среднем давление и преобладающие ветры в приземном слое. С высотой, как мы уже выяснили, изобары и высотные ветры принимают направление, близкое к направлению изотерм средней температуры, которые в тропосфере направлены с запада на восток. Если по картам среднего распределения давления и по распределению температуры с высотой в различных пунктах вычислить распределение давления на разных высотах или высоты одной изобарической поверхности, например, 500 мб, то обнаруживается (рис. 81 и 82), что уже к высоте 4—5 км все изогипсы (или изобары) принимают широтное направление, образуя как бы один огромный циклон, охватывающий почти все северное полушарие, причем центр этого циклона располагается где-то вблизи северного полюса.

Так как ветер в свободной атмосфере дует параллельно изобарам (или изогипсам), то такое распределение давления свидетельствует о том, что на высоте 4 км на всех широтах господствует западный ветер. Такие условия сохраняются на всех широтах до высоты тропопаузы (11—16 км).

Конечно, все это картины только среднего распределения давления и ветров в приземном слое и на высотах. Конкретные ежедневные синоптические карты показывают, что некоторые циклоны и антициклоны бывают настолько высокими, что обнаруживаются и на картах изобар на высотах 5 км и выше.

Таким образом, на этих высотах бывают ветры и других румбов, но они встречаются значительно реже, чем ветры западные, и в среднем слабее их.

При изучении климатических особенностей района полетов всегда следует учитывать положение этого района в системе общей циркуляции атмосферы.

ГЛАВА VIII ВОЗДУШНЫЕ МАССЫ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗДУШНОЙ МАССЫ

В предыдущей главе мы уже отмечали, что погода в том или ином районе определяется физическими свойствами той воздушной массы, которая располагается в настоящий момент над этим районом. Рассматривая синоптические карты, мы видим обширные районы, имеющие иногда в поперечнике тысячи километров, в которых наблюдается более или менее одинаковая погода, т. е. одинаковый характер облачности; температура в горизонтальном направлении меняется очень мало.

Например, на карте за 21 час 26 декабря (рис. 83) можно видеть, что над северо-восточной частью Советского Союза наблюдается безоблачная сильно морозная погода с температурой до -30° и даже -40° , слабые ветры.

Над Скандинавией, Прибалтикой, Польшей, Белоруссией, Украиной и центральной частью европейской территории Союза наблюдается оттепельная пасмурная погода со слоистой и слоистокучевой облачностью и температурой от 1 до 4° выше нуля, преобладают западные и северо-западные ветры.

Над районом, расположенным севернее Каспийского моря, наблюдается тоже пасмурная погода, но температура здесь несколько ниже (-3° , -6°).

Такое распределение погоды объясняется тем, что над каждым из рассматриваемых районов располагаются разные воздушные массы с различными физическими свойствами. Так, над северо-востоком расположен маловлажный и сильно выхоложенный воздух, пришедший сюда, очевидно, из Арктики; над районами юго-западной половины Советского Союза течет влажный и сравнительно теплый воздух, поступающий сюда с Атлантического океана по северной периферии антициклона, центр которого находится над Венгрией.

Следовательно, воздушной массой называется довольно обширная часть тропосферы, обладающая горизонтальной однородностью в том смысле, что ее физические свойства мало изменяются в горизонтальном направлении.

Воздушная масса может или продолжительное время находиться в малоподвижном состоянии над одним и тем же районом (обычно в центральных областях антициклонов), или перемещаться как одно целое на далекие расстояния (в тех местах, где имеется достаточно большой горизонтальный барический градиент).

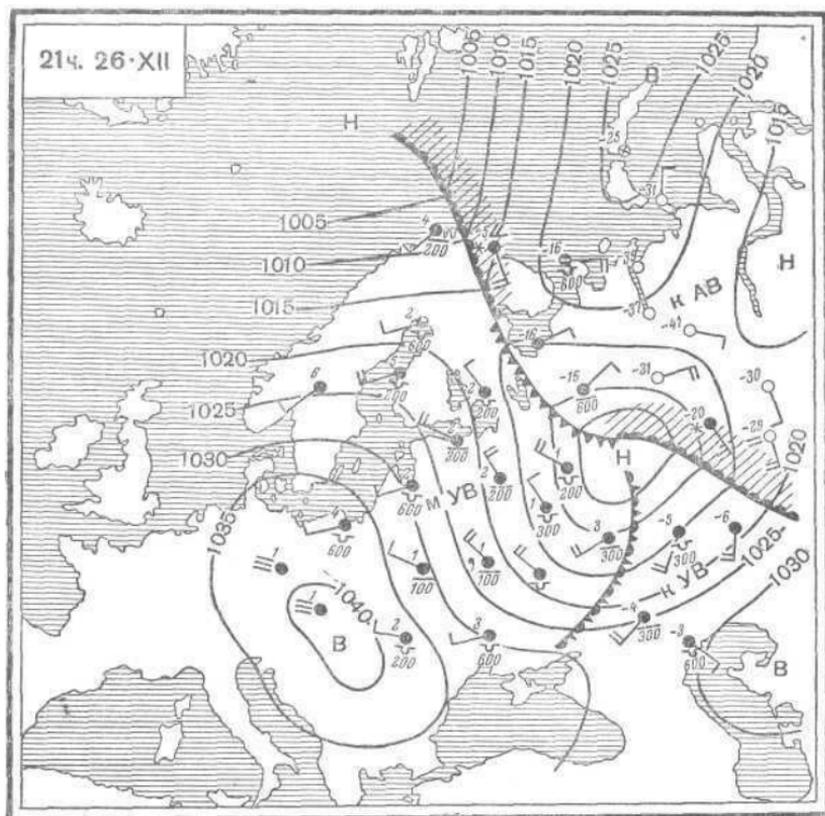


Рис. 83. Синоптическая карта за 21 час 26/ХП

Переходя из одной воздушной массы в другую, мы наблюдаем обычно более или менее резкие изменения погоды.

Основными физическими свойствами, определяющими погоду внутри воздушной массы, являются ее влажность, температура и условия развития в ней облачности. Характер облачности, как мы видели в главе V, зависит от степени развития и характера восходящих движений воздуха. Все эти свойства (влажность, температура и характер восходящих движений) зависят от характера подстилающей (земной) поверхности, над которой воздушная масса долго находилась

перед тем, как переместиться в интересующий нас район, а также от тех новых воздействий, которые она получает от подстилающей поверхности в этом районе. В зависимости от условий развития в них восходящих движений воздушные массы делятся на устойчивые и неустойчивые.

УСТОЙЧИВАЯ ВОЗДУШНАЯ МАССА (УМ)

Устойчивой называется такая воздушная масса, в которой условия для развития конвекции и вообще восходящих движений воздуха неблагоприятны и уровень конвекции лежит очень низко. В главе IV сказано, что конвекция развивается тем слабее, чем меньше вертикальный температурный градиент.



Рис. 84. Схема распределения плотности радиационного тумана

Устойчивой воздушная масса становится обычно тогда, когда она имеет под собой более холодную, чем сама эта масса, подстилающую поверхность. В этом случае приземный слой воздушной массы охлаждается значительно сильнее, чем вышележащие слои. В результате вертикальный температурный градиент уменьшается. В первом нижнем километре в устойчивой массе вертикальный температурный градиент обычно меньше $0^{\circ},6$ и часто развиваются инверсии.

Можно считать, что в устойчивой воздушной массе может развиваться только динамическая турбулентность, когда эта масса имеет горизонтальное движение. Если же горизонтального перемещения нет, то и вертикальные движения в устойчивой массе отсутствуют.

Так как устойчивая масса охлаждается главным образом в приземном слое, то в нем и следует ожидать конденсации водяного пара.

Устойчивая масса над холодной подстилающей поверхностью может находиться в состоянии покоя или перемещаться в горизонтальном направлении с теплой поверхности на холодную. Если воздушная масса неподвижна и охлаждается от земной поверхности только путем излучения и теплопроводности, то наиболее сильное охлаждение воздуха происходит у самой земной поверхности; возникает радиационная инверсия. Туман, возникший при этом, называется радиацион-

ным. Радиационный туман наиболее густ вблизи земной поверхности и с высотой делается все реже (рис. 84). Этот туман может сохраняться при скорости ветра не более 3 м/сек. Радиационные туманы возникают обычно в ночные часы при ясном небе в центральной части антициклона или на оси гребня, где ветры бывают очень слабыми. В первую очередь радиационный туман образуется в низких местах, куда стекает и где застаивается холодный воздух. В дневные часы радиационные туманы обычно рассеиваются.

Если же воздушная масса перемещается над холодной подстилающей поверхностью, то, вследствие возникающей при движении динамической турбулентности, наибольшее охлаждение воздуха происходит не у самой земли, а на некоторой

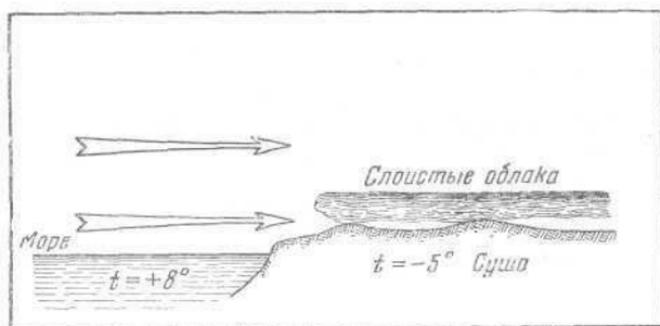


Рис. 85. Схема образования устойчивой воздушной массы

высоте, под слоем возникающей при этом адвективной инверсии. Под слоем инверсии образуются волнистые подинверсионные слоистые или слоистокучевые облака (см. главу V). Примером такой устойчивой воздушной массы может служить воздух, перемещающийся в холодное время года с теплого моря на холодный континент (рис. 85) или в обратном направлении в теплое время года. При достаточной влажности приземного слоя воздуха, когда уровень конденсации лежит очень низко, нижний край слоистой облачности опускается почти до самой земли, образуя туман. Такой туман называется адвективным. Адвективный туман бывает сравнительно не густым у самой земли и уплотняется с высотой (рис. 86). Он может наблюдаться при значительных скоростях ветра, покрывать большие площади и держаться подолгу.

Таким образом, в устойчивой воздушной массе имеются условия, благоприятные для развития туманов, низких слоистых облаков и морозящих осадков; в них часто наблюдаются инверсии. Отсутствие вертикальных движений придает ветру ровный, непорывистый

характер. Даже если нет тумана, видимость в приземном слое бывает все же ухудшена, так как при отсутствии вертикальных движений пыль и дым задерживаются в нем. Наоборот, выше слоя инверсии видимость остается хорошей.

Образование туманов и слоистых облаков зависит еще от наличия достаточного количества влаги в воздушной массе. Если устойчивая воздушная масса очень суха, то в ней будет безоблачная погода с дымкой в нижнем слое.

Нужно иметь в виду, что волнистая (слоистая или слоисто-кучевая) облачность в устойчивой массе является подинверсионной, верхний край ее лежит обычно невысоко и часто бывает ниже 1 000 м. Поэтому при надлежащем обеспечении



Рис. 86. Схема распределения плотности адвективного тумана

средствами ЗОС полет легко может быть осуществлен над облачностью, затруднения могут возникнуть только при посадке на неподготовленный аэродром. При отсутствии же низких облаков и туманов полет внутри устойчивой воздушной массы очень спокоен.

НЕУСТОЙЧИВАЯ ВОЗДУШНАЯ МАССА (НМ)

Неустойчивой называется воздушная масса, в которой условия для возникновения конвекции и вообще вертикальных движений воздуха благоприятны. Поэтому вертикальный температурный градиент в неустойчивой массе должен быть больше, чем в устойчивой. Чем больше вертикальный температурный градиент, тем резче выражена неустойчивость воздушной массы. Вертикальный температурный градиент в неустойчивой массе должен быть близким к 1° или даже больше Γ на 100 м.

Неустойчивой воздушная масса становится тогда, когда она имеет под собой более теплую, чем она сама, подстилающую поверхность. В этом случае приземный слой воздуха нагревается значительно сильнее, чем верхние слои. Это ведет к увеличению вертикального температурного градиента и развитию конвекции.

Хорошо развивающаяся конвекция приводит к образованию кучевообразной облачности, местами с ливневыми осадками, если в воздушной массе имеется достаточно влаги. При

малом содержании влаги, когда уровень конденсации лежит очень высоко- может быть и ясная погода. Пыль и дым конвекцией переносятся в более высокие слои, вследствие чего в приземном слое неустойчивой массы видимость делается хорошей, зато в верхних слоях видимость несколько ухудшается.

Туманы в неустойчивой массе отсутствуют.

Вследствие конвекции ветер становится неровным порывистым.

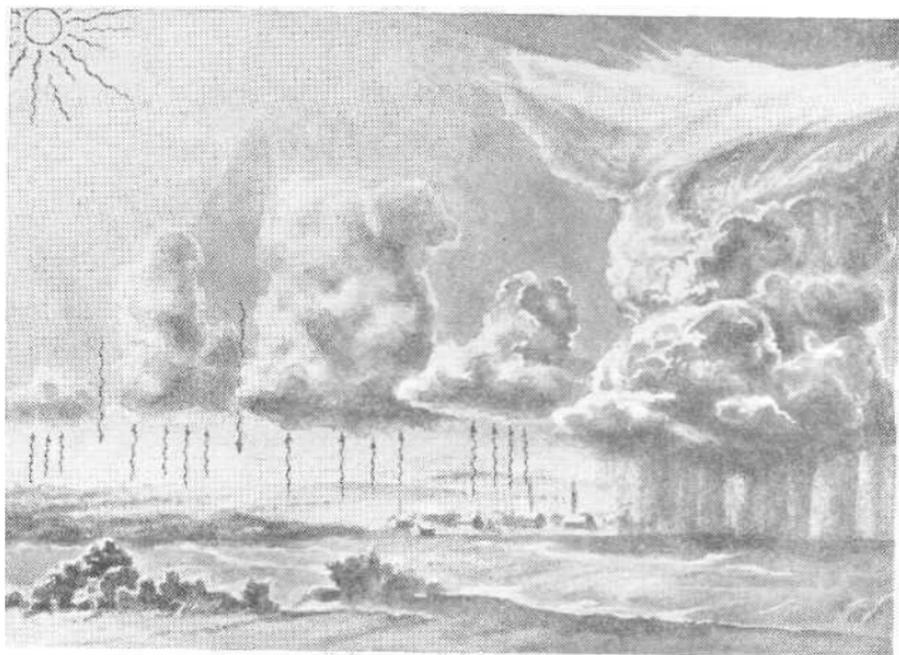


Рис. 87. Малоподвижная неустойчивая воздушная масса

Воздушная масса может или находиться в малоподвижном состоянии над более теплой поверхностью, когда последняя сильно нагревается солнечными лучами, или в состоянии быстрого горизонтального перемещения с холодной поверхности на более теплую.

Первый случай бывает обычно над континентом в жаркие летние дни (рис. 87). В такой неустойчивой воздушной массе наблюдаются повышенная температура, слабые ветры, кучевообразные облака иногда могут сильно развиваться вверх, переходя в мощные кучевые и кучеводождевые; облака при этом малоподвижны, и возникающие тепловые грозы имеют местный характер, распространяясь на небольшие площади. Они обычно сопровождаются сильными электрическими разрядами и выпадением крупнопанельного дождя, иногда града.

Примером второго случая может служить воздушная масса, смещающаяся в теплое время года с холодного моря на нагретый континент (рис. 88), или в обратном направлении в холодное время года. В такой неустойчивой воздушной массе наблюдаются сравнительно пониженные температуры, сильные порывистые и даже шквалистые ветры; кучевообразные облака не развиваются сильно вверх и быстро смещаются; количество облачности резко меняется от сплошной почти до

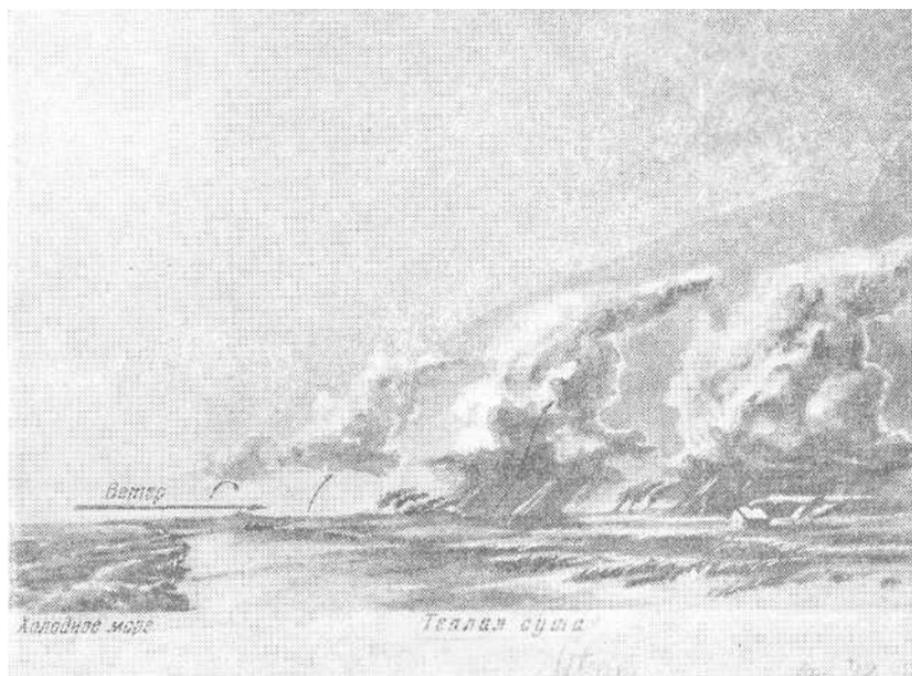


Рис. 88. Быстродвижущаяся неустойчивая воздушная масса

полного прояснения, иногда выпадают ливневые кратковременные осадки в виде снега, крупы или дождя; грозовых разрядов обычно не бывает¹. Такие неустойчивые воздушные массы над континентом наблюдаются обычно осенью или весной.

При полете внутри неустойчивой воздушной массы возможна сильная «болтанка». Но для ориентировки и выбора высоты полета неустойчивая воздушная масса более благоприятна, так как образующаяся в ней кучевообразная облачность не бывает сплошной над большой площадью. Всегда среди кучевообразных облаков имеются более или менее значительные просветы; встречающиеся же отдельные кучево-дождевые облака и ливневые осадки можно легко обойти стороной.

¹ В Арктике такие осадки называют «зарядами».

Над сушей воздушная масса становится неустойчивой летом в дневные часы, ночью же она обычно устойчива. В холодное время года воздушные массы над сушей почти всегда устойчивы.

Степень устойчивости или неустойчивости воздушной массы зависит еще и от барической системы, в которой эта воздушная масса находится. Так, например, в области антициклона или гребня, где, как мы видели, происходит оседание верхних слоев и хорошо развиваются инверсии, воздушные массы имеют тенденцию быть более устойчивыми. Наоборот, в области циклона или ложбины, где в приземном слое наблюдается сходимости воздушных течений, способствующая восходящим движениям, воздушные массы имеют тенденцию быть более неустойчивыми, так как при поднятии воздушного слоя вертикальный температурный градиент в нем увеличивается.

Часто среди летного состава встречаются определения: «устойчивая» и «неустойчивая» погода. При этом под «устойчивой» погодой понимается вообще благоприятная («летняя») погода, а под «неустойчивой» — неблагоприятная («нелетная»). При изучении метеорологии эти понятия иногда ошибочно отождествляют с понятием устойчивой и неустойчивой воздушной массы. Необходимо усвоить себе правильный взгляд, что «устойчивой» должна называться погода, которая долгое время не меняется, причем она может быть и «нелетной». Так, если наблюдается несколько дней подряд туман, то такую погоду должно считать устойчивой. Наоборот, погоду с резко меняющейся облачностью, проходящими осадками, чередующимися с периодами полных прояснений, следует считать неустойчивой. Одновременно надо усвоить, что *устойчивость или неустойчивость воздушной массы характеризуется только отсутствием или наличием условий, благоприятных для возникновения вертикальных токов воздуха.*

На синоптических картах районы устойчивых и неустойчивых воздушных масс можно распознавать по характеру облачности и осадков. В районе устойчивой воздушной массы преобладают значки слоистой облачности, высота облаков небольшая и облачность часто сплошная, местами наблюдаются значки тумана, дымки или морозящих осадков, видимость бывает пониженной. Примером может служить случай вхождения на континент зимой воздуха с Атлантического океана (см. карту за 26/ХП, рис. 83). Район неустойчивой воздушной массы характерен значками кучевообразной облачности, ливневых осадков и гроз. По количеству облачность распределяется в этом районе довольно пестро: пункты с полной облачностью чередуются с пунктами, где совсем ясно; значки туманов и дымки отсутствуют.

В том случае, когда воздушная масса настолько суха, что облачность в ней совсем не образуется или имеется только очень небольшая, судить о ее устойчивости или неустойчивости можно лишь косвенным образом, учитывая время года и суток и свойства подстилающей поверхности (теплее или холоднее воздушной массы). Часто заранее можно предвидеть физические свойства воздушной массы, которая надвигается на интересующий нас район, если установить, из какого географического района она движется.

ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ВОЗДУШНЫХ МАСС

В зависимости от географических районов различают следующие типы воздушных масс (рис. 89).

Арктический воздух (АВ). Он формируется в арктическом бассейне, а зимой — и над северными частями континентов, примыкающих к Арктике. В районе формирования над льдами Арктики — это сильно выхоленная, устойчивая воздушная масса с малым содержанием влаги. Абсолютная влажность этого воздуха мала и обычно не превышает 5 г/м^3 . Арктический воздух очень прозрачен.

Если арктический воздух приходит на территорию СССР, минуя открытое море, то он называется континентальным арктическим воздухом (КАВ). Зимой он приносит обычно ясную, сильно морозную погоду с морозной дымкой.

Примером может служить положение на карте за 26/ХП (рис. 83), где весь северо-восток карты занят массами КАВ, что и обуславливает ясную, сильно морозную погоду. Летом же на континенте в умеренных широтах КАВ становится неустойчивым, но так как влаги в нем мало, то при конвекции развиваются только небольшие кучевые облака в дневное время, к ночи же проясняется и захлаживает.

Если же холодный арктический воздух, двигаясь из полярного бассейна к югу, пересекает открытое море, то над более теплой водой он становится очень неустойчивым, а его влажность увеличивается; в нем развиваются типичные кучево-дождевые (ливневые) облака, проносятся кратковременные снежные шквалы, чередующиеся со значительными прояснениями. Такой воздух называется морским арктическим (МАВ). На территорию Европы МАВ приходит из полярного бассейна через незамерзающее Норвежское море и юго-западную часть Баренцева моря. На европейскую часть СССР МАВ приходит обычно с северо-запада через Скандинавию или Белое море, а иногда и с запада через Западную Европу. Свою характерную погоду очень неустойчивой воздушной массы с резко меняющейся облачностью и ливневыми осадками МАВ приносит иногда далеко к югу на континент Европы. Это бывает обычно хорошо выражено весной или осенью.

На карте (рис. 90) за 5 апреля показано вторжение мАВ с Баренцева моря на Прибалтику и европейскую территорию Союза по западной периферии циклона, расположенного центром над районом Северной Двины. Можно видеть, что в области, занятой мАВ, наблюдаются температуры от -1° до -5° и пестрое распределение облачности, когда пункты с осадками

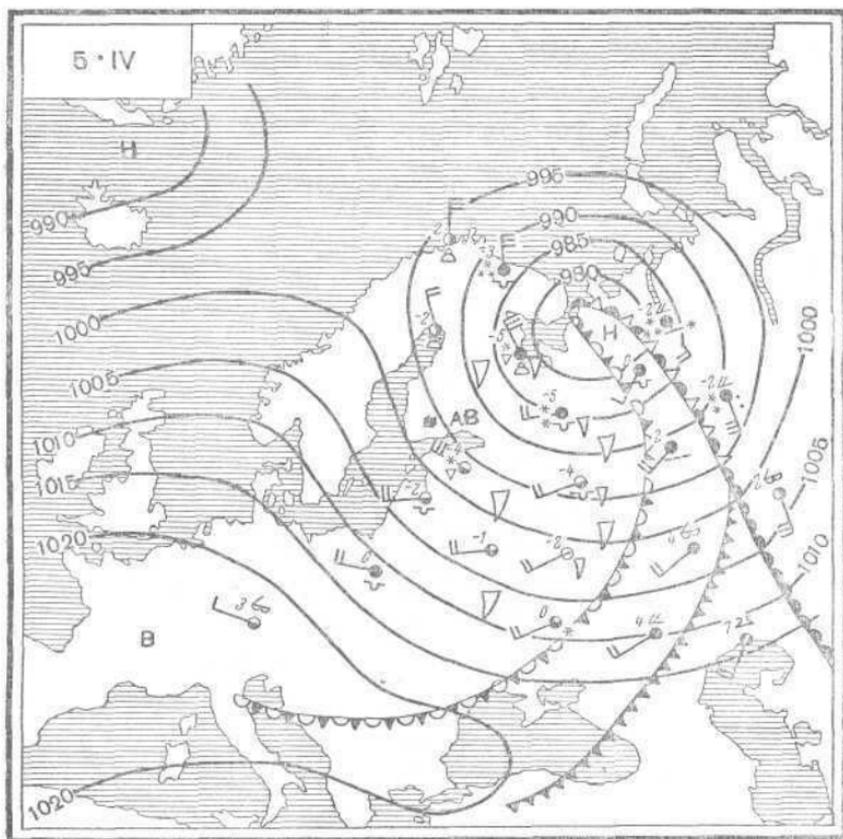


Рис. 90. Пример вторжения в тыл циклона морского арктического воздуха

чередуются с пунктами, показывающими ясную погоду. Кроме того, можно отметить, что наибольшая неустойчивость и большее число пунктов с ливневыми осадками наблюдается в районах, лежащих ближе к центру циклона; в более же западных районах, лежащих ближе к области антициклона, неустойчивость мАВ меньше и преобладает малооблачная погода.

Летом мАВ, попадая на более теплую подстилающую поверхность, делается еще более неустойчивым, но благодаря сильному прогреву и уменьшению его относительной влажности уровень конденсации в нем настолько повышается, что

это ограничивает развитие ливневых осадков и в более южных районах они иногда не наблюдаются.

Зимой мАВ, попадая с открытой воды на холодный континент, становится постепенно снова устойчивым и обычно через несколько дней в нем уже могут образоваться слоистые облака и туманы.

При полетах в районе, занятом мАВ, необходимо учитывать его свойства очень неустойчивой воздушной массы и не обманываться прояснениями, наблюдающимися в периоды между очередными шквалами. Возможны случаи, когда все пункты, информирующие о состоянии погоды по маршруту перед вылетом, окажутся в районах прояснений и сообщат о хорошей погоде в момент наблюдения. В этих случаях большое значение приобретают сведения о погоде между наблюдениями (значки И), в которых должны будут отразиться проходящие ливни и шквалы.

Морской тропический воздух (мТВ). Он формируется в субтропических широтах Атлантического и Тихого океанов в Азорском и Гонулулском антициклонах, а летом и над Средиземным морем. Это воздух очень теплый и с большим содержанием влаги. В районах формирования он находится над теплой подстилающей поверхностью и неустойчив, но при продвижении к северу становится очень устойчивым, особенно в холодное время года.

На территории СССР этот воздух бывает очень редко и кратковременно на крайнем юго-западе Украины. В холодное время года он приносит сюда оттепельную погоду с низкими слоистыми облаками, туманами и морозящими осадками, повышая температуру зимой иногда до $+5^{\circ}$ и выше. Видимость в нем обычно понижена. Летом над континентом мТВ становится несколько неустойчивым и в нем могут развиваться кучевообразные облака с грозами и ливнями. До более северных районов европейской территории Союза мТВ обычно не доходит.

Континентальный тропический воздух (кТВ). Он формируется над пустынями Северной Африки и Аравии, а летом также в Малой и Средней Азии. Воздух, мало отличающийся от мТВ, может формироваться летом на юге, а иногда даже и в центральной полосе Советского Союза. Над территорией Союза кТВ наблюдается преимущественно летом и почти никогда — зимой. Он обладает очень высокой температурой (до $30-40^{\circ}$) и значительной абсолютной влажностью (более 10 г/м^3), но ввиду высокой температуры его относительная влажность невелика. Отличительной особенностью кТВ является ухудшенная видимость вследствие его запыленности. Вертикальный температурный градиент в кТВ обычно более $0,6$, что делает его влажнонеустойчивым, так как при высокой температуре (порядка около 20°) индивидуальное ох-

лаждение поднимающегося насыщенного воздуха (влажно-адиабатический градиент) бывает меньше $0,5$ на 100 м, так что вертикальный температурный градиент оказывается больше адиабатического. Эта влажнонеустойчивость проявляется в том, что конвективный восходящий поток, оказавшийся способным в дневные часы достигнуть уровня конденсации, выше развивается очень бурно в условиях неустойчивого равновесия, что приводит к образованию кучевождевых облаков и гроз. При этом грозы развиваются обычно к вечеру и в первую половину ночи. Утром же и в первую половину дня в кТВ наблюдается обычно ясная, очень теплая погода. Осенью и весной кТВ устойчив и в нем могут появляться туманы и слоистые облака с моросью.

Морской умеренный воздух (МУВ). Так называется воздух, долгое время находившийся над умеренными широтами Атлантического и Тихого океанов (примерно между 45° и 70° северной широты). В Европу этот воздух приходит с западными ветрами. В Западной Европе и в западных районах Советского Союза — это наиболее часто встречающаяся воздушная масса ¹.

Над мощным теплым течением Атлантики (Гольфстрим) этот воздух становится очень неустойчивым и влажным. Его вторжения на европейский континент обычно сопровождаются развитием кучевождевой облачности, ливнями и грозами. При этом первоначальная неустойчивость МУВ бывает настолько велика, что она сохраняется первые дни над Западной Европой даже зимой. На европейскую территорию Советского Союза этот воздух приходит уже после того, как он пройдет над континентом Западной Европы и успеет стать до некоторой степени континентальным.

Зимой МУВ приносит на континент потепление (иногда до оттепели). Хотя при этом МУВ поступает на более холодную подстилающую поверхность, все же в нем первое время еще сохраняются достаточно большие вертикальные температурные градиенты, что способствует развитию динамической турбулентности. Поэтому над западными районами СССР зимой МУВ обладает еще хорошей видимостью, в нем развивается слоистокучевая облачность (под адвективной инверсией), резко меняющаяся по количеству и дающая временами слабый снег. Только через несколько дней, когда МУВ успеет уже в значительной степени выхолодиться от подстилающей поверхности, он становится более устойчивым и в нем начинают развиваться низкие слоистые облака и туманы.

Летом МУВ приносит на континент похолодание. Над теплым континентом в нем должна увеличиваться неустойчивость

¹ До недавнего времени этот воздух назывался морским полярным.

и развиваться кучевообразная облачность с ливневыми осадками. Но часто вхождение холодного мУВ происходит в тылу циклонов и сопровождается развитием гребней повышенного давления, что уменьшает неустойчивость летнего мУВ, и в результате в нем преобладает ясная погода.

По мере дальнейшего продвижения на восток мУВ постепенно теряет свои свойства морского воздуха и становится воздухом континентальным. Зимой этот переход выражается в охлаждении его приземного слоя, увеличении относительной влажности и установлении сплошного покрова слоистых или слоистокучевых облаков; в районах со слабым ветром в антициклонах и седловинах развиваются туманы. Пример вхождения мУВ на континент зимой можно видеть на карте за 21 час 26/ХП (рис. 83). По северной и северо-восточной периферии антициклона, расположенного над центральной Европой, морской воздух широкой полосой вторгается через Балтийское море на территорию Союза, над снеговым покровом делается устойчивым и в нем развивается сплошная слоистокучевая и слоистая облачность высотой от 100 до 600 м, а температура достигает 1—3° тепла. В центре антициклона, где ветры слабы, в этом воздухе возникли туманы.

Летом переход морского воздуха в континентальный выражается в его прогревании, некотором уменьшении относительной влажности и установлении типичной летней погоды с кучевообразной облачностью днем и ясным небом ночью.

Континентальный умеренный воздух (кУВ). Так называется воздух, долгое время находившийся над умеренными широтами континентов Европы и Азии. Он формируется над СССР и Западной Европой из масс арктического или атлантического воздуха (мУВ), переместившихся сюда из Арктики или с Атлантики.

Летом кУВ является неустойчивой воздушной массой: в дневные часы в нем развивается конвекция, и если он образовался из пришедшего мУВ, т. е. обладает большим запасом влаги, то развиваются кучевые и кучеводождевые облака с ливневыми осадками и тепловыми грозами.

Пример такого кУВ можно видеть на карте за 15 часов 25/VI (рис. 91), где почти на всей европейской территории Союза наблюдается кучевообразная облачность при довольно высоких температурах (27—30°), а местами — тепловые грозы. Ночью и утром этот воздух делается устойчивым и в нем наблюдается ясная погода (карта за 07 час. 26/VI, рис. 92).

Если же кУВ образовался из масс арктического воздуха, обладающего малым запасом влаги, то в нем наблюдается безоблачная погода или только небольшие плоские кучевые облака.

Зимой кУВ является устойчивой воздушной массой и, если он сформирован из морского воздуха, в нем легко возник-

кают низкие слоистые облака и туманы. Такой кУВ часто наблюдается зимой над европейской территорией СССР. Если же кУВ является прежним арктическим воздухом, то в занимаемом им районе наблюдается ясная, сильно морозная погода, иногда с радиационными туманами. Такая погода в кУВ

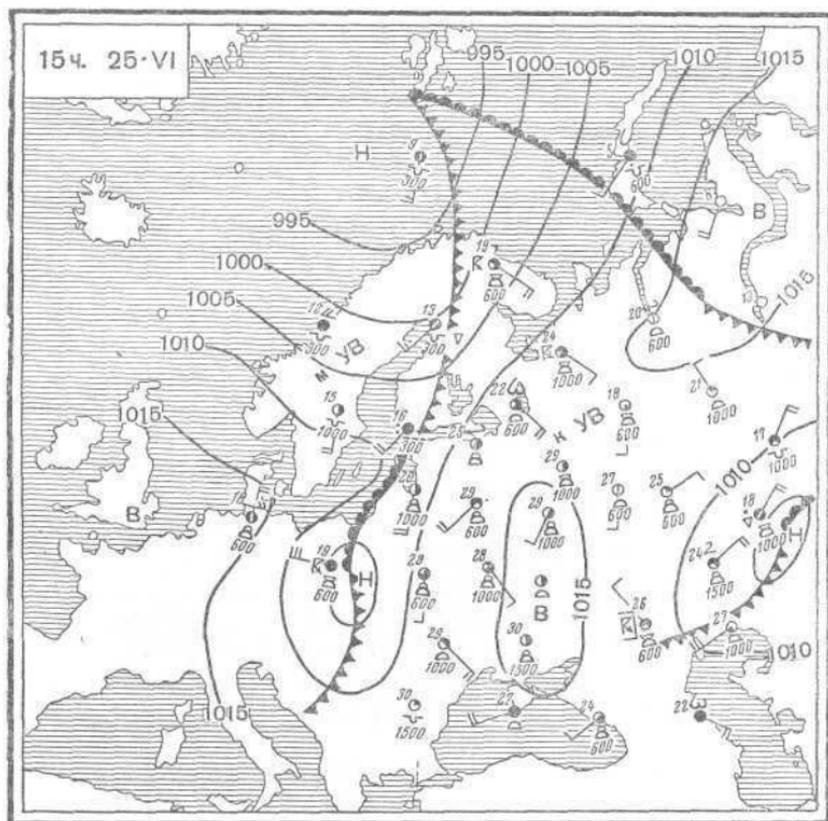


Рис. 91. Континентальный умеренный воздух летом в дневные часы неустойчив

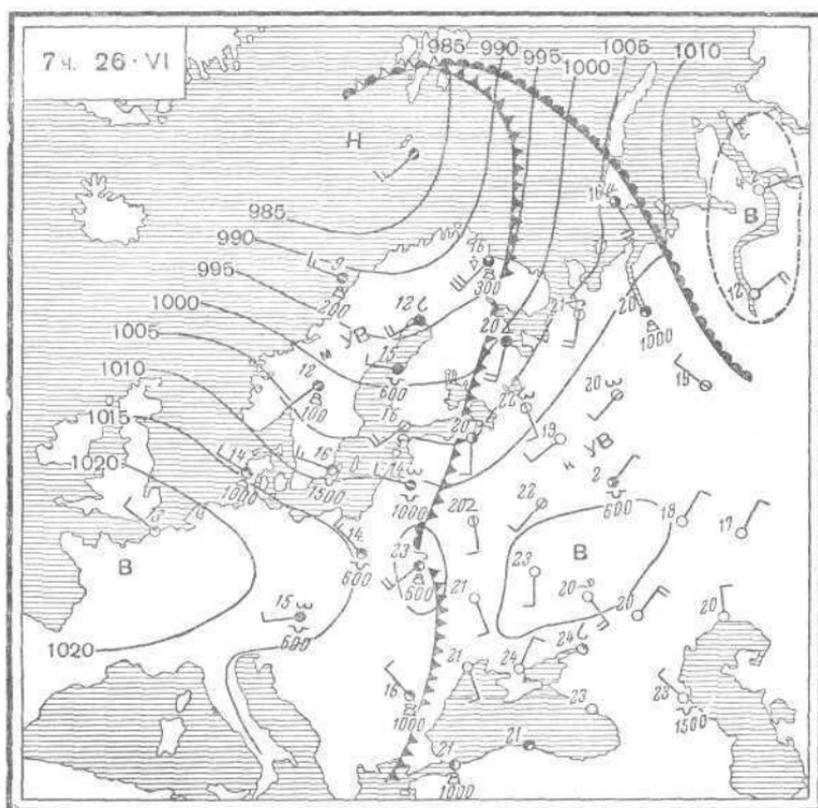
обычно наблюдается в Сибири, куда чаще приходит воздух из Арктики, а морской воздух с запада попадает редко.

Рассмотрим расположение воздушных масс на синоптических картах (см. приложения).

На карте за 9 час. 9/1 видно, что всю европейскую часть Советского Союза занимает континентальный арктический воздух (кАВ), обуславливающий здесь морозную, преимущественно малооблачную погоду. Он устойчив, местами наблюдаются туманы. Этот арктический воздух распространился далеко к югу, захватив район Черного и Каспийского морей.

На нашем побережье Черного моря наблюдается температура до 10° мороза.

Над центральной и западной Европой расположен воздух умеренных широт, пришедших сюда с Атлантики (МУВ, переходящий в КУВ). Он обуславливает здесь температуру не-



На этой же карте можно отметить еще одно интересное явление. На Новой Земле потеплело до -8° . Это вызвано тем, что сюда с северо-запада пришел воздух с Атлантического океана (мУВ), который обогнул с севера антициклон, расположенный в Баренцовом море. Этот теплый воздух по восточной периферии антициклона над Баренцевым морем распространяется к югу и, поднимаясь над слоем холодного арктического воздуха, занимающего континент, дает облачность и осадки.

При рассмотрении синоптических карт и анализе воздушных масс необходимо помнить, что в природе все движется, все изменяется, что и физические свойства воздушных масс не остаются постоянными, а изменяются с изменением внешней обстановки. Так, например, морской воздух, попадая на континент, делается континентальным и, наоборот, арктический воздух, перемещаясь к югу, переходит в воздух умеренных широт, а при более глубоких вторжениях к югу — в тропический; летом над континентом одна и та же воздушная масса днем бывает неустойчивой, к ночи же становится устойчивой и т. д.

Поэтому при планировании полетов *всегда надо учитывать географическое положение района, в котором предполагается полет, свойства подстилающей поверхности и расположенной над ней воздушной массы, а также время года и суток.*

ГЛАВА IX

АТМОСФЕРНЫЕ ФРОНТЫ

РАЗДЕЛ МЕЖДУ ВОЗДУШНЫМИ МАССАМИ

При полете внутри однородной воздушной массы можно встретить кучевообразную облачность (в неустойчивой массе) или низкую волнистую облачность вплоть до тумана (во влажной устойчивой массе). Внутримассовая кучевообразная облачность не бывает сплошной и обычно не осложняет условий полета; низкая волнистая облачность устойчивой воздушной массы может иногда осложнить посадку, сам же полет свободно может производиться поверх волнистой облачности, верхнее основание которой лежит обычно невысоко.

Но при переходе из одной воздушной массы в другую самолет почти всегда встречает сложную метеорологическую обстановку: низкую и мощную облачность, нижнее основание которой часто лежит ниже 100 м, а верхнее — часто на высотах выше 5—6 км. Эта облачность дает осадки, иногда туманы, грозы и шквалы, которые обойти стороной обычно не представляется возможным. Возникновение таких неблагоприятных условий погоды является следствием особых процессов в атмосфере, развивающихся в районах, где воздушные массы с различными физическими свойствами соприкасаются друг с другом.

При соседстве воздушных масс, обладающих различными температурами, более холодный воздух всегда располагается очень пологим клином под теплым воздухом (рис. 93). Раздел между этими воздушными массами представляет собой некоторый переходный слой смешения толщиной в несколько сотен метров, лежащий наклонно и пересекающийся с земной поверхностью под очень малым углом α . Этот угол бывает обычно меньше 1° . Там, где переходный слой пересекается с земной поверхностью, на ней образуется некоторая переходная полоса шириной в несколько десятков километров, разделяющая воздушные массы в горизонтальном направлении.

Наклонный переходный слой называют фронтальной поверхностью; переходную полосу, образующуюся от

пересечения фронтальной поверхности с поверхностью земли, называют линией фронта, а весь раздел между воздушными массами в целом называют атмосферным фронтом, или для краткости просто фронтом.

Фронтальная поверхность обычно является слоем инверсии или слоем с малым положительным вертикальным температурным градиентом. Чем дальше от линии фронта, тем выше лежит фронтальная поверхность. Теория и наблюдения показывают, что наклон фронтальных поверхностей ($\text{tg}\alpha$) может колебаться от $1/50$ до $1/1000$; чаще всего встречается наклон около $1/100$. При таком наклоне фронтальная поверхность на расстоянии $500\text{--}800\text{ км}$ от линии фронта должна лежать на высоте $5\text{--}8\text{ км}$.

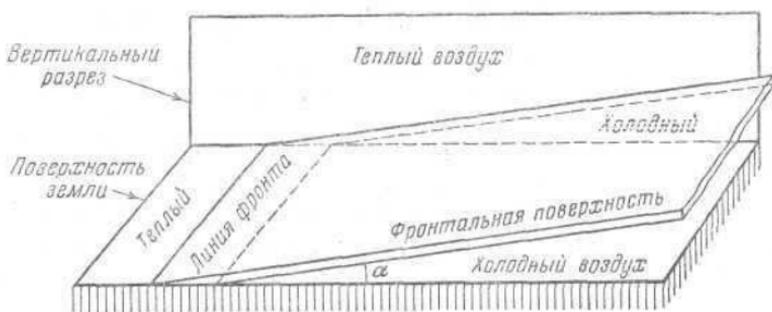


Рис. 93. Схема положения фронтальной поверхности в пространстве

На синоптических картах можно видеть только линию фронта как раздел между районами, занятыми различными воздушными массами. Фронтальную же поверхность мы каждый раз должны представлять себе лежащей в пространстве наклонно над более холодным воздухом. Обнаружить ее можно только аэрологическим зондированием как слой с малыми или даже отрицательными значениями вертикального температурного градиента.

Такое взаимное расположение воздушных масс обычно сопровождается скольжением теплого воздуха вверх или вниз по клину холодного воздуха. Восходящие скольжения приводят к образованию облачности над поверхностью фронта, причем, чем круче наклон и энергичнее восходящее скольжение, тем мощнее возникающая облачность.

Очевидно, что натекание теплого воздуха на холодный может происходить энергично только в том случае, когда обе воздушные массы сближаются одна с другой, а такое сближение бывает обычно хорошо выражено в циклоне, вдоль оси ложбины или вдоль оси растяжения седловины. Поэтому хорошо выраженный фронт со значительным восходящим скольжением теплого воздуха, несущий мощную облачность с

обильными осадками, можно встретить главным образом в области циклона или ложбины. *Можно считать, что по оси всякой ложбины проходит линия фронта.* Ось растяжения седловины также является районом, где фронт обостряется и может быть легко обнаружен.

Наоборот, если соседние воздушные массы в нижнем слое расходятся, то это, как мы видели, вызывает нисходящее движение верхних слоев и ведет к разрушению облачности. Такое расходящееся движение воздушных масс бывает в антициклоне, вдоль оси гребня или в седловине вдоль оси сжатия. Поэтому фронт, лежащий в области антициклона или гребня, не является районом активного восходящего движения теплого воздуха и нередко на нем имеет место даже нисходящее скольжение. Такой фронт, как говорят, «размывается» и становится плохо выраженным на синоптической карте.

ПЕРЕМЕЩЕНИЕ ФРОНТОВ

Фронт является разделом между воздушными массами, причем разделом не «жестким» (в виде непроницаемой перегородки), а лишь в виде переходного слоя. Естественно, что с перемещением воздушных масс перемещается и раздел между ними.

Для анализа метеорологической обстановки и для оценки предстоящих изменений погоды важно знать, в какую сторону и с какой скоростью смещается тот или иной фронт.

Естественно, что фронт должен смещаться в ту сторону, куда смещаются разделяемые им воздушные массы. Но перемещение воздушных масс происходит в основном параллельно изобарам.

Следовательно, о перемещении фронта нужно судить по расположению изобар. Рассмотрим несколько примеров, сделав допущение, что на всех высотах имеет место градиентный ветер.

Может представиться случай, когда фронт оказывается расположенным вдоль оси узкой ложбины между двумя антициклонами (рис. 94). В этом случае воздушные массы, перемещаясь по изобарам, только скользят вдоль линии фронта и

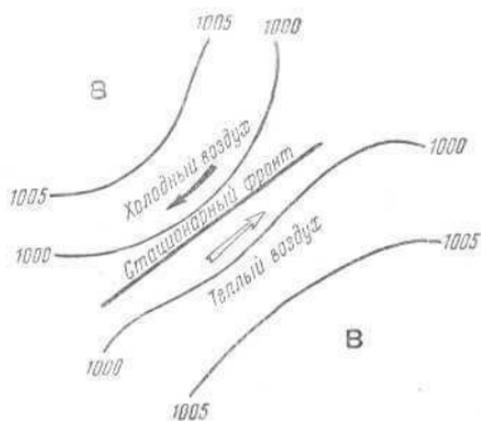


Рис. 94. Фронт, параллельный изобарам, стационарен

не имеют смещения поперек его. Тогда и линия фронта не будет смещаться.

Пусть теперь изобары пересекают фронт перпендикулярно (рис. 95). В этом случае воздушные массы перемещаются перпендикулярно линии фронта и фронт перемещается вместе с ними со скоростью градиентного ветра ($U_{гр}$).

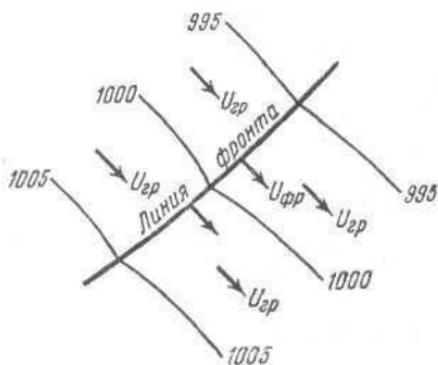


Рис. 95. Фронт, перпендикулярный изобарам, перемещается в направлении и со скоростью градиентного ветра

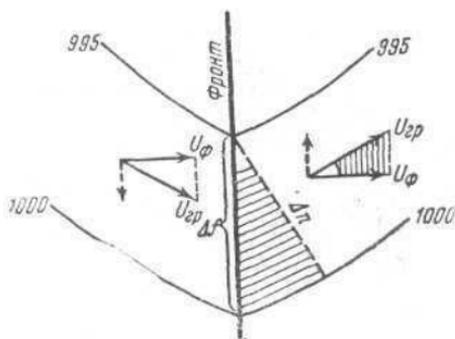


Рис. 96. Фронт, пересекающийся с изобарами под острым углом, перемещается в направлении и со скоростью составляющей градиентного ветра, нормальной (перпендикулярной) к линии фронта (U_{ϕ})

Величина этой составляющей зависит от угла, под которым фронт пересекается с изобарами. Когда изобары параллельны фронту, тогда эта составляющая (U_{ϕ}) равна нулю. При увеличении угла пересечения U_{ϕ} увеличивается и, когда изобары оказываются перпендикулярными фронту, U_{ϕ} совпадает с градиентным ветром $U_{гр}$. Скорость фронта U_{ϕ} зависит также и от густоты изобар, пересекающих фронт. Чем гуще изобары, тем больше скорость градиентного ветра, следовательно, его составляющей U_{ϕ} .

Предположим теперь, что фронт пересекается с изобарами под острым углом (рис. 96). В этом случае воздушные массы перемещаются под углом к фронту ($U_{гр}$). Это движение воздушных масс можно разложить по правилу параллелограмма на два движения: параллельное линии фронта (пунктирные стрелки) и перпендикулярное линии фронта (U_{ϕ}). Ясно, что перемещение линии фронта будет происходить только под влиянием смещения воздушных масс в направлении U_{ϕ} ; смещение же воздушных масс, параллельное линии фронта, не вызовет смещения линии фронта.

Таким образом, фронт смещается в направлении и со скоростью составляющей градиентного ветра, нормальной (перпендикулярной) к линии фронта (U_{ϕ}).

Величина этой составляющей зависит от угла, под которым фронт пересекается с изобарами. Когда изобары параллельны фронту, тогда эта составляющая (U_{ϕ}) равна нулю. При увеличении

Для того, чтобы определить скорость перемещения фронта, надо определить скорость градиентного ветра вблизи фронта ($U_{гр}$) и найти величину составляющей этой скорости, направленной перпендикулярно (нормально) к фронту (U_{ϕ}), которая и будет скоростью фронта.

Скорость перемещения фронта можно определить по формуле для градиентного ветра:

$$U_{гр} = \frac{537}{\sin \varphi} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta n}$$

если в ней расстояние между изобарами по нормали (Δn) заменить расстоянием между изобарами, измеренным по линии фронта (Δf).

Действительно, из подобных прямоугольных треугольников (рис. 96), сторонами которых являются — у одного $U_{гр}$ и U_{ϕ} , а у другого Δn и Δf , имеем:

$$\frac{U_{\phi}}{U_{гр}} = \frac{\Delta n}{\Delta f}$$

откуда

$$U_{\phi} = U_{гр} \frac{\Delta n}{\Delta f}$$

или, подставляя выражение $U_{гр}$, получим:

$$U_{\phi} = \frac{537}{\sin \varphi} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta f}, \quad (8)$$

где ΔP — разность давлений на двух соседних изобарах в миллибарах (обычно равняется 5 мб);

Δf — расстояние между изобарами в километрах, измеренное по линии фронта.

Скорость фронта, вычисленная по формуле (8), может считаться действительной в течение ближайших шести часов. На больший срок пользоваться этой скоростью уже нельзя, так как часто за это время может измениться как угол между изобарами и фронтом, так и расстояние между изобарами. Кроме того, действительная скорость фронта может отличаться от вычисленной, поскольку действительный ветер может отклоняться от градиентного (см. ниже).

Характер и интенсивность восходящего движения теплого воздуха над фронтальной поверхностью, а отсюда и характер образующейся при этом облачности во многом зависят и от того, в какую сторону перемещается фронт.

Фронт, смещающийся в сторону холодного воздуха, называется теплым фронтом.

Фронт, смещающийся в сторону теплого воздуха, называется холодным фронтом.

Фронт, параллельный изобарам, не смещается и называется стационарным фронтом.

ТЕПЛЫЙ ФРОНТ (ТФ)

На рис. 97 нижняя часть представляет собой перспективный вид на участок синоптической карты, на котором располагается отрезок линии фронта. По расположению изобар видно, что этот фронт смещается в сторону холодного воздуха и, следовательно, является теплым фронтом. Теплый фронт на картах обычно обозначается красной линией или черной линией с орнаментом из полукружков, обращенных в сторону движения фронта. Верхняя часть рисунка представляет собой вертикальный разрез атмосферы, сделанный поперек линии фронта по *AB*.

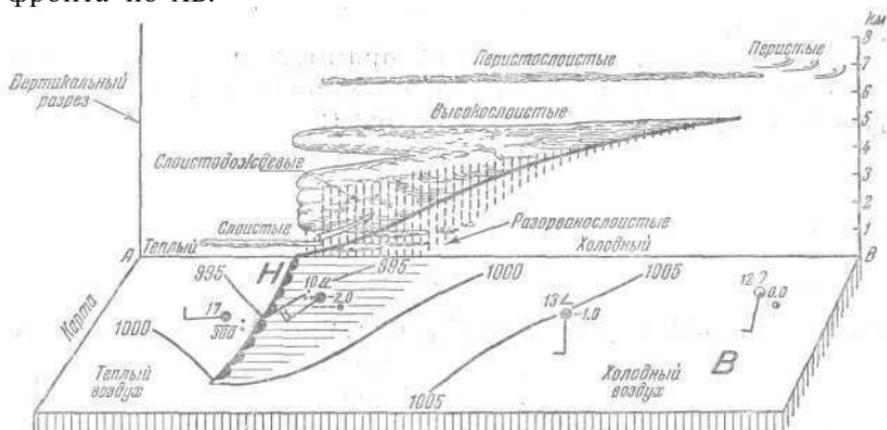


Рис. 97. Вертикальный разрез через область теплового фронта

В случае теплового фронта клин холодного воздуха отступает и его место замещает теплый воздух. При этом происходит натекание теплого воздуха на клин холодного по пологой фронтальной поверхности с наклоном около $1/100$. Это приводит к образованию впереди линии фронта системы слоистых облаков с зоной обложных осадков и низкой разорванослоистой облачностью (см. главу V).

Скорость перемещения теплового фронта бывает обычно на 30—40% меньше вычисленной по формуле (8), так как клин холодного воздуха «волочится» по земле и задерживается трением.

Приближение теплового фронта характеризуется надвиганием высоких перистых облаков в виде полос с крючками или комочками на одном конце. Они идут впереди линии фронта на расстоянии в несколько сотен километров. По мере приближения линии фронта облачность переходит в перистослоистую, затем в высокослоистую и слоистодождевую, под которой развиваются низкие разорванослоистые облака (разорвано-дождевые), часто сливающиеся с нижним краем слоисто-дождевых облаков.

Зона неблагоприятной погоды располагается перед линией ТФ. Ширина ее чаще всего бывает 100—150 км, но иногда может увеличиться до 300—400 км. Низкая разорванослоистая облачность в большинстве случаев лежит ниже 150 м, иногда опускается ниже 100 м. Нередко в зоне обложных осадков ТФ возникает полоса тумана шириной до 150—200 км,двигающаяся впереди линии фронта. Всякие неровности рельефа местности, а также лесные массивы содействуют образованию низких разорванослоистых облаков и туманов перед ТФ, так как способствуют развитию динамической турбулентности в клине холодного воздуха перед фронтом.

Горизонтальная видимость с самолета при полете под облаками в зоне перед ТФ обычно не превышает 2 км и очень часто бывает меньше 1 км (туман). Видимость более 2 км наблюдается редко.

Мощность фронтальной облачности бывает самой различной и зависит от многих причин. В основном она зависит от интенсивности восходящего скольжения теплого воздуха. Наблюдения показывают, что когда ТФ лежит в центральной части циклона, где сближение воздушных масс и восходящее скольжение теплого воздуха выражено резко, то и слоистообразная облачность здесь бывает очень мощной, с верхним основанием на 6—8 км и выше. Но на участке этого же фронта, лежащем на периферии циклона, восходящее скольжение теплого воздуха ослабевает. Если же проследить фронт и дальше, в области более высокого давления, то восходящее скольжение здесь вовсе прекращается, заменяясь нисходящим скольжением. Здесь слоистообразная облачность развивается слабо и обычно переходит в плотные надинверсионные волнистые облака, верхний край которых лежит иногда на высоте только около 1 км.

Исследования советских метеорологов показали, что облачность восходящего скольжения на фронте очень часто представляет собой не сплошной массив, как это показано было на рис. 32, а содержит прослойки безоблачного пространства. В таких случаях фронтальная облачность становится многоярусной и состоит из 2—3 слоев облаков типа плотных слоистокучевых, как схематически показано на рис. 97¹.

Прослойки могут быть толщиной до нескольких сотен метров, но иногда такая прослойка может представлять собой только разрежение в облаке, выражающееся в некотором увеличении видимости. Такие прослойки чаще всего бывают не вблизи самой фронтальной поверхности, а как бы в тылу фронтальной облачной системы. Ближе к фронтальной поверхности облачные слои чаще сливаются. Мощность фрон-

¹ Объяснение этого явления несколько сложно и здесь приведено быть не может.

тальной облачности ТФ зависит также от степени устойчивости теплого воздуха, т. е. от величины вертикального температурного градиента в нем. Если теплый воздух очень устойчив, что бывает чаще зимой, то он слабо поднимается по клину холодного воздуха и в результате вдоль фронта может возникнуть только плотная слоистокучевая или слоистая облачность, дающая морось. Летом такой фронт иногда даже совсем не дает осадков.

Если теплой массой, наступающей за теплым фронтом, является континентальный тропический воздух со значительным запасом влаги и большими вертикальными температурными градиентами, то по достижении им в результате скольжения

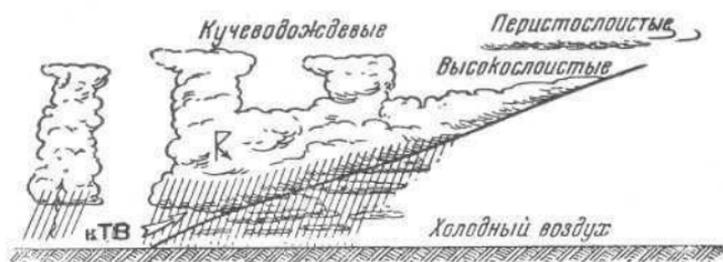


Рис. 98. Облачность теплого фронта, за которым наступает неустойчивый тропический воздух

вверх по клину холодного воздуха уровня конденсации в нем начинает проявляться его влажнонеустойчивость. Это выражается в том, что перед линией ТФ, выше фронтальной поверхности, развивается конвекция, приводящая к образованию кучеводождевых облаков с ливнями и грозами (рис. 98).

Об интенсивности восходящего скольжения теплого воздуха, а следовательно, и о вертикальной мощности фронтальной облачности ТФ можно судить по падению давления у поверхности земли перед фронтом (по барическим тенденциям). Наблюдениями установлено, что отрицательные тенденции перед фронтом, превышающие 1,0 мб за 3 часа, указывают на интенсивное восходящее скольжение теплого воздуха и на большую вертикальную мощность облаков. Если отрицательные тенденции перед фронтом не превышают 1,0 мб за 3 часа, то это указывает на слабость восходящего скольжения вдоль фронта, а следовательно, и на слабое развитие облачности. Рост давления перед ТФ указывает на очень слабое восходящее скольжение теплого воздуха или даже на отсутствие восхождения; облачность в этих случаях бывает небольшой толщины и верхняя граница ее лежит часто ниже 1 000 м.

Если холодный воздух перед ТФ имеет отрицательную температуру, а наступающий теплый — положительную (см. рис. 37), то обложные осадки перед линией фронта выпадают

в виде переохлажденного дождя, дающего гололед. Зона опасного обледенения находится обычно перед линией фронта на расстоянии 50—100 км и может иметь ширину 100—200 км. Полет через эту зону, как правило, невозможен. Такое положение часто встречается в западных и южных районах СССР в холодное время года, когда теплый фронт движется с запада, и холодной массой перед ним является континентальный арктический или континентальный умеренный воздух с температурами -5° , -9° , а теплым воздухом за фронтом — морской воздух с температурами до $2-5^{\circ}$ выше нуля.

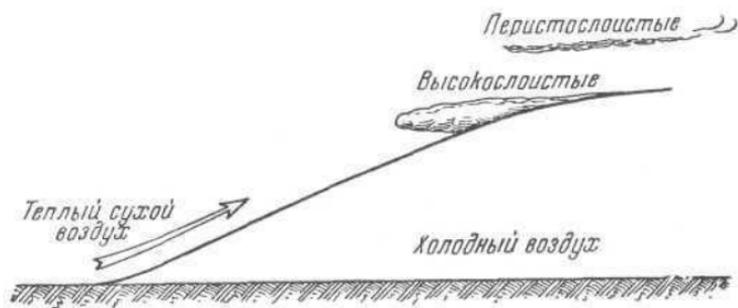


Рис. 99. Облачность теплого фронта, когда теплый воздух очень сух

Вообще нужно иметь в виду, что пересечение зоны теплого фронта зимой всегда крайне затруднено. Летом же полет в зоне теплого фронта обычно менее опасен, особенно для экипажей, владеющих полетом по приборам.

Когда теплый воздух очень сух, то на ТФ могут образоваться только облака среднего и верхнего ярусов — высоко-слоистые и перистослоистые (рис. 99).

За линией ТФ в зоне теплой воздушной массы погода является уже «внутри массовой» и определяется только физическими свойствами этой теплой массы, т. е. зависит от того, устойчива эта воздушная масса или неустойчива, сухая она или влажная. Чаще всего теплая воздушная масса за ТФ бывает устойчивой, особенно в холодное время года, так как она перемещается на подстилающую поверхность, над которой до этого располагался холодный воздух; поэтому в ней можно наблюдать низкую слоистую облачность и иногда адвективные туманы.

Обратимся к карте за 9 час. 9/1 (см. приложение II).

Мы видим, что сплошная линия фронта, отделяющего арктический воздух с юга от воздуха умеренных широт, тянется с Северного моря через юг Балтийского, через Польшу к югу на Балканы, затем к востоку через Малоазиатский полуостров, Закавказье, Каспийское море и далее уходит к северо-востоку

в область циклона над Западной Сибирью. Если присмотреться к отдельным участкам этого фронта и определить направление смещения этих участков, руководствуясь изобарами, то можно видеть, что на некоторых участках фронт смещается в сторону более холодного воздуха и здесь, следовательно, является теплым фронтом; на других участках фронт смещается, в сторону более теплого воздуха и является, таким образом, холодным.

Рассмотрим участок фронта, тянущийся от центра циклона около Минска к югу до Болгарии. Он разделяет холодный КАВ, расположенный над Советским Союзом, и более теплый прежний морской воздух умеренных широт (МУВ) над западной Европой. Изобары пересекают этот фронт с запада на восток (градиентный ветер направлен с запада). Следовательно, этот участок фронта смещается к востоку в сторону холодного воздуха и является теплым фронтом. На карте отчетливо видна зона обложных осадков, тянущаяся перед этим фронтом преимущественно перед его северным участком, примыкающим к центру циклона. Ширина зоны обложных осадков достигает 300—400 км.

Перед теплым фронтом в области циклона в районе, обозначенном П_{2,8}, сильно падает давление, что говорит об интенсивном восходящем скольжении теплого воздуха над фронтальной поверхностью и об обложной мощной слоистой дождевой облачности в ширине зоны обложных осадков.

Теплый воздух, идущий за ТФ, имеет положительные температуры, поэтому обложной снег перед ТФ вблизи фронта должен переходить в переохлажденный дождь, что должно вести к образованию гололеда. Пересекать этот ТФ под облаками здесь опасно.

Более южный участок ТФ заходит уже в область антициклона и мы видим, что перед этим участком осадков нет.

Через 12 часов (см. карту за 21 час 9/1) этот теплый фронт сместился на восток примерно на 600 км.

ХОЛОДНЫЙ ФРОНТ (ХФ)

На рис. 100 и 101 показаны два участка карты, на которых имеющиеся фронты смещаются по изобарам в сторону теплого воздуха. Следовательно, оба эти фронта холодные. Холодный фронт на карте обозначается синей линией или черной линией с орнаментом из треугольников, обращенных вершинами в сторону движения фронта.

В случае холодного фронта клин холодного воздуха вторгается под теплый воздух, вытесняя последний вверх. При этом клин холодного воздуха движется вперед более узкой частью, его приземные слои задерживаются трением; в резуль-

тате движение холодного воздуха получается валообразным подобно гусенице танка.

Скорость движения холодного фронта обычно хорошо согласуется со скоростью, вычисленной по формуле (8).

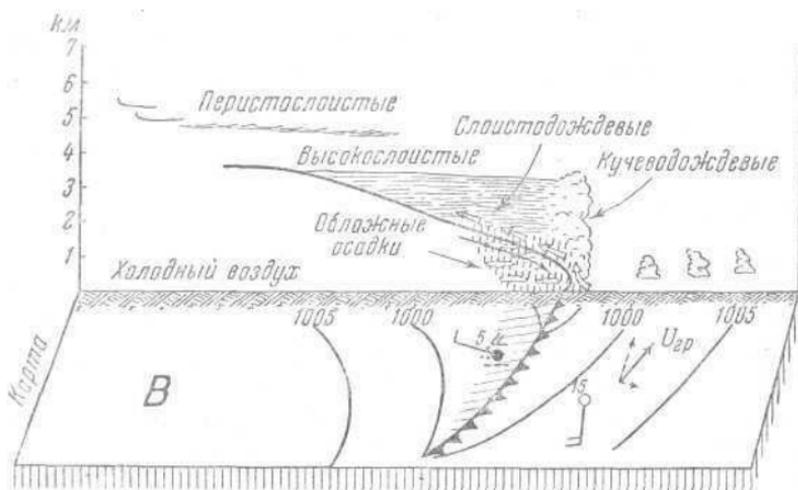


Рис. 100. Вертикальный разрез через область холодного фронта 1-го рода

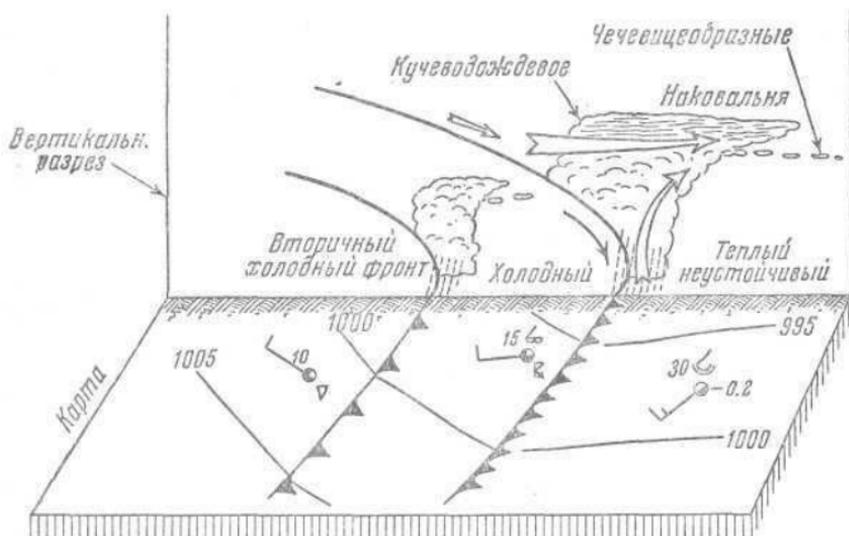


Рис. 101. Вертикальный разрез через область холодного фронта 2-го рода и вторичного холодного фронта

Различают холодные фронты двух родов.

Холодный фронт 1-го рода. Это фронт,двигающийся медленно или даже почти стационарный. Он пересекается с изобарами под очень малым углом (рис. 100). Теплый воздух движется почти параллельно линии фронта и имеет очень

малую составляющую движения, направленную от линии фронта. Клин холодного воздуха как бы с фланга вторгается под теплый воздух и поднимает его над собой. При этом в голове фронта, где фронтальная поверхность расположена круто (валобразно), теплый воздух вытесняется вверх почти вертикально. Таким образом, здесь возникает восходящий конвективный поток и, если условия благоприятны для развития конвекции, в нем может образоваться кучеводождевая облачность с ливнями и грозовыми явлениями. На рис. 100 показан случай, когда такие условия есть, т. е. теплый воздух достаточно неустойчив.

За линией фронта, где фронтальная поверхность поднимается полого с наклоном около $1/100$, теплый воздух медленно и плавно наскальзывает вверх по клину холодного воздуха. В результате такого восходящего скольжения за линией фронта возникает слоистообразная облачность с зоной обложных осадков и низких разорванослоистых облаков.

Характер облачности, ее высота и мощность ничем не отличаются от слоистообразной облачности, наблюдающейся перед теплым фронтом. Так же, как и в случае теплого фронта, ее мощность зависит от того, насколько близко к центру циклона располагается фронт. Ширина зоны обложных осадков позади линии ХФ 1-го рода несколько уже, чем *такая же* зона перед ТФ. Зона неблагоприятной погоды располагается в основном за линией фронта и бывает шириной 100—150 км и только в редких случаях *она* может увеличиваться до 250—300 км.

Чаще всего холодный фронт 1-го рода располагается на периферии циклона, тогда верхняя граница зафронтальной облачности не превышает 1 500—2 000 м и обложные осадки из нее выпадают не всегда. Развитие же кучеводождевой облачности в голове фронта зависит от степени устойчивости вытесняемой теплой воздушной массы, (см. ниже на стр. 173).

Полет через зону холодного фронта 1-го рода почти не отличается от полета через зону теплого фронта. В зоне обложных осадков здесь также могут возникать тяжелые случаи обледенения в виде гололеда.

Холодный фронт 2-го рода. Это фронт,двигающийся быстро; он пересекается с изобарами под большим углом (рис. 101). Теплый воздух имеет большую составляющую движения, направленную перпендикулярно (нормально) от линии фронта. В приземном слое теплый воздух задерживается трением, холодный же воздух, перемещаясь «валом», испытывает меньшее трение, а потому движется быстрее приземного теплого воздуха и вытесняет его вверх. В более высоких слоях над фронтальной поверхностью теплый воздух течет большей скоростью от фронта, чем нижележащий клин холодного воздуха. В результате конвекции теплого воздуха

в голове фронта образуется кучеводождевая облачность (фронтальная), вершина которой верхним сильным потоком теплого воздуха вытягивается далеко вперед по движению фронта в виде пелены плотных, а иногда и высокослоистых и перистослоистых облаков (наковальня). Впереди холодного фронта 2-го рода часто наблюдаются высококучевые чечевицеобразные облака (на расстоянии до 200 км от линии фронта).

Зона ливневых осадков ХФ 2-го рода со шквалами и грозами обычно бывает шириной только в несколько десятков километров (10—20), а иногда даже только в несколько километров. Зона осадков располагается обычно перед линией фронта.

Под фронтальной кучеводождевой облачностью в зоне осадков часто образуются низкие разорванодождевые облака, иногда в виде крутящегося вала (см. рис. 29).

Так как теплый воздух над фронтальной поверхностью сзади линии фронта имеет большую скорость, чем клин холодного воздуха, то он скользит вниз по этому клину. Вследствие этого за линией ХФ 2-го рода быстро наступает прояснение.

Небольшая ширина зоны ливневых осадков является причиной того, что на синоптических картах эта зона часто не бывает видна прямо и о ней можно судить только по значкам прошедшей погоды в пунктах, лежащих в тылу ХФ, через которые ливневые осадки или грозы уже прошли.

Вообще ХФ 2-го рода проходит быстро и часто сопровождается шквалами и грозами. Интенсивность развития кучеводождевой облачности, сила шквала и грозы на линии фронта в значительной степени зависят от влажности и степени неустойчивости теплого воздуха перед фронтом.

Когда теплый воздух влажен и очень неустойчив, он легко вытесняется вверх, конвекция развивается бурно, гроза и шквал достигают большой силы, иногда принимая характер урагана.

Если же теплый воздух достаточно устойчив, то он с трудом поднимается вверх, конвекция в нем развивается слабо, кучеводождевая облачность не образуется и шквала не возникает. Это же относится и к кучеводождевой облачности ХФ 1-го рода.

Поэтому над континентом полет в зоне холодного фронта наиболее опасным бывает летом и в послеполуденные часы. Особенно сильные шквалы возникают, когда перед линией фронта располагается континентальный тропический воздух — очень прогретая и влажно-неустойчивая воздушная масса.

К ночи теплый воздух делается более устойчивым и холодный фронт ночью часто не сопровождается кучеводождевыми облаками.

Развитие восходящих движений теплого воздуха в голове холодного фронта зависит также от характера подстилающей земной поверхности. Над различными участками степень устойчивости воздушных масс бывает различной. Этим и объясняется такое явление, что кучеводождевая облачность вдоль холодного фронта часто располагается не сплошным валом, а отдельными очагами, разделенными промежутками, где имеются незначительные просветы. Точно так же и интенсивность шквала не бывает одинаковой по всему фронту; рядом с участками, где шквал достигает силы урагана, могут располагаться участки, где сила ветра увеличивается только незначительно.

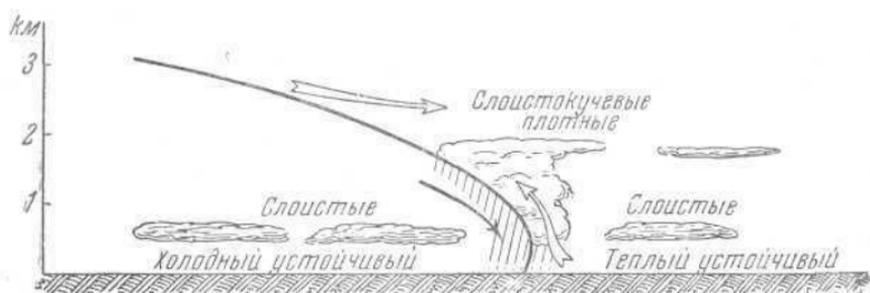


Рис. 102. Облачность холодного фронта, когда воздушные массы устойчивы

Пересекать фронтальную облачность холодного фронта 2-го рода не рекомендуется и даже запрещается наставлениями. Если же перелететь линию фронта все же необходимо, то при встрече с фронтальной облачностью надо идти вдоль фронта и искать просветов между отдельными кучеводождевыми облаками.

В холодное время года холодный фронт проходит спокойнее, часто без образования кучеводождевых облаков и шквалов, так как в это время года на континенте все воздушные массы бывают устойчивы над холодной подстилающей поверхностью. Теплый воздух в этих условиях только немного поднимается над валом наступающего холодного воздуха, что приводит к образованию только низкой плотной слоисто-кучевой или слоистой облачности (рис. 102).

Перед холодными фронтами давление обычно слабо падает или остается без изменения. Позади линии фронта наблюдается интенсивный рост давления. Особенно сильно растет оно за холодным фронтом 2-го рода.

На карте за 21 час 9/1 имеется участок холодного фронта, тянущийся от центра циклона, находящегося над Украиной, на запад. Этот фронт движется к югу. В тылу его значительно

растет давление. Этот фронт является ХФ 1-го рода, так как сзади него наблюдается зона обложных осадков. Никаких гроз и ливней на этом холодном фронте не наблюдается, потому что теплый воздух перед ним достаточно устойчив.

ВТОРИЧНЫЕ ФРОНТЫ

Иногда фронт возникает внутри одной и той же воздушной массы как раздел между отдельными ее порциями, которые почему-либо оказались несколько неодинаково нагретыми. Такие фронты называются вторичными. Чаще всего встречаются вторичные холодные фронты, возникающие внутри неустойчивого арктического или умеренного воздуха при движении последнего к югу. Погода на вторичных фронтах похожа на погоду обычного теплого или холодного фронта, но все процессы здесь бывают выражены значительно слабее и не так резко. Вторичные фронты обозначаются на картах прерывистыми линиями. На рис. 101 показан вторичный холодный фронт, идущий за основным холодным фронтом.

СТАЦИОНАРНЫЙ ФРОНТ

Стационарный фронт обычно лежит или в узкой вытянутой ложбине между двумя антициклонами (рис. 103), или вдоль оси растяжения седловины. На синоптических картах он обо-

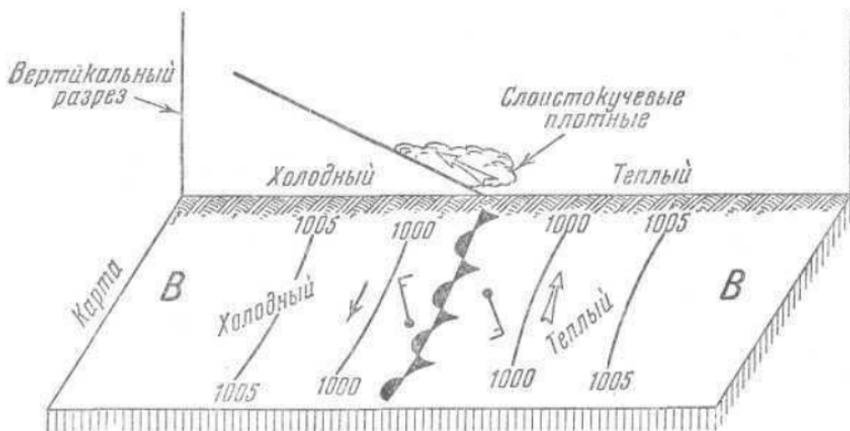


Рис. 103. Вертикальный разрез через область стационарного фронта

значается или двойной красно-синей линией, или черной линией с орнаментом из полукружков, обращенных в сторону холодного воздуха, и из треугольников, обращенных в сторону теплого воздуха.

Стационарный фронт лежит параллельно изобарам, следовательно, воздушные массы выше уровня трения (500 м) текут параллельно линии фронта, и восходящее скольжение

ФРОНТЫ ОККЛЮЗИИ

Процесс окклюзии. Чаще всего в природе наблюдаются фронты более сложного строения, чем обычный теплый, холодный или стационарный фронт. Они являются результатом

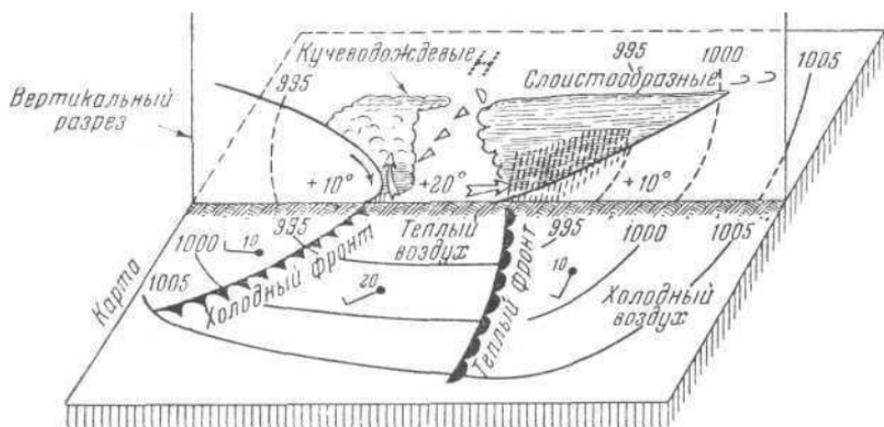


Рис. 104. Вертикальный разрез через теплый сектор циклона

смыкания холодного фронта с теплым. Такое смыкание происходит обычно в области циклона, где холодный фронт всегда оказывается движущимся вслед за теплым фронтом и, обладая большей скоростью, обычно догоняет его (рис. 104). При этом клин холодного воздуха, идущий в тылу холодного фронта (тыловой), смыкается с клином холодного воздуха,

¹ Об этом сказано дальше в гл. X.

движущимся впереди теплого фронта (передним), а теплый воздух между фронтами (теплый сектор циклона) вытесняется вверх, продолжая восходящее скольжение над поверхностями сомкнувшихся фронтов. Этот процесс называется **окклюзией**.

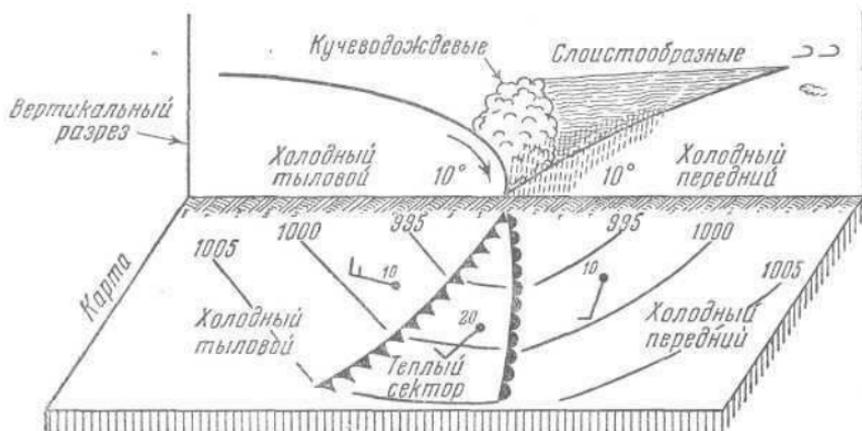


Рис. 105. Вертикальный разрез через точку окклюзии

В момент смыкания холодного и теплого фронтов (рис. 105) сближаются и их облачные системы, т. е. к слоисто-дождевой облачности и обложным осадкам теплого фронта вплотную примыкает кучеводождевая облачность и ливневые осадки холодного фронта. Теплый воздух в этот момент от-

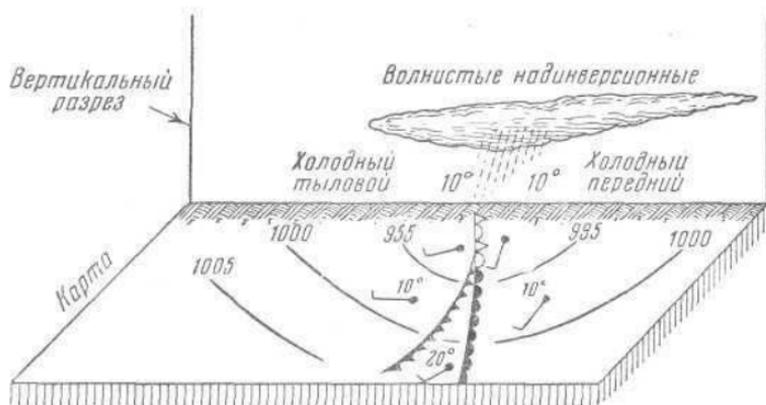


Рис. 106. Вертикальный разрез через область нейтральной окклюзии

рывается от земной поверхности и начинает подниматься выше, а на его место поступают сомкнувшиеся (холодные) массы.

Нейтральная окклюзия. В случае, когда сомкнувшиеся холодные массы имеют одинаковые температуры (рис. 106), то

раздел (фронт) у земной поверхности исчезает (нет контраста температур), и след его на карте может быть обнаружен только по некоторой сходимости воздушных потоков. Такой процесс окклюзии носит название нейтральной окклюзии. Сомкнувшиеся фронтальные поверхности прежних теплого и холодного фронтов отрываются от земной поверхности. Сначала они образуют как бы жолоб, в котором находится вытесненный вверх теплый воздух. По мере дальнейшего процесса слияния сомкнувшихся холодных масс и вытеснения теплого воздуха вверх эти фронтальные поверхности поднимаются и выравниваются, становясь положе. Облачная система, образовавшаяся в результате смыкания облачных систем прежнего теплого и холодного фронтов, также поднимается вверх. Некоторое время, пока наклон фронтальных поверхностей еще сохраняется значительным, она представляет собой достаточно мощную систему слоистообразных облаков, дающих обложные осадки. Но по мере поднятия вверх и выравнивания фронтальных поверхностей наклон восходящего скольжения теплого воздуха уменьшается (до 1/1000) и слоистообразная облачность перерождается в волнистые надинверсионные облака. Первое время из этой облачности еще выпадают небольшие осадки, но по мере дальнейшего ее подъема они прекращаются и облачность становится все тоньше. Однако нейтральная окклюзия — случай скорее теоретический. Чаще всего бывает, что смыкающиеся при окклюзии холодные воздушные массы нагреты неодинаково. Обе они холодные по отношению к вытесненному теплему воздуху, но одна из них заметно теплее другой. В этом случае при их смыкании между ними возникает раздел, называемый нижним фронтом окклюзии, который можно рассматривать как вторичный фронт.

Теплый фронт окклюзии. Когда тыловой холодный воздух оказывается теплее переднего холодного (рис. 107), то нижний фронт окклюзии принимает характер теплого фронта, вдоль которого более теплый тыловой воздух натекает на более холодный передний.

В процессе теплой окклюзии (или окклюзии по типу теплого фронта) старый холодный фронт отрывается от земной поверхности и поднимается по фронтальной поверхности прежнего теплого фронта. Он располагается впереди нижнего теплого фронта и называется верхним холодным фронтом окклюзии. На картах этот фронт не всегда обнаруживается по наземным данным. Вся система называется теплым фронтом окклюзии (или фронтом окклюзии типа теплого фронта).

В районе верхнего холодного фронта имеется довольно мощная облачность. Это прежняя слоистообразная и при-

мкнувшая к ней кучеводождевая облачность, превращающаяся в волнистую надинверсионную облачность.

В начале процесса эта облачность еще может давать обложные осадки и даже ливни. Но по мере поднятия верхнего холодного фронта облачность делается тоньше и переходит в волнистую надинверсионную. Когда верхний холодный фронт достигает уровня 5—6 км, от всей этой облачности остаются только перистые облака.

В зоне нижнего теплого (вторичного) фронта тыловой холодный воздух натекает на клин переднего, более холодного

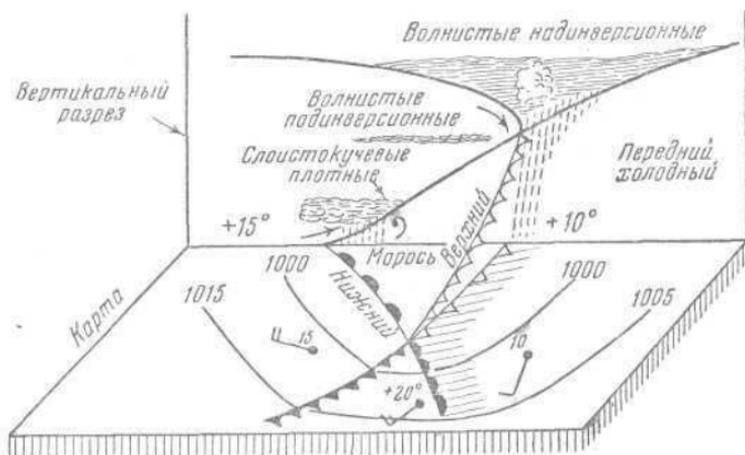


Рис. 107. Вертикальный разрез через область теплой окклюзии

воздуха, но это натекание в виде восходящего скольжения происходит только в нижнем слое трения. В основном же тыловой холодный воздух сохраняет валообразное движение (см. о холодных фронтах), так что продвижение верхнего холодного фронта над поверхностью теплого фронта происходит за счет быстрого притока тылового холодного воздуха из свободной атмосферы вперед при некотором его опускании к наклонной поверхности теплого фронта.

В результате такого ограниченного натекания тылового холодного воздуха в его нижнем слое образуются облака типа надинверсионных слоистокучевых плотных. Нижнее основание их лежит очень низко (иногда переходя в туман), поэтому они выглядят как слоистые. Верхнее основание этих облаков обычно не превышает 1 000—1 500 м. Из них может выпасть морось.

Выше этой облачности благодаря небольшому опусканию движущегося валообразно холодного воздуха в нем может развиваться слой инверсии, под которым образуются более тонкие (подинверсионные) слоистокучевые или высококучевые

просвечивающие облака, располагающиеся обычно на высоте верхнего **холодного фронта**.

Таким образом, облачность **теплого фронта окклюзии** отличается **многослойностью**.

В холодное время года бывает нередко так, что по мере развития процесса окклюзии и поднятия **верхнего холодного фронта**, когда вытесняемая им волнистая облачность размывается, на **нижнем теплом фронте** облачность развивается в нормальную слоистообразную облачность **теплого фронта** и, таким образом, **фронт теплой окклюзии** превращается в обычный **теплый фронт**. Так обычно выглядят **фронты окклюзии**,

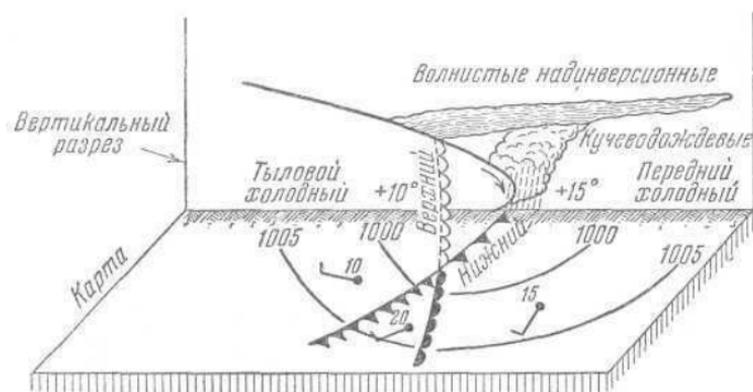


Рис. 108. Вертикальный разрез через область холодной окклюзии

перемещающиеся на территорию Советского Союза с запада зимой.

О скорости перемещения **теплой окклюзии** можно сказать то же, что и о скорости **теплого фронта**: она **меньше** вычисленной по формуле (8).

Холодный фронт окклюзии. Когда тыловой **холодный** воздух оказывается **холоднее** переднего (рис. 108), между ними возникает **нижний холодный фронт** и **окклюзия** называется **холодной** (или **окклюзией** по типу **холодного фронта**). Тыловой **холодный** воздух при этом вторгается под менее **холодный** передний, вытесняет его вверх, и здесь может возникнуть **вал кучеводождевой** облачности, которая может развиваться вверх только до поднявшейся фронтальной поверхности **теплого фронта**. Прежний **теплый фронт** поднимается по поверхности наступающего **клина** **холодного** воздуха и становится **верхним теплым фронтом** (его обычно на картах проследить не удастся). Слоистообразная облачность этого прежнего **теплого фронта** переходит в **волнистую надинверсионную**. Вся система называется **холодным фронтом окклюзии** (или **фронтом окклюзии** типа **холодного фронта**).

Обложные осадки из слоистообразной облачности могут идти или впереди линии нижнего холодного фронта, или за ней, а иногда по обе стороны от нижнего фронта, причем в непосредственной близости к нему обложные осадки переходят в ливневые.

Холодный фронт окклюзии, так же как и холодный фронт, перемещается со скоростью, близкой к вычисленной по формуле (8).

В дальнейшем развитии процесса окклюзии старая слоистообразная облачность, поднимаясь вверх, размывается, а кучеводождевая облачность нижнего фронта развивается; тогда холодный фронт окклюзии постепенно превращается в обычный холодный фронт, разделяющий только две воздушные массы. Над континентом это бывает обычно в теплое время года.

Вообще на фронтах окклюзии облачность может быть самой разнообразной. Все зависит от физических свойств и от контраста температур сомкнувшихся холодных масс и от «возраста» фронта окклюзии. Хотя существуют фронты окклюзии с плотной и достаточно однородной облачностью, простирающейся до 5 000 м и выше, большинство фронтов окклюзии сопровождается многоярусной облачностью, причем самый нижний слой иногда лежит очень низко, имеет достаточную толщину и дает морозящие осадки. На «старом» фронте окклюзии, где фронтальные поверхности сомкнувшихся теплого и холодного фронтов подняты уже достаточно высоко, облачность обычно уже не бывает мощной и не дает осадков (как правило, из облаков, лежащих выше 3—4 км, осадки до земли уже не доходят). У такой окклюзии могут наблюдаться преимущественно связанные с нижним фронтом низкие облака типа слоистых, часто переходящих в туман; верхний край их не превышает 1 км, а выше обычно располагаются несколько слоев просвечивающих слоистокучевых или высококучевых облаков.

Ширина зоны неблагоприятной погоды на фронте окклюзии может колебаться в больших пределах — от нескольких десятков километров до 150—200, а иногда и до 300 км. Фронты окклюзии на картах обозначаются обычно фиолетовыми линиями или орнаментом из чередующихся полукружков и треугольников, причем, смотря по характеру фронта, затушевываются или полукружки (ТФ), или треугольники (ХФ).

На картах за 21 час 9/1 и за 9 час. 10/1 можно видеть, что теплый и холодный фронты в циклоне, бывшем 9/1 над Украиной, за следующие 12 часов уже сомкнулись, а в области циклона расположен небольшой участок фронта окклюзии.

<i>Вертикальный разрез (схема)</i>	<i>В одноцветной печати</i>	<i>На рабочих картах</i>
	Теплый фронт Основной Вторичный Размытый	Красным цветом: Основной Вторичный Размытый
	Холодный фронт Основной Вторичный Размытый	Синим цветом: Основной Вторичный Размытый
	Теплый фронт окклюзии Нижний теплый фронт окклюзии. Верхний холодный фронт или, если верхний фронт обнаружится нельзя, то теплый фронт окклюзии в одноцветной печати обозначается так:	Теплая окклюзия (красным цветом) Верхний холодный фронт (синим цветом)
	Холодный фронт окклюзии Нижний холодный фронт окклюзии. Верхний теплый фронт, если верхний фронт обнаружить нельзя, то холодный фронт окклюзии обозначается так:	Нижний холодный фронт окклюзии (синим цветом) Верхний теплый фронт (красным цветом)
Фронт окклюзии, характер которого неясен		
		 (Лиловым цветом)
	Нейтральный фронт окклюзии 	 (Лиловым цветом)
Стационарный фронт		
	 (Холодная масса) (Теплая масса)	 Синим цветом Красным цветом

Рис. 109. Условные обозначения фронтов на картах

Большинство фронтов, встречающихся на европейской территории Советского Союза, особенно в ее западной половине, перемещается с запада на восток. Эти фронты чаще всего являются фронтами окклюзии в той или иной стадии развития. При этом передним холодным воздухом перед ними является воздух континентальный, а тыловым — морской. Вытесненный же вверх тропический воздух может быть обнаружен зондами только в верхних слоях.

Зимой морской воздух теплее континентального, и все фронты окклюзии,двигающиеся с запада, имеют характер

теплых фронтов. Поэтому зимой в полете чаще всего можно встретить обложные осадки и обледенение.

Летом, наоборот, морской воздух холоднее континентального, и все фронты окклюзии,двигающиеся с запада, имеют характер холодных фронтов. Поэтому летом в полете чаще всего можно встретить грозовую облачность с ливнями.

Все обозначения фронтов на синоптических картах как в одноцветной печати, так и цветными карандашами (на рабочих картах) показаны на рис. 109.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Летная практика показывает, что в подавляющем большинстве случаев сложная метеорологическая обстановка встречается при пересечении фронтов или при полете вдоль них.

В то время как «внутримассовая» погода характеризуется кучевообразной (в неустойчивых массах) или подинверсионной волнистой облачностью (в устойчивых массах), которая обычно не бывает мощной, погода фронтов характеризуется более или менее мощной слоистообразной или плотной волнистой или фронтальной кучевождевой облачностью. Именно в зонах фронтов чаще всего встречаются наиболее низкие облака, наибольшая вертикальная мощность облаков, значительное ухудшение видимости из-за дымки, тумана или осадков, грозы, а также ливни и обледенение. В среднем для европейской территории Союза количество фронтальных ухудшений погоды раза в три больше количества ухудшений погоды при полете внутри одной воздушной массы.

При пересечении фронта или при полете вдоль фронтальной зоны всегда можно встретиться со сложными условиями погоды. Необходимо иметь в виду, что если фронт на карте выражен не резко, контраст температур незначителен и все станции по обе стороны от фронта сообщают о летной погоде, то все же *вблизи линии фронта всегда могут встретиться неблагоприятные условия погоды*, т. е. низкая облачность и плохая видимость. Зона такой погоды иногда бывает шириной только в несколько десятков километров и потому может оказаться не выявленной станциями, сообщающими о погоде по маршруту.

Следует помнить, что на фронте, лежащем ближе к центру циклона, облачность бывает наиболее мощной; на участке же фронта, лежащем на периферии циклона, ближе к центру антициклона, облачность менее мощна, и нелетная зона значительно уже.

Надо всегда иметь в виду, что наблюдатель с земли оценивает горизонтальную видимость всегда несколько выше, чем она представляется летчику в полете. Ухудшение видимости

на маршруте обычно связано с осадками. Но нередко летчики отмечают сильное ухудшение видимости в районе фронта даже тогда, когда на фронте никаких осадков нет. Это, видимо, является следствием образования дымки под фронтальной поверхностью, которая играет роль «задерживающего» слоя. Эту дымку наблюдатель с земли не видит.

То же самое происходит с определением высоты облачности. Наблюдателями на метеостанциях она определяется на глаз, и нередко по наблюдениям летного состава в полете действительная высота облачности на маршруте оказывается ниже, чем ее оценивал с земли наблюдатель.

ГЛАВА X

АНАЛИЗ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ПО СИНОПТИЧЕСКИМ КАРТАМ

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Каждая синоптическая карта отображает состояние погоды на большой территории в какой-то один момент времени. Она является как бы одним из кадров бесконечного фильма, показывающего развитие, перемещение и изменение атмосферных процессов. Естественно, что чем больше сведений на карте и чем чаще составляются последовательные карты, тем легче проанализировать состояние погоды и проследить изменения этого состояния за некоторый промежуток времени. Правильный анализ обстановки на синоптической карте и выявление тенденций в изменениях и перемещениях барических систем, воздушных масс и фронтов всегда даст возможность оценить состояние погоды в районе полета к моменту вылета и предвидеть изменения этой обстановки за время полета и даже на более длительный срок.

Для оценки состояния погоды перед полетом надо взять синоптическую карту по возможности за самый последний срок и по ней установить, как располагались в это время воздушные массы, определить их размеры и физические свойства, руководствуясь данными об облачности, осадках, температуре и другими признаками. Особое внимание надо уделить положению фронтов, их характеру и связанным с ними облачности и осадкам.

Надо определить положение района полетов по отношению к фронтам, определить, является ли погода в интересующем нас районе внутримассовой или фронтальной, т. е. имеем ли мы дело только с внутримассовой облачностью или к ней присоединяется и фронтальная.

Для удобства чтения синоптическую карту обычно «поднимают», т. е. отдельные районы, в которых наблюдаются характерные явления погоды (ливни, туманы, грозы, обложные или морозящие осадки), определяющие основные свойства воздушной массы в данном районе, отмечают соответ-

ствующими крупными значками или закрашивают установленным цветом.

На рис. 110 приведены такие условные обозначения для одноцветных карт и для карт, размечаемых цветными карандашами.

Одновременно с определением расположения воздушных масс и фронтов надо выяснить расположение, барических систем, так как именно они определяют в каждый данный момент направление и скорость перемещения воздушных масс

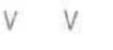
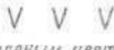
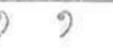
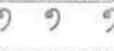
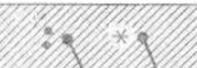
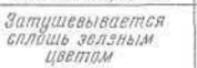
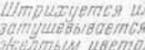
	<i>На одноцветных билетных</i>	<i>На рабочих картах</i>
<i>Область кучевых и мощных кучевых облаков</i>		 <i>Зеленым цветом</i>
<i>Область кучевобороздевых облаков</i>		 <i>Зеленым цветом</i>
<i>Область ливневых осадков внутри не- устойчивых масс</i>		 <i>Зеленым цветом</i>
<i>Область морозящих осадков</i>		 <i>Зеленым цветом</i>
<i>Область сплошных осадков</i>		 <i>Затушевывается сплошь зеленым цветом</i>
<i>Область гроз</i>		 <i>Зеленым или красным цветом</i>
<i>Область туманов</i>		 <i>Штрихуется или затушевывается белым цветом</i>
<i>Центр области падения давления</i>		
<i>Центр области роста давления</i>		

Рис. 110. Условные знаки для подъема карты

и фронтов. Но сами барические системы тоже перемещаются и видоизменяются, поэтому надо определить также направление и скорость их перемещения и тенденции к изменению на ближайшее время.

Скорость и направление перемещения барических систем, воздушных масс и фронтов можно установить сопоставлением рассматриваемой карты с картами за предыдущие сроки. При условии, что карты составляются довольно часто, например, через каждые 3 или 6 часов, можно установить не только скорость и направление перемещения барических систем и фронтов, но также и изменение этой скорости и направления, т. е. происходит ли перемещение равномерно, с ускорением или с замедлением.

Судить об изменениях положения на синоптической карте в ближайшем будущем помогают некоторые правила перемещения и видоизменения барических систем, воздушных масс и фронтов.

ПЕРЕМЕЩЕНИЕ И ВИДОИЗМЕНЕНИЕ БАРИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Наиболее важным является определение направления и скорости перемещения циклона, так как большинство наиболее резко выраженных фронтов с мощной облачностью и осадками тесно связано с областью циклона и перемеща-

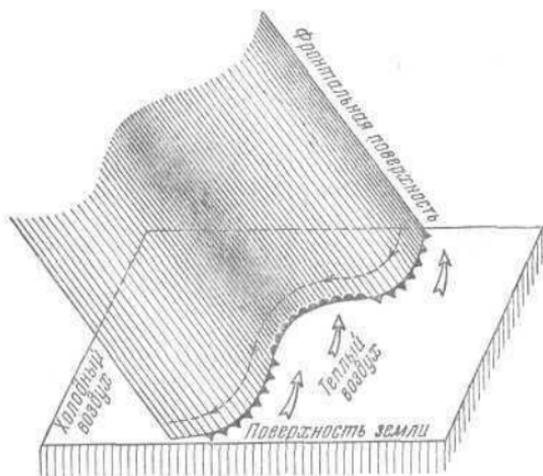


Рис. 111. Волна на фронтальной поверхности

ются вместе с ним. Для выяснения закономерностей перемещения циклона рассмотрим процесс его зарождения и развития.

Зарождение циклона происходит чаще всего на стационарном фронте, тянущемся по вытянутой ложбине, расположенной между двумя областями высокого давления (см. рис. 103) или по оси растяжения седловины. Стационарный фронт никогда не бывает абсолютно неподвижным; его фронтальная поверхность испытывает обычно волнообразные колебания подобно волнам на поверхности моря или на поверхности инверсии (рис. 111). Только волны, пробегающие по фронтальной поверхности стационарного фронта, имеют длину до тысячи и более километров.

При волнообразном изгибе фронтальной поверхности линия стационарного фронта также волнообразно изгибается (рис. 112). При этом волны движутся вдоль фронта, как правило, в сторону перемещения теплого воздуха так, что теплый воздух остается справа.

Передняя часть волны, которая смещается в сторону более холодного воздуха, принимает характер теплого фронта, а тыловая часть волны, смещающаяся в сторону теплого воздуха, — характер холодного фронта. В некоторых случаях размах колебания волны (амплитуда) начинает быстро увеличиваться, воздушные массы начинают вращаться вокруг гребня волны против часовой стрелки, давление вблизи него начинает понижаться, и может появиться самостоятельная замкнутая изобара, очерчивающая небольшой циклон (например, изобара 1 000 Мб на рис. 112).

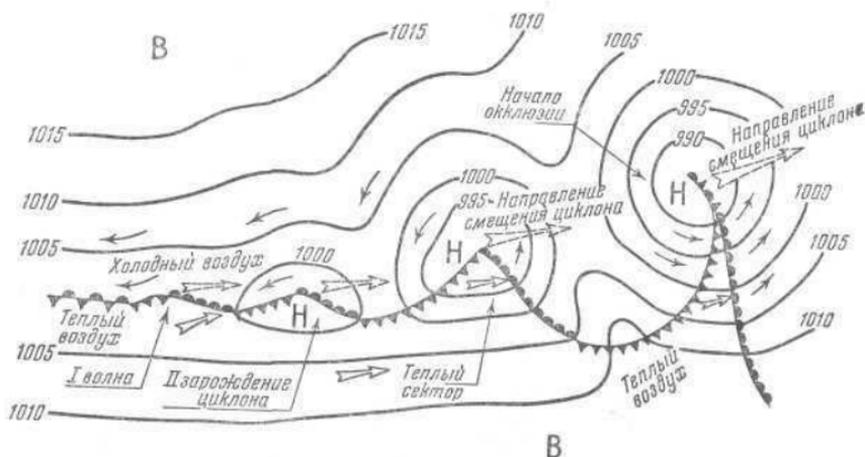


Рис. 112. Схема развития циклона на стационарном фронте

По мере развития волны циклов углубляется (т. е. давление в его центре понижается) и расширяется, в нем появляется хорошо выраженный сектор теплого воздуха, заключенный между теплым и холодным фронтами (см. рис. 104 и 105). Так как циклон связан с волной на фронте, которая перемещается в сторону движения теплого воздуха, т. е. параллельно изобарам теплого сектора, то отсюда вытекает правило перемещения циклона. *Циклон смещается параллельно изобарам своей наиболее теплой части, оставляя теплый воздух справа* (в северном полушарии).

В дальнейшем теплый сектор суживается, холодный фронт догоняет теплый, происходит их смыкание, образуется фронт окклюзии.

До начала окклюзии циклон углубляется и движется быстро. С началом окклюзии теплый сектор его начинает постепенно сужаться и в дальнейшем ликвидируется, движение циклона замедляется, циклон постепенно заполняется (т. е. давление в его центре повышается). Следовательно, *циклон, не имеющий теплого сектора, мало подвижен и затухает.*

В среднем циклоны перемещаются со скоростью 30—35 км/час, но в отдельных случаях наблюдались скорости, доходящие до 100 км/час.

При определении направления перемещения циклона нередко помогает рассмотрение распределения барических тенденций. Для наглядного представления распределения тенденций точки с одинаковыми значениями тенденций соединяют плавными штриховыми линиями, которые называются изотенденциями, или трехчасовыми изаллобарам¹. Изаллобары проводят обычно через 1 или 2 мб. Изаллобары

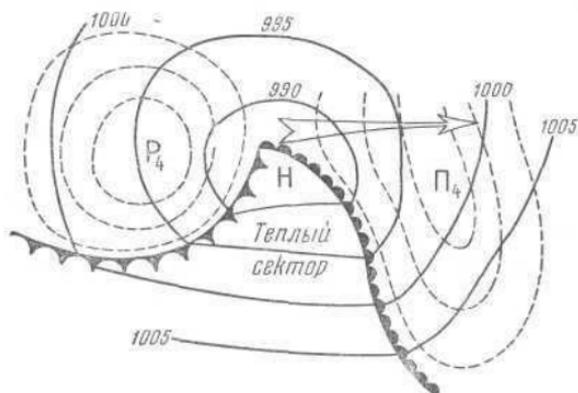


Рис. 113. Циклон смещается параллельно изобарам теплого сектора, оставляя теплый сектор справа, а также параллельно линии, соединяющей очаг роста давления (P) с очагом падения ($Я$)

подобно изобарам очерчивают замкнутые области отрицательных или положительных тенденций — так называемые очаги падения или роста давления. В центре очага падения ставится буква Π с индексом, указывающим в миллибарах наибольшее падение давления в центре очага (рис. 113). В центре очага роста давления ставится буква P , тоже с соответствующим индексом. Обычно очаг отрицательных тенденций располагается впереди теплого фронта, а очаг положительных тенденций — за линией холодного фронта.

Центр циклона обычно перемещается параллельно линии, соединяющей центр очага P с центром очага Π .

Если очаг падения давления захватывает центр циклона и теплый сектор его, то это указывает на дальнейшее углубление циклона и на обострение в нем процессов, ведущих к усилению облачности и осадков. Если же центр циклона

¹ Изаллобарамы называются линии, соединяющие точки с одинаковым изменением давления за тот или иной промежуток времени. Таким образом, изотенденции являются трехчасовыми изаллобарамы.

захватывается очагом роста давления, то это указывает на его заполнение.

Ложбина на периферии циклона смещается вместе с циклоном и одновременно поворачивается вокруг него против часовой стрелки (см. рис. 56). Падение давления на оси ложбины указывает на ее углубление и на обострение фронта, проходящего по оси этой ложбины, и, следовательно, на усиление мощности облачности. Рост давления на оси ложбины указывает на ее заполнение.

Ложбина, разделяющая два антициклона, обычно медленно смещается вместе с ними. На почти стационарном фронте, лежащем вдоль оси такой ложбины, возникают волнообразные движения и нередко развиваются циклоны.

Антициклон — в среднем менее подвижная по сравнению с циклоном барическая система, будущее перемещение которой определяется с большим трудом, если только у нас нет карты барической топографии.

Антициклон смещается в сторону очага роста давления, расположенного на периферии антициклона. Если центр антициклона охватывается очагом роста давления, это указывает на усиление антициклона, если же центр лежит в очаге падения давления, то это означает ослабление и разрушение антициклона.

Гребень на периферии антициклона смещается вместе с антициклоном и одновременно поворачивается вокруг него по часовой стрелке (см. рис. 57). Если впереди гребня наблюдается значительный рост давления и ось гребня охвачена положительными изаллобарамми, это указывает на усиление гребня и дальнейшее размывание облачности в нем. Падение давления на оси гребня указывает на его разрушение.

Гребень, разделяющий два циклона, смещается вместе с этими циклонами, оставаясь все время между ними. Иногда в нем развивается самостоятельное ядро повышенного давления.

Седловина является промежуточной барической системой и поэтому ее перемещение определяется перемещением четырех барических систем, между которыми она возникает.

Определению направления перемещения циклона или антициклона помогает рассмотрение воздушных потоков на высотах по картам барической топографии. Советские ученые Троицкий, Кибель и Таборовский показали, что перемещение приземных барических систем определяется воздушными течениями на уровне изобарической поверхности 700 мб.

Практически можно принять, что барические системы перемещаются в направлении градиентного ветра на уровне поверхности 700 мб, а скорость их перемещения составляет около 80% скорости градиентного ветра на этом уровне. Поэтому, если над областью наземного циклона или антициклона

на карте барической топографии 700-миллибаровой поверхности (высота около 3 км) намечается область прямолинейных изогипс (изобар), обуславливающих над этой областью хорошо выраженный ведущий поток, то приземный циклон или антициклон будет смещаться в направлении этого потока. Если же над областью циклона или антициклона высотные изогипсы замкнуты, как бы повторяя конфигурацию наземных изобар, и, следовательно, ведущий поток отсутствует, то это свидетельствует о стационарности приземной барической системы или во всяком случае о незначительном ее смещении.

Советский ученый В. М. Михель впервые показал связь между направлением высотных потоков и изменением давления у поверхности земли, а именно: если на высоте 5 км наблюдается расходимость воздушных потоков, то под этой областью у земли происходит падение давления; наоборот, там, где имеет место сходимость высотных ветров, давление у земли растет.

В настоящее время расходимость и сходимость высотных течений определяют по расходимости и сходимости изогипс на картах барической топографии 700 или 500 мб.

Рассмотрим примеры перемещения и видоизменения барических систем на картах.

На карте за 9 час. 9/1 можно видеть, что фронт в районе южной части Балтийского моря лежит вдоль оси широкой ложбины, разделяющей антициклоны над Скандинавией и над югом Европы. Он параллелен изобарам и является стационарным. На этом фронте и образовался циклон. Этот циклон — молодой. В нем можно наметить два центра. По правилам перемещения циклонов он должен смещаться в юго-восточном направлении, так как, во-первых, изобары его более теплой части направлены к юго-востоку и, во-вторых, очаг отрицательных тенденций ($P_{2,8}$) расположен в юго-восточной части циклона, а очаг положительных тенденций — к северо-западу от циклона ($P_{3,2}$).

Кроме того, если обратиться к карте абсолютной барической топографии 700-миллибаровой поверхности (приложение V), можно видеть, что на высоте 3 км изогипсы над всей областью циклона тянутся прямолинейно с СЗ на ЮВ, определяя хорошо выраженный ведущий поток над циклоном, направленный на ЮВ.

Можно также отметить, что над очагом падения давления в районе Киев—Минск изогипсы расходятся, над очагом же роста в районе южной части Скандинавии и Балтийского моря изогипсы сходятся.

По карте барической топографии можно подсчитать скорость градиентного ветра над областью циклона. Для этого, надо в формулу (7) подставить $g = 9,8 \text{ м/с}^2$, $w = 7,29 \cdot 10^{-5}$, H — разность высот между соседними изогипсами в метрах (она равна 40 м), n — расстояние между изогипсами, выра-

женное в метрах и $\sin \varphi$, взяв среднюю широту района. Результат получится в *м/сек*. Его надо умножить на 3,6 для получения скорости ветра в *км/час*. Подсчеты дают среднюю скорость 70—80 *км/час*. Следовательно, циклон должен смещаться со скоростью 55—65 *км/час* ($80^\circ/\text{о}$). Расчет может быть только приблизительным, так как карта изогипс по сроку не совпадает с синоптической картой.

Циклон над ЮВ частью Черного моря должен смещаться на восток, так как в эту сторону направлены изобары его теплого сектора; линия, соединяющая очаги роста и падения давления, также направлена к востоку. На восток же направлены и изогипсы на высоте 3 *км* над областью этого циклона.

Предлагаем читателю самому рассмотреть вопрос о перемещении циклона в Западной Сибири.

Антициклон над севером Скандинавии должен смещаться очень мало, так как на высотной карте над ним располагается центр повышенного давления и, следовательно, нет никакого ведущего потока.

На карте за 21 час 9/1 можно видеть, что за 12 часов циклон с Прибалтики переместился к ЮВ на Украину, причем передний центр его (бывший к западу от Минска) продвинулся на 800 *км* со средней скоростью 65 *км/час*. Циклон углубился на 5 *мб*. Циклон с Черного моря перешел на Каспийское; циклон в Сибири сместился к СВ; антициклон на севере Скандинавии начал распространяться в южном и юго-западном направлении, но центр его почти не сместился.

На картах изогипс 700-миллибаровой поверхности (см. приложение V) наносят также изотермы средней температуры слоя 0—5 *км* (пунктирные линии). Они показывают расположение холодных и теплых масс в нижнем пятикилометровом слое. Рассмотрение этих изотерм совместно с изогипсами, показывающими основной перенос воздушных масс в этом слое, позволяет определить районы переноса (адвекции) тепла или холода. Напомним, что там, где изотермы отклоняются от изобар или от изогипс вправо, имеет место перенос тепла, а где изотермы отклонены влево, там наблюдается перенос холода: при параллельности же изогипс и изотерм перенос отсутствует.

На карте можно видеть, что в районе Скандинавии осуществляется перенос холода, в районе Карпат и Балканского полуострова хорошо выражен перенос тепла.

В районе фронтов изогипсы и изотермы сильно сближены, что указывает на большие горизонтальные контрасты температур в области фронта в нижней тропосфере. Н. Л. Хабаровский и Х. П. Погосян установили, что развитие фронтальных волн в циклоны происходит впереди (смотря по направлению высотных ветров) особенно обостренных участков фронта. Здесь изотермы средних температур слоя 0—5 *км* начинают раздвигаться, соответственно чему и ветры

на высотах 5 км (более или менее параллельные этим изотермам) оказываются расходящимися. Если скорость этих ветров превышает 60—70 км/час, то обусловленное ими падение давления оказывается достаточным для возникновения в этом районе циклона или углубления уже существующего. Это и наблюдается в районе Минск—Киев.

Позади обостренных участков фронтов, где изотермы, а соответственно и высотные ветры, оказываются сходящимися, при достаточных скоростях (более 60—70 км/час) этих ветров возникают антициклоны или усиливаются уже существующие. Это можно отметить над районом Скандинавии.

ПЕРЕМЕЩЕНИЕ И ТРАНСФОРМАЦИЯ ВОЗДУШНЫХ МАСС

Воздушные массы в каждый данный момент перемещаются параллельно изобарам, оставляя изобары с более низким давлением слева. С изменением направления изобар меняется и направление перемещения воздушных масс. В процессе горизонтального переноса воздушные массы попадают на различную подстилающую поверхность и изменяют свои свойства или, как говорят, трансформируются.

Так, зимой воздушная масса, переместившаяся с моря на сушу, становится устойчивее, летом — неустойчивее. Обратное явление наблюдается при движении с суши на море.

В частности, морской воздух с Атлантики (мУВ)—вообще неустойчивая воздушная масса,— попадая зимой на холодный континент, постепенно становится все более и более устойчивым, а это ведет и к изменению в нем характера облачности. Если вначале в нем наблюдается меняющаяся по количеству слоистокучевая облачность с отдельными снегопадами, то в дальнейшем над холодным континентом в нем начинают постепенно развиваться низкие слоистые облака и туманы.

Арктический воздух — холодная воздушная масса с очень малым содержанием влаги,— попадая летом в более южные районы континента, становится неустойчивым; но одновременно с сильным прогревом от подстилающей поверхности относительная влажность этого воздуха сильно уменьшается, в результате чего он обуславливает засушливую погоду.

В стационарном антициклоне над сушей осенью и зимой воздушная масса становится более устойчивой, весной же и летом — более неустойчивой.

Свойства воздушной массы могут меняться также в течение суток. Летом она обычно днем становится неустойчивой, ночью же делается устойчивой. Зимой этих суточных изменений почти нет.

Следовательно, рассматривая на синоптической карте различные воздушные массы, определяя их перемещение и физические свойства, необходимо каждый раз учитывать географическое положение района, из которого пришла или над кото-

рым располагается интересующая нас воздушная масса, удаленность от моря, характер рельефа местности, время года и суток, направление перемещения, на какую подстилающую поверхность поступает и т. д.

ПЕРЕМЕЩЕНИЕ И ТРАНСФОРМАЦИЯ ФРОНТОВ

Как было установлено в главе IX, *фронт перемещается в направлении и со скоростью составляющей градиентного ветра вблизи линии фронта, нормальной (перпендикулярной) к фронту.*

Этому правилу более строго подчиняется движение холодных фронтов и холодных фронтов окклюзии. Скорость перемещения теплых фронтов обычно на 30—40% меньше, чем скорость указанной составляющей, вычисляемой по формуле (8). То же самое относится и к теплым фронтам окклюзии.

Заметим, что при расчете скорости фронта можно вместо градиентного ветра, вычисленного в соответствии с изобарами синоптической карты, применять градиентный ветер, определенный по изогипсам карты барической топографии поверхности 700 мб, беря 80% от величины его скорости.

Чем больше угол между изобарами и фронтом и чем гуще изобары, тем быстрее движется фронт. Фронт, параллельный изобарам, стационарен.

Быстро движущийся фронт склонен к размыванию. Наоборот, медленно движущийся фронт имеет тенденцию обостряться, на нем могут образоваться новые циклоны с мощной облачностью и осадками. Вообще фронт в области циклона несет очень мощную облачность, верхнее основание которой может лежать на высотах выше 6—8 км. Участок же этого фронта, лежащий на периферии циклона или заходящий даже в область антициклона, несет менее мощную, обычно волнистую облачность с верхним основанием на высоте иногда не выше 1 000—1 500 м. На линии фронта всегда можно встретить низкую слоистую облачность, иногда переходящую в туман. Ширина зоны неблагоприятной погоды зависит от характера фронта, степени влажности воздушных масс, разделяемых этим фронтом, времени года и суток, а также от подстилающей поверхности; например, лесные массивы способствуют образованию низких турбулентных разорваноелоистых облаков под облачностью фронта.

Холодные фронты зимой и в ночное время проходят спокойнее, чем летом и в дневные часы.

Сильное падение давления перед линией фронта обычно указывает на быстрое перемещение фронта и на большую мощность фронтальной облачности.

Слабое падение давления или рост его перед фронтом указывает на медленное его перемещение и на ослабление воохо-

дыщего скольжения на фронте или даже на его размывание нисходящим скольжением.

Пересечение любого фронта связано со встречей с неблагоприятными условиями погоды.

ПРИМЕРЫ АНАЛИЗА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ПО КАРТАМ (СМ. ПРИЛОЖЕНИЯ II, III, IV И V)

Рассмотрим метеорологическую обстановку, сложившуюся к вечеру 9/1 в некоторых районах (см. карту за 21 час 9/1).

Район Москвы. На синоптической карте за 21 час 9/1 видно, что в районе Москвы наблюдается безоблачная погода с дымкой, слабые ветры, мороз до 28—30°. Такая погода обусловлена тем, что район Москвы занят континентальным арктическим воздухом, распространившимся почти на всю европейскую часть Советского Союза. Фронты находятся на довольно большом расстоянии от района Москвы, самый близкий проходит через Украину. По расположению изобар никак нельзя ожидать перемещения этого фронта к району Москвы. Судя по тому, что антициклон на севере Скандинавии имеет тенденцию смещаться к югу, а циклон над Украиной смещаться на восток (о чем говорилось выше), надо ожидать, что на ближайшее время (на сутки, по крайней мере) район Москвы будет оставаться в северо-восточном потоке континентального арктического воздуха и, следовательно, ясная очень холодная погода с морозной дымкой сохранится.

Необходимо отметить приток морского атлантического воздуха (мУВ) в район Новой Земли и возможность дальнейшего его распространения к югу по восточной периферии скандинавского антициклона. В связи с этим в районе Москвы надо ожидать появления через несколько дней облачности и некоторого повышения температуры.

Район Ростова н/Д. На карте за 21 час 9/1 видно, что в районе Ростова н/Д наблюдается облачность среднего яруса — высококучевые плотные облака и верхнего яруса — перистослоистые. Облачность уже достигает 10 баллов; температура около -20° ; ветры восточные и юго-восточные до 4—6 м/сек. Такая погода вызвана тем, что к району с запада приближается циклон, находящийся над Украиной; перистослоистая и высококучевая плотная облачность является передней частью системы облаков, связанной с теплым фронтом этого циклона.

По направлению изобар теплого сектора циклона, по расположению очагов падения ($P_{4,5}$) и роста давления ($P_{4,5}$), а также по направлению изогипс (изобар) на карте барической топографии (приложение V), определяющих направление ведущего потока, видно, что циклон смещается на район Ростова. Следовательно, в самые ближайшие часы в районе начнется понижение и уплотнение облачности, переход ее в сло-

истодождевую, обложной снегопад с метелью, появление низкой разорванослоистой облачности, некоторое повышение температуры. Если предположить, что циклон будет перемещаться с той же скоростью, что и за предшествовавшие 12 часов, т. е. переместится на расстояние 800 км (сравним карты за 9. и 21 час 9/1), то можно рассчитывать, что к утру 10/1 циклон будет где-то немного восточнее Ростова. Поэтому в ночь с 9 на 10 в районе может быть снег, метель, некоторое (незначительное) потепление. После прохождения центра циклона к востоку в Ростове надо ожидать перехода ветра на северное направление, уменьшения облачности и нового понижения температуры, так как в тыл циклону будет распространяться с севера новая порция арктического воздуха (с центральных районов европейской части Советского Союза).

Район Одессы и Крым. На карте за 21 час 9/1 в этих районах наблюдается полная разорванослоистая и слоистокучевая облачность высотой 300—600 м, сильные западные ветры (до 12—18 м/сек), температура 2—3° выше нуля. Такая погода вызвана тем, что через эти районы только что прошел теплый фронт и они находятся в потоке теплого прежнего морского атлантического воздуха (МУВ). Это — устойчивая воздушная масса.

На ближайшее время этому району угрожает продвижение с севера в тылу циклона, уходящего на восток, холодного фронта и обрушивание вслед за ним к югу арктического воздуха. Если подсчитать скорость перемещения холодного фронта по формуле, то можно установить, что фронт пройдет район через 10—12 часов, так что к утру 10/1 в районе Одессы и в Крыму снова похолодает и ветры перейдут на северные.

На карте за 9 час. 10/1 можно видеть, насколько оправдались в действительности сформулированные выше предположения.

Так примерно надо рассуждать при рассмотрении состояния погоды в каком-либо районе или по маршруту полета и при решении вопроса о ближайших ее изменениях. При этом надо помнить, что совершенно одинаковых синоптических положений не бывает и нет синоптических карт, совершенно похожих одна на другую. Метеорологическая обстановка на каждой карте имеет свои особенности. Поэтому при анализе и оценке погоды надо рассматривать и учитывать комплекс условий: географическое положение района полета, рельеф местности, климатические особенности данного района, время года и суток, взаимное расположение барических систем, воздушных масс и фронтов, их расположение в пространстве (по высотным картам), перемещение и трансформацию.

Можно считать, что пока над интересующим нас районом сохраняется одна и та же воздушная масса, то и погода в этом районе сохраняется, почти неизменной или изменяется постепенно параллельно с трансформацией воздушной массы. Если

же происходит смена воздушных масс, то погода более или менее резко меняется, причем это изменение начинается с прохождения фронтальной облачности.

Прогнозы погоды по текущим синоптическим картам службой погоды даются обычно на срок не более суток.

Интересы хозяйства, особенно планового, бурно растущего социалистического хозяйства нашей страны, потребовали и требуют предвидения изменений погоды на более длительный период вперед. Не случайно долгосрочные прогнозы погоды впервые в мире начали составлять и широко применять на практике в нашей стране. Академик Б. П. Мультановский и его ученики разработали впервые методы долгосрочных прогнозов погоды. Эти методы отличаются от методов краткосрочных прогнозов. Долгосрочная прогностика представляет собой самостоятельный и довольно обширный раздел синоптической метеорологии, который в настоящей книге не приводится.

ГЛАВА XI

СЛОЖНЫЕ И ОПАСНЫЕ ДЛЯ АВИАЦИИ УСЛОВИЯ ПОГОДЫ

СЛОЖНЫЕ УСЛОВИЯ ПОГОДЫ

Когда полет совершается в условиях хорошей видимости земной поверхности и горизонта и на достаточной высоте, это позволяет летчику легко ориентироваться в направлении полета, удерживать самолет в необходимом положении в пространстве и иметь, когда нужно, достаточно времени для выбора посадочной площадки. Условия погоды, допускающие такой полет, не требуют от пилота особого напряжения и являются, таким образом, простыми условиями. Полетом в простых метеорологических условиях является всякий полет днем при безоблачной или малооблачной погоде с хорошей видимостью.

Полет при плохой видимости, над сплошной облачностью, в облаках или ночью, когда землю не видно, или полет при видимости земли, но на небольшой высоте под низкой облачностью является уже более сложным, так как требует от летчика напряжения внимания и заставляет иногда пилотировать самолет только по приборам. В таком полете осложняется ориентировка и приходится переходить на самолетовождение с использованием средств радионавигации.

Такие сложные для полета метеорологические условия, как правило, встречаются при полете в зоне какого-либо фронта, особенно когда этот фронт лежит в области циклона, хорошо выраженной ложбины или вдоль оси растяжения седловины. Но нельзя также ослаблять внимания к участкам фронтов, лежащим далеко от центра циклона и даже заходящим в область антициклона. Необходимо усвоить правило: *всякий фронт, намечаемый на синоптической карте, является районом, где мощно встретит сложные условия погоды.*

Внутри массовая погода может оказаться сложной главным образом внутри устойчивой и достаточно влажной воздушной массы. Над континентом это бывает преимущественно в холодное время года, когда в пришедшем на кон-

тинент морском воздухе развивается и подолгу держится сплошная низкая подинверсионная слоистокучевая или слоистая облачность, охватывающая огромные пространства. В отдельных местах эта облачность может переходить в туман. В устойчивой массе видимость в приземном слое обычно бывает ухудшенной. Примером такой внутримассовой сложной погоды может служить положение, приведенное на карте за 26/ХІІ на рис. 83. Здесь в морском умеренном воздухе с Атлантического океана, распространившемся над холодной поверхностью европейской территории Советского Союза, образовалась сплошная слоистая и слоистокучевая облачность высотой до 100—200 м.

В неустойчивой воздушной массе условия полета менее сложны: кучевообразная облачность не бывает сплошной, а отдельные кучеводождевые облака с грозами можно обойти. Это особенно легко сделать в малоподвижной неустойчивой массе, в которой тепловые грозы почти не смещаются и не занимают больших площадей и всегда есть участки с прояснениями.

Несколько сложнее бывает обстановка в неустойчивой массе, быстродвигающейся над теплой подстилающей поверхностью, например, в морском арктическом воздухе весной или осенью. Облачность в нем более обильна, ливневые осадки охватывают иногда большую часть горизонта и для их обхода необходимо значительно уклоняться от пути.

Неприятным обстоятельством при полете в неустойчивой массе является «болтанка». Летом над сушей в дневные часы она может достигать значительных размеров, когда самолет резко бросает вверх или вниз иногда на сотни метров.

К опасным для авиации явлениям погоды, о которых делаются оповещения и предупреждения, относятся:

1. Все явления, при которых горизонтальная видимость ухудшается до 1 500 м и менее, а именно: туман, дымка, мгла, сильные осадки, песчаная или пыльная буря, метель.

2. Обледенение.

3. Гроза или грозовое положение.

4. Град.

5. Шквалы.

6. Ветер со скоростью 15 м/сек и более (даже отдельные порывы), а для учебных полетов опасным считается ветер 12 м/сек и более.

7. Низкая облачность (на высоте 100 м и ниже).

8. В горных местностях — закрытие облаками вершин гор, сопок и перевалов.

Кроме того, к опасным явлениям для морской авиации относятся:

9. Волнение на море (озере, реке) от 4 баллов и более.

10. Туман или мгла вблизи берега (до 2 км).

ТУМАН И МГЛА

Туманом называется скопление продуктов конденсации в приземном слое воздуха высотой от нескольких метров до нескольких сотен метров, в результате чего горизонтальная видимость уменьшается до 1 км и меньше. Если видимость превышает 1 км, то подобное явление называется дымкой.

Если видимость ухудшена не в результате конденсации, а из-за дыма или пыли, то это называется мглой. Мгла может достигать иногда густоты тумана. Это часто встречается в районах юго-востока европейской части Союза, в Казахстане и Средней Азии. В других районах мгла бывает обычно связана с большими промышленными центрами или с лесными или торфяными пожарами.

Для образования тумана необходимо повышение относительной влажности в приземном слое воздуха до насыщения и дальнейшая конденсация. При наличии гигроскопичных ядер конденсация может начаться еще до того, как относительная влажность достигнет 100%. Дымка является начальной стадией образования тумана, когда только что достигнуто насыщение.

Туман и мгла могут сохраняться только в случае, когда отсутствуют значительные восходящие движения в виде конвекции или сильной динамической турбулентности, при которых происходит сильное перемешивание нижних слоев с верхними. Обязательным условием для образования тумана и мглы является наличие радиационной или низкой адвективной инверсии, когда турбулентное перемешивание не распространяется до большой высоты.

Следовательно, *туман и мгла развиваются в устойчивых воздушных массах и рассеиваются в неустойчивых.*

Насыщение и последующая конденсация могут появиться в результате:

- 1) охлаждения воздуха;
- 2) испарения с поверхности воды или почвы, или испарения выпадающего дождя;
- 3) смешения воздушных масс, близких к насыщению.

Эти процессы могут действовать совместно или каждый отдельно. При этом смешение может играть роль только дополнительного фактора в процессе образования тумана. Основным же процессом является *охлаждение приземного воздуха* от соприкосновения с холодной подстилающей поверхностью.

При этом, как мы уже видели¹, может образоваться или радиационный, или адвективный туман.

Радиационный туман возникает только над сушей при безоблачном небе и слабом ветре. Такие условия бывают

¹ См. раздел об устойчивых воздушных массах.

обычно в центральных областях континентальных антициклонов и на оси гребня.

Летом в течение спокойной, ясной ночи образуется поземный и радиационный туман в низинах, по поймам рек, над болотами, где абсолютная влажность приземного воздуха достаточно велика. Если накануне рано вечером выпала роса, то вероятность образования поземного тумана уменьшается. Вертикальная мощность его невелика, иногда всего только несколько метров. Зимой при длительном радиационном выхолаживании этот туман может распространиться вверх до 100 ж и выше. Поземный туман располагается обычно «пятнами». Для летной работы туман может явиться опасным, если закрывает аэродром, особенно если он расположен в низине.

Поздней осенью и зимой над континентом в антициклоне, состоящем из влажных масс, морского происхождения, может образоваться высокий радиационный туман. Его образование начинается под слоем инверсии сжатия, лежащий на высоте до 1 000 м и более, в виде слоистых облаков, нижний край которых постепенно опускается до земли. Особенно высок и плотен туман в центральной части антициклона. Такой туман может удерживаться по несколько суток подряд. Высокие туманы часто наблюдаются в холодное время года в антициклонах над центральной и западной Европой, сильно осложняя работу авиации, а иногда делая ее невозможной.

Адвективный туман возникает в следующих случаях:

- 1) при переносе теплого воздуха на холодную подстилающую поверхность;
- 2) при переносе холодного воздуха на открытую теплую водную поверхность;
- 3) при восходящем движении воздуха по полотому склону возвышенности.

Для возникновения адвективного тумана необходимо, чтобы воздух был устойчив, имел бы высокую относительную влажность, двигался бы с умеренной скоростью и чтобы была большая разность температуры между воздухом и подстилающей поверхностью.

Первый случай бывает при переносе теплого влажного воздуха над холодными морскими течениями или над полярными льдами. Над континентом Европы туманы такого типа наблюдаются зимой при притоке морского атлантического воздуха или теплого континентального воздуха из более южных районов. Образованию этих туманов благоприятствует умеренный или слабый ветер; при сильном ветре развивается значительная турбулентность, которая переносит влагу и охлаждение вверх. Туман при сильном ветре наблюдается только в морском тропическом воздухе, перемещающемся к северу в более холодные районы. Туман при этом бывает не очень плотным.

Адвективный туман зимой над континентом нередко усиливается под влиянием радиационного охлаждения, когда движение воздуха замедляется.

Второй случай адвективного тумана бывает, когда холодный и очень устойчивый (с приземной инверсией) воздух настекает на открытую воду. Основной причиной образования тумана в этом случае является испарение с более теплой воды и быстрое насыщение нижнего слоя воздуха. Нижний слой при этом нагревается от теплой воды, но первоначальная большая устойчивость нарушается не сразу, так что конвекция не успевает разрушить туман. Такие туманы наблюдаются в Арктике над полярными, над заливами, по соседству с которыми имеются большие запасы очень холодного воздуха; к этому же типу туманов относятся испарения над озерами, прудами и реками, возникающие по ночам, особенно осенью, при стекании на них охлажденного излучением воздуха с окружающей поверхности суши.

Третий случай — образование адвективного тумана вдоль склона — имеет чисто местное значение и может осуществляться только при ветрах, дующих вверх по склону, и достаточной относительной влажности воздуха.

Некоторые виды туманов бывают связаны с прохождением фронтов.

Фронтальные туманы возникают в основном в результате увлажнения воздуха непосредственно выпадающими осадками и через испарение с увлажненной почвы.

В некоторых случаях фронтальный туман является самой фронтальной облачностью, снижающейся до земли, особенно над возвышенностями.

Некоторую роль в образовании тумана играет падение давления перед фронтом, вызывающее адиабатическое охлаждение воздуха.

Наибольшее значение имеет туман в зоне теплого дождя, выпадающего в холодном воздухе перед теплым фронтом или сзади холодного фронта 1-го рода.

Туман перед теплым фронтом располагается непосредственно перед фронтом полосой, имеющей ширину до 150—200 км. Его можно наблюдать при умеренных ветрах, сильные же ветры для его образования неблагоприятны. Этот туман иногда возникает над возвышенностями, хотя бы и небольшими. Это бывает в случае, когда воздух в зоне осадков еще не достиг насыщения, но уже настолько влажен, что достаточно небольшого поднятия его над возвышенностью, чтобы в нем образовался туман.

Наиболее вероятно образование сильного тумана перед участком теплого фронта, лежащим в зоне молодого, быстро развивающегося циклона.

Туман перед теплым фронтом движется с фронтом и на одном месте наблюдается не более 4—5 часов. После прохождения фронта он быстро исчезает.

Для авиации этот туман очень неблагоприятен, так как он сливается с облачной системой и облететь его нельзя.

Туман за холодным фронтом 1-го рода лежит узкой полосой и не бывает мощным.

Перед теплым фронтом окклюзии также возможно образование тумана, как и перед теплым фронтом, но явление протекает в ослабленном виде и возникает не всегда.

Туманы при прохождении линии фронта представляют собой нижние части фронтальной облачности, которые выглядят как туман над возвышенностями, особенно с наветренной их стороны.

Предсказание образования тумана очень сложно и не всегда возможно. Оно в основном сводится к учету условий, благоприятствующих возникновению тумана. Для большинства внутримассовых туманов необходимо учесть возможное понижение температуры воздуха и сравнить ожидаемую минимальную температуру с точкой росы. Для образования радиационных туманов важно учитывать возможность ясного неба и слабого ветра.

Прогноз фронтальных туманов связан с прогнозом перемещения самих фронтов. Но если перед фронтом тумана еще нет, то предсказать его появление очень трудно.

СИЛЬНЫЕ ОСАДКИ

Осадки, в которых видимость может уменьшиться до 1 500 м и ниже, обычно бывают связаны с фронтальной облачностью. Это — ливневые или обложные дожди или снегопады. Они могут распространяться на большие площади и быть довольно продолжительными. Такими же продолжительными и распространяющимися на большие площади могут быть морозящие осадки из слоистых облаков внутри устойчивой и влажной воздушной массы. Морозящие осадки выпадают из низких облаков и часто создают впечатление тумана (морозящий туман); они наблюдаются главным образом в холодное время года. Внутримассовые ливневые осадки внутри неустойчивых воздушных масс также могут уменьшить видимость до 1 500 м и ниже, но они обычно распространяются на небольшие площади и их легко бывает обойти стороной. При случайном вхождении в зону таких осадков не надо менять курс — самолет быстро пройдет зону осадков. Для начинающих летчиков они безусловно представляют опасность.

ПЕСЧАНЫЕ ИЛИ ПЫЛЬНЫЕ БУРИ

Это явление обычно наблюдается в районах пустынь и степей, покрытых слабой растительностью. В пределах СССР —

это степи юго-востока и пустыни Средней Азии. Эти бури возникают обычно на южной и юго-западной периферии антициклонов, где наблюдаются сильные ветры, обычно юго-восточные. Эти ветры представляют собой поток очень теплого и очень сухого континентального тропического или континентального умеренного воздуха, несущего большое количество пыли. На юге и юго-востоке СССР такой ветер называется суховеем. Обычная продолжительность суховея 1—2 дня, но в отдельных случаях бывает до нескольких недель. Аналогичные ветры в других местах имеют другие наименования: афганец — в Средней Азии, сирокко — в Аравии, Месопотамии и Палестине, самум — в Алжире, шамсин — в Египте.

В некоторых случаях количество пыли и песка в воздухе бывает так велико, что видимость становится меньше 1 км.

МЕТЕЛИ

Метелью называется явление, когда дует сильный ветер при выпадении снега или снег поднимается ветром с поверхности земли на несколько метров.

В первом случае метель называется общей, или верхней, во втором — низовой.

В обоих случаях метель является опасной, так как при ней видимость иногда ухудшается до значений, соответствующих туману. Во время метели посадка осложняется тем, что при подходе к земле трудно определяется действительная высота над поверхностью снежного поля. Общие или верхние метели возникают обычно в передней части циклона перед теплым фронтом, где наблюдаются сильные ветры и обильные осадки.

Низовые метели обычны на периферии обширного антициклона, когда к этому антициклону приближается циклон. Тогда в области почти параллельных изобар, лежащей между циклоном и антициклоном, наблюдаются большие барические градиенты и дуют сильные ветры. Возникновение низовой метели зависит от состояния снежного покрова. Если снег сухой и рыхлый (обычно свежевыпавший), то низовая метель возникает при сравнительно небольшой силе ветра. Если же до возникновения сильного ветра была оттепель с последующим морозом и снег покрылся ледяной коркой, то даже при сильном ветре метели может и не быть.

Низовые метели наблюдаются обычно на открытых безлесных местах и наиболее часты в южной степной полосе.

ОБЛЕДЕНЕНИЕ

Наиболее опасным для самолета является обледенение, возникающее в зоне переохлажденного дождя или при полете в облаках, дающих осадки, так как в этих облаках происходит интенсивная конденсация и имеются капельки уже значи-

тельных размеров или мелкие капельки в смеси со снежинками.

Такие условия создаются главным образом в районах фронтов. Поэтому из всех случаев обледенения большая часть (до 75%) приходится на полеты во фронтальных зонах. Наибольшее число обледенений наблюдается в холодное время года при полете в области теплого фронта, теплого фронта окклюзии или холодного фронта 1-го рода (медленно движущегося).

Теплые фронты создают две зоны опасного обледенения.

Первая зона находится в районе обложных осадков, если они выпадают в виде переохлажденного дождя или мокрого снега в клине холодного воздуха при температуре ниже 0°. Эта зона находится на расстоянии 50—100 км от линии фронта и имеет ширину до 100—200 км. Этот случай возникает тогда, когда теплый воздух, идущий за теплым фронтом, имеет положительную температуру (см. рис. 37).

Вторая зона опасного обледенения находится внутри системы слоистообразных облаков (слоистодождевых и высокослоистых) на высотах выше положения изотермы 0°. Теплые фронты с таким распределением температур возникают зимой над Европой при смене холодного арктического воздуха теплым морским воздухом с Атлантики (МУВ).

Подобные же зоны опасного обледенения наблюдаются и на холодных фронтах 1-го рода при таком же распределении температур в теплом и холодном воздухе. Такие холодные фронты встречаются чаще всего над южными районами (Украина, Северный Кавказ).

Теплый фронт окклюзии также дает две зоны обледенения. Одна из них может иметь место в облаках нижнего теплого фронта (плотных слоистокучевых или слоистых) или в морозящих осадках под этими облаками (см. фронты окклюзии); ширина этой зоны обледенения может быть до 100—150 км.

Вторая зона опасного обледенения располагается в облачности прежнего теплого фронта, лежащей перед верхним холодным фронтом.

На холодных фронтах окклюзии обледенение может встретиться или в старой облачной системе слоистообразных облаков (переходящих в надинверсионные волнистые), или в кучеводождевой облачности нижнего холодного фронта.

В области холодных фронтов 2-го рода опасное обледенение может возникнуть только при полете в самих кучеводождевых облаках, но летать в них вообще опасно из-за сильной турбулентности и возможности грозовых явлений.

Облачность старых размытых фронтов, а также фронтов, расположенных в области антициклона или в седловине, очень часто является зоной значительного обледенения. Ширина

опасной зоны здесь бывает 50—100 км. Верхняя граница этой облачности лежит обычно на высоте меньше 1 000 м.

Обледенение внутри однородных воздушных масс вне фронтальных зон встречается значительно реже и возникает главным образом в устойчивой влажной воздушной массе в слоистых облаках или под ними, в зоне морозящих осадков. Наиболее интенсивное обледенение имеет место в верхней части облачности, лежащей под самым слоем инверсии. В каждом отдельном случае степень обледенения зависит от влажности приземного холодного слоя, от мощности и интенсивности образования подинверсионной облачности. Если вертикальный температурный градиент в подинверсионном слое больше влажноадиабатического градиента (примерно больше $0^{\circ},6$), то динамическая турбулентность развивается в нем легко, облакообразование слоистых облаков идет интенсивно и обледенение в них может быть сильным.

Если же подинверсионный слой устойчив, вертикальный температурный градиент в нем менее $0^{\circ},5$, то турбулентность развивается слабо, слоистое облако состоит преимущественно из мелких капелек тумана и обледенения в нем может и не быть.

Обледенение можно встретить в ливневых облаках неустойчивого свежего морского арктического воздуха, или морского арктического воздуха, или морского умеренного, когда из этих облаков выпадает крупа, свидетельствующая об интенсивной конденсации.

Но входить в эти облака нет нужды, так как они не занимают больших площадей и не слишком высоки и их легко обойти сбоку или сверху.

Перед полетом каждый летчик получает консультацию метеоролога. Если возможна встреча с обледенением, надо тщательно уяснить себе общее синоптическое положение и обусловленное им состояние погоды по маршруту, выяснить характер облачности, положение ее нижней и верхней границы, распределение температуры и влажности на различных высотах (что обычно известно из зондажей). Это поможет в полете принять правильное решение: пробивать ли облачность вверх, снизиться ли до уровня положительных температур или немедленно садиться.

Если обледенение ожидается в облачности старого фронта, лежащего в области антициклона, или в слоистой подинверсионной облачности, лежащей под инверсией сжатия (в области антициклона), или под адвективной инверсией внутри теплой устойчивой воздушной массы, то избежать его можно, пробив облачность и выйдя выше верхней кромки, которая обычно лежит не выше 1 000 м.

Если же маршрут полета должен пройти через зону хорошо выраженного фронта (теплого, холодного или фронта ок-

клюзии), лежащего в области циклона, то пробивать такую облачность вверх опасно. Если метеообстановка такова, что в зоне обложных осадков фронта можно встретить обледенение, то выйти из опасного положения можно, набрав высоту до линии фронта и перелетев через нее поверх фронтальной облачной системы. Высота 5—6 км в холодное время года обычно будет вполне достаточной для безопасного пролета через линию фронта. Если при полете зимой в снегопаде наблюдается повышение температуры и снег постепенно делается «сырым», это указывает, что полет происходит в направлении к линии фронта (теплого, окклюзии или холодного I-го рода) и осадки могут дальше перейти в переохлажденный дождь. В этом случае лучше всего вернуться обратно или совершить посадку.

ГРОЗЫ, ЛИВНИ И ШКВАЛЫ

Грозой называется явление облакообразования, сопровождаемое электрическими разрядами. Основным процессом в образовании грозы является развитие кучеводождевого облака.

Гроза является опасной для летящего самолета из-за возможности электрического разряда через самолет, что может повести к гибели экипажа. Кроме этого, внутри кучеводождевого облака имеют место сильные вихревые движения, в которых самолет может стать неуправляемым и даже разрушиться. Поэтому вхождение в грозовое облако запрещается. Рискованно также летать и вблизи грозового облака из-за возможности электрического разряда.

Обычно каждая гроза сопровождается более или менее выраженным шквалом.

Небезопасно летать и под кучеводождевым облаком в зоне ливневых осадков. Во-первых, в этой зоне имеет место общий нисходящий поток воздуха, усиливаемый самим ливнем. В практике авиации были случаи, когда самолеты, входившие в зону ливневых осадков под кучеводождевым облаком, бросало вниз до земли. Во-вторых, в ливневых осадках видимость резко ухудшается и, кроме того, иногда ливневые осадки выпадают в виде града.

Град образуется в случае, когда в кучеводождевом облаке имеются особенно сильные восходящие и нисходящие токи воздуха. Полет в зоне града является крайне нежелательным и неприятным, особенно на самолете с открытой кабиной. Если же учесть, что хотя и в очень редких случаях, но все же наблюдались градины величиной с голубиное и даже куриное яйцо, то полет в зоне града необходимо признать опасным.

Град всегда связан с грозой. Без грозы града не бывает. Град выпадает обычно полосами шириной до 10—20 км.

Шквалом называется резкое усиление ветра, обычно сопровождаемое изменением его направления.

Шквал может быть опасным для самолетов, находящихся на земле или летящих на небольшой высоте, особенно при посадке.

Для образования грозы и шквала необходимо наличие достаточно мощной конвекции, приводящей к образованию кучеводождевого облака. Следовательно, грозы и швалы возникают там, где имеется неустойчивая воздушная масса.

Развитию грозы способствует все, что усиливает неустойчивость:

- увеличение вертикального температурного градиента в слое воздуха, поднимающемся над фронтальной поверхностью или по горному склону;

- нагрев нижнего слоя или охлаждение верхних слоев, или натекание сверху холодного воздуха со стороны;

 - отсутствие «задерживающих» слоев;

- увеличение абсолютной влажности, что снижает уровень конденсации и тем самым увеличивает влажнонеустойчивость.

Импульсами к возникновению мощной конвекции могут служить:

- быстро движущийся холодный фронт;

- резко выраженная сходимос ть воздушных течений в ложбине;

- натекание воздушного потока на горные препятствия.

Различаются фронтальные и внутримассовые грозы.

Фронтальные грозы связаны обычно с холодным фронтом 2-го рода или с холодным фронтом окклюзии. Но грозы также бывают и на теплом фронте, когда за ним движется влажн оустойчивый тропический воздух (в Европе обычно кТВ). То же самое наблюдается и на холодном фронте 1-го рода.

Грозы и швалы на фронте зачастую располагаются цепью; между отдельными грозовыми очагами имеются разрывы (иногда до нескольких километров). Поэтому на одном участке прохождение фронта сопровождается сильной грозой с ливнем и шквалом, рядом этот же фронт может дать только небольшое усиление ветра. Это обстоятельство вызывает трудности в предсказании гроз и швалов, так как в настоящее время еще нет возможности сказать, в каком именно месте пройдет шквал. Поэтому, когда наблюдается высокая температура (порядка 28—30°) и большая абсолютная влажность (до 15—17 г/м³), что указывает на то, что район аэродрома находится в достаточно влажном тропическом воздухе, и по карте видно, что приближается холодный фронт, всегда необходимо ожидать возникновения сильной грозы и шквала

и принимать соответствующие меры. Особенно опасен такой холодный фронт в послеполуденные часы.

В холодное время года фронтальные грозы и шквалы наблюдаются крайне редко.

В умеренных широтах преобладают грозы фронтального характера.

Внутри массовые грозы могут быть или тепловые, или адвективные.

Тепловые грозы наблюдаются только летом на континенте при слабых ветрах и высокой температуре в размытых областях пониженного давления, в седловинах или в антициклонах, которые начали разрушаться. В центральной части достаточно мощного антициклона инверсии сжатия не позволяют развиваться конвекции.

Тепловые грозы развиваются и затухают почти на месте. Они могут возникать в различных местах беспорядочно, пятнами. Но иногда тепловая гроза, возникшая в каком-либо одном месте, как бы вызывает вокруг себя возникновение новых тепловых гроз. Это объясняется тем, что воздух, охлажденный первой грозой, растекаясь в стороны, дает толчок к подъему окружающих масс воздуха.

Тепловые грозы сопровождаются сильными электрическими разрядами, кучеводождевые облака при этом достигают большой вертикальной мощности, но занимают небольшие площади, так что в промежутках между ними для полетов остается еще достаточное пространство с небольшой облачностью.

Тепловые грозы хорошо развиваются над болотистыми районами. Над озерами же и над крупными реками грозы затухают.

Адвективные грозы наблюдаются обычно в тылу циклонов в потоке неустойчивого холодного морского арктического воздуха, смещающегося к югу, или морского умеренного, смещающегося к востоку. Эти грозы обычно сопровождаются сильными шквалами, но электрические разряды в них бывают слабыми.

При полете над континентом в летнее время всегда надо оценивать метеорологическую обстановку с точки зрения возможности возникновения гроз и шквалов. Если создается положение, благоприятное для развития в районе полета грозовой деятельности, то необходимо заранее выяснить, какого типа грозы могут возникнуть. Если ожидается прохождение фронта, то надо определить скорость и направление его перемещения, учесть время суток и наметить соответственно план полета с тем, чтобы быть готовым при встрече с грозой принять правильное решение: вернуться ли на аэродром, сесть ли на запасной посадочной площадке, обойти ли грозу (и с какой стороны). Правильный учет всех обстоятельств, определяющих

возможность развития грозы, позволит избежать опасных положений.

Иногда с фронтальным грозовым облаком бывают связаны смерчи. Они выглядят в виде хобота, спускающегося из нижнего основания кучеводождевого облака иногда вплоть до самой земли. Верхняя часть хобота содержит продукты конденсации водяного пара, нижняя — пыль, поднятую с земной поверхности. Смерч представляет собой вихрь с вертикальной осью диаметром над морем от 20 до 100 м, а над сушей — от 200 до 1 000 м. Такой вихрь производит большие разрушения вплоть до разрушений отдельных зданий. Смерчи могут существовать от нескольких минут до нескольких часов, скорость движения их бывает от 30 до 60 км/час и длина пути — от 1 до 500 км. На территории Советского Союза — это сравнительно редкое явление. Смерч всегда можно обнаружить в полете и легко избежать встречи с ним, особенно, если соблюдать правило — держаться подалеже от грозового облака.

Сильный ветер для самолета опасен только вблизи земной поверхности, т. е. при взлете, посадке или при бреющем полете. При полете на значительной высоте сильный ветер не опасен. При сильном ветре вблизи земной поверхности возникают турбулентные вихри, придающие ветру неровный, порывистый характер, при этом самолет испытывает толчки вверх и вниз или неожиданно может накрениться набок. Все это вблизи земной поверхности весьма опасно. При сильном ветре садиться и взлетать необходимо строго против ветра, иначе при подходе к земле (или при отрыве) самолет будет иметь значительное боковое смещение относительно земной поверхности, что может привести к поломке шасси. Сильный ветер возникает под действием большого горизонтального барического градиента. А это имеет место обычно в «молодом», быстро углубляющемся циклоне или в промежуточной области между циклоном или антициклоном, где изобары бывают довольно сближены. Усиление ветра наблюдается также при прохождении ложбины, с осью которой обычно бывает связан фронт. При прохождении линии фронта ветер может усилиться до шквала. Одним из признаков предстоящего усиления ветра является ускоряющееся падение давления.

Низкая облачность (100 м и ниже) обычно бывает связана с зоной фронтальных осадков. Это разорванослоистые облака, иногда принимающие характер сплошной низкой облачности. В холодное время года над континентом низкая облачность может возникнуть и как внутримассовая слоистая облачность в теплом морском воздухе, пришедшем на холодный континент. В подобных случаях она занимает очень большие пространства. Такая низкая облачность наблюдается часто над холодными морскими течениями и над полярными льдами при натекании на них теплого воздуха. В летнее время на конти-

ненте низкая облачность иногда появляется утром после ясной и тихой ночи, в течение которой над низкими местами и над болотами образуются туманы. Утром при начавшемся слабом ветре этот туман поднимается и может в течение нескольких часов закрывать небо в виде низкой слоистой облачности, пока усиливающийся солнечный нагрев не вызовет конвекцию и разрыв облачности на отдельные части, переходящие затем в кучевые облака.

За всеми опасными явлениями погоды метеорологическая служба авиации ведет внимательное наблюдение и в случай появления их организует учащенную информацию о развитии и перемещении явлений.

ГЛАВА XII

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ РАБОТЫ АВИАЦИИ

ОСНОВЫ ОРГАНИЗАЦИИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ. МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ПОЛЕТОВ И ПЕРЕЛЕТОВ

Метеорологическая служба в авиации имеет своей задачей:

— информировать руководящий состав и экипажи самолетов о состоянии погоды в районе полетов, а также давать прогноз возможных изменений этой погоды за время совершения полетов;

— снабжать долгосрочными прогнозами погоды и краткими климатическими справками, которые составляются центральными учреждениями общегражданской метеослужбы;

- предупреждать о появлении и перемещении опасных явлений погоды.

Для выполнения этих задач на аэродромах имеются авиа-метеорологические станции (АМСГ), оборудованные приборами для производства метеорологических и аэрологических наблюдений. Кроме этого, на каждой АМСГ составляются ежедневно синоптические карты по радиосводкам, передаваемым метеорологическими центрами страны за несколько сроков в сутки.

По синоптическим картам составляется представление об общей метеорологической обстановке на большой территории (например, на территории всей Европы или всей Азии и т. д.). Кроме этого, на АМСГ составляются более детальные карты, но охватывающие уже значительно меньший район. Эти карты называются «кольцовками». Они обычно освещают погоду в районе, где расположена АМСГ.

Перед полетом экипаж самолета на метеостанции знакомится с общей синоптической обстановкой по синоптическим картам и получает на руки информационный бюллетень, содержащий последние сведения о фактической погоде и прогноз для района (маршрута) полетов на период полета.

Перед вылетом в полет на далекое расстояние в бюллетене дается схема синоптической обстановки (схема карты) и данные фактической погоды по самым последним данным.

Текст прогноза погоды по участкам маршрута для наглядного пространственного представления иллюстрируется схемой вертикального разреза атмосферы по маршруту.

Вертикальный разрез (приложение VI) ожидаемого состояния атмосферы по маршруту строится следующим образом. По горизонтальной оси откладывают расстояние от пункта взлета до пункта посадки, по вертикали откладывают высоты над уровнем моря. Вдоль горизонтальной оси изображают профиль рельефа местности по маршруту в масштабе, соответствующем вертикальному и горизонтальному масштабам самого бланка; здесь же указывают, кроме пунктов вылета и посадки, также другие основные пункты, лежащие на маршруте. На вертикальном разрезе графически изображаются профили атмосферных фронтов, которые придется пересекать на маршруте, а также облачность, осадки, видимость (горизонтальная), направление и скорость ветра, положение изотерм 0° и -18° и особые явления (грозы, туманы, дымки, метели, пыльные бури, районы обледенения).

Для сравнения разреза с синоптической картой помещают конечный пункт маршрута в левой стороне бланка, если он лежит западнее пункта вылета, и в правой стороне бланка, если этот пункт прибытия лежит восточнее исходного пункта.

При изображении предполагаемого положения фронтов учитывают как смещение этих фронтов, так и предполагаемую путевую скорость самолета. Высоту нижней и верхней границы облачности указывают от поверхности земли. Количество облачности указывают цифрами в баллах на самих изображениях облаков.

Туманы, занимающие значительные участки маршрута, обозначаются сплошной желтой полосой вдоль поверхности земли. Зоны обледенения указывают словом «обледенение» красным цветом.

Направление ветра на разрезе указывают стрелками. Стрелка, совпадающая с направлением полета, указывает попутный ветер; стрелка, перпендикулярная к направлению полета, указывает боковой ветер. Скорость ветра указывается оперением стрелки: малое перо означает 10 км/час, большое перо — 20 км/час.

Ни один экипаж не должен уходить в полет, не ознакомившись и не изучив предварительно метеорологическую обстановку в районе предполагаемого полета.

В полете экипаж получает по радио информацию о погоде, особенно предупреждения о резких внезапных ухудшениях погоды в районе (на маршруте) полета.

Мы стоим за мир и отстаиваем дело мира. Но мы должны быть готовы в любой момент дать сокрушительный отпор империалистическим агрессорам и поджигателям войны, стремящимся организовать нападение на нашу Родину. Для этого наши летчики должны летать в любых условиях погоды и уметь использовать эти условия для более успешного выполнения полетов. Среди обширного круга познаний и навыков, которыми должен овладеть современный летчик, умение разбираться в явлениях погоды и оценивать метеорологическую обстановку должно занимать соответствующее место.

ПЕРЕЧЕНЬ ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. С. П. Хромов. Основы синоптической метеорологии. Гидрометеоздат, Ленинград, 1948 г.
2. А. В. Куниц. Синоптическая метеорология. Гидрометеоздат, Москва—Ленинград, 1947 г.
3. В. М. Курганская и И. Г. Пчелко. Метеорологические условия обледенения самолетов. Гидрометеоздат, Ленинград, 1947 г.
4. И. В. Хвостиков. Строение высоких слоев атмосферы. Издание «Правда», Москва, 1949 г.
5. Ю. Андреев. Необыкновенные явления на небе. Госкультпросветиздат, Москва, 1949 г.
6. М. В. Заварина. Строение атмосферы. Гидрометеоздат, 1948 г.
7. Е. Андреева. Наука о погоде на службе Родины. Гидрометеоздат, 1949 г.
8. Б. П. Кароль. Снежный покров. Гидрометеоздат, Ленинград, 1949 г.
9. Б. Л. Дзердзеевский. Воздушный океан и погода. Госкультпросветиздат, Москва, 1949 г.
10. И. В. Кравченко. Указания по графическому изображению авиационных маршрутных прогнозов погоды. Воениздат МВС СССР, Москва, 1949 г.
11. М. Бабиков. Авиационная метеорология. Воениздат МВС СССР, Москва, 19/46 г.
12. В. А. Белинский. Динамическая метеорология. ОГИЗ, Гостехиздат, Москва—Ленинград, 1948 г.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Предисловие	3
Введение	4
Погода — элемент обстановки в работе авиации	4
Метеорологическая служба, ее развитие и основные методы работы	5
<i>Глава I. Атмосфера.</i>	11
Методы исследования атмосферы и ее строение	11
Атмосферное давление	15
<i>Глава II. Влажность воздуха.</i>	18
Процесс испарения	19
Измерение влажности	24
Упругость насыщающего пара над различными поверхностями	24
Ядра конденсации и сублимации	26
Процессы, приводящие к конденсации пара в атмосфере	27
<i>Глава III. Температура воздуха и ее изменения.</i>	30
Процессы нагревания и охлаждения воздуха	30
Вертикальный температурный градиент	35
<i>Глава IV. Восходящие и нисходящие движения воздуха.</i>	37
Виды вертикальных движений	37
Уровень конденсации	40
Влияние величины вертикального температурного градиента и влажности на развитие вертикальных движений воздуха	41
Уровень конвекции	48
Изменение вертикального температурного градиента в опускающемся слое	50
Изменение вертикального температурного градиента в слое, охваченном динамической турбулентностью	52
Виды инверсий и причины их образования	54
<i>Глава V. Облака, осадки и условия полета в них.</i>	59
Образование и внутреннее строение облаков	59
Световые явления	61
Видимость в облаках	63
* Обледенение самолетов	63
Классификация облаков	66
Кучевообразные облака	67
Слоистообразные облака	77
Волнистые облака	85

<i>Глава VI. Метеорологические элементы на синоптической карте.</i>	98
<i>Глава VII. Горизонтальные движения воздуха.</i>	104
Значение горизонтальных движений воздуха	..
Изобары и ветер	..
Сила горизонтального барического градиента	.107
Отклоняющая сила вращения земли	.108
Градиентный ветер	..
Барические системы	.115
Ветер на высотах выше уровня трения	.120
Карты высотных изобар	.121
Изменение ветра с высотой	.125
Элементы общей циркуляции атмосферы	.133
<i>Глава VIII. Воздушные массы.</i>	144
Определение воздушной массы	.144
Устойчивая воздушная масса (УМ)	.146
Неустойчивая воздушная масса (НМ)	.148
Географическая классификация воздушных масс	.152
<i>Глава IX. Атмосферные фронты.</i>	161
Раздел между воздушными массами	.161
Перемещение фронтов	.163
Теплый фронт (ТФ)	.166
Холодный фронт (ХФ)	.170
Вторичные фронты	.175
Стационарный фронт	.175
Фронты окклюзии	.176
Некоторые выводы	.183
<i>Глава X. Анализ метеорологической обстановки по синоптическим картам.</i>	185
Общие положения	.185
Перемещение и видоизменение барических систем	.187
Перемещение и трансформация воздушных масс	.193
Перемещение и трансформация фронтов	.194
Примеры анализа метеорологической обстановки по картам	.195
<i>Глава XI. Сложные и опасные для авиации условия погоды.</i>	198
Сложные условия погоды	.198
Туман и мгла	.200
Сильные осадки	.203
Песчаные или пыльные бури	.203
Метели	.204
Обледенение	.204
Грозы, ливни и шквалы	.207
<i>Глава XII. Метеорологическое обеспечение работы авиации.</i>	212
Основы организации метеорологической службы. Метеорологическое обеспечение полетов и перелетов	.212
Приложения	