

в тех пунктах, данных о направлении ветра в которых не имеется, и притом в большинстве случаев с достаточной для практики точностью. В большинстве случаев, но не всегда, потому что направление ветра, обусловленное направлением градиента и отклоняющими причинами может изменяться под влиянием местных условий (рельеф местности, близость водного бассейна и т. п.). Особенно сильно местные условия сказываются на направлении слабых ветров.

И, наоборот, зная направление ветра в данном пункте, мы можем, с той же оговоркой, судить о направлении барического градиента в этом пункте, а следовательно, и о том, в каком направлении проходит соответствующая изобара через данный пункт, поскольку она проходит под углом 90° к направлению градиента и, примерно, под углом 30° к направлению ветра в данном пункте.

Сила Кориолиса. Отклоняющаяся сила, вызванная вращением Земли вокруг своей оси, направлена всегда по нормали к направлению движущегося тела, и, следовательно, обусловливая изменение направления их движения, не вызывает ни увеличения, ни уменьшения их скорости.

Отклоняющее действие вращения земли вокруг своей оси обуславливает отклонение от заданных направлений не только воздушных потоков, но и всех движущихся на Земле тел. Действием этой силы на речные потоки обусловлено отклонение их в северном полушарии вправо, а в южном — влево, благодаря чему (наряду с другими причинами) в северном полушарии правые берега рек — высокие, так как они подмываются рекой, а левые берега — пологие, так как от них река отступает; в южном же полушарии — наоборот (закон Бэра). Эта же сила обусловливает также соответствующее отклонение течений в океанах и морях. Действием этой же силы объясняется, например, и то, что в северном полушарии больше изнашивается правый по ходу поезда рельс двухколейного пути, а в южном полушарии — левый.

Величина угла, на который направление ветра отклоняется от направления градиента, зависит от величины отклоняющего ускорения, вызванного вращением Земли вокруг своей оси, а это ускорение, в свою очередь, зависит от скорости ветра и широты места, в котором ветер дует. Характер этой зависимости легко запомнить из выражения для силы Кориолиса

$$W = 2\omega v \sin \varphi = 0,000146 v \sin \varphi$$

где W — величина отклоняющего ускорения, вызванного вращением Земли вокруг своей оси; ω — угловая скорость вращения Земли $= 0,00007294$, ¹ v — скорость ветра и φ — широта, в которой ветер дует.

Анализ этого выражения приводит к следующим важным заключениям:

¹ $\omega = \frac{2\pi}{T}$, где T — время полного обращения Земли вокруг оси, выраженное в секундах. Выраженная в градусах $\omega = 0^{\circ}0'15''$ в секунду.

а) При v равном нулю и W становится равным нулю. Другими словами, вращение Земли само по себе вызвать движения находящихся на Земле тел не может и действует отклоняющим образом только на тела, уже находящиеся в движении. Другими словами, сила, вызванная ускорением W , есть м и м а я, т. е. воображаемая сила, обусловленная только и н е р ц и е й движущегося тела, его стремлением сохранять первоначальное направление движения.

б) С увеличением v вырастает и W . Другими словами, с увеличением скорости движущегося тела увеличивается и отклоняющее действие на него вращения Земли; в частности, ветры тем больше отклоняются от направления обуславливающего их градиента, чем скорость их больше, т. е. чем они сильнее, и тем меньше, чем они слабее.

в) Так как $\sin 0^\circ = 0$, то на экваторе W всегда равняется нулю, и, следовательно, какой бы скорости ни достигал ветер на экваторе, он всегда дует по направлению градиента. С увеличением φ возрастает и $\sin \varphi$, достигая максимального своего значения (единицы) на полюсах ($\sin 90^\circ = 1$). Другими словами, ветры той же силы тем больше отклоняются от направления обуславливающего их барического градиента, чем в больших широтах они дуют, и больше всего отклоняются сильные ветры в высоких широтах.

О величине ускорений W , вызываемых вращением Земли, можно судить по следующим данным:

Широта	10°	30°	50°	70°	90°
Ускорение при скорости ветра = 20 м/сек . .	0,05	0,15	0,22	0,27	0,29 м/сек ²

Таким образом, даже для редко наблюдаемой скорости ветра в 20 м/сек ускорения W весьма невелики, но имеют, однако, такой же порядок величины, как и ускорения, сообщаемые воздуху силой барического градиента.

Важная роль ускорения W , несмотря на его небольшую величину, объясняется, главным образом, тем, что воздушные массы при горизонтальных движениях проходят обычно значительные расстояния, благодаря чему эффект непрерывно действующего на них ускорения W может соответственно возрастать с течением времени.

Сила трения. Рассмотрим влияние трения на ветровой поток и, прежде всего, влияние трения о земную поверхность (R):

$$R = -kv$$

где v — скорость ветра, а k — коэффициент трения, зависящий от характера земной поверхности. Коэффициент трения k больше для пересеченных и горных стран, где он может достигать $12 \cdot 10^{-5}$, чем для равнин или поверхности моря, причем он больше для волнующейся морской поверхности, чем для спокойной, над которой он падает до $2 \cdot 10^{-5}$.

Из выражения $R = -kv$ видно, что сила трения прямо пропорциональна скорости ветра и направлена в сторону, противоположную направлению ветра.

Можно доказать, что существует следующая зависимость между

величинами угла отклонения ветра от градиента (α) и величиной коэффициента трения (k):

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{0,000146 \sin \varphi}{k}$$

Из этого выражения видно, что угол отклонения тем больше, чем коэффициент трения k меньше. Следовательно, угол отклонения направления ветра от направления градиента больше над водной поверхностью, чем над сушей. Поэтому над водной поверхностью направление ветра данной силы больше приближается к направлению изобары, чем над сушей.

С поднятием над земной поверхностью уменьшается сила трения о нее (а также и сила «внутреннего трения», так как плотность воздуха с высотой уменьшается), и, следовательно, угол отклонения направления ветра от направления градиента увеличивается, и на высоте около 500 м ветер дует уже по изобаре.

В среднем, ветер обнаруживает с высотой правое вращение относительно направления ветра в приземном слое, как это видно из следующей таблицы:

Средний угол правого вращения ветра с высотой

От поверхности земли (67 м) до	200 м	500 м	1 000 м	1 500 м	2 000 м	2 500 м	3 000 м
Вращение ветра вправо на	8°,1	17°,4	23°,5	26°,7	29°,1	31°,4	32°,9

Как видно из этой таблицы, угол правого вращения в нижних слоях возрастает сначала быстро, а затем все медленнее и медленнее.

Следует иметь в виду, что таково вращение ветра в среднем. В отдельных случаях наблюдается и левое вращение ветра и, наконец, направление ветра может оставаться и без изменения с высотой.

Суммарная сила трения (T) слагается из трения о земную поверхность (R) и коэффициента обмена (μ), обусловленного, как мы знаем, собственно внутренним трением воздуха (η) и обменом скоростей вследствие турбулентного перемешивания воздушного потока. Как показали исследования, эта суммарная сила трения направлена не прямо противоположно направлению ветра, а отклонена от этого направления на некоторый угол, порядка 35° , и при этом (в северном полушарии) — влево. Объясняется это тем, что на наземный ветер, вследствие явления обмена скоростей между частицами воздуха, воздействует ветер в более высоких слоях.

Центробежная сила. В подавляющем большинстве случаев изобары представляют собой кривые линии, а поэтому криволинейны и пути воздушных масс. Если изобары обращены выпуклостью к области большего давления (рис. 84, слева) — говорят о циклоническом движении воздушных масс; если же изобары обращены выпуклостью к области меньшего давления (рис. 84, справа) — говорят об антициклоническом движении воздушных масс.

В случае криволинейных путей на воздушные массы, кроме рассмотренных уже сил, действует еще центробежная сила, ускорение которой, как известно, равно $\frac{v^2}{r}$ (где v — скорость движения, т. е. в нашем случае скорость ветра, а r — радиус кривизны траектории, в данном случае траектории воздушной массы) и направлено всегда наружу, по нормали к касательной к траектории в данной точке.

На рис. 84 кривыми линиями показаны пути воздушной массы m в случае так называемого циклонического (слева) и антициклонического (справа) движения. На этих рисунках mC — радиус кривизны, γ — углы отклонения ветра от направления градиента (mG), KZ (на левом рис.) и mZ (на правом) — векторы центробежного ускорения, mT_1 и mT_2 — составляющие суммарной силы трения и T_2K — отклоняющее ускорение, обусловленное вращением Земли. Как видно из этих рис., в случае циклонического движения, центробежное уско-

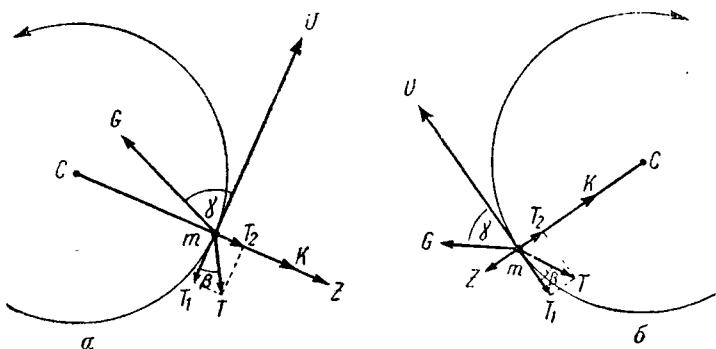


Рис. 84. Силы, действующие на массу воздуха, находящуюся в движении в случае криволинейных изobar; слева — в случае циклонической формы изobar, справа — в случае антициклонического искривления изobar.

рение совпадает по направлению с направлением этого последнего ускорения, а в случае антициклонического движения — направлено прямо противоположно ему.

При циклоническом движении (рис. 84, слева) центробежная сила (вектор KZ) складывается с отклоняющей силой, обусловленной вращением Земли (вектор T_2K) и составляющей суммарной силы трения (вектор mT_2), чем облегчается достижение уравновешивания ими движущей силы градиента, а следовательно, и создание условий, необходимых для стационарного криволинейного движения.

Наоборот, для достижения условий, необходимых для стационарного криволинейного движения при антициклоническом движении (рис. 84, справа) необходимо, чтобы отклоняющая сила, обусловленная вращением Земли (вектор T_2K), плюс составляющая суммарной силы трения (вектор mT_2) были больше центробежной силы (вектор mZ). В противном случае результирующая этих трех сил направлена, очевидно, наружу — по отношению к траектории воздушной массы и, следовательно, не может уравновесить движущей силы градиента.

Так как в низких широтах отклоняющая сила, обусловленная

вращением Земли, очень мала, а на экваторе даже равна нулю, то в этих широтах центробежная сила, как правило, больше суммы отклоняющей силы и составляющей суммарной силы трения, направленной в одном с ней направлении, и, следовательно, в низких широтах образование стационарного антициклонического движения оказывается невозможным. И, действительно, как это и подтверждается наблюдениями, замкнутые области со стационарным антициклоническим движением (антициклоны) образуются только в более высоких широтах.

Так как по мере удаления от поверхности земного шара скорость ветра возрастает, то, при прочих равных условиях, с высотой возрастает и приложенная к движущейся массе воздуха центробежная сила. В случае прямолинейных изобар уже на высоте около 500 м угол отклонения ветра от направления градиента становится равным 90° , и ветер дует там по изобаре.

В случае циклонического движения, при котором центробежная сила обусловливает увеличение угла отклонения ветра от направления барического градиента по сравнению с таковым при прямолинейных изобарах, начиная с некоторой высоты угол этот становится больше 90° , и, следовательно, воздушные массы направляются там от центрального района циклона к его периферии, т. е. другими словами растекаются (см. рис. 88).

Нетрудно видеть, что и центробежная сила тоже мнимая сила, обусловленная только инерцией движущегося тела, его стремлением сохранять первоначальное направление движения.

Можно доказать, что при установленном равномерном и прямолинейном движении в случае прямолинейных изобар и в отсутствии трения скорость ветра прямо пропорциональна величине барического градиента:

$$v = G \frac{4.8}{\sin \varphi}$$

Если при данной величине градиента принять за единицу скорость этого ветра, который он вызывает в широте 80° , то:

Широта	80°	70°	60°	50°	40°	30°	20°	10°
Скорость ветра . .	1	1,05	1,1	1,3	1,5	2	3	6

Как видно из этих данных, при той же величине градиента скорость ветра в широте 10° почти в шесть раз больше, чем в Ленинграде ($\varphi = 60^\circ$), а на Черном, Азовском и Каспийском морях (северные широты) — почти в полтора раза больше, чем на Финском заливе.

Как показывают наблюдения, вследствие ослабления ветра трением о земную поверхность и явления обмена скоростей в воздухе,

скорость так называемого действительного наземного ветра приблизительно вдвое меньше скорости теоретического так называемого градиентного ветра.

Многочисленные наблюдения показывают, что в большинстве случаев скорость действительного наземного ветра бывает или больше или меньше, чем следовало бы по величине градиента, и что оно равномерной для данного градиента скорости ветра можно говорить только как о некоторой средней величине. Гильбер (Франция), основываясь на многочисленных наблюдениях, дал следующую простую эмпирическую формулу для определения нормальной скорости ветра по величине градиента

$$F_{\text{баллов}} = 1,5 G_{\text{мб}}$$

где $F_{\text{баллов}}$ — сила ветра, выраженная в баллах шкалы Бофорта, а $G_{\text{мб}}$ — величина определенного по карте изобар среднего барического градиента, выраженная в миллибараах.

Так например, нормальная сила ветра для случая на рис. 81, слева — 1 балл, а для случая на рис. 81, справа — 8 баллов. Из сравнения между собой этих двух случаев видно, что, вообще говоря, чем больше близки между собою изобары, тем больше барический градиент, следовательно, и сила ветра, и, наоборот, чем дальше отстоят друг от друга изобары — тем меньше как градиент, так и сила ветра (ср., например, между собой силу ветра на различных станциях на карте рис. 78).

Исходя из формулы Гильбера можно решать и обратную задачу, т. е. определять величину среднего барического градиента на отрезке, проходящем через данный пункт наблюдения, по силе ветра в этом пункте

$$G_{\text{мб}} = \frac{F_{\text{баллов}}}{1,5}$$

Так как по указанным выше причинам, сила наземного ветра бывает обычно или больше или меньше «нормальной», то величина среднего барического градиента может быть определена по формуле Гильбера только приближенно.

Соотношение между скоростями (и направлением) действительного наземного ветра и ветра «нормального» для данного градиента зависит, главным образом, от степени турбулентности воздушного потока, которая, в свою очередь, тесно связана с вертикальным термическим градиентом.

Действительный наземный ветер бывает сильнее «нормального» в случае неустойчивого напластования воздушных масс в воздушном потоке (что наблюдается, например, в тылу циклонов, коридоров пониженного давления и барических ложбин, с которыми мы познакомимся ниже в § 75) и вокруг окклюдированного, затухающего циклона (с которым мы познакомимся в § 104). В устойчиво напластованных воздушных потоках, как например, в так называемых «теплых Масах» и, в частности, в тропическом воздухе, пришедшем в умеренные широты, действительный ветер слабее «нормального».

Контрольные вопросы к главе XIV

1. Какова непосредственная причина ветра?
2. Есть ли связь между распределением атмосферного давления и направлением ветра?
3. Как проходят в атмосфере изобарические поверхности в случаях неравномерного распределения газовых масс в ней?
4. Что называют «барическим градиентом»?
5. Как принято выражать величину барического градиента?
6. Какова причина возникновения барического градиента?
7. Как перевести величину атмосферного давления из мм в мб ?
8. Что называют «изобарами» и что они собою представляют?
9. Какой угол составляет направление барического градиента с направлением изобар и какое определение можно дать понятию «барический градиент», исходя из понятия об изобарах?
10. Можно ли получить правильное представление о распределении давления воздуха, не зная высот барометров над уровнем моря, и что следует сделать, чтобы получить это правильное представление?
11. Как и почему изменяется величина атмосферного давления с высотой?
12. К какому уровню и как приводят показания барометров?
13. Какие величины служат входами в таблицы для приведения величин атмосферного давления к уровню моря?
14. Когда, как общее правило, величины приведения больше: зимой или летом?
15. Что называют «линиями токов» и как, упрощенно, их проводят?
16. Должна ли быть зависимость между направлением и величиной барического градиента и направлением и скоростью обусловленного им ветра?
17. Совпадает ли в действительности направление ветра с направлением барического градиента, и если нет, то почему?
18. Какие причины обуславливают отклонение направления ветра от направления обусловившего его градиента?
19. В какую сторону отклоняются ветры от направления барического градиента в северном полушарии и в какую сторону — в южном полушарии?
20. Сказывается ли отклоняющее действие вращения Земли только на направлении ветра или и на других явлениях?
21. Во всех ли широтах отклоняющее действие вращения Земли одинаково сильно?
22. Однаково ли отклоняются при этом сильные и слабые ветры?
23. Какая формула показывает зависимость величины отклоняющей силы, вызванной вращением Земли, от скорости ветра и широты?
24. Чем обусловлено влияние трения на направление ветра?
25. Чем обусловлено влияние центробежной силы на направление ветра в случае криволинейных изobar?
26. Как определить величину барического градиента по картам изобар?
27. Можно ли по степени густоты изобар на карте приближенно судить о величине барического давления?
28. Что понимают под «нормальной скоростью ветра»?
29. Какова зависимость нормальной скорости ветра от величины обусловившего его барического градиента?

ГЛАВА XV

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ И ВЕТРОВ НА ЗЕМНОМ ШАРЕ

§ 75. Разновидности воздушных потоков и форм барического рельефа

Независимо от направления по странам света и скорости воздушных потоков, можно различать следующие их разновидности.

В зависимости от соотношения температур воздуха на данном уровне, в данном потоке и в соприкасающемся с ним потоке мы будем различать теплые и холодные потоки воздуха. Таким образом, данный поток может быть теплым по отношению к одному из соприкасающихся с ним потоков и холодным по отношению к другому. В некоторых случаях мы будем применять выражения «более теплый» и «более холодный», «менее теплый» и «менее холодный» поток и т. п.

В подавляющем большинстве случаев теплые и холодные потоки отличаются друг от друга и другими физическими характеристиками, как-то: по величине абсолютной и относительной влажности, по степени устойчивости напластования, по наличию, густоте и виду облаков и т. п., а также по направлению и скорости.

В зависимости от степени их постоянства во времени различают **постоянные, господствующие** (преобладающие), **периодические** и, наконец, **непериодические** воздушные потоки.

В зависимости от направления относительно горизонтальной поверхности различают **горизонтальные, восходящие и нисходящие потоки** воздуха. Потоки воздуха с явно выраженной горизонтальной составляющей называют **адвективными**.

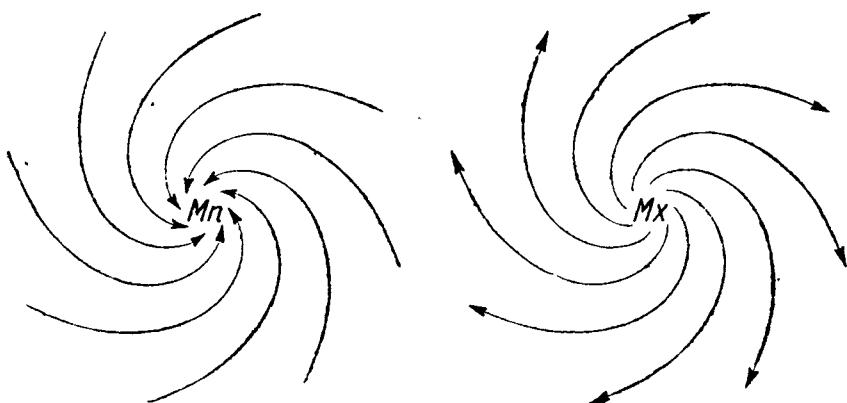
Восходящая или нисходящая составляющие воздушного потока могут быть обусловлены:

- 1) условиями рельефа земной поверхности (рис. 74);
- 2) на течением теплого (а следовательно, более легкого) потока на холодный (рис. 127);
- 3) подсеканием теплого потока холодным (рис. 139);
- 4) опусканием воздушных масс по условиям общей циркуляции атмосферы (рис. 43).

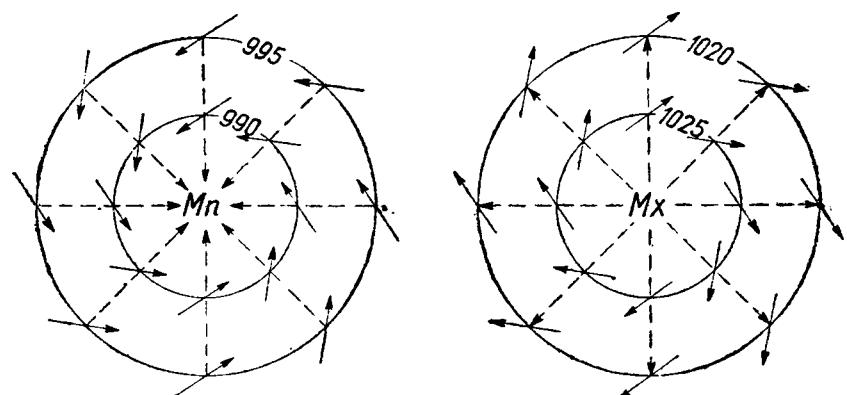
В зависимости от их направления относительно соседнего или соседних потоков, обусловленного направлением барических градиентов на данном уровне, различают перечисленные выше разновидности воздушных потоков,

СЕВЕРНОЕ ПОЛУШАРИЕ

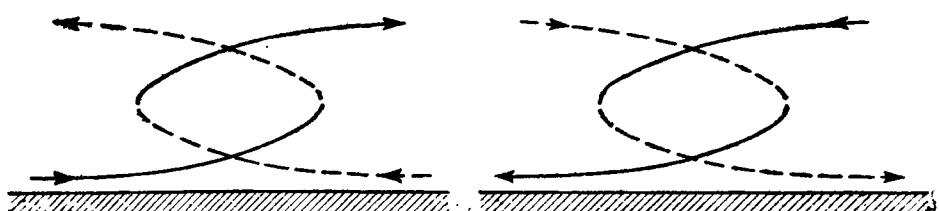
Циклон
Конвергенция к точке **Антициклон**
Дивергенция от точки



1 — линии тока



3 — распределение давления воздуха и ветров



5 — циркуляция воздуха

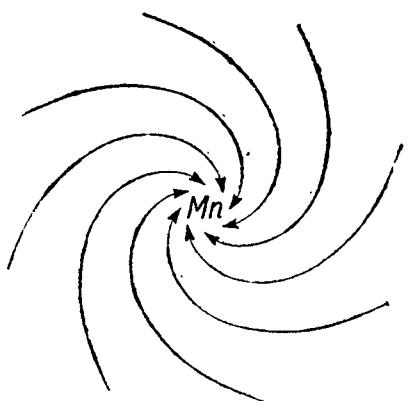
Вертикальный масштаб значительно преувеличен по сравнению с горизонтальным.

Рис. 85. Схемы линий тока, распределения давления воздуха и ветров и циркуляция воздуха в циклоне (слева) и в антициклоне (справа) северного полушария.

ЮЖНОЕ ПОЛУШАРИЕ

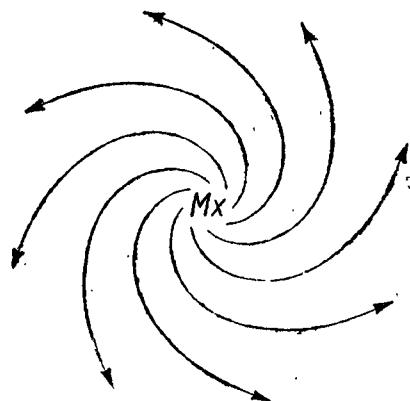
Циклон

Конвергенция к точке

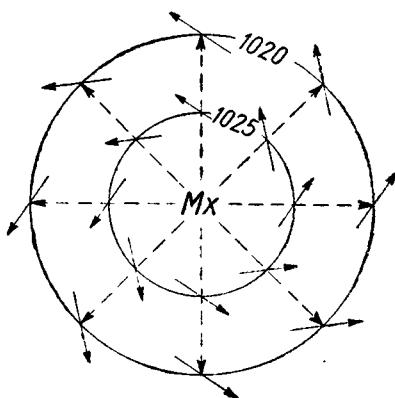
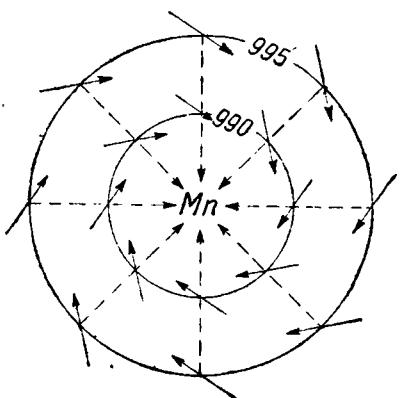


Антициклон

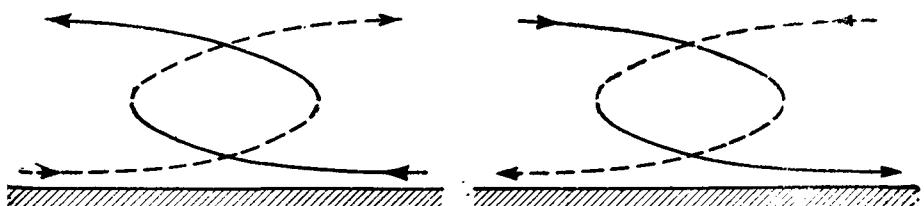
Дивергенция от точки



2 — линии тока



4 — распределение давления воздуха и ветров



6 — циркуляция воздуха

Вертикальный масштаб значительно преувеличен по сравнению с горизонтальным

Рис. 86. Схемы линий тока, распределения давления воздуха и ветров и циркуляции воздуха в циклонах (слева) и в антициклонах (справа) южного полушария.

которым соответствуют определенные положения в барическом поле. На приведенных ниже фигурах пунктирными стрелками показаны направления градиентов в отдельных точках, а сплошными стрелками — направление ветра в этих точках.

Конвергирующие (стекающиеся) потоки, обусловленные конвергенцией (схождением) барических градиентов. В тех случаях, когда градиенты сходятся, а потоки стекаются как бы к одной точке (рис. 85 слева, и 86 слева), говорят о точке конвергенции воздушных потоков; когда же градиенты сходятся, а два потока стекаются как бы по одной линии (рис. 89, К), или к одной линии (рис. 89, Л) — говорят о линии конвергенции воздушных потоков.

Конвергенция потоков, как это нетрудно видеть, неизбежно сопряжена с восходящим движением хотя бы одного из конвергирующих потоков.

В действительности наблюдаются не точки конвергенции, а более или менее обширные районы конвергенции, захватывающие большую и меньшую толщу тропосферы, и не линии конвергенции, а поверхности конвергенции, вдоль которых более теплый из конвергирующих потоков скользит вверх по «склону» более холодного, причем последний может или отступать (см. рис. 127) или наступать (см. рис. 139). Как будет выяснено в дальнейшем, поверхность конвергенции двух потоков называют фронтальной поверхностью, а линию пересечения ее поверхностью земли — линией фронта.

В случае конвергенции к «точке», в тропосфере, вследствие отклонения направлений ветров от направлений градиентов, возникают вихревые возмущения, называемые циклонами. Соответствующую им систему замкнутых изобар с областью наименьшего давления в центре называют барическим минимумом. Так как циклон неразрывно связан со «своим» минимумом и наоборот, то выражение «циклон» и «минимум» часто употребляются как синонимы.

Завихрение в циклонах в северном полушарии происходит против часовой стрелки¹ (рис. 85, слева), а в южном — по часовой стрелке (рис. 86, слева). Действительно, пусть, например, воздушная масса под влиянием градиента, направленного от a к c , проходит точку a (см. рис. 82), имея направление с SW. В случае криволинейной формы изобар, как в показанной на этом примере части изобары циклона северного полушария, наша воздушная масса не сохранит указанного направления, так как уже в некоторой точке a_1 , весьма близкой к точке a , эта масса попадает под влияние градиента, направленного уже от a_1 к c и, отклоняясь от него, приобретает направление, показанное сплошной стрелкой в точке a_1 . Так как то же произойдет в точках a_2 , a_3 и т. д., то масса воздуха из точки a попадает в центральную область циклона

¹ Так говорят для краткости. Следовало бы сказать: против направления движения часовой стрелки.

по спиралеобразной кривой $aa_1a_2a_3\dots c$, форма которой зависит от величины минимума, формы его изобар и величины градиентов в соответствующих его районах. Очевидно, что по подобным же кривым должны устремляться к центральному району все массы воздуха, окружающие центральный район циклона, в том случае, если этот циклон, а следовательно, и его центральный район — неподвижны. В действительности же, вследствие перемещения циклонов, пути воздушных масс в их нижних слоях гораздо сложнее (рис. 88).

Конвергенция воздушных потоков к центральному району наблюдается только в нижних слоях циклонов. Действительно, по мере удаления от земной поверхности, вследствие уменьшения влияния трения, скорость ветра, как правило, возрастает, а следовательно, увеличивается и угол

отклонения ветра от градиента. Если в приповерхностном слое циклона этот угол, в среднем, равен 60° , то на высоте около 500 м он возрастает до 90° и, следовательно, на этой высоте ветер дует уже по изобарам. На еще большей высоте угол между направлением ветра и направлением обуславившего его градиента становится больше 90° и, следовательно, на этих высотах воздушные потоки не стекаются к центральному району циклона, а растекаются из области циклона, хотя градиенты на этих высотах и конвергируют к центральному району циклона (рис. 85 и 86, слева и рис. 88, слева).

Чем ниже давление в центральном районе циклона, тем, как говорят, глубже циклон, и чем больше в нем величина барических градиентов, а следовательно, и сила его ветров — тем интенсивнее циклон. В центральном районе даже интенсивных циклонов наблюдается ослабление ветров, иногда до полного безветрия. На периферии же центрального района циклонов, а также там, где циклоны сближены с достаточно интенсивными областями повышенного давления, наблюдается усиление ветров нередко до 6 баллов и более. Следует помнить, что на рис. 85, 86, 89 и 90 показаны для примера отдельные частные случаи и притом в схематизированном виде. В действительности же размеры, интенсивность и конфигурация барических образований и их потоков могут быть весьма различными.

Формы барического рельефа, в которых наблюдается конвергенция воздушных потоков к «линии», называются или барическими

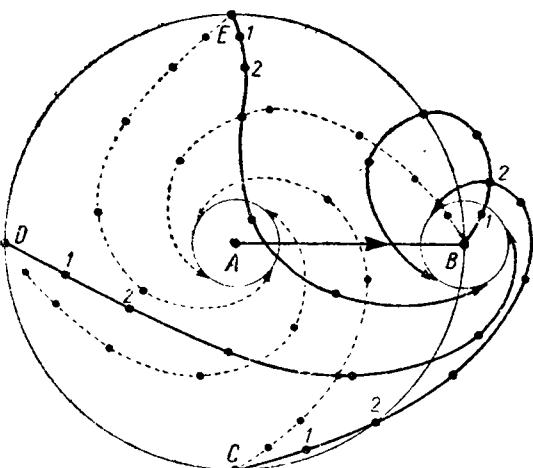


Рис. 87. Схема линий тока в движущемся циклоне северного полушария.

ложбинами, если они представляют собой выпячивание области пониженного давления в область повышенного давления и изобары их мешкообразно замкнуты на противоположном конце (рис. 89, Л), или **коридорами пониженного давления**, если они соединяют между собой две области пониженного давления и отделяют друг от друга две области повышенного давления, и изобары их «открыты» на обоих концах (рис. 89, К). Конвергирующие завихрения внутри барической ложбины (рис. 89) называют **частными или вторичными циклонами** (см. рис. 89, крайний слева небольшой циклон). Так как ложбины всегда являются выпячиваниями области пониженного давления в область повышенного давления, то на **периферии ложбин и, в частности, в «голове»** их всегда наблюдается соответствующее увеличение барических градиентов, а следовательно, и более или менее значительное усиление ветров, носящих при этом **нередко порывистый**

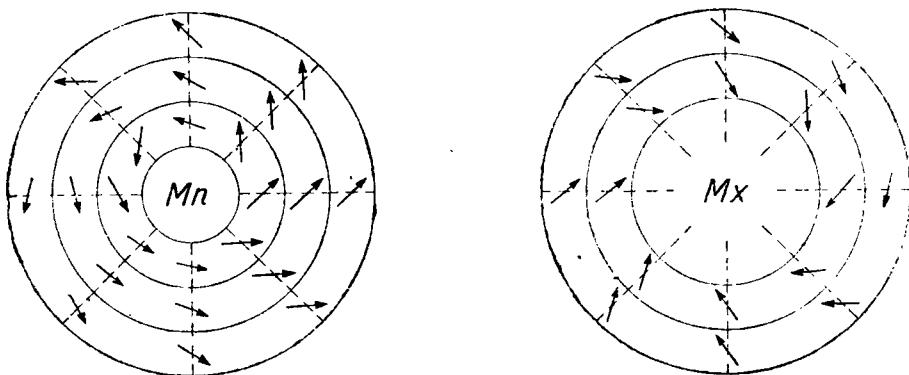


Рис. 88. Ветры на высоте перистых облаков в циклонах (слева) и в антициклонах (справа) северного полушария.

или **шквалистый характер**. При благоприятных условиях, если, например, ложбина вдается в область хорошо развитого максимума — ветер в ней может достигать силы **в 6 баллов и более**.

Дивергирующие (растекающиеся) потоки, обусловленные дивергенцией (расхождением) барических градиентов. В тех случаях, когда градиенты расходятся, а потоки растекаются как бы от одной точки (рис. 85, справа и рис. 86, справа) — говорят о **точке дивергенции** воздушных потоков, когда же градиенты расходятся, а два потока растекаются как бы от некоторой линии (рис. 89, П) — говорят о **линии дивергенции** воздушных потоков.

В действительности наблюдаются не точки дивергенции, а более или менее обширные районы дивергенции, захватывающие большую или меньшую толщу тропосферы, и не линии дивергенции, а более или менее широкие (и вытянутые) области дивергенции.

Дивергенция потоков неизбежно сопряжена с исходящим движением воздуха над цен-

тральным районом или вытянутой областью дивергенции потоков. (рис. 85, справа, рис. 86, справа и рис. 43).

В случае дивергенции от «точки» в тропосфере, вследствие отклонения направления ветров от направлений градиентов, возникают вихревые возмущения, называемые антициклонами, завихрение которых в северном полушарии происходит по часовой стрелке (рис. 85, справа), а в южном — против часовой стрелки (рис. 86, справа). Соответствующую им систему замкнутых изобар с областью наибольшего давления в центре называют барическим максимумом, причем термины антициклон и максимум часто употребляют как синонимы. По тем же причинам, по которым воздушные потоки стекаются к центральным районам минимумов по спиралеобразным кривым — по спиралеобразным же кривым воздушные потоки и растекаются из центральных районов антициклонов. При рассмотрении соответствующих фигур и в этом случае не следует забывать, что на них показаны только «линии тока», и притом на одном уровне. В действительности, конечно, эти потоки трехмерны.

Дивергенция воздушных потоков наблюдается только в нижних слоях антициклонов. На больших высотах в антициллонах наблюдается конвергенция воздушных потоков, связанная с нисходящим движением в них воздуха (рис. 85, 5 и 86, 6, справа и 87, справа).

В центральном районе антициклонов, т. е. там, где наблюдаются наиболее «круты» нисходящие движения воздушных масс, наблюдается область слабых ветров или даже полного безветрия. Эти центральные области затишья в антициллонах захватывают, обычно, гораздо большие территории, чем в циклонах. На периферии же антициклонов зачастую наблюдаются сильные ветры, нередко до 6 баллов и более.

Формы барического рельефа, в которых наблюдается дивергенция воздушных потоков от линии, называются **барическими отрогами**, если они представляют собой выпячивание области повышенного давления в область пониженного давления и изобары их мешковобразно замкнуты на противоположном конце (рис. 89, Отр.), и **перемычками повышенного давления**, если они соединяют между собой две области повышенного давления и отделяют друг от друга две области пониженного давления, и, следовательно, изобары их «открыты» на обоих концах (рис. 89, П). Барический отрог, который как бы вклинивается между двумя областями пониженного давления и форма изобар которого на карте напоминает клин, называют **барическим клином**¹ (рис. 89, Кл.). Дивергирующие завихрения в нутри барического отрога или перемычки повышенного давления называют **частными или вторичными антициклонами**, или частными или вторичными максимумами или, наконец, ядрами повышенного давления. По оси отрогов и клиньев наблюдаются слабые ветры и безветрие, а на периферии отрогов и клиньев наблюдается более или менее зна-

¹ Иногда эти частные случаи барических отрогов называют гребнями. Но, судя по форме изобар и характеру распределения давления, к этим частным случаям отрогов более подходит термин «клин», чем «гребень». Термин же «гребень» подходил бы скорее к так называемым «перемычкам повышенного давления».

Читательное усиление ветров, которые при этом нередко носят **порывистый и шквалистый характер** и достигают большой силы в тех случаях, когда отрог или клин сближается с ложбиной или циклоном.

Гиперболические потоки, как можно назвать конфигурацию потоков в районе встречи двух потоков в тех случаях, когда они текут навстречу друг другу, причем каждый из них в районе встречи разделяется на две струи, растекающиеся из района встречи в двух противоположных направлениях, параллельно соответствующей струе второго потока (рис. 89, С). Район с такой конфигурацией потоков называют **деформационным полем**. В простейшем случае линии токов в таком деформационном поле представляют собой два семейства равносторонних гипербол. Точку пересечения осей этих гипербол называют **нейтральной или гиперболической точкой**; ось $a-a$, вдоль которой потоки сближаются, называют **осью сжатия**, а ось $b-b$, вдоль которой потоки растекаются — **осью растяжения**.

Гиперболические потоки обусловлены тем, что барические градиенты в каком-либо районе конвергируют по одному направлению и дивергируют по направлению, нормальному к направлению их конвергенции. Точка, в которой два градиента и две линии тока конвергируют, а два градиента и две линии тока дивергируют, совпадает с нейтральной точкой.

Формы барического рельефа, соответствующие гиперболическим потокам, называются **барическими седлами** или **седловинами** (рис. 89, С).

Нетрудно видеть, что:

а) Барические седла представляют собой **промежуточные** формы барического рельефа между двумя парами накрест расположенных областей циклонического и антициклонического характера; в частности, между двумя парами накрест расположенных циклонов и антициклонов, и образованы двумя парами изобар с одинаковым значением атмосферного давления.

б) В действительности в седле наблюдается не гиперболическая точка, а более или менее обширный центральный район дивергенции-конвергенции, захватывающий большую или меньшую толщу атмосферы.

в) Упомянутые выше коридоры пониженного давления и перемычки повышенного давления представляют собой частные случаи барических седел: в коридорах пониженного давления точка дивергенции сочетается с линией конвергенции, а в перемычках повышенного давления точка конвергенции сочетается с линией дивергенции.

Из самой конфигурации изобар в барическом седле видно, что в центральном районе седла должны наблюдаться слабые ветры неустойчивого направления.

Условно выделяют еще одну разновидность формы барического рельефа, а именно так называемые **«системы прямолинейных изобар»**.

Системой прямолинейных изобар условились называть такую более или менее широкую зону соприкосновения достаточно обширного антициклона или отрога и достаточно обширного циклона или ложбину, в которой изобары, вследствие большого радиуса кривизны

этих барических образований, в первом приближении представляются параллельными прямыми. В действительности, вследствие образования в такой пограничной зоне более или менее многочисленных, но обычно «плоских» ложбин и ложбинок и «плоских» же клиньев между ними — прямолинейные изобары в громадном большинстве случаев являются более или менее извилистыми (рис. 89 — на северной периферии южного антициклона).

Так как в системе прямолинейных изобар, охватывающих иногда очень обширные территории, барические градиенты направлены почти параллельно друг другу, то и ветры в такой системе имеют одинаковое или почти одинаковое направление над обширными же территориями. Другими словами, система прямолинейных изобар оформляет более или менее широкий и мощный и большей частью однородный поток воздуха и, следовательно, обычно в такой системе нет ни линий конвергенции, ни линий дивергенции. Однако, в отдельных случаях система прямолинейных изобар может оформлять и пограничную зону двух различных потоков, конвергирующих по линии конвергенции в пределах этой системы, причем такая линия конвергенции проходит более или менее параллельно изобарам этой системы (как например, на рис. 89 и 90 в северо-восточной части циклона в центре фигуры).

Циклоны и антициклоны представляют собой основные формы барического рельефа; ложбины, отроги и клинья, а также, конечно, частные циклоны и частные антициклоны — представляют собой вторичные формы барического рельефа, так как возникают на периферии основных, и, наконец, седловины, коридоры пониженного давления и перемычки повышенного давления — промежуточные формы барического рельефа, так как возникают между основными или между вторичными его формами.

Барические области, давление в которых хотя и понижается от периферии, но центр минимального давления и циклоническая циркуляция в которых выражены слабо, называют «областями пониженного давления» или **барическими депрессиями**. Иногда в них вместо одного имеется несколько слабо выраженных центров конвергенции. Депрессии с многочисленными, слабо выраженными центрами иногда называют «барическим болотом». Частный случай депрессии приведен на рис. 91.

Очевидно, что и все вообще барические минимумы (циклоны) представляют собой депрессии в широком смысле этого слова,¹ но с более определенно выраженными центрами и, обычно, с большими градиентами и более сильными ветрами.

Барические области, давление в которых хотя и повышается от периферии, но центр максимального давления и антициклонная циркуляция в которых выражены слабо, называют **«областями повышенного давления»**. Иногда в них вместо одного имеется несколько слабо выраженных центров, а следовательно, и несколько также слабо выраженных «точек расходимости».

Очевидно, что и все вообще барические максимумы (антициклоны)

¹ Но не все депрессии являются циклонами.

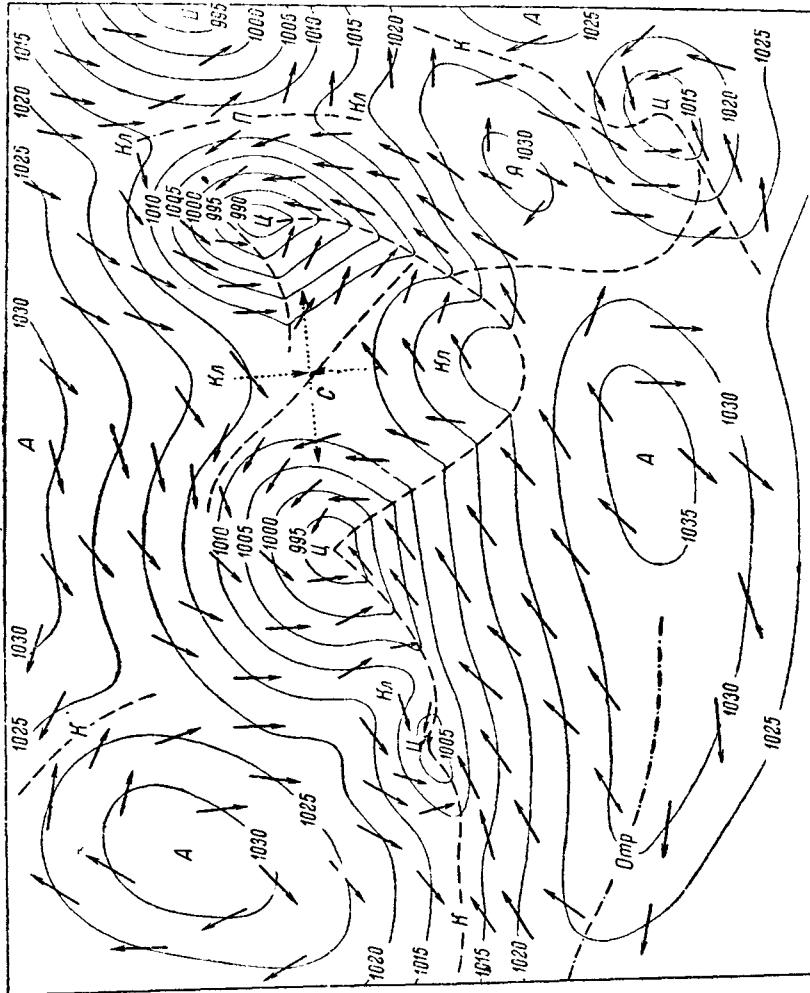


Рис. 89. Схема разновидностей форм барического рельефа, соответствующая линиям тока, показанным на рис. 90 (частный случай).

представляют собой области повышенного давления в широком смысле этого слова,¹ но с более определенно выраженным центрами и, обычно, с большими градиентами и более сильными ветрами на периферии.

¹ Но не все области повышенного давления являются антициклонами.

Как видно из рис. 85 и 86, в отношении характера воздушных потоков в нижних слоях тропосфера, циклоны и антициклоны южного полушария являются соответственно зеркальным отражением северного полушария. Нетрудно видеть, что это справедливо и в отношении остальных барических образований и их потоков. А так как все барические образования южного полушария являются зеркальным отражением соответствующих барических образований северного полушария также и в отношении рас-

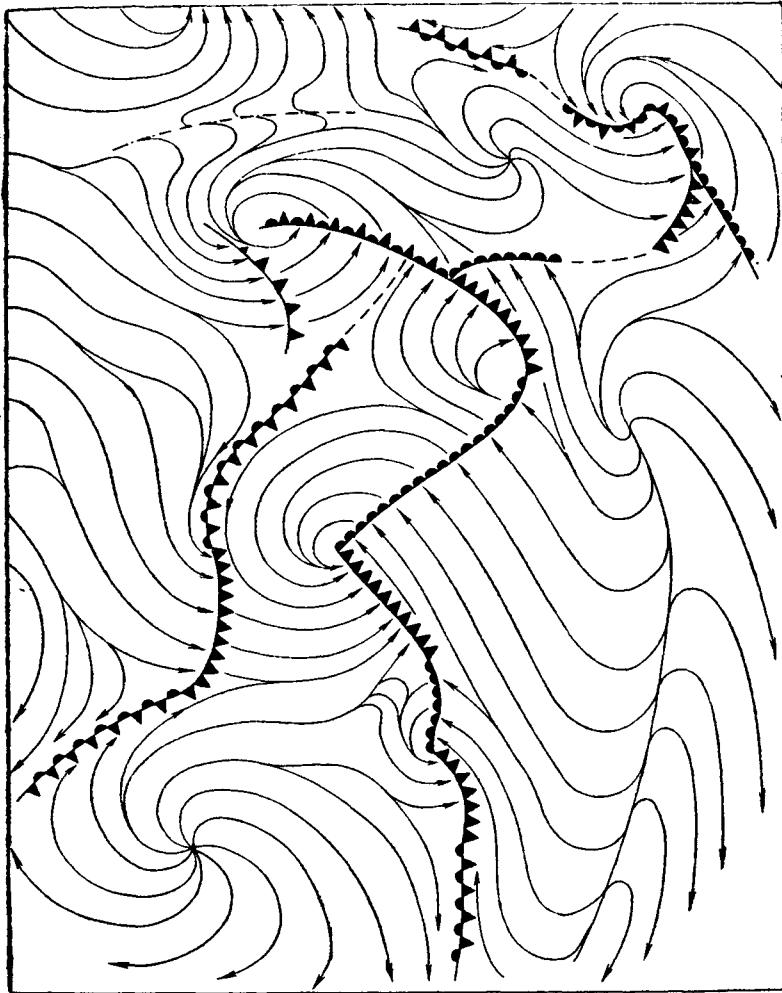


Рис. 90. Схема линий тока в частном случае, соответствующем барическому рельефу, показанному на рис. 89. (Линии с орнаментом — линии фронтов; см. гл. XX).

пределения в них погоды, то мы в дальнейшем будем рассматривать только воздушные потоки и барические образования северного полушария, все сказанное о которых может быть отнесено — в зеркальном отражении — к соответствующим потокам и барическим образованиям южного полушария. Исключение будет сделано только

для воздушных потоков над океанами и для так называемых «тропических циклонов».

Из сказанного о циркуляции воздушных масс в циклонах и антициклонах должно быть очевидным, что и циклоны и антициклоны неразрывно связаны с характерными системами воздушных потоков

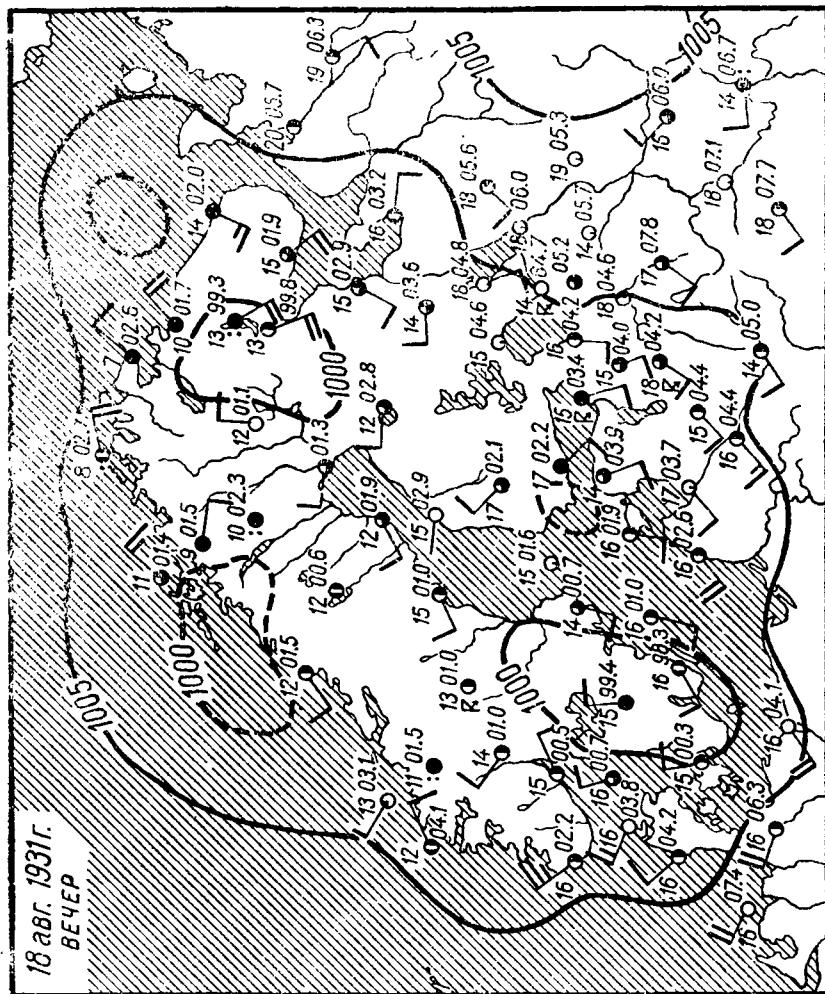


Рис. 91. Барическая депрессия (частный случай).

как в нижнем, так и в высоких слоях тропосфера. Систему воздушных потоков циклона называют циклонической, а систему ветров антициклона — антициклонической.

Бейс-Балло соотношение между направлением ветра и направлением барического градиента в циклонах и антициклонах выразил в следующем наглядном правиле:

Если встать спиной к ветру, то — в северном полушарии — центр

циклона находится на 4—6—8 румбов влево, а центр антициклона — на 12—10—8 румбов вправо от наблюдателя.¹

Как циклоны (минимумы), так и антициклоны (максимумы) представляют собой, в первом приближении, вихреподобные возмущения с вертикальной осью,² до некоторой степени напоминающие те небольшие вихорьки, которые наблюдаются на пыльных дорогах перед грозой или зимой, во время снежной метели (рис. 85 и 86, внизу). Существенное различие между этими вихорьками, с одной стороны, и циклонами и антициклонами — с другой, не только в размерах этих возмущений, но и в соотношении между собой вертикальных и горизонтальных размеров у тех и других. В то время, как у пылевого или снежного вихря высота обычно больше его диаметра — диаметр циклонов и антициклонов умеренных широт в громадном большинстве случаев гораздо больше их высоты, которая у самых высоких из них не превосходит 10 км в умеренных широтах и 16 км в экваториальных, тогда как диаметр их обычно несколько сот километров, а нередко достигает 4—5 тыс. км у циклонов и еще большей величины у антициклонов. Таким образом, как циклоны, так и антициклоны представляют собой сравнительно очень «плоские» образования, достигающие самое большое границы тропосферы, но захватывающие более или менее обширные территории.

Обычно на периферии циклонов атмосферное давление бывает не выше 1 000—1 001 мб (755—760 мм), а на периферии антициклонов не ниже 1 001—1 020 мб (760—765 мм). В центре же циклонов давление может понижаться до 930 мб (700 мм) и ниже. Самое низкое давление на уровне моря — 886,8 мб (665,2 мм) — было отмечено в центре так называемого тропического циклона (тайфуна) 18 августа 1927 г. в Китайском море; 4 февраля 1924 г. в Исландии отмечено давление 922,4 мб (692,0 мм).

В центре антициклонов давление может достигать 1 070 мб (800 мм) и выше; самое высокое давление, приведенное к уровню моря — 1 078,3 мб (808,7 мм.) — было отмечено 24 января 1900 г. в г. Барнауле.

Нередко, однако, наблюдаются вполне хорошо развитые циклоны с давлением выше 1 020 мб (765 мм) и максимумы (обычно неустойчивые) с давлением ниже 1 000 мб (750 мм) в их центральных районах. Показывая тем самым, что существенно важным является не абсолютная величина, а распределение атмосферного давления в барических образованиях.

Так как в циклоне воздушные массы устремляются от всех румбов к центральному его району, то казалось бы, что атмосферное давление в периферических областях циклона должно постепенно понижаться, а в центральных районах его — повышаться, так что то-

¹ В южном полушарии центр циклона находится на 4—6—8 румбов вправо, а центр антициклона — на 12—10—8 румбов влево от наблюдателя, стоящего спиной к ветру.

² В действительности оси циклонов и антициклонов не вертикальны, а наклонены к земной поверхности и притом «вперед» по отношению к пути перемещения этих возмущений.

различие в величине атмосферного давления, которое обуславливает самое существование циклона — должно было бы постепенно сглаживаться. Другими словами, величина барических градиентов циклона должна была бы уменьшаться, а сила ветров в нем — ослабевать, и в сравнительно скором времени атмосферное давление над всем охватываемым циклоном районе должно было бы сравняться, и должно было бы наступить полное затишье, т. е. циклон должен был бы исчезнуть или, как говорят, з а п л и н и т с я.

Между тем, как это мы увидим далее, барический минимум и связанный с ним циклон может существовать не только несколько часов, но несколько дней, причем величина градиентов, а следовательно, и сила его ветров с течением времени нередко не только не уменьшаются, но даже увеличиваются.

Какой же физический процесс поддерживает существование циклона? Очевидно, что оно возможно только в том случае, если массы воздуха, притекающие от всех румбов к циклону, не будут задерживаться в нем. И действительно, кардинально необходимым для существования циклона является **восходящее движение воздушных масс в районе циклона и растекание их в более высоких слоях атмосферы** от областей, расположенных над циклоном, к областям, расположенным над окружающими его районами (рис. 85, 5 и 86, б, слева), чем поддерживается, с одной стороны, пониженное давление над циклоном, а с другой — повышенное давление над окружающими его районами. Как показал П а л м е н, вынос воздуха из области циклона происходит, главным образом, на высоте 5—6 км. Как видно из рис. 88 слева, такое растекание на высоте наблюдается, главным образом, в восточной половине циклона, которая в большинстве случаев является и его передней половиной. В западном же квадранте циклона, который в большинстве случаев является частью его тыловой половины, движение воздуха по направлению к его центральному району наблюдается и в высоких слоях. Эти, установленные уже давно, положения соответствуют, в общем, и новейшим взглядам на циркуляцию воздуха в циклонах, подробно разработанным современной Норвежской школой синоптиков (см. гл. XXI).

Если из района циклона относится кверху меньше воздуха, чем к нему притекает понизу — циклон будет постепенно заполняться; если, наоборот, кверху относится больше воздуха, чем притекает понизу — разность давлений между периферией и центральным районом циклона будет постепенно увеличиваться и циклон станет постепенно у г л у б л я т с я; наконец, когда, в частном случае, кверху относится столько же воздуха, сколько притекает понизу — глубина (интенсивность) циклона будет оставаться неизменной.

Гильбер выразил эти соотношения в следующем правиле: если в циклоне наблюдаются ветры сильнее «нормальных», циклон должен в сравнительно скором времени заполниться и, наоборот, если в циклоне (или в депрессии) наблюдаются ветры слабее нормальных — циклон (или депрессия) будет углубляться, причем в этом случае даже в слабой депрессии дело может дойти до очень сильных ветров.

Растекание воздуха наверху из области развивающегося циклона идет иногда так быстро, что давление в центре циклона падает на несколько десятков миллибар за сутки; в отдельных случаях до 50 мб за сутки.

Почему, где и как происходит восходящее движение части воздуха, притекающего понизу в систему циклона, мы узнаем дальше (гл. XXI).

Вопросы о том: 1) какой процесс кардинально необходим для существования антициклона; 2) какова циркуляция воздушных масс в антициклоне; 3) при каких условиях будет наблюдаться постепенное увеличение интенсивности (усиление) антициклона и 4) при каких условиях будет происходить постепенное уменьшение интенсивности (ослабевание) антициклона — предлагаем решить самим читателям, исходя из рассуждений, аналогичных тем, на которых мы базировались при анализе циркуляции воздушных масс в циклоне.

В заключение, не останавливаясь здесь подробнее на этом вопросе, отметим еще следующее:

1. Поскольку дивергенция потоков неизбежно связана с нисходящими движениями воздушных масс и, следовательно, с адиабатическим их нагреванием, то типично для тех барических образований, в которых наблюдается дивергенция воздушных потоков, а именно для антициклонов, отрогов, клиньев, перемычек и ядер повышенного давления, является отсутствие в них сплошных облачных покровов типа As—Ns и обложенных осадков, или даже полное отсутствие облаков и осадков, со всеми вытекающими отсюда последствиями, а именно:

а) значительное (для данной широты, даты и подстилающей поверхности) нагревание подстилающей поверхности инсоляцией и значительное для тех же условий охлаждение подстилающей поверхности «ночным» излучением, а следовательно,

б) резкий (для данной широты, даты и подстилающей поверхности) суточный ход температуры воздуха и других метеорологических элементов и, частности, при соответствующих условиях: днем — интенсивная конвекция с образованием Си или даже С্�в с ливневыми осадками; ночью — отсутствие облаков, инверсия температуры и образование радиационных туманов и осадков радиационного происхождения, как-то росы или инея.

Так как описанные явления характерны для барических образований антициклического характера, то определяемый ими близким погоды часто называют «антициклоническим».

2. Поскольку конвергенция воздушных потоков неизбежно связана с восходящим движением хотя бы одного из них и, следовательно, с адиабатическим его охлаждением, то типично для тех барических образований, в которых наблюдается конвергенция воздушных потоков, т. е. для циклонов, частных циклонов, ложбин и коридоров пониженного давления, является значительная или даже

сплошная облачность, в частности, типа As — № с обложными осадками, со всеми вытекающими отсюда последствиями, а именно:

а) ослабленное нагревание подстилающей поверхности инсоляцией и ослабленное же охлаждение ее ночным излучением и, следовательно,

б) сглаженный или даже искаженный суточный ход температуры и других метеорологических элементов.

Так как описанные явления характерны для барических образований циклонического характера, то определяемый ими облик погоды часто называют «циклическим».

§ 76. Географическое распределение давления воздуха и ветров на земной поверхности

Об общей картине распределения давления на поверхности земли лучше всего судить по климатическим картам многолетних средних изобар для июля и января (рис. 92 и 93), так как наибольшее различие в распределении давления наблюдается именно в эти месяцы (самый холодный и самый теплый).

Рассмотрим сначала, как распределяется давление атмосферы на этих картах над океанами. Сравнивая между собой величины давления в разных местах, мы замечаем, что существуют области, в одних из которых давление постоянно (т. е. и в июле и в январе) ниже, чем в соседних областях, а в других выше, чем в соседних. Такие области называют постоянными. Вдоль экватора тянется постоянная полоса пониженного давления (ниже 1 013 мб или 760 мм) и хотя в июле давление здесь около 1 013 мб, но все-таки в среднем за год оно ниже, чем в соседних областях. К северу и к югу от экватора давление над океанами возрастает, и в широтах 30—35° располагаются постоянные области повышенного давления (давление выше 1 013 мб или 760 мм). Еще дальше по направлению к полюсам давление снова падает, и, в среднем за год, в широтах около 60° располагаются области пониженного давления; в северном полушарии давление в соответствующей области особенно низко зимой, в январе, когда центр ее находится: над Атлантическим океаном — к югу от Исландии, а над Тихим — к югу от Алеутских островов. Хотя в июле давление здесь повышается, но в среднем годовом оно все же ниже, чем в соседних областях. В южном полушарии давление в шестидесятых широтах остается постоянно ниже 1 013 мб (760 мм) и даже, в среднем, оно очень низко (ниже 993 мб или 745 мм). Еще дальше по направлению к полюсам, за широтами 60°, давление постепенно повышается.

Распределение ветров самым тесным образом связано с распределением давления. Поэтому важно запомнить следующую приблизительную схему расположения над океанами постоянных областей давления (рис. 94): 1) область пониженного давления около экватора, немного севернее его; 2) области повышенного давления в широтах 30—35°; на всем земном шаре их пять: две — над Атлантическим

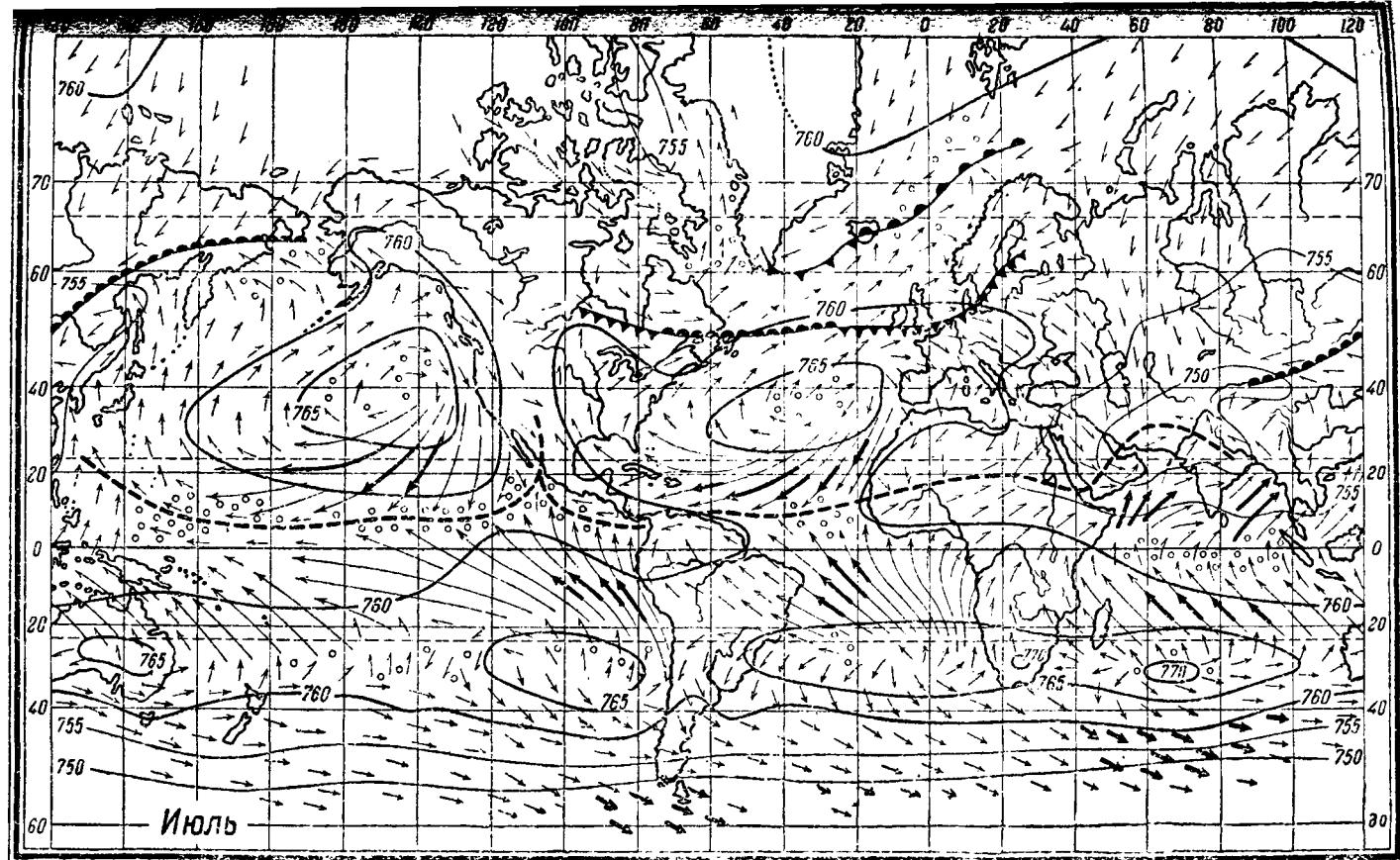
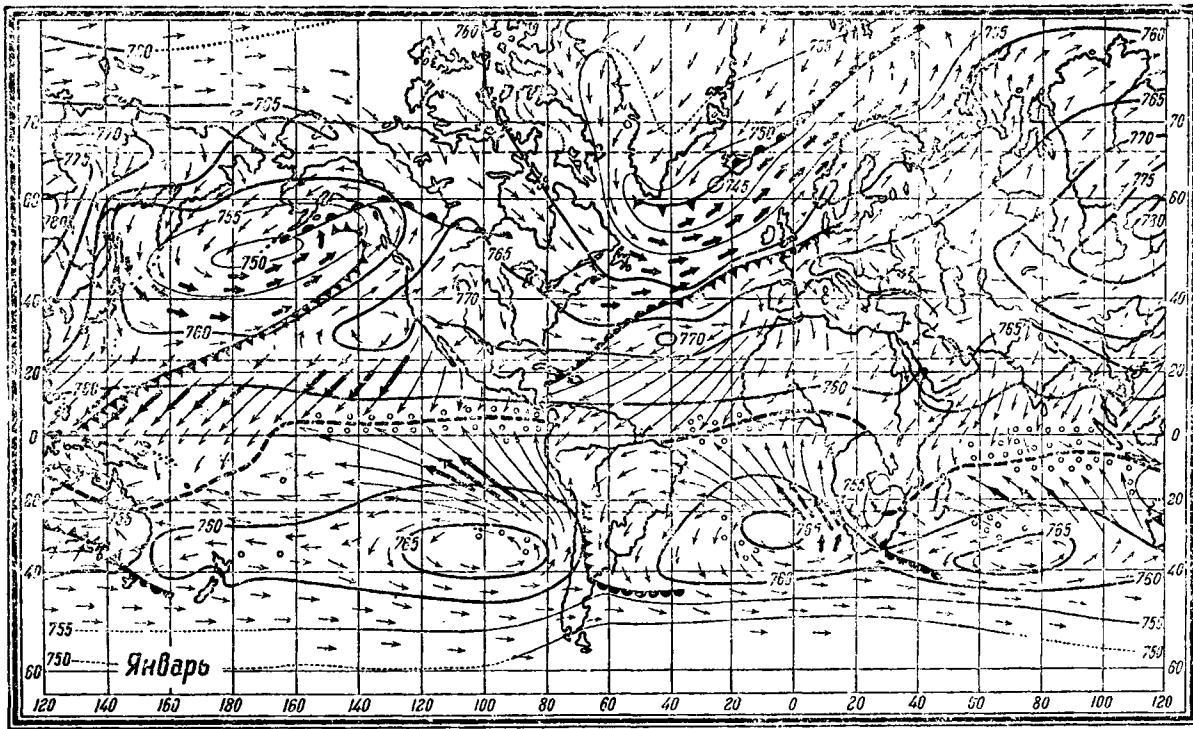


Рис. 92. Карта многолетних средних изобар и ветров в июле.



Изобары 760 мм и выше
Стрелки показывают преобладающее направление ветра
Длина стрелок соответствует степени постоянства ветра
— слабые ветры — умеренные ветры — штормовые ветры
° ° Районы преодолания штилевых положений

Изобары ниже 760 мм
Тропический фронт
Полярный фронт
Арктический фронт
Участки заряжения теплого фронта
Участки заряжения холодного фронта
Участки заряжения теплого фронта
западного

Рис. 93. Карта многолетних средних изобар и ветров в январе.

океаном, две — над Тихим и одна над южной частью Индийского; ¹ 3) области пониженного давления в шестидесятых широтах; одна — над Атлантическим океаном, одна — над северной половиной Тихого и одна опоясывает весь земной шар в южном полушарии, проходя над всеми тремя океанами.

Постоянные области давления не остаются на одном месте в течение целого года, но постепенно перемещаются вслед за солнцем; летом северного полушария они передвигаются несколько к северу, зимой — к югу.

Над материками располагаются так называемые сезонные или

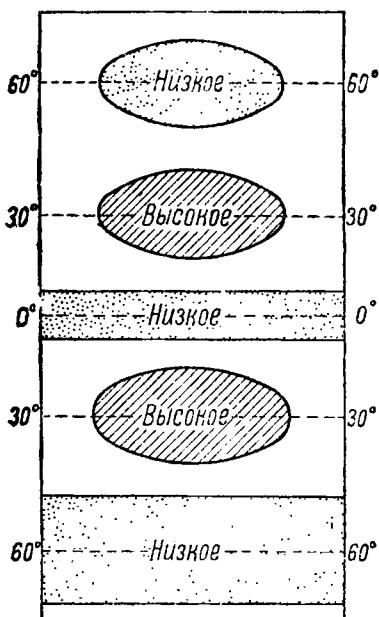


Рис. 94. Схема распределения над океанами «постоянных» областей атмосферного давления.

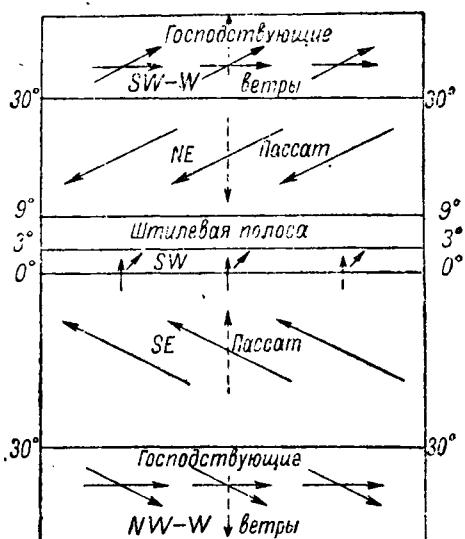


Рис. 95. Схема распределения ветров над Атлантическим и Тихим океанами.

обратимые области давления. Особенно сильно изменяется давление над Азией: в январе оно здесь, в среднем, доходит до 1 040 мб (780 мм), а в июле оно падает до 997 мб (748 мм).

В зависимости от распределения давления над океанами должны распределяться и ветры (см. карты рис. 92 и 93, на которых длина стрелок соответствует степени постоянства, а толщина — силе ветровых потоков). Там, где располагаются постоянные области давления, ветры должны быть постоянными, а там, где на океан распространяют свое влияние обратимые области давления, ветры должны быть периодическими. Исходя из схемы распределения давления (рис. 94), мы можем нарисовать следующую схему распределения ветров над Атлантическим и Тихим океанами (рис. 95).

¹ Над северной частью Индийского океана соответствующей области высокого давления нет, так как на нее распространяется влияние материка Азии.

Между 30° N и экватором градиент давления направлен с севера на юг (пунктирная стрелка), а между 30° S и экватором — на север. Поэтому к северу от экватора должен наблюдаться NE ветер (сплошная стрелка), а к югу от него — SE ветер. Так как указанные области давления постоянны, то эти ветры должны наблюдаваться в течение круглого года; они называются **пассатами**. Они захватывают слой в 1500—2500 м в высоту. Над пассатами дуют антипассаты, имеющие противоположное им направление (рис. 96).

Между пассатами и антипассатами имеется переходный слой большей или меньшей мощности, в котором дуют ветры переменного направления. В различные сезоны и над различными районами океанов мощность пассатных потоков различна. Так например, Обсерватория на склоне Тенерифского пика на высоте 2130 м летом находится в переходном слое, а зимой — в потоке NE пассата. Над Атлантическим

океаном мощность пассатных потоков сильно возрастает с востока на запад; у западных берегов Африки она, в среднем, 1200 м, а у Вест-Индии — не менее 7000 м, так что над Атлантическим океаном поверхность разделя между пассатами и антипассатами наклонена на восток.

По мере приближения к экватору пассаты постепенно затихают, и между ними, в полосе пониженного давления на экваторе, располагается **шилиевая полоса**. Она находится не на самом экваторе, а несколько сдвинута к северу вследствие того, что в среднем годовом

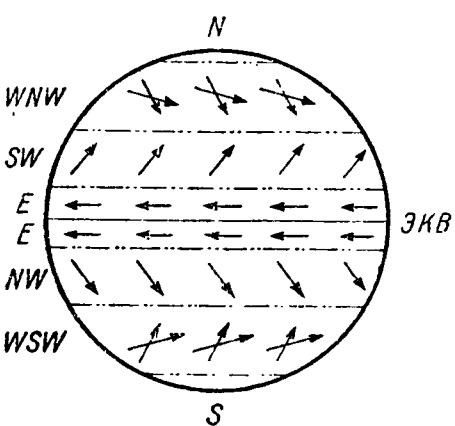


Рис. 96. Схема распределения ветров в высоких слоях атмосферы.

пояс наибольшего нагревания — термический экватор — тоже находится к северу от географического экватора. На рис. 95 границами штилевой полосы показаны параллели 3° N и 9° N; таково ее среднее положение в Атлантическом океане, в Тихом же океане оно несколько иное. Над штилевой полосой, как показали наблюдения, в верхних слоях существуют сильные восточные ветры (рис. 96); на высоте от 10 до 15 км скорость их достигает 36 м/сек.

К северу от параллели 30° N и к югу от параллели 30° S до параллелей 60° должны дуть ветры: в северном полушарии от SW и W, в южном — от NW и W. Так как угол отклонения ветра от градиента пропорционален $\sin \phi$, а широты этих поясов значительны, то и ветры здесь близки к W. Так как области пониженного давления в широтах 60° наблюдаются не всегда, а во вторых, потому, что в этих областях постоянно наблюдаются изменения барического рельефа непериодического характера, то показанные на схеме (рис. 95) SW- и W-ветры в северном полушарии и NW- и W-ветры в южном — наблюдаются в указанных поясах не всегда, но чаще ветров других направлений, почему они и называются **господствующими западными ветрами**.

В южной части Индийского океана (рис. 97) должны наблюдаться такие же ветры, как в южных частях Атлантического и Тихого, так как расположение постоянных областей давления над ними одинаково. Только северная граница SE-пассата занимает в Индийском океане другое положение вследствие влияния материка Азии. Вся северная часть Индийского океана находится под влиянием обратимой области давления над этим материком, поэтому в этой части дуют периодические ветры, изменяющие свое направление в зависимости от времени года; они называются **муссонами**.

Зимой, когда над Азией располагается область высокого давления, градиенты в северной части Индийского океана направлены с севера на юг, и потому здесь дует NE-муссон, как это показано на рис. 97 слева. Приближаясь к экватору, NE-муссон постепенно переходит в N-ветер, так как отклоняющее действие вращения Земли с уменьшением широты уменьшается; перейдя же через экватор, к югу от экватора ветер принимает направление NW; он также называется муссоном. Подходя к параллели 10°S этот муссон постепенно стихает, и вдоль этой параллели между NW-муссоном и SE-пассатом образуется антиледовая полоса, которая наблюдается над Индийским океаном только зимой.

Летом над Азией располагается область пониженного давления, поэтому градиенты в северной части океана направлены с юга на север, и здесь дует SW-муссон, как это показано в правой верхней половине рис. 97 и на рис. 98 справа. Этот муссон составляет продолжение SE-пассата южного полушария, который летом распространяется не до 10°S , как зимой, но переходит через эту параллель; приближением к экватору он постепенно переходит в южный ветер, к северу от экватора превращается в SW-муссон. Этим процессом осуществляется перенос значительного количества воздуха из южного полушария в северное и, следовательно, обмен воздуха не ограничен обменом между различными широтами данного полушария, а осуществляется и между обоими полушариями.

Тогда как зимний муссон, подобно пассатам, захватывает слой всего около 2 000 м, летний муссон захватывает толщу до 4 000—5 000 м в высоту. Как над зимним, так и над летним муссоном наблюдаются ветры от противоположного румба, но более слабые.

Описанные здесь схемы, а также схемы распределения ветров,анные на картах распределения давления, дают только приближенное представление о распределении ветров над океанами и даны

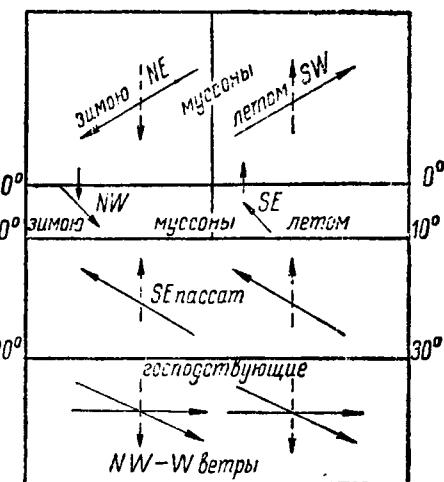


Рис. 97. Схема распределения ветров над Индийским океаном, зимой и летом.

с целью облегчить его запоминание и помочь разобраться более подробно в действительном распределении по специальным картам ветров.

В прибрежных частях океанов, на которые распространяется влияние давления на материках, распределение ветров иное.

§ 77. Пассаты, штилевая полоса, господствующие ветры и муссоны

Дадим краткое описание перечисленных ветров и областей их распространения.

1. Пассаты представляют собой ветры, дующие с довольно постоянной силой 3—4 баллов; направление их не сохраняется всегда постоянным, но изменяется в тесных, однако, пределах: в северном полушарии — около NE, в южном полушарии — около SE.

Границы областей, где дуют эти ветры, перемещаются вслед за солнцем и потому в разные месяцы занимают различные положения; полярные их границы передвигаются приблизительно от 26° до 35°. Пассаты начинаются не от самых берегов материков, но на довольно большом от них расстоянии, которое бывает различным в разных местах.

Сила пассатов в южном полушарии примерно на $\frac{1}{3}$ больше, чем в северном, а зимой в северном полушарии больше, чем летом. В Тихом океане сила пассатов меньше, чем в Атлантическом; менее устойчивы они там и по направлению. В большей или меньшей степени отличаются между собой пассаты по скорости и направлению и в различных районах той же пассатной зоны. Для примера приводим средние данные для Атлантического океана:

Скорость пассатных ветров Атлантического океана в м/сек.

Направление пассата	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
NE-пассат	4,7	4,8	4,8	5,3	4,8	4,7	3,9	3,1	3,5	2,6	3,5	4,7	4,2
SE-пассат	6,3	5,7	5,7	5,3	4,8	5,3	5,3	6,7	7,6	6,7	7,1	6,7	6,2

Области пассатов характеризуются преимущественно ясной погодой и небольшим количеством выпадающих осадков; это объясняется тем, что массы воздуха, несомые пассатами, перемещаются из больших широт в меньшие, вследствие чего нагреваются, и содержащийся в них водяной пар удаляется от состояния насыщения.

2. Штилевая полоса характеризуется, как показывает само название, штилями, которые иногда прерываются слабыми переменными ветрами, а иногда сильными шквалами и ураганами. Благодаря сильному нагреванию, в штилевой полосе образуются сильные восходящие токи, дающие начало большой облачности и большому количеству осадков, выпадающих в виде ливней. Границы штилевой полосы также перемещаются вслед за солнцем к северу и к югу, но при этом северная и южная их границы перемещаются неодинаково. Поэтому ширина штилевой полосы изменяется и в разные месяцы бывает различна (см. следующую таблицу). Кроме того, ее ширина неоди-

накова в разных местах и только по специальным картам ветров надо судить, где в данном месяце можно быстрее всего ее пересечь. Иногда штилевая полоса и совсем отсутствует, и тогда оба пассатных потока приходят в соприкосновение друг с другом, причем более теплый из них начинает скользить вверх по поверхности раздела между ним и менее теплым из двух пассатных потоков. Другими словами, как мы увидим ниже (§ 98), между пассатными потоками возникает в этих случаях так называемый тропический фронт. Окраины штилевой полосы являются местом зарождения тропических циклонов (см. § 122). Зоны пассатов и экваториальных затиший на океанах занимают громадную площадь: около 40% площади Мирового океана.

Границы пассатов и штилевой полосы

Зоны	М а р т	
	Атлант. океан	Тихий океан
NE-пассата	26°—3° с. ш.	25°—5° с. ш.
Штилевая полоса	3° с. ш.—экват.	5°—3° с. ш.
SE-пассата	26° ю. ш.—экват.	28° ю. ш.—3° с. ш.

Зоны	С е н т я б�ь	
	Атлант. океан	Тихий океан
NE-пассата	35°—11° с. ш.	30°—10° с. ш.
Штилевая полоса	11°—3° с. ш.	10°—7° с. ш.
SE-пассата	25° ю. ш.—3° с. ш.	20° ю. ш.—7° с. ш.

3. Области господствующих западных ветров отделены от областей пассатов довольно широкими поясами высокого давления, расположеннымими в широтах 30—35°; в этих поясах наблюдаются слабые ветры от различных румбов и частые штили, так что их можно назвать субтропическими поясами затишья.¹ Но штили в них бывают гораздо реже, чем в штилевой полосе. Западные ветры в области господствующих ветров, как было сказано выше, перемежаются с ветрами от других румбов, но наблюдаются чаще их и имеют в среднем, большую силу. Области пониженного давления, лежащие в широтах около 60° N над Атлантическим и Тихим океанами, иногда совершенно заполняются и вообще не так глубоки, как соответствующие области южного полушария, где давление, в среднем за год ниже 993 мб (745 мм); поэтому W-ветры южного полушария гораздо постояннее и свежее, чем северного, и очень часто имеют силу шторма.² В шестидесятых широтах южного

¹ В северной половине Атлантического океана эта область названа коскими широтами, так как в XV—XVII вв. суда, пересекавшие океан, были вынуждены выбрасывать здесь за борт перевозившихся на них лошадей из-за недостатка корма, происходившего вследствие задержки перехода штилями и неблагоприятными ветрами.

² Англичане называют эти ветры южного полушария Brave West Winds («бравые весты»), а область их распространения — Roaring Fortieths, т. е. «буйные сороковые» (широты).

полушария океан охватывает сплошным кольцом весь земной шар, и эти свежие западные ветры разводят здесь громадное волнение.

4. **М у с с о н ы.** В Индийском океане летний и зимний муссоны имеют неодинаковую силу: летний SW-муссон гораздо свежее зимнего NE-муссона, потому что величина барических градиентов летом там значительно больше чем зимой и, кроме того, SW-муссон является продолжением SE-пассата, дующего в южном полушарии; поэтому южное, в общем, течение воздуха имеет там место на громадном протяжении в двух полушариях. В общем, NE-муссон имеет силу от 2 до 5 баллов, а SW-муссон иногда достигает силы шторма. Время смены муссонов приходится на апрель-май и на октябрь-ноябрь. В эти месяцы дувший ранее муссон постепенно уменьшается в силе, затем все чаще начинает перемежаться штилями; далее начинают задувать ветры от противоположного румба, которые становятся все чаще и свежее и, наконец, устанавливается муссон противоположного

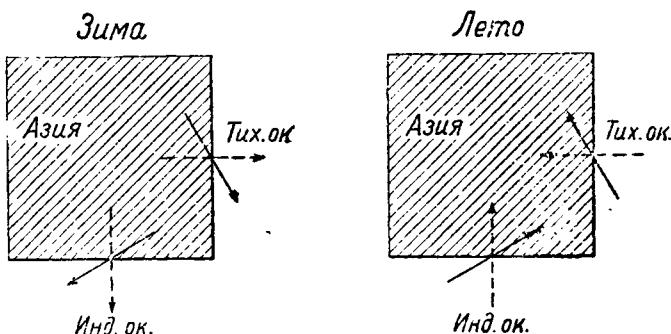


Рис. 98. Схема муссонов на юге и востоке Азии, зимой и летом.

направления. Смена муссонов, таким образом, растягивается на довольно долгий период; в одни годы она происходит быстрее, в другие медленнее; в одни годы раньше, в другие — позже. То же самое надо сказать и про различные части океана. Во время смены муссонов в северной половине Индийского океана часто наблюдаются тропические (ураганные) циклоны.

Муссоны наблюдаются не только в северной части Индийского океана, но и во всех других, в тех их частях, на которые распространяется влияние обратимых областей давления, расположенных над соседними материками. Так, к области муссонов в северной части Индийского океана прилегает с востока область муссонов Тихого (см. карты ветров июля и января). Она распространяется далеко на север, так что муссонный характер имеют ветры вдоль восточных берегов Азии до Владивостока и даже дальше, причем их направление летом — от SE и S, а зимой — от NW и N. Такое же направление имеют муссоны над Японским и Китайским морями (рис. 98).

В южной части Тихого океана муссоны захватывают большую область, прилегающую к Австралии и Полинезии, в которой в январе наблюдается SE-муссон, в июле — NW-и NE-муссон. В Атлантическом океане муссоны наблюдаются у западных берегов Африки в Гви-

жайском заливе и распространяются отсюда на значительную часть океана.

Зимние муссоны, дующие с материков, несут с собой сухую и теплую погоду, а летние, дующие с океана — облачную и дождливую.

§ 78. Розы ветров и карты ветров

Для того чтобы правильно выбрать тот путь корабля, которым можно достичнуть порта назначения в наиболее короткий срок, необходимо знать наперед, какие ветры встретит корабль в соответствующее время года в тех частях океана, которые ему придется пересекать. Это чрезвычайно важно не только для парусных судов, но и для паровых, особенно небольшого водоизмещения или со слабой машиной: правильный выбор пути дает значительную экономию времени и оплива. Для выбора пути недостаточно тех общих сведений о расположении ветров, которые помещены выше; для этого необходимо иметь специальные карты ветров. Впервые такие карты были построены в середине XIX столетия основоположником Морской Метеорологии и инициатором регулярных наблюдений на судах, американским моряком Мори и сразу же принесли громадную пользу: парусные суда, выбирая по ним правильный путь, сократили время дальних океанских переходов, в среднем, на одну треть. С тех пор карты ветров переиздаются и совершенствуются.

Материалом для составления карт ветров служат наблюдения, ведущиеся на судах всех наций и записываемые в вахтенные (а также специальные метеорологические) журналы, и наблюдения на маяках в портах. На судах обыкновенно определяют направление ветра точностью до румба, но на картах наносят ветры через два румба, т. е. только от четных румбов. Чтобы остальные наблюдения не пропадали, число наблюдений от каждого нечетного румба делят на две половины их присоединяют к наблюдениям предыдущего четного румба, а половину — к наблюдениям последующего; число штилей подсчитывается отдельно. Поверхность океана делят на прямоугольники (в Меркаторской проекции), составленные меридианами и параллелями, проведенными через 2° или через 5° (в зависимости от общего числа наблюдений и степени подробности составляемой карты). Все наблюдения, относящиеся к одному месяцу или к одному времени года, разносят по своим прямоугольникам и внутри каждого строят или другим способом розу ветров.

На более подробных картах из центра каждого прямоугольника наносят окружность радиусом, соответствующим в заданном масштабе 5% всего числа наблюдавшихся за данный месяц ветров, принимаемого за 100% (рис. 99). Число наблюдений ветра от каждого

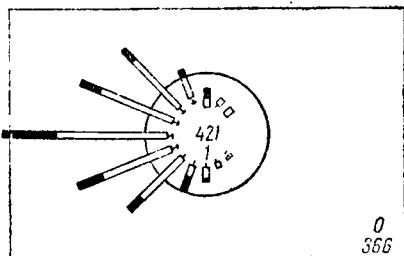


Рис. 99. Роза ветров из английского атласа южного Атлантического океана.

из 16 четных румбов, выраженное в процентах от общего числа наблюдений, обозначают стрелкой соответствующей длины, проведенной по направлению от этого румба к центру прямоугольника. Стрелки слабых ветров от 1 до 3 баллов наносят тонкой черной линией; средних от 4 до 7 баллов — двойной линией, а сильных от 8 до 12 баллов — широкой сплошной линией.

Длина стрелки от ее головы в центре окружности до начерченной окружности дает 5% всего числа наблюдавшихся за данный месяц ветров, принимаемого за 100%. Это и служит масштабом, пользуясь которым можно по длине стрелки судить о повторяемости ветра от данного направления. В центре каждого кружка пишут два числа: внизу процент наблюдавшихся штилей, а наверху общее число наблюдений. При взгляде на такую карту легко решить, какова в е р о я т н о с т ь встретить в данном месте ветер от того или другого румба и какой силы.

Есть и другие способы построения розы ветров. На менее подробных картах, как например, на картах английского атласа для Атлантического, Тихого и Индийского океанов, составляемых обыкновенно не для отдельных месяцев, а для времени года (считая каждое по 3 месяца), силу ветра не обозначают, а указывают только направление его стрелками, тем более длинными, чем чаще наблюдался ветер от этого румба. Стрелки между собой пересекаются в центре прямоугольника. Штили обозначаются заштрихованными кружками, радиус которых тем больше, чем больше наблюдалось штилей. Области, занятые пассатами, муссонами и штилевой полосой, обыкновенно закрашиваются различными красками. Для разных месяцев показывается положение передвигающихся границ этих областей. На этих же картах показаны и пути перемещения так называемых тропических циклонов.

Прежде чем пользоваться атласами ветров, следует основательно изучить имеющуюся на каждом их листе легенду.

Подробное описание ветров в различных районах океанов, около их побережий и в морях, и изменений их силы, направления и характера в различные месяцы можно найти в соответствующих лоциях и, частично, на вышеуказанных картах ветров.

§ 79. Общая циркуляция атмосферы

Рассмотренные ветровые потоки являются основными звенями той общей циркуляции атмосферы, которая осуществляет непрерывный обмен воздуха между различными районами земного шара и, прежде всего, между низкими и высокими широтами, совершающийся в различных слоях атмосферы, в различных направлениях и с различными скоростями.

Схема главнейших звеньев циркуляции воздуха в тропосфере, рассмотрением которых мы и ограничимся, показана на рис. 100. Звенья общей циркуляции в южном полушарии являются, в первом приближении, зеркальным отражением звеньев ее в северном полушарии и на рис. 100 не показаны.

Первопричиной тех воздушных потоков, которые в совокупности

представляют собой общую циркуляцию тропосферы, а вместе с тем и известного уже нам распределения атмосферного давления в нижнем слое атмосферы, является различие в нагревании солнечными лучами Земли в различных широтах, обусловливающее весьма большие разности температуры воздуха по широтам: как показывают подсчеты, нижний слой воздуха над термическим экватором, в среднем годовом, на 50° С теплее, чем над полюсами.

Сильно нагретый воздух в нижних слоях штилевой полосы (которую мы для простоты будем считать расположенной «верхом» на экваторе и неподвижной) расширяется и поднимается вверх. Вследствие этого в высоких слоях тропосферы создаются барические градиенты, направленные от штилевой полосы к полюсам, вызывающие на этих высотах ветры, дающие от штилевой полосы в более высокие широты и уже известные нам под именем антипасатов. Постоянный отток воздуха в высоких слоях тропосферы из столба воздуха над штилевой полосой есть причина того постоянного пояса, пониженного давления над штилевой полосой, который мы видели на картах изобар июля и января. С другой стороны, над полярными районами обоих полушарий нижние слои воздуха сильно охлаждаются и по мере охлаждения все более и более плотняются, обусловливая постепенное седание всей выше лежащей массы воздуха над ними. Вследствие этого в верхних слоях тропосферы возникают барические градиенты и ветры, направленные от более низких широт к полюсам. Постоянный приток воздуха поверху в приполярные области обуславливает скопление воздуха надими областями, выражющееся в образовании там постоянных областей повышенного давления.

Нетрудно видеть, что, при отсутствии осложняющих причин, тропосфере установилась бы весьма простая циркуляция: над шти-

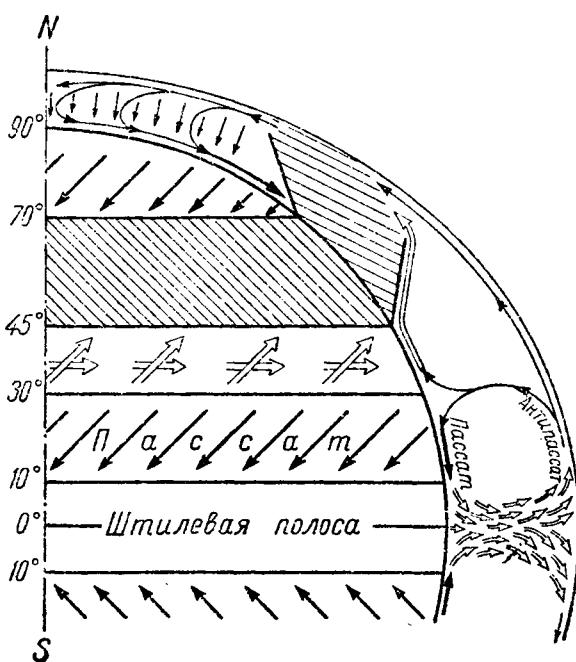


Рис. 100. Схема общей циркуляции воздуха в тропосфере (северное полушарие).

В левой части чертежа показаны ветры в нижнем слое тропосферы; в правой — вертикальный разрез через тропосферу и потоки в ней.

давления над штилевой полосой, который мы видели на картах изобар июля и января. С другой стороны, над полярными районами обоих полушарий нижние слои воздуха сильно охлаждаются и по мере охлаждения все более и более плотняются, обусловливая постепенное седание всей выше лежащей массы воздуха над ними. Вследствие этого в верхних слоях тропосферы возникают барические градиенты и ветры, направленные от более низких широт к полюсам. Постоянный приток воздуха поверху в приполярные области обуславливает скопление воздуха надими областями, выражющееся в образовании там постоянных областей повышенного давления.

Нетрудно видеть, что, при отсутствии осложняющих причин, тропосфере установилась бы весьма простая циркуляция: над шти-

левой полосой воздушные массы поднимались бы, на некоторой высоте текли бы от штилевой полосы к полярным широтам, там опускались и понизу возвращались бы к штилевой полосе. Однако, две причины вносят существенные осложнения в эту простую схему, а именно: шарообразная форма Земли и отклонение ветров от направления обусловивших их градиентов вследствие вращения Земли вокруг своей оси.

Действительно, вследствие отклоняющегося действия вращения Земли, те ветры, которые дуют в высоких слоях тропосфера из экваториальных широт, т. е. антипассаты, имеют в северном полушарии не южное, а юго-западное направление, а в южном полушарии — не северное, а северо-западное направление. Так как с увеличением широты величина угла отклонения ветра от градиента увеличивается (вспомним выражение для тангенса этого угла: $\operatorname{tg}\alpha = \frac{2\omega \sin \varphi}{k}$), то по мере удаления от экватора антипассаты все более и более отклоняются от направления градиента и в тридцатых широтах обоих полушарий принимают направление уже близкое к западному, т. е. к направлению параллелей. А так как от экваториальной полосы продолжают притекать все новые и новые массы воздуха, то в высоких слоях атмосферы над широтами $30-35^\circ$ обоих полушарий должно наблюдаться скопление воздушных масс, увеличение веса столба воздуха в этих широтах и, следовательно, образование поясов повышенного давления над этими широтами, как мы и видели это на картах июля и января и на схеме рис. 94. В этом же направлении действует и первая из указанных причин, а именно сужение поверхностей, заключенных между меридианами, по мере удаления от экватора, что обуславливает, очевидно, чисто динамическое уплотнение масс воздуха, текущих из более низких широт и, в частности, от штилевой полосы в более высокие широты. В результате — над тридцатыми широтами обоих полушарий часть воздушных масс антипассатов вынуждена опускаться.

В нижних слоях тропосферы, вследствие наличия областей повышенного давления в субтропиках и пониженного давления в штилевой полосе, возникают градиенты, направленные от субтропиков к штилевой полосе. Поэтому часть воздуха, опускающегося в тридцатых широтах, возвращается понизу от тридцатых широт к штилевой полосе в виде пасатов. Часть же — течет в более высокие широты (в среднем до 45° параллелей) в виде господствующих ветров, имеющих SW—W-направление в северном полушарии и NW—W-направление в южном полушарии. Барические градиенты, необходимые для превращения западных потоков на периферии субтропических антициклонов, обращенной к полюсам, т. е. на так называемой полярной периферии — в юго-западные (в северном полушарии) и северо-западные (в южном полушарии), возникают благодаря циклонической деятельности в умеренных широтах обоих полушарий.

Нетрудно видеть, что над тридцатыми широтами обоих полушарий образуются, таким образом, антициклоны с характерным для них притоком воздушных масс поверху, опусканием их в системе анти-

циклона и растеканием (дивергенцией) понизу. Они уже знакомы нам под именем Субтропических максимумов (антициклонов).¹ То звено субтропического максимума северного полушария, которое расположено над Атлантическим океаном, получило название Азорского максимума по имени расположенных в этой части океана Азорских островов; к востоку от него — зимой — расположены Суданский и Средне-Азиатский максимумы.

Вследствие отклонений ветра от градиента, те воздушные потоки, которыми растекаются массы холодного воздуха, скопляющегося над полярными областями обоих полушарий, достигая в среднем, 70-х параллелей, имеют в северном полушарии NE-, а в южном SE-направление. Нетрудно видеть, что и над полярными областями образуются таким образом антициклоны. Их называют Полярными, а северный из них Арктическим. Крайняя южная периферия его видна на картах изобар июля и января; Антарктический максимум на этих картах не виден совсем, так как обе эти карты, как и карты изотерм, в южном полушарии доведены только до шестидесятой параллели.

Пояс умеренных широт, между параллелями 45° и 70°, на рис. 100 заштрихован. Это пояс беспрерывных изменений как барического рельефа, так и воздуха широтных потоков. Эти изменения обусловлены проникновением в эти широты потоков воздуха, вытекающих из Субтропического и Арктического максимумов и оформленных обычно в виде образований антициклонического характера и возникновением, развитием и продвижением в этом поясе возмущений циклонического характера, зарождающихся в зонах соприкосновения и взаимодействия «более теплых» и «более холодных» воздушных потоков. (Рассмотрению этих процессов посвящен второй отдел этого учебника.) Наиболее часто наблюдаются и наибольшей интенсивности достигают циклонические возмущения над Атлантическим океаном к северу от Азорского максимума. Они там настолько часто наблюдаются и настолько глубоки, что, как мы видели, выявляются и на средних месячных климатических картах в виде области пониженного давления. Это так называемый Исландский климатический минимум.

Из сличения карт распределения давления в июле и январе с рис. 100 видно, что потоки воздуха показаны на ней в схематическом и еще более осредненном виде, чем на этих средних месячных картах. Действительно, изменения в интенсивности тех процессов, которые обусловливают образование Субтропических и Полярных максимумов, а также и циклонических областей между ними, и, в частности, изменения термического состояния тех территорий, над которыми они расположены, обусловливают изменения размеров, интенсивности месторасположения этих максимумов как в течение года (как это

¹ Нетрудно видеть, что области повышенного давления над полярными областями — термического происхождения, тогда как области повышенного давления над тридцатыми широтами (субтропические максимумы) — динамического происхождения.

видно уже из сличения между собой карт июля и января), так и от года к году.

Наиболее значительные изменения от лета к зиме и от зимы к лету, претерпевает барический рельеф, а следовательно, и воздушные потоки, с одной стороны, над Азией, а с другой — над северной частью Индийского океана и северной половиной Тихого океана, как это видно из сличения между собой карт июля и января. (На рис. 100 показана схема общей циркуляции атмосферы в среднегодовом; поэтому на ней как эти, так и ранее указанные сезонные изменения не видны.) С влиянием изменения давления над Азией на характер ветров в северной части Индийского океана и западной части Тихого океана мы уже знакомы: им и объясняется муссонный характер этих ветров. Однако, влияние смены давления над Азией этим не ограничивается, настолько оно значительно.

Действительно (см. карту января), зимой так много воздуха перетекает поверху со сравнительно более теплой северной части Тихого океана на холодную северную Азию (где он скапливается в виде Сибирского антициклона), что зимой над этой частью океана образуется обширная и очень интенсивная область циклонического характера. На образование этой циклонической области влияет, конечно, скопление воздуха зимой не только над Азией, но и над Северной Америкой.

Летом же (см. карту июля), наоборот, настолько много воздуха перетекает поверху с нагретых континентов Азии и Северной Америки на расположенную между ними часть Тихого океана, что над ней образуется весьма интенсивная область антициклонического характера.

При всем значении «обратимых» или сезонных областей барического рельефа и связанных с ними потоков воздуха — основными барическими областями в общей циркуляции являются, конечно, два пояса субтропических максимумов и оба полярные максимума, с одной стороны, и пояс пониженного давления над штилевой полосой — с другой, а основными звеньями общей циркуляции в нижнем слое тропосферы — потоки пассатов и господствующих ветров и потоки, вытекающие из полярных областей.

Постоянные и сезонные области повышенного и пониженного давления, играющие столь большую роль в общей циркуляции атмосферы, называют центрами действия атмосферы. К числу их относятся известные уже нам: Арктический максимум, Северо-Атлантический или Исландский минимум, Азорский максимум, зимний Сибирский максимум и зимние же Средне-Азиатский и Северо-Африканский или Суданский максимумы, а также зимний минимум и летний максимум над северной частью Тихого океана.

При рассмотрении вопроса о распределении давления и ветров на земном шаре следует твердо помнить, что обнаруживаемое на климатических картах постоянство тех или других барических образований и воздушных потоков хотя бы, например, субтропических антициклонов и пассатов, — является только климатологической фикцией. В действительности же в районах, занимаемых на климатических картах, например, субтропическими антицикло-

нами, наблюдается постоянное передвижение и смена отдельных антициклонов. Каждый из этих антициклонов рано или поздно уходит из субтропической зоны или уже в ней ослабевает и в конце концов ликвидируется совсем, и на его месте образуется новый антициклон, чему может содействовать приток в субтропики воздуха из умеренных широт (так называемого полярного воздуха) или даже из Арктики или, соответственно, Антарктики, что находится в связи с циклонической деятельностью в умеренных широтах. В связи с теми же причинами субтропические антициклоны и, в частности, например, Азорский антициклон, могут находиться в отдельные периоды в гораздо более высоких широтах, чем их «средние» положения на картах.

Нетрудно видеть, что в связи с такими изменениями положения и интенсивности субтропических антициклонов изменяются районы распространения и сила, а в известных пределах, и направление связанных с ними ветров, в частности, пассатов и штилевой полосы.

§ 80. Местные ветры

Ветры, возникающие по местным причинам и поэтому захватывающие небольшие сравнительно районы и имеющие местное значение, называют местными. При соответствующих условиях местный ветер может возникать всюду, например, в результате неравномерного нагревания или охлаждения различных участков суши из-за отсутствия или наличия растительного покрова и его характера, рельефа местности и т. п. Подавляющее большинство из них обычно слабы и непродолжительны и поэтому имеют небольшое значение. Но их необходимо, однако, тщательно учитывать при планировании и проведении химического нападения и защиты от него.

Рассмотрим только часть тех из местных ветров, которые имеют большую силу или большее распространение.

1. **Морские и береговые бризы.** Днем, при сильном нагревании солнцем, поверхность суши нагревается сильнее, чем поверхность моря; поэтому воздух над сушей становится менее плотным, и над сушей возникают восходящие токи. Вместе с тем, в нижнем слое воздуха возникает градиент, направленный от моря к берегу, и от моря же к берегу начинает дуть ветер, называемый морским бризом. В слое, лежащем выше, воздух, поднимающийся над сушей, стекает в сторону моря, а над морем, на некотором расстоянии от берега, он опускается; так образуется замкнутый круговорот (рис. 101). И очью наблюдается круговорот воздуха в обратном направлении: воздух над сушей охлаждается сильнее, чем над морем, и потому в нижнем слое возникает градиент, направленный с берега в море — вызывающий береговой бриз. Морской бриз вызывает на берегу понижение температуры и увеличение относительной влажности, береговой — обратные явления.

Бризы наблюдаются только на побережьях, распространяясь не более 40 км внутрь берега и немного более — в сторону моря. Время смены бризов бывает различно в зависимости от местных условий и склоний погоды, но, вообще, морской бриз начинается около 9—10 час.,

а береговой — после захода солнца. В тропических странах бризы чрезвычайно правильны и могут быть наблюдаемы в течение круглого года, а в умеренном поясе — только летом, при спокойной жаркой

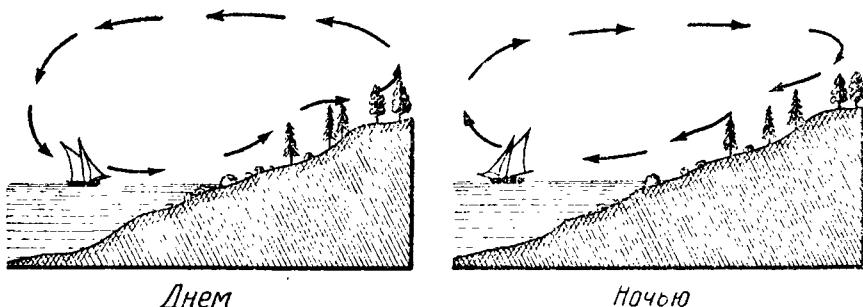


Рис. 101. Схема бризов: днем — морской; ночью — береговой.

погоде, т. е. преимущественно при антициклоническом положении. Там, где дуют господствующие ветры, явление бризов сказывается в периодических отклонениях направления и силы этих ветров от среднего их направления. На территории СССР бризы хорошо развиты на берегах Черного и Каспийского морей, но наблюдаются и на бер-

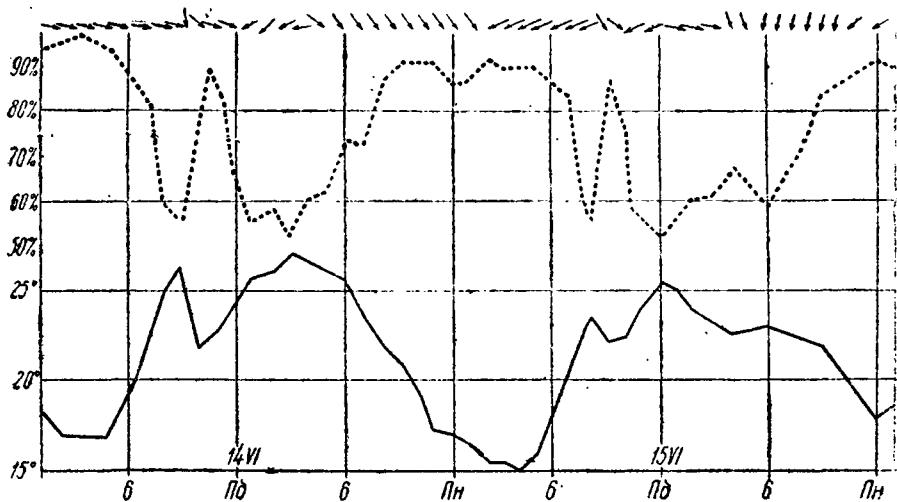


Рис. 102. Изменение температуры и влажности воздуха при смене бризов в Севастополе (14—15 июня 1910 г.). Стрелками показано направление ветра.

гах Балтийского и Финского залива, а также на берегах больших озер и даже больших рек. Высота распространения бризов не превышает в наших широтах 200—300 м.

Бризы очень сильно влияют на суточный ход температуры и влажности воздуха на побережье. Для примера приводим суточный ход температуры и влажности воздуха при бризах в Севастополе (рис. 102).

Чем резче суточный ход температуры, тем, при прочих равных условиях, более резко выражены и бризы и более ощутительно их влияние на суточный ход температуры и влажности воздуха на побережье.

При хорошо развитом морском бризе кучевые и ливневые облака конвекционного происхождения образуются над сушей только на некотором расстоянии от побережья, так как под влиянием бриза направление восходящих ветвей конвекционных токов не вертикально, а наклонно в сторону суши (если, конечно, вдоль побережья не проходит горный хребет). Соответственно этому, в то время как над сушей на некотором расстоянии от побережья из таких ливневых облаков выпадают осадки, в примыкающей к берегу полосе суши шириной несколько километров, осадков нет. Отсутствуют при хорошо развитом морском бризе кучевые, а тем более, конечно, ливневые облака над той примыкающей к берегу полосой моря, над которой происходит нисходящее движение воздуха.

Наличие возвышенности на побережье может, наоборот, способствовать образованию кучевых облаков над побережьем.

2. Горные и долинные ветры, возникающие в гористых районах, по своему происхождению, в общем, аналогичны бризам. Днем, при достаточно интенсивной инсоляции, воздух в долинах сильно нагревается и устремляется вверх по склонам долины.

Прекращением же инсоляции воздух, охлаждавшийся у склонов долины, стекает вниз по склонам долины. Поэтому при спокойной, устойчивой погоде, т. е. преимущественно при антициклоническом положении, с 9—10 час. утра и до захода солнца, ветры в долинах дуют вверх по склонам. Ночью же — вниз по склонам, в долины. В узостях горных перевалов эти ветры могут достигать большой силы.

3. К числу местных ветров относится и так называемый фён, теплый и сухой ветер, возникающий на подветренной стороне горного хребта в результате переваливания через него воздушного потока в тех случаях, когда высота этого хребта выше уровня конденсации для условий температуры и влажности этого потока.

Предположим, что поток воздуха, имеющего температуру 10°С, относительную влажность 71%, вынужден подниматься вдоль склона горного хребта (рис. 103) высотой 3 100 м. Так как воздух пот не насыщен, то он теряет по 1° на каждые 100 м поднятия. После понижения температуры, его относительная влажность пограничается и на некоторой высоте достигает 100%. Так как его начальные температуры и относительная влажность известны, то легко определить и его абсолютную влажность. Действительно, из таблицы приложения III узнаем, что при температуре 10° С упругость насыщающего пара 9,21 мм, а так как в рассматриваемом случае относительная влажность 71% — то абсолютная влажность:

$$e = \frac{9,21 \cdot 71}{100} = 6,54 \text{ мм}$$

Из той же таблицы узнаем, что водяной пар такой упругости насыщает воздух при 5° С, так что, когда восходящая масса воздуха изобатически охладится до этой температуры (что, очевидно, случится

на высоте 500 м). она окажется насыщенной. Начиная с этой высоты, начнется, следовательно, конденсация части водяного пара, и при дальнейшем поднятии восходящая масса воздуха будет терять уже, примерно, только 0,5° на каждые 100 м поднятия, так что, когда она достигнет вершины горного хребта, температура ее будет -8° С, причем относительная влажность ее останется, конечно, 100%.

Так как при температуре -8° С (см. ту же таблицу) упругость насыщающего пара составляет только 2,32 мм,¹ то часть водяного пара, обуславливающая избыток упругости сверх этого, т. е. соответствующая $6,54 - 2,32 = 4,22$ мм должна была, очевидно, выделиться на наветренном склоне хребта в виде облаков и дождя, а ближе к вершине — и снега.

Перевалив через вершину горного хребта, воздушный поток будет засасываться вниз вдоль подветренной стороны хребта вследствие создающегося за хребтом оттока и разрежения воздуха в нижележа-

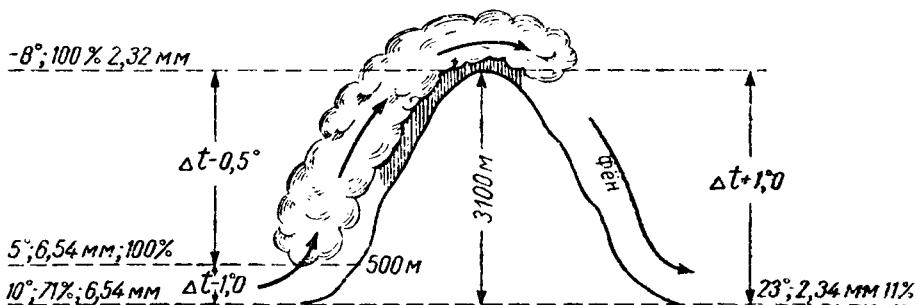


Рис. 103. Схема образования фёна. Для наглядности, облако показано на расстоянии от наветренного склона горного хребта; в действительности оно прилегает к нему.

щих слоях. При этом опускающийся воздух будет адиабатически нагреваться, приобретая по 1° на каждые 100 м опускания, так что, когда он достигнет (как мы примем для простоты) прежнего своего уровня — температура его будет, очевидно, 23° С. Упругость водяного пара будет в нем при этом не больше, чем была на вершине, т. е. 2,34 мм.² Но в то время, как при -8° С эта упругость водяного пара была насыщающей — для насыщения воздуха при 23° С (находим в той же таблице) нужна упругость в 21,07 мм. А следовательно, относительная влажность опустившегося воздуха всего только около 11%.

В качестве иллюстрации изменения температуры и влажности воздуха под влиянием фёна приведем случай, наблюдавшийся в 1879 г. во Владикавказе (ныне Орджоникидзе).

¹ Берем из таблицы насыщающую упругость над льдом в предположении, что при температуре -8° водяной пар выделяется из насыщенного воздуха в виде ледяных кристалликов (снежинок), которые и выпадают на вершине нашего горного хребта в виде снега.

² Увеличением упругости водяного пара в исходящем потоке, вследствие увеличения количества его за счет поступления испарением с поверхности надветренного склона, можно пренебречь.

Часы	Температура (°C)			Относительная влажность (в проц.)			Ветер (м/сек)		
	7	13	21	7	13	21	7	13	21
30 ноября	1,2	8,8	3,0	91	70	93	SSW 3	N 4	SSW 3
1 декабря	2,5	8,2	6,7	94	33	77	S 2	S 2	S 4
2	13,2	20,2	20,2	42	30	27	S 7	S 5	S 14
3	13,4	13,6	8,7	29	62	81	S 14	NE 12	ESE 4
4	-0,2	-0,7	-2,2	100	98	100	NE 7	NNE 4	S 2

Для возникновения фёна не обязательно, чтобы воздушный поток «переваливал» горный хребет, т. е. чтобы с «другой» стороны хребта наблюдался воздушный поток, натекающий вверх по его склону. Достаточно, чтобы на той стороне хребта, где возникает фён, барических градиенты и течение воздуха были направлены от хребта в долину, так как это обусловит засасывание воздуха вниз по склону горного хребта. Необходимые для этого барические градиенты чаще всего создаются при прохождении депрессий с «этой же» стороны горного хребта.

4. **Борá.** В Новороссийске довольно часто наблюдается жестокий северо-восточный ветер, достигающий временами силы урагана; его называют «б о р á». Особенно часто борá бывает зимой, когда она достигает наибольшей силы. Для возникновения боры необходимо, чтобы над Северным Кавказом была расположена область повышенного давления, например, достаточно интенсивный отрог антициклона, расположенного над востоком Европы, а над Черным морем находилась область пониженного давления. По условиям рельефа местности массы холодного воздуха, устремляющиеся тогда с Северо-Кавказского плоскогорья (высота которого над уровнем моря — 600 м) на теплую поверхность Черного моря, обрушаиваются через Мархотский перевал на Новороссийск и далее в море в виде ющного «в о з д у х о п а д а». На море борá вызывает к тому же сильное волнение.

При этом — зимой — смешение холодных и теплых масс воздуха вызывает образование ледяных кристалликов, которые несутся штором и вместе с замерзающими брызгами морской воды покрывают все предметы ледяной корой, что чрезвычайно затрудняет работы на судах, а нередко создает для них и непосредственную опасность. В среднем, на бору в Новороссийске приходится 46 дней в году; за это время она бывает с ноября по март. Борá обыкновенно продолжается от одного до трех дней, иногда — до недели. Скорость ветра при борé доходит в Новороссийске до 40 м/сек и больше.

По аналогичным причинам борá бывает также на северном побережье Адриатического моря, в Триесте, и на берегах Новой Земли.

5. Аналогична боре — **сармá**, как называют ветер, спускающийся с высоты около 1200 м к Байкалу со скоростью до 40 м/сек. Сармá поднимает на озере тучи водяных брызг, покрывающих льдом все встречающиеся на пути предметы.

6. Подобен боре по происхождению и силе так называемый **мистраль**. Так называют сухие и холодные, часто очень холодные, северные и северо-западные ветры, дующие в Прованс и у французских берегов Средиземного моря (от устьев Эбро до Генуэзского залива), главным образом зимой, в тех случаях, когда над Францией расположен холодный антициклон или отрог, в то время как над теплым зимой Лионским заливом наблюдается пониженное давление.

7. Много общего с мистралем имеет **бакинский норд**: сильный, более или менее холодный и сухой северный ветер, достигающий скорости в 20 и даже 40 м/сек. Он наблюдается в Баку как летом, так и зимой и часто проносит через город очень большое количество пыли.

8. Необыкновенно теплый и влажный ветер от южной четверти горизонта, дующий над центральной частью Средиземного моря, Италией и Далмацией и сопровождающийся значительной облачностью и осадками, называют **сирбкко** (или широкко). Он обыкновенно наблюдается в юго-восточном квадранте циклонов, перемещающихся на восток вдоль Средиземного моря; в тылу этих же циклонов наблюдается мистраль. Следовательно, сирбкко представляет собой поток тропического воздуха теплого сектора циклонов, а мистраль — поток холодного воздуха, обрушающийся за их холодным фронтом. Большая влажность сирбкко объясняется тем, что дующий из Африки теплый и сухой воздух жаждно обогащается влагой над Средиземным морем. Сирбкко, как и мистраль, особенно часто наблюдается зимой. Продвигаясь к Е и NE, указанные циклоны часто обусловливают в Европейской части СССР очень обильные снегопады при значительном потеплении и штормовых ветрах (метели).

Аналогичные сирбкко по происхождению, очень теплые южные ветры, дующие в Испании (левеш), в Алжире и Тунисе (самум), в Египте (шамайн) и в Аравии, Палестине и Месопотамии (где их также называют **сирбкко**), наоборот, очень сухи и поднимают густые облака пыли и песку, ослепляющие людей и животных, в особенности в пустынях, где температура может превосходить 50° С. Они приносят большой вред растениям, листья которых иногда в несколько минут сохнут и свертываются.

Аналогичный характер имеют **суховеи юга и юго-востока СССР**.

Контрольные вопросы к главе XV

1. По каким признакам можно подразделить воздушные потоки, независимо от их направления по странам света и скорости?
2. Какие потоки воздуха называют «адвективными»?
3. Какие различают разновидности воздушных потоков в зависимости от их направления друг относительно друга?
4. Какие потоки называют конвергирующими и в каких барических образованиях они наблюдаются?
5. Какие потоки называют дивергирующими и в каких барических образованиях они наблюдаются?
6. Что называют «циклонами» и «антициклонами» и каковы системы ветров в их нижних слоях, в северном и южном полушариях?
7. Что называют «барическими ложбинами» и какова конфигурация воздушных потоков в них?

8. Что называют «барическими отрогами» и какова конфигурация воздушных потоков в них?
9. Что называют «барическим клином»?
10. Что называют «барическими седлами» и какова характерная для них конфигурация воздушных потоков?
11. Что называют «коридорами пониженного давления» и «перемычками повышенного давления» и какова конфигурация воздушных потоков в них?
12. Что называют «системой прямолинейных изобар» и какова типичная для них конфигурация воздушных потоков?
13. Что называют «частными циклонами» и что «ядрами повышенного давления»?
14. Что называют «барическими депрессиями» и что «барическим болотом»?
15. Какова общая схема распределения атмосферного давления над океанами?
16. Какова общая схема и главнейшие звенья циркуляции воздуха в тропосфере?
17. Где и почему следует ожидать постоянного, в течение всего года, пониженного атмосферного давления и где повышенного?
18. Чем объясняется существование постоянных областей повышенного давления в тридцатых широтах сев. и южн. полушарий и в каком полугодии они интенсивнее?
19. В каких широтах расположена «штилевая полоса», какие и почему преобладают в ней температуры, влажность, облачность и ветры, и сколько в ней выпадает осадков за год?
20. Какое направление имеют ветры, притекающие к штилевой полосе, где и почему находится их место зарождения, как они называются и в каком полугодии и почему сила их больше?
21. Какие ветры дуют выше тридцатых широт, какое они имеют направление, как они называются и в каком полушарии и почему они развиты более правильно и достигают большой силы?
22. В каких широтах — помимо штилевой полосы — наблюдается, в среднем, сравнительно пониженное давление?
23. Что называют «обратимыми» областями давления атмосферы и где следует ожидать их наибольшего развития?
24. Какие ветры дуют на полярной периферии обратимых областей и где эти ветры особенно правильны и сильны?
25. Какова система ветров в Атлантическом и Тихом океанах?
26. Какова система ветров в Индийском океане и чем она обусловлена?
27. Какова система ветров в высоких слоях тропосферы?
28. Какие широты и почему называют «конскими»?
29. Какие ветры называют «пассатами», где они дуют и чем характеризуются?
30. Какие ветры в океанах называются «господствующими», где они дуют и чем характеризуются?
31. Какие ветры называют «муссонами», каковы их причины, где они дуют, чем характеризуются, когда и как происходит смена муссонов?
32. В чем проявляется муссонный характер климата нашего Дальнего Востока?
33. Что называют «центрами действия атмосферы» и какие барические образования (климатического характера) принадлежат к их числу?
34. Как строят специальные морские карты ветров?
35. Как построены розы ветров на английских картах ветров?
36. Какие ветры называют «местными» и как называют местные ветры, дующие на побережьях?
37. Какие ветры называют «бризами», каковы их причина и влияние на суточный ход температуры и влажности воздуха?
38. При каких синоптических положениях можно ожидать правильного развития бризов?
39. Какие ветры называют «горными» и «долинными»?
40. Что называют «фёном» и какова его причина?
41. Какой ветер называют «бора» и какова причина Новороссийской борьбы?
42. При каких синоптических положениях следует ожидать боры в Новороссийске?
43. Чем характеризуется бакинский норд?
44. Какие ветры называют «мистраль» и «сирокко» и где они наблюдаются?
45. Какой ветер называют «сарма»?

ГЛАВА XVI

СВЕТОВЫЕ, ЗВУКОВЫЕ И ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

§ 81. Световые явления в атмосфере

Из многочисленных и разнообразных световых явлений, наблюдаемых в атмосфере, здесь кратко говорится только о тех, немногие, которые имеют важное значение для мореплавания сами по себе, или которые, в связи с другими метеорологическими явлениями, позволяют судить о предстоящих изменениях погоды.

1. Цвет неба. Цвет ясного, безоблачного неба при разных условиях погоды кажется нам различным. Когда солнце не очень высоко над горизонтом, цвет неба вблизи зенита при чистом воздухе бывает интенсивно синий, а в направлении к горизонту он бледнеет, и небо там кажется белесоватым. Чем больше пыли или продуктов конденсации водяного пара содержится в воздухе, тем более белесоватым становится цвет неба. Иногда белесоватый цвет указывает на присутствие тонких перистых облаков.

Как это уже было указано выше, синий цвет неба объясняется тем, что лучи солнца, проникающие в атмосферу, многократно отражаясь от молекул воздуха и мельчайших частиц пыли, рассеиваются в атмосфере. Наибольшей интенсивностью обладают те из рассеянных лучей видимой части спектра, которые имеют малую длину волн, т. е. фиолетовые и синие, тогда как красные и оранжевые лучи, имеющие большую длину волн, рассеиваются гораздо слабее. А так как видимость небесного свода обусловлена именно тем, что до нас достигают лучи, рассеянные частицами, то очевидно, что небо должно нам казаться синим.

Как показали наблюдения стратонавтов, вследствие все большего разрежения атмосферных газов, в более высоких слоях тропосферы и в стратосфере цвет неба становится все более и более темносиним, затем фиолетовым и, наконец, темнофиолетовым. На еще больших высотах, как и вне атмосферы, небесный свод представлялся бы черным, и на нем и днем были бы видны звезды, находящиеся на достаточном расстоянии от солнца.

Чем большие размеры частиц, взвешенных в воздухе, тем больше отражается от них красных и оранжевых лучей, которые, смешиваясь с синими и фиолетовыми, придают небу белесоватый цвет. Это и наблюдается, когда в воздухе плавают капельки воды или более крупные частицы пыли.

Математическая теория, объясняющая цвет неба, дана Рэлем. Как он доказал, степень рассеяния световых лучей обратно пропорциональна четвертой степени длины волн луча.

На цвет неба над данным районом оказывает влияние также характер и цвет земной поверхности в этом районе. В частности, например, в полярных районах небо над участками чистой воды представляется гораздо более темным (так называемое «в одиночку»), чем над участками, покрытыми льдом, что позволяет по цвету неба обнаруживать местоположение участков открытой воды уже издали.

Если в тропосфере много капелек воды или пылинок, то, вследствие отражения от них, могут стать видимы лучи солнца, скрытого за горой или облаком. В таких случаях наблюдателю представляется, что из-за этой горы или облака исходит одна или несколько светлых полос, вполне аналогичных светлой полосе «луча» прожектора, не обращенного прямо на наблюдателя. Это явление известно под названием «лучей Будды» или «изза облачного сияния».

2. Заря. Окраска части небесного свода перед восходом солнца или после егохода в разнообразные оттенки красного, оранжевого или желтого цветов объясняется очень сложно и полной теории этого явления до сих пор нет. Главное значение имеют здесь: 1) неодинаковое преломление лучей различной длины, происходящее, главным образом, в нижних, более плотных слоях атмосферы, вследствие ~~его~~ ~~пучок~~ солнечных лучей, воспринимаемый глазом как белый, разлагается ~~ими~~ ~~ими~~ слоями, как призмой, на цветные лучи; 2) неодинаковое рассеяние в атмосфере различных лучей спектра; 3) дифракция света, увеличивающаяся при прохождении лучей через нижние слои воздуха, в которых взвешены более крупные частички, и 4) неодинаковое поглощение атмосферой различных лучей спектра, наибольшее для сине-фиолетовой части спектра и наименьшее для желто-красной, ~~и~~ увеличивающееся по мере увеличения плотности и уменьшения прозрачности атмосферы. К тому же и длина пути лучей света в нижнем, наиболее плотном и наименее прозрачном слое воздуха тем больше, чем ближе светило к горизонту. Этим объясняется как цвет солнца и луны близ горизонта, так и то, что на солнце можно тогда свободно смотреть незащищенным глазом.

Чем больше влаги в воздухе, тем сильнее бывает окрашена заря в красный цвет. Особенно красные зори наблюдаются при надвигании на место наблюдения циклона, так как в передней его части воздух содержит много водяного пара и капелек воды. Этим объясняется примета: *красная заря к неистью*. Зори розового и золотистого цвета, обусловленные большим количеством пыли в воздухе, поднятой ветром, наблюдаются преимущественно при погоде антициклонического типа и предвещают, вообще говоря, сухую, ветреную погоду.

3. Зеленый и синий луч. При большой прозрачности воздуха, в самом начале восхода солнца или в последний момент его заката, в той части горизонта, где солнце появляется или исчезает, вспыхивает яркая, изумрудно-зеленая точка или сияние, так называемый *зеленый луч*, принадлежащий к числу наиболее красивых, но редких явлений в атмосфере. Продолжительность зеленого луча в широтах около 60° составляет от 1,0 до 1,7 сек.; она уменьшается по мере увеличения крутизны пути солнца к горизонту, и в экваториальных широтах не превосходит 0,5 сек. Так как для появления зеленого луча необходимо, чтобы горизонт представлял прямую линию, то чаще всего наблюдается зеленый луч на морях. Еще реже, при исключительно благоприятных условиях прозрачности атмосферы, удается наблюдать в аналогичных условиях и так называемый «синий».

4. Явления, обусловленные рефракцией света. Так как, с одной стороны, плотность атмосферы, а следовательно, и величина коэффициентов преломления световых лучей в ней от слоя к слою изменяются, а с другой — направление луча при переходе из менее плотной среды в более плотную приближается к направлению перпендикуляра падения, а при переходе из более плотной среды в менее плотную — отклоняется от него, то пути лучей в атмосфере принимают вид ломаных линий, приближающихся (в случае равномерного изменения плотности от слоя к слою) к *кривым, обращенным в касательную* в сторону менее плотных слоев. А так как глаз судит о положении видимой точки по направлению, от которого в него входит исходящий от нее луч, т. е. в данном случае по направлению ближайшего к нему отрезка ломаной линии траектории луча или касательной к ближайшему к глазу участку криволинейной траектории луча, то наблюдателю будет представляться, что эта видимая точка и вообще видимый предмет расположены не там, где они находятся в действительности.

Угол, образованный прямой, идущей от глаза наблюдателя к какой-либо точке, с направлением, в котором глаз видит эту точку, называют рефракцией. В зависимости от того, принадлежит ли наблюдаемый предмет к телам небесным или земным, говорят об астрономической и земной рефракции.

1) Астрономическая рефракция составляет предмет изучения, главным образом, астрономии, в частности мореходной астрономии, и мы остановимся на ней только в самых общих чертах. Так как плотность атмосферы от границы ее книзу возрастает, то наблюдателю, находящемуся на поверхности земли $E_1 O E_1$ в точке O (рис. 104), будет представляться, что точка светила S расположена в точке S_1 . Величина рефракции (угол SOS_1) тем больше, чем большее зенитное расстояние светила и, кроме того, изменяется в зависимости от величины

плотности атмосферы (т. е. от температуры и давления воздуха) и распределения ее по вертикали. При давлении 760 мм и температуре 8,5°C величина рефракции (равная 0°, при зенитном расстоянии 0°) составляет около 48'' при зенитном расстоянии 40°, около 5' при зенитном расстоянии 80°, и возрастает почти до 35' при зенитном расстоянии 90°. Благодаря рефракции небесные тела видны в своих действительных местах только тогда, когда они находятся в зените. Во всех остальных случаях видимая высота небесных тел оказывается больше действительной на угол, равный астрономической рефракции. Благодаря астрономической рефракции «звезды и другие тела видны уже тогда, когда они лежат еще на 35' под горизонтом (земной рефракцией, о которой будем говорить ниже, пока пренебрегаем). Ко времени полнолуния солнце и луна должны занимать на небесном своде прямо противоположные положения; но вследствие рефракции и во время полнолуния мы можем наблюдать некоторое время целиком над горизонтом одновременно и Солнце и полную Луну. По аналогичной причине продолжительность дня удлиняется в средних широтах на 8—13 мин.; в полярных странах, где суточный путь солнца образует небольшой угол с горизонтом, это удлинение еще больше; так например, для Мельвильевых островов полярная ночь, которая должна бы продолжаться там 3 месяца, сокращается на 12 дней. Рефракция оказывает действие на видимую форму солнечного и лунного дисков у горизонта: нижний край диска оказывается приподнятым на 35', тогда как верхний край лишь на 28', вследствие чего получается диск, приплюснутый на 7' в вертикальном направлении».

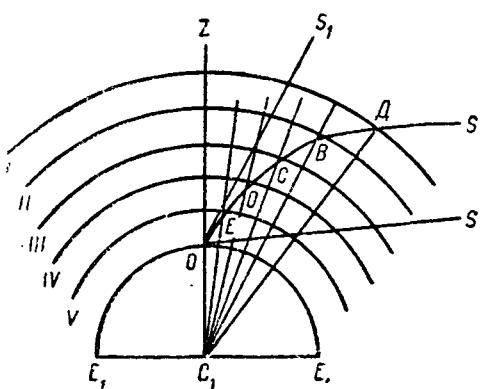


Рис. 104. Астрономическая рефракция.

зонтом (земной рефракцией, о которой будем говорить ниже, пока пренебрегаем). Ко времени полнолуния солнце и луна должны занимать на небесном своде прямо противоположные положения; но вследствие рефракции и во время полнолуния мы можем наблюдать некоторое время целиком над горизонтом одновременно и Солнце и полную Луну. По аналогичной причине продолжительность дня удлиняется в средних широтах на 8—13 мин.; в полярных странах, где суточный путь солнца образует небольшой угол с горизонтом, это удлинение еще больше; так например, для Мельвильевых островов полярная ночь, которая должна бы продолжаться там 3 месяца, сокращается на 12 дней. Рефракция оказывает действие на видимую форму солнечного и лунного дисков у горизонта: нижний край диска оказывается приподнятым на 35', тогда как верхний край лишь на 28', вследствие чего получается диск, приплюснутый на 7' в вертикальном направлении».

2) Земная рефракция составляет предмет изучения как астрономии, так и геодезии, и мы остановимся на ней тоже только в самых общих чертах. Прямолинейный луч, идущий от какого-либо предмета в глаз наблюдателя, благодаря рефракции искривляется. И траектория луча имеет, в первом приближении, форму дуги круга, радиус которой в 7—8 раз больше радиуса земли. Очевидно, что вели-

¹ Б. Н. Оболенский, «Основы Метеорологии», 1931 г.

шина земной рефракции, подобно астрономической, зависит от величины и распределения плотности нижних слоев воздуха, а следовательно, от температуры и давления атмосферы, а также, конечно, от расстояния предмета до наблюдателя. В среднем, величина земной рефракции, равная при расстоянии в 1 км — 2 сек., а при расстоянии 2 км — 8 сек., доходит до 42 сек. при расстоянии в 20 км.

Как это видно из рис. 105, на котором в точке A расположен глаз наблюдателя, земной рефракцией объясняется явление расширения видимого горизонта. Если бы лучи света распространялись в атмосфере прямолинейно, то граница видимого горизонта определялась бы точками касания линий, проведенных из глаз наблюдателя к земной поверхности (точка b на рис. 105), и дальность видения или ширина горизонта равнялись бы углу Φ . Равный ему угол α называется геометрической депрессией (нижением) горизонта.

Благодаря же рефракции, при нормальном распределении по вертикали плотности в нижнем слое воздуха в глаз наблюдателя попадает луч из точки B , отчего и ширина горизонта наблюдателя, измеряемая теперь углом φ , соответственно увеличивается, а депрессия горизонта δ уменьшается. В среднем, рефракция увеличивает дальность видимого горизонта на 6%. Изменяясь в течение суток (ответственно изменениям плотности воздуха), это увеличение нещественно около полудня; над морем оно больше, чем над сушею.

В случае аномального распределения плотности воздуха по вертикали, наблюдаются явления и аномальной земной рефракции. Так, например, когда температура падает с высотой медленнее, чем обычно, или повышается с высотой (инверсия температуры), вследствие чего плотность воздуха уменьшается с высотой быстрее, чем обычно — траектория лучей искривляется также больше обычного (луч B_2A на рис. 105), и горизонт оказывается еще более расширенным и повышенным, благодаря чему видны предметы (берега, горы и пр.), обычно скрытые за горизонтом. Наоборот, в случаях более быстрого, чем обычно, убывания температуры по вертикали, вследствие чего плотность воздуха до некоторой высоты от поверхности земли не убывает, а возрастает, траектория луча искривляется в противоположную сторону и обращена выпуклостью к земной поверхности (луч B_1A на рис. 105), вследствие чего ширина горизонта оказывается меньше обычной, и предметы, обычно видимые над горизонтом (берега, горы и пр.), скрываются за ним.

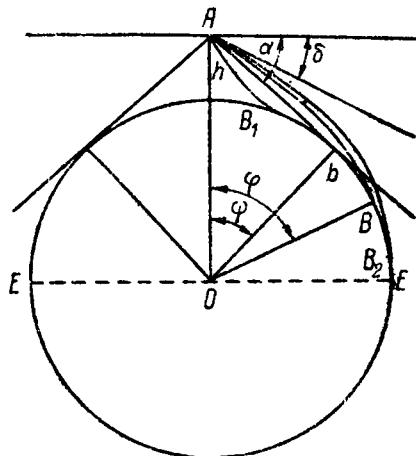


Рис. 105. Земная рефракция.

Явления повышения и расширения видимого горизонта наблюдаются чаще всего в ранние утренние часы и в холодное время года, а явления снижения и сужения горизонта — присильное нагревание нижнего слоя воздуха и при неравномерном распределении температуры вдоль земной поверхности, в особенности, когда часть траектории луча лежит над сушей, а часть — над морем.

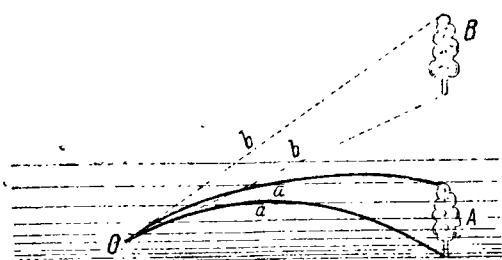


Рис. 106-а. Объяснение явления верхнего миража.

направлении. Бывает также, что человек, наблюдая изображение предмета по направлению касательной Ob (рис. 106-а), в то же самое время видит его по прямой Oa , если O и A находятся в слое воздуха одной и той же плотности. Тогда над предметом получается его изображение, обычно сильно искаженное. Это так называемый верхний мираж — явление, довольно часто наблюдаемое на море.

Если температурные условия в атмосфере таковы, что плотность в нижних слоях воздуха меньше, чем в лежащих выше, то лучи света искривляются в обратную сторону, и может получиться нижний мираж, т. е. изображение предмета окажется ниже его самого (рис. 106-б). Это явление наблюдается часто в пустынях, когда нижние слои воздуха бывают сильно нагреты.

Результатом аномальной рефракции, а также в случаях присутствия в нижнем слое воздуха над морем низкого слоя тумана является часто наблюдалася деформация солнца и луны при восходе и закате (рис. 107).

5. Мерцание звезд состоит в том, что звезды непрерывно дрожат, изменяя свою яркость и цвет, особенно, когда находятся вблизи горизонта. Происходит это потому, что воздух никогда не бывает вполне спокоен. В нем постоянно пробегают струйки различной плотности; они-то, вызывая ненормальное и быстро изменяющееся преломление и разложение лучей света, и обусловливают явление мерцания звезд. Замечено, что степень мерцания зависит от состояния погоды. При высоком

При достаточно быстром убывании плотности воздуха с высотой в нижних слоях атмосферы случается, что лучи, идущие от нижней точки предмета, искривляются меньше, чем лучи, идущие от верхней его точки, а потому предмет нам кажется растянутым в вертикальном

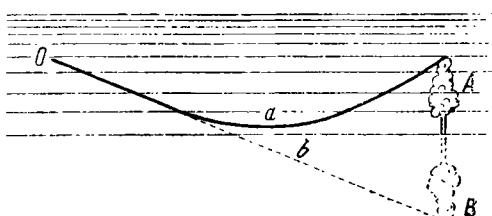


Рис. 106-б. Объяснение явления нижнего миража.

зрении и небольшой относительно влажности, т. е. при устойчивой хорошей погоде — мерцание слабее, а при переменной погоде оно сильнее. Особенно сильно бывает мерцание звезд перед наступлением грозливой погоды.

6. Аналогичными причинами обусловливается и явление дрожания горизонта, часто наблюдаемое днем в теплое время года, в особенности над сушей, при сильном ее нагревании.

7. Венцы. Когда солнце и луна видны через тонкий слой облаков, часто можно наблюдать светлое сияние, окружающее диск светила; это называется венцом и вполне аналогично венцам, наблюдаемым вокруг фонарей при тумане. Часть венца, прилегающая к светилу, бывает голубоватого цвета, а наружная — красноватого, но окраска венцов вообще бывает довольно слабая, а иногда и совершенно отсутствует. Венцы вокруг солнца наблюдаются гораздо реже, чем вокруг луны, но не потому, что они отсутствуют, а потому, что яркое сияние солнца мешает их рассмотреть.

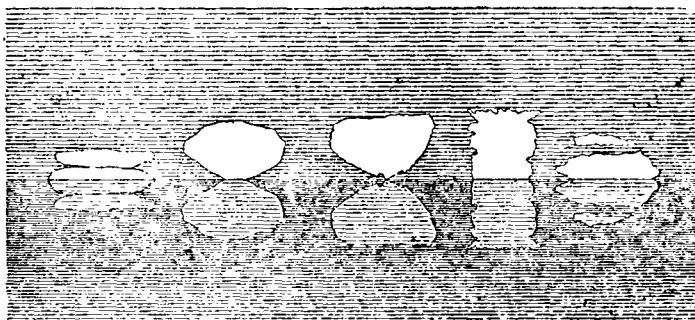


Рис. 107. Деформация солнца у горизонта; несколько последовательных стадий (частный случай).

Явление венцов объясняется дифракцией света при прохождении его между водяными или ледяными частицами, составляющими облако или туман.¹ Теория показывает, что размеры

¹ Напомним, что дифракцией световых и других волновых колебаний называется явление, обусловленное интерференцией вторичных круговых волновых колебаний в тех случаях, когда основная волна, от всех точек которой эти вторичные колебания исходят, встречает на своем пути малое препятствие или проходит через узкую щель или малое отверстие. Роль таких малых отверстий и играют мельчайшие капельки воды или кристаллики льда, из которого состоит туман или облако, а таких малых препятствий — просветы между ними. Результатом дифракции световых волн являются чередующиеся светлые и темные или радужные концентрические кольца или полосы, появляющиеся вокруг краев такого отверстия или препятствия или параллельно краям щели. Результатом дифракции световых волн являются, например, те радужные кольца и полосы, которые появляются вокруг свечи или лампы, если смотреть на эти источники света через присущенные ресницы или ткань носового платка с расстояния 4—5 м, а также радужные кольца вокруг фонарей, если смотреть на них через туман или запотевшее стекло.

Напомним еще, что интерференцией волновых колебаний называется геометрическое суммирование двух или нескольких волновых колебаний в результате наложения их друг на друга (как например, в месте скрещивания двух систем круговых волн в воде, возникающих от брошенных в воду двух камней).

венцов зависят от величины частичек: чем крупнее частички, тем меньшего диаметра должны быть венцы. На этом основании можно до некоторой степени судить о предстоящей погоде: если наблюдаются венцы небольшого размера, то значит капельки в высоких облаках крупны и потому можно ожидать дождливой погоды, и — наоборот — при больших размерах венца водяные частицы облаков мелки, значит вероятность выпадения дождя не очень велика.

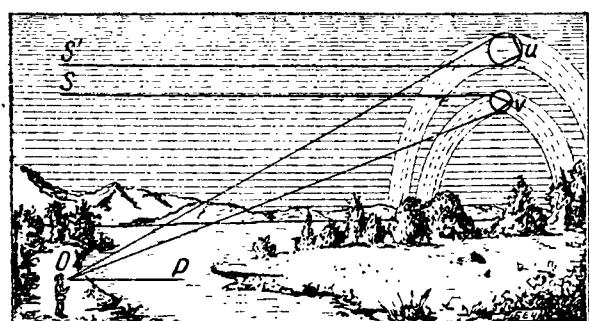


Рис. 108. Схема образования радуги.

9. Круги или гало вокруг солнца и луны. Когда солнце и луна бывают видны через легкие перистые облака или через пелену тумана, состоящего из взвешенных в воздухе ледяных иголочек, вокруг этих светил часто можно наблюдать светлые или радужные круги большого диаметра, отделенные от светила темным промежутком; они называются гало. Угловое расстояние их от центра светила бывает чаще всего 22° или 46° . Расположение цветов спектра в гало обратное тому, которое наблюдается в венцах: с внутренней стороны, т. е. со стороны светила, они бывают красного цвета, с внешней — голубого, или даже просто бесцветные.

Под названием гало объединяют и другие световые явления, наблюдаемые более редко, к которым относится: горизонтальный круг, проходящий через светило параллельно горизонту, дуги, касательные к кругам в 22° и 46° , ложные солнца и луны, световые столбы (рис. 109). Ложными солнцами и лунами называют блестящие пятна, располагающиеся в местах пересечения горизонтального круга с кругами в 22° и 46° ; они бывают бесцветные или же окрашены в разные цвета. Световые столбы — вертикальные светлые полосы над солнцем, а иногда под ним. Все явления, называемые гало, происходят вследствие пре-

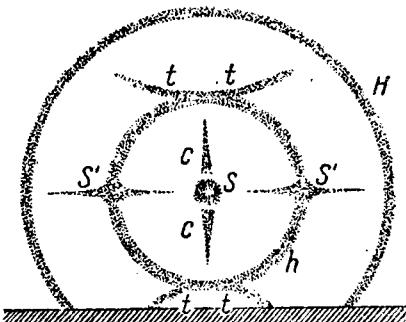


Рис. 109. Схема расположения гало, ложных солнц и светового столба.

* Полная теория радуги сложна и здесь изложена быть не может.

ления и отражения света в ледяных кристалликах. Наблюдения показывают, что гало часто наблюдаются в передней части циклопа (где они образуются при прохождении световых лучей через лену Cs) и потому могут служить признаком их приближения.

§ 82. Звуковые явления в атмосфере

Распространение звука в воздухе. Напомним, что в природе, вне слуховых аппаратов человека и животных никаких звуков нет, а есть только продольные колебания частиц матери и. Часть этих колебаний, достигая слуховых аппаратов через материальную же среду (например, через воздух, воду, твердые тела), вызывает в них ощущение, называемое нами «звуком». Через безвоздушное пространство (пустоту) звук не передается. Звуковые колебания представляют собой, как сказано, колебательные движения частиц материи в направлении продольном и направлении распространения уха, в отличие от колебаний частиц воды при волнении, которые происходят в направлении, перпендикулярном к направлению распространения волны. Таким образом, звуковая волна состоит из чередующихся сжатий и разрежений и имеет, имеющейся в нашем слуховом аппарате, и той материи (например, воздуха, воды, рельса, земной поверхности и т. п.), по которой продольные колебания передаются от источника звука к нашему уху; поэтому-то через безвоздушное пространство звук не передается. Эти колебания распространяются от источника звука не только в плоскости, как волна водяная, но во всем направлении в пространстве, в виде концентрических сфер сжатия и разрежения материи. Поэтому энергия звуковых колебаний убывает с увеличением расстояния от источника обратно пропорционально квадрату этого расстояния следовательно, гораздо быстрее, чем энергия водяной волны. Расстояние между двумя последовательными сгущениями или разрежениями называют длиной звуковой волны (λ).

Чем больше число продольных колебаний (сжатий и разрежений) в единицу времени, т. е. чем больше частота звуковой волны (n), тем выше он звук, а чем больше амплитуда (размах) этих колебаний, тем больше звала звука. Отношение чисел колебаний двух тонов называют интегром; интервал между двумя тонами, числа колебаний которых относятся как $1:2$, называют октавой. Звуковые колебания, возбуждаемые в каком-либо теле (например, в струне) энергией звуковых колебаний, исходящих от другого тела (например, другой струны), называют резонансом, причем для возбуждения резонанса необходимо, чтобы резонирующее тело могло давать тоже самое число колебаний в секунду, как и тело, являющееся источником звука.

Наше ухо способно воспринимать тоны с числом колебаний в секунду от 30 до 20 000; однако чувствительность уха, в особенности к более высоким тонам, различных лиц — различна и уменьшается с возрастом. Так например, как правило, верхняя граница слышимости в 20-летнем возрасте — 19 000 колебаний в секунду, в 35-летнем — 15 000, в 47-летнем — 13 000. Поэтому, например, старики часто уже не слышат стрекотания кузнецов. Специальные приборы (например, свисток особого устройства) могут давать значительно большее число колебаний в секунду, чем 20 000.

Звуковые волны с числом колебаний больше 20 000 в секунду называют ультразвуковыми, а с числом колебаний меньше 30 в секунду — инфразвуковыми; и те и другие колебания не воспринимаются нашим ухом, как звуковые.

Восприятие нашим ухом, как звуковых, тех продольных колебаний в материальной среде, которые мы называем звуковыми, зависит не только от частоты, но и от их силы. Сила звуковых колебаний, от которой зависит субъективное ощущение, называемое громкостью звука, принято выражать количеством энергии (в эргах), проходящей в 1 сек. через 1 см^2 площади, перпендикулярной к распространению звуковой волны. Если сила звуковых колебаний выше некоторого предела, называемого порогом слышимости, то они воспринимаются нашим ухом, как звук. Звуковые же колебания, сила которых превышает некоторый предел, также не воспринимаются нашим ухом, как звук,

ло вызывают ощущение боли и давления в ухе, почему этот предел и называют порогом болевого ощущения или, кратко, «болевым порогом».

Значения обоих порогов — слышимости и боли — различны при различных частотах колебаний, как это хорошо видно на помещенном ниже графике (рис. 110), на котором приведены кривые, показывающие зависимость обоих порогов от частоты и силы звуковых колебаний. Область, ограниченную этими кривыми, т. е. область, внутри которой лежат те сочетания частот и сил, которые воспринимаются нашим ухом, как звук, называют областью слышимости. Как видно на этом графике, наиболее слабые колебания воспринимаются нашим ухом, как звуковые, при средних частотах, порядка 1 000—3 000 в секунду. Порог слышимости здесь около 10^{-8} эрг/см² сек. При средних же, но меньших частотах болевой порог лежит наиболее высоко, так что, например, колебания с частотами порядка

500—1 000 в секунду не вызывают болевого ощущения даже при силе порядка 10^6 эрг/см² сек.

Скорость распространения звуковой волны (v):

$$v = \lambda n$$

где λ — длина, а n — частота звуковой волны.

В сухом воздухе при 0° скорость распространения звука равна

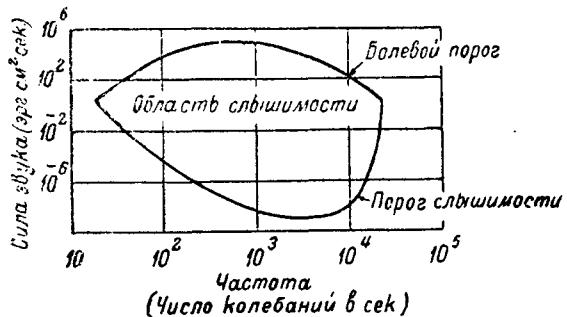


Рис. 110. Область слышимости.

332 м/сек. С увеличением температуры она возрастает на величину около 0,6 м на каждый градус; изменение абсолютной влажности оказывает на нее незначительное влияние; очень сильно влияние ветра: по ветру скорость распространения звука увеличивается, против ветра — уменьшается.

Слышимость звуковых сигналов. Предельное расстояние, с которого можно услышать какой-нибудь звук определенной силы, зависит от степени ослабления звуковой энергии при передаче ее все большим и большим сферическим слоям воздуха, от поглощения звуковой энергии воздухом и, наконец, от явлений отражения и преломления звука.

Казалось бы, что туман, дождь и снег препятствуют распространению звука, но наблюдения показывают, что эти явления сами по себе не уменьшают звукопроводности воздуха; но она уменьшается тогда, когда в воздухе имеются слои неоднородные, например, участки тумана легкого и более густого, струйки менее плотного и более плотного воздуха и т. п. Поэтому даже при густом тумане воздух может быть чрезвычайно прозрачен для звука, а в ясную жаркую погоду, когда возникают сильные восходящие и нисходящие токи, звук может распространяться хуже.

Изменение с высокой температурой, влажности, направления и скорости ветра вызывает преломление, а иногда отражение звука при переходе из одного слоя воздуха в другой; поэтому звуковые лучи искривляются и, аналогично рефракции света, возникает рефракция звука. Вследствие этого, как показывают исследования, условия слышимости звука в ясную

западную погоду (например, ясным днем) менее благоприятны, чем в ясную холодную погоду (например, ночью) и чем во время тумана; например, по опытам индия, дальность слышимости пушечного выстрела при различных условиях погоды изменялась от 2 до 15 миль. То же самое явление еще сильнее сказывается на слышимости при ветре: по английским наблюдениям звук сильной сирены при ясной и тихой погоде был слышен на расстоянии больше 20 морских миль, а против ветра малой 3—4 балла его не было слышно уже на расстоянии $1\frac{1}{2}$ мили. Явлением преломления и отражения звуковых лучей объясняется существование безучастных (или глухих) зон: при удалении от станции, дающей звуковые сигналы, звук на некотором расстоянии перестает быть слышен, но в большем расстоянии он вновь становится слышен и затем постепенно ослабевает при дальнейшем увеличении расстояния. Особенно резко это явление обнаруживается при сильной артиллерийской канонаде и при взрывах. На рис. 111 показано расположение зон, в которых был слышен звук взрыва Московского артиллерийского склада в 1920 г. Звук был слышен в окрестностях Москвы на расстоянии около 65 км; дальше располагалась кольцом беззвучная зона примерно около 100 км, а за ней — внешняя зона слышимости примерно такой же ширины.

В «Общей инструкции для

предприятий» английского торгового флота даны следующие указания относительно слышимости звуковых сигналов:

1) расстояния, на которых слышны сигналы в тумане, сильно меняются;

2) если сигнал состоит из комбинации звуков высокого и низкого тона, то при некоторых атмосферных условиях один из них могут быть слышны;

3) иногда в тумане имеются области, в которых сигналы совершенно не слышны.

Второе из этих положений объясняется тем, что рассеяние звуковых волн, вследствие турбулентных завихрений в сочетании с местными различиями температуры воздуха, больше оказывается на звуковых волнах с малой длиной волны, чем на волнах с большой длиной волны. Поэтому уменьшение радиуса слышимости более заметно для высоких тонов, чем для низких. С другой же стороны, если пучок звуковых лучей различной длины (т. е. различной длины волны) преломляется вверху так,

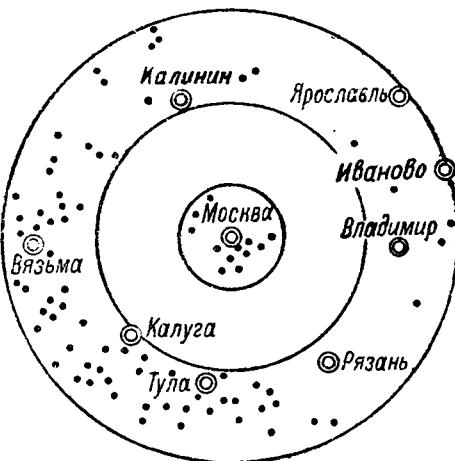


Рис. 111. Зоны слышимости.

что наблюдатель находится в зоне молчания, то, вследствие избирательного рассеяния, высокие звуки могут все же дойти до уха наблюдателя, тогда как низкие звуки совершенно пропадут. Звук аэроплана появляющегося из-за «акустического горизонта» наблюдателя, сначала слышен очень слабо, а затем наблюдается резкое, значительное усиление звука. При удаляющемся аэроплане явления наблюдаются в обратном порядке. Эти явления вполне аналогичны явлениям утренних и вечерних сумерек. Продолжительность таких «акустических сумерек» позволяет судить о степени рассеяния звуков и о наличии или отсутствии «акустического облака» на той или другой высоте.

Меняющееся по величине ослабление звуков, обусловленное наличием облаков или перемещающихся масс тумана на пути звуковой волны, объясняется скорее всего различиями температуры воздуха в самом облаке или тумане, с одной стороны, и температуры окружающего их воздуха, с другой, чем наличием водяных частиц на пути звуковой волны.

Определение местоположения источника звука. Как это знает каждый в собственном опыте, уже самая небольшая разность фаз звуковых колебаний, достигающих обоих наших ушей, т. е. даже самое небольшое опоздание в достижении звуком одного уха по сравнению со вторым ухом, вполне ощущима. Она-то и позволяет нам определять направление на источник звука. А если бы мы могли расставлять наши уши на большее расстояние, то могли бы определять это направление еще с большей точностью. Засекая моменты приема звука двумя достаточно удаленными друг от друга приемниками специального устройства можно определять не только направление, но и местоположение источника звука, как например, неприятельского орудия по звуку его выстрела и самолетов при дрифажбах по шуму, производимому их моторами и пропеллерами.

Эхо. Всем известное явление эхо обусловливается отражением (иногда многократным) звуковых лучей, в громадном большинстве случаев, от земных предметов и неровностей земной коры; оно особенно сильно в горах.

Как указывает Гемферс, звуки гораздо лучше и дальше слышны с наветренной стороны наблюдателя из приподнятых источников, чем из источников, расположенных у самой земной поверхности. На приподнятых же местах с наветренной стороны звуки слышны лучше и дальше, в особенности, если источник звука находится около земной поверхности. Действительно, при ветре колеблющиеся частицы воздуха уносятся тем ветровым потоком, часть которого они составляют. Поэтому условия распространения звука по и против направления ветра от источника звука совершенно различны: в направлении против ветра от источника звука, звук приподнимается кверху и поэтому ослабевает, а иногда и совсем не слышен для наблюдателя, находящегося на земной поверхности или близ нее. В направлении же по ветру от источника звука, звук опускается книзу и поэтому для наблюдателя на земной поверхности или близ нее слышен лучше и дальше.

Указанные обстоятельства имеют большое влияние на слышимость звуковых сигналов и, в частности, сигналов, предупреждающих об опасности при тумане. Может случиться, что звук, приподнятый на наветренной стороне от его источника, падает на утес или скалу и так отражается от них, что наблюдатель слышит только эхо этого звука. В таких случаях звуковой сигнал, предупреж-

гающий об опасности, может, наоборот, превратиться в источник опасности.

Завывание ветра и гудение проводов. Всем известные явления завывания ветра и гудения проводов обусловлены завихрениями воздуха, возникающими препятствий; в первом случае таким препятствием является крыша здания, края трубы и т. п., а во втором — сам провод. Как тон (высота) звука при завывании ветра, так и тон звука при гудении проводов изменяется от тона к тону скачком, как, например, в трубах органа и медных духовых инструментах. Постепенно, через все промежуточные тона, что при первом из указанных явлений и создает впечатление завывания. Высота тона завывания ветра и гудения провода зависит только от скорости ветра и повышается с увеличением его скорости. Чем туже натянут провод, т. е. при прочих равных условиях, чем ниже температура, тем громче вызываемое им гудение, так как возникающие около него воздушные вихри тем быстрее изменяют натяжение провода, чем сильнее и натянут. Эти изменения натяжения передаются столбам, между которыми провод натянут, и они действуют как резонирующие доски, аналогично крышке людяля, и поэтому значительно увеличивают силу звука гудения, независимо от высоты этого звука.

«Голос моря». К числу акустических явлений в атмосфере относится и следующее интересное и практически важное явление, впервые исследованное В. В. Шулейкиным и удачно названное им — «голос моря».¹

В 1932 г. метеоролог экспедиции на гидрографическом судне «Таймыр» В. А. Березкин и продемонстрировал В. В. Шулейкину в Карском море следующее явление. При приближении к уху шара-пилота, заполненного водородом, ощущается как бы давление на барабанную перепонку; это очень болезненное ощущение достигает наибольшей силы, когда резиновая оболочка шара находится на расстоянии около 1 см от уха, и пропадает, если удалить шар на расстояние порядка 10 см от уха. Произведя целый ряд опытов в Москве и на Черноморской Гидрофизической Станции, убедивших его в том, что это явление наблюдается только в открытом море или на побережьях и притом только при достаточно сильном ветре над морем, хотя бы и вдали от пункта наблюдения, и только в тех случаях, когда шар наполнен водородом, В. В. Шулейкин дал этому явлению следующее объяснение.

Если скорость ветра над волнующейся поверхностью моря больше скорости волн под ним, то та же самая масса воздуха периодически испытывает «удары» гребней волн, что обуславливает сжатия воздуха в ветровом потоке с наветренной стороны морских волн и разрежения воздуха с подветренной их стороны (рис. 112). Эти периодические сжатия и разрежения происходят в направлении продольном по отношению к направлению их перемещения и вполне аналогичны звуковым волнам. Но волны эти являются и фазовыми, так как длина их больше, а частота меньше тех критических значений, при которых ухо могло бы воспринимать их как звуковые.

Действительно, при скорости ветра в 10 м/сек. и расстоянии в 1 м между вершинами тех крутых волн второго порядка и более высоких порядков, которые при сильном ветре образуются на поверхности более пологих волн первого порядка — же самая масса воздуха должна ударяться о гребни волн через каждую десятую долю секунды, и, следовательно, частота вызванных этим продольных инфразвуковых волн будет порядка 10 колебаний в секунду. Поэтому эти волны неподсознательно и не воспринимаются нашим ухом.

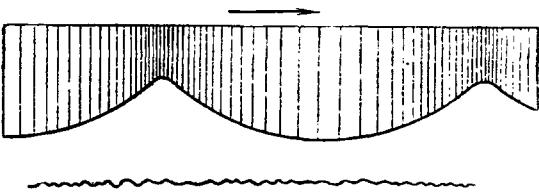


Рис. 112. Схема, показывающая образование сжатий и разрежений воздуха в ветровом потоке в результате «ударов» о морские волны. Внизу — образец записи колебаний резиновой оболочки шара-пилота, возбужденных «голосом моря».

¹ В. В. Шулейкин, «Физика моря», том II, ОНТИ, 1938 г.

Но если на пути этих волн имеется резиновая оболочка, наполненная водородом, то они возбуждают периодические биения (пульсации) оболочки, которые через воздух и передаются на барабанную перепонку нашего уха, вызывая биения и этой перепонки. Судя по болезненности ощущений в нашем ухе, амплитуда этих биений очень велика. Объясняется это тем, что при известных условиях собственная частота колебаний (биений) наполненной водородом резиновой оболочки оказывается того же порядка, что и частота колебаний инфразвуковых волн «голоса моря», вследствие чего резиновая оболочка является резонатором для этих волн. Вследствие этого инфразвуковые волны, исходящие от резиновой оболочки, имеют гораздо большую амплитуду, чем те инфразвуковые волны, которые возбудили биения резиновой оболочки, т. е. гораздо большую амплитуду, чем инфразвуковые волны «голоса моря».

В. В. Шулейкин сконструировал прибор, записывающий колебания (биения) резиновой оболочки шара, возбужденные «голосом моря». На рис. 112 (внизу) приведен образец записи этого прибора.

Как показали исследования В. В. Шулейкина, сила «голоса моря» (F) возрастает пропорционально четвертой степени скорости ветра (v):

$$F = \frac{1}{4} \left(\frac{v}{10} \right)^4 \cdot 10^3 \text{ эрг}/\text{см}^3 \text{ сек}$$

Если предположить, что энергия продольных колебаний, вызываемых ударами воздушных масс о гребни волн при ветре, не рассеивается, то при скорости штормового ветра в 20 м/сек, сила «голоса моря» достигала бы $4 \cdot 10^3$ эрг/см³сек, что при частоте порядка 10—20 в секунду (см. рис. 110) лежит вне «области слышимости».

В действительности, вследствие турбулентного строения ветровых потоков, не вся масса воздуха, подвергшаяся сжатию при ударе о гребень данной волны, ударяется о гребень впереди идущей волны, так что часть энергии колебаний рассеивается в атмосфере.

Так как инфразвуковые волны «голоса моря» распространяются со скоростью звуковых волн, т. е. с гораздо большей скоростью, чем скорость ветра и морской волны, то они достигают пункта наблюдения в море или на побережье гораздо раньше, чем его достигнет возбудивший их сильный ветер и вызванное последним волнение, и, следовательно, «голос моря» может просигнализировать о сильном ветре над морем далеко за пределами «поля зрения» обычных наблюдений. При этом усиление «голоса моря» (увеличение амплитуды на кривой его записи) свидетельствовало бы, очевидно, о приближении шторма к пункту наблюдения.

С. Н. Добронский разрабатывает конструкцию специального прибора, который, перехватывая инфразвуковые колебания «голоса моря», мог бы давать акустические штормовые предупреждения. Характер спектра инфразвуковых колебаний, зарегистрированных этим прибором, позволит судить о скорости штормового ветра; а определив направление, в котором в данном частном случае колебания эти имеют наибольшую силу (амплитуду), можно будет судить и о направлении, в котором этот шторм наблюдается, а следовательно, откуда его можно ожидать.

Как отметил А. Н. Крылов в прениях по докладу В. В. Шулейкина на сессии Академии наук СССР в феврале 1935 г., некоторые морские животные, повидимому, обладают способностью воспринимать такие инфразвуковые «штормовые предупреждения» непосредственно; например, так называемые морские блохи (ракчи из семейства Gammaridae), обычно прыгающие среди влажной гальки близ самой воды, уходят вверх, на берег, подальше от воды задолго до шторма, когда барометр еще не чувствует его приближения.

Возможно, что сильные боли в области уха у некоторых ревматиков вызываются этими же инфразвуковыми волнами «голоса моря».

Так, по наблюдениям Севастопольского института физических методов лечения им. Сеченова, эти больные по боли в ушах чувствуют приближение шторма тогда, когда обострение болей не могло бы быть объяснено изменениями атмосферного давления, так как последнее практически оставалось постоянным.

§ 83. Электрические явления в атмосфере

Непосредственное — для мореплавания — значение атмосферного электричества, которое проявляется себя в столь мощных и часто грозовых явлениях, ограничивается почти исключительно тем влиянием, которое электрическое состояние атмосферы оказывает на условия радиоприема, и тем, что достаточно сильные возмущения в электрическом поле атмосферы могут, кроме того, оказывать влияние и на показания магнитных компасов. Поэтому мы ограничиваемся здесь кратким описанием только некоторых электрических явлений в атмосфере. Следует, однако, иметь в виду, что атмосферное электричество играет видную, но еще не вполне изученную роль в явлениях конденсации и сублимации водяного пара в тропосфере и, в частности, в образовании и расщеплении туманов и выпадении осадков, в связи с чем и учение об атмосферном электричестве, перед которым поставлен сейчас ряд задач по обслуживанию народного хозяйства, становится одним из важнейших отделов Метеорологии.

Распространение радиоволн в атмосфере. Известно, что электромагнитные волны могут свободно распространяться только в идеальном диэлектрике, причем энергия их убывает обратно пропорционально квадрату расстояния, и что при встрече с поверхностью проводника они частью отражаются, частью поглощаются. В действительности распространение радиоволн происходит в нижних слоях атмосферы, которые не являются идеальным диэлектриком, и притом вдоль поверхности земли, представляющей собой хороший проводник, вследствие чего энергия радиоволн, излучаемых радиосетью, должна убывать очень быстро с увеличением расстояния от сети. Между тем известно, что радиоволны распространяются на очень большие расстояния и могут достигать даже антиподов. Это можно объяснить только в том случае, если допустить, что верхние слои атмосферы обладают значительной электропроводимостью. Действительно, тогда радиоволны, излучаемые в какой-нибудь точке, вследствие многократных отражений от поверхности земли и от верхнего проводящего слоя атмосферы, возвращаются земной шар и могут достигнуть антиподов, как это видно на рис. 113. Этот сильно проводящий слой атмосферы называется слоем Кенелли-Хиви-саида.

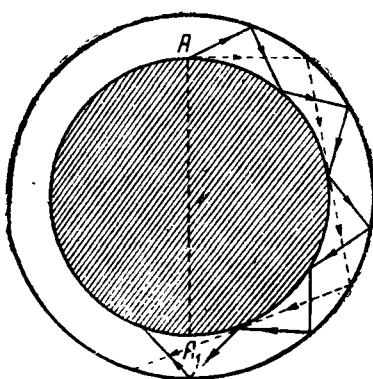


Рис. 113. Схема распространения радиоволн в атмосфере: внешняя граница — слой Кенелли-Хиви-саида.

Кенэлли - Хивисайд. Некоторые опыты показывают, что высота его колеблется в течение суток от 80 до 150 км; но чью она больше, чем днем, и зимой больше, чем летом. В связи с этим дальность распространения радиоволн меняется.

На распространение радиоволн влияют грозовые разряды, тихие разряды и те электромагнитные явления в атмосфере, которые обусловлены проникающими в атмосферу заряженными материальными частицами, излучаемыми Солнцем, и которые, в частности, проявляются полярными сияниями, а также все явления, изменяющие электропроводимость воздуха и однородность его (в смысле электропроводимости). Можно сказать, что на распространение радиоволн влияет состояние погоды не только в пунктах отправления и приема, но и на всем протяжении между отправляющей и принимающей станциями, но каково это влияние — до сих пор еще не выяснено. «Прозрачность» атмосферы при прочих одинаковых условиях различна для радиоволн различной длины волн.

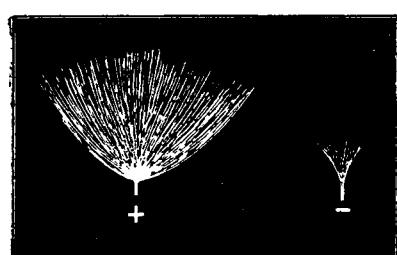


Рис. 114. Огни св. Эльма: слева — положительный, справа — отрицательный.

положительные ионы, то ток этот направлен, очевидно, к земной поверхности.

Интенсивность токов, обусловленных выпадением осадков, которые несут с собой обычно значительные электрические заряды, может значительно пре- восходить интенсивность нормальных вертикальных токов проводимости. Наконец, когда напряженность поля в нижних слоях атмосферы достигает, над ровными местами 15 000—20 000 в/м, из разного рода остриев (например, над острыми верхушками травянистого покрова или деревьев), над которыми напряжение поля, очевидно, еще больше и настолько велико (порядка 300 000 в/м), что ионы получают скорость, достаточную для расщепления встречающихся на их пути молекул воздуха, — ионизация воздуха усиливается и начинаются тихие разряды.

При еще большей напряженности поля (порядка 100 000 в/м над гладкой поверхностью) из выдающихся вверх остриев начинаются видимые разряды, так называемые огни св. Эльмá (рис. 114). Наблюдаются они главным образом во время гроз и шквалов и притом не только летом, но и зимой, во время снежных бурь. Наиболее заметны они на громоотводах, остриях мачт и сопровождаются иногда треском. Чаще всего они наблюдаются на вершинах гор (сильная напряженность поля), причем истечение электричества замечается не только на скалах, зданиях, но и из животных. По характеру светового явления можно судить, происходит ли истечение положительного или отрицательного электричества: в первом случае кисти более широки и интенсивны. Во время гроз часто замечается перемена знака истекающего электричества. Во время дождя чаще наблюдаются отрицательные огни, во время града и крупы — положительные; при снеге, особенно пылеобразном, преобладают отрицательные огни, при крупных хлопьях снега знак огней большей частью положительный.

Вертикальные токи и огни св. Эльма.

Так как Земля заряжена отрицательно, а атмосфера обладает электропроводимостью, то должно наблюдаться перемещение ионов противоположного знака в противоположных направлениях: положительные попы должны направляться из атмосферы к земной поверхности, а отрицательные — от земной поверхности в атмосферу. Другими словами, должен наблюдаваться вертикальный ток, а так как за направление электрического тока принимается то направление, в котором перемещаются

ионизация воздуха усиливается и начинаются тихие разряды.

Молния и гром. В основе новейшей теории происхождения электрических явлений во время гроз лежит представление об электризации осадков. На рис. 115 дана схема грозового облака, достигающего границы тропосферы. В передней (правой на рисунке) части грозового облака наблюдаются сильные восходящие токи, особенно мощные в нижней половине области *B*, где скорость их может достигать 8 м/сек и больше. При такой скорости восходящих токов даже самые крупные капли, диаметром в 5 мм, не только не падают вниз, но могут даже влекаться вверх, причем, вследствие неустойчивости крупных капель, они при каждом усилении восходящего тока разбрызгиваются, что обуславливает электризацию их. При каждом усилении восходящего тока мелкие, отрицательно заряженные капельки переносятся вверху, в область *A*, более крупные же части капель, заряженные

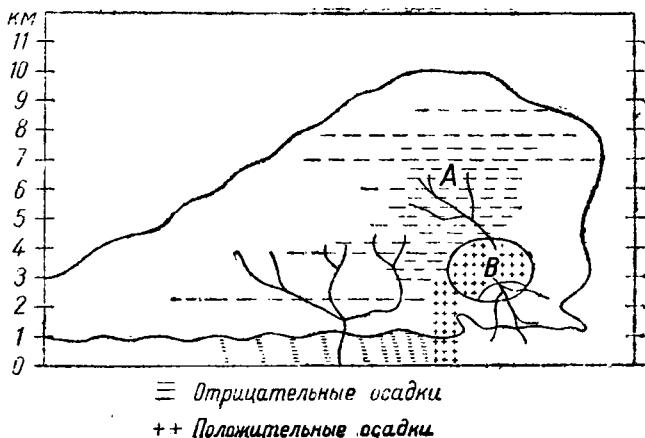


Рис. 115. Электрическое поле в грозовом облаке.

положительно, остаются в области *B*, сливаются между собой и снова разбрызгиваются при следующем усилении (порыве) восходящего тока. В результате — в передней части грозового облака выпадают крупные капли дождя, заряженные положительным электричеством, в тыловой части — более мелкие капли, заряженные отрицательным электричеством. Этот же процесс обуславливает постепенное и значительное увеличение потенциала грозового облака, причем в районе *B* скапляются, очевидно, положительные заряды, а в остальных районах — отрицательные. Когда разность потенциалов внутри облака и, соответственно, между облаком и землей достигает достаточной величины, происходят и скровые разряды, т. е. молнии, во-первых, между передней частью облака (*B*) и землей, причем та молния, очевидно, положительная, т. е. представляет поток положительных ионов, и направлена вниз; во-вторых, молния внутри облака (между *B* и *A*) и, наконец, между Землей и тыловой частью облака, направленная вверх. Очевидно, что при соответствующих словиях молнии могут наблюдаться и между облаками, также от облака к ясному небу, если в этом направлении имелось

достаточно интенсивное электрическое поле, обусловленное наличие свободных зарядов.

Когда над данным районом проходит грозовая туча, несущая сильный электрический заряд, то находящиеся под ней проводники, в частности, животные и люди, благодаря электростатической индукции, оказываются в весьма интенсивном электрическом поле. Если после этого произойдет разряд между этой тучей и соседним облаком, то происходит быстрое изменение потенциала тучи. В тех случаях, когда потенциал тучи падает при этом почти до нуля, происходит мгновенный переход зарядившихся, благодаря индукции, проводников в прежнее, нормальное состояние, что в организме человека и животных производит такое же действие, как разряд грандиозной лейденской банки, и может вызвать смерть без всяких наружных следов. Случалось, что под действием таких так называемых в о з в р а т н ы х у д а р о в погибали целые стада.

Наиболее часто наблюдающийся вид молнии — так называемая линейная молния. Спектр линейной молнии — линейный, состоящий из линий азота, кислорода, водорода и других атмосферных газов, а длина, в среднем, 2—3 км, но иногда достигает 10 км и больше, в особенности в случае молний между облаками. Линейная молния состоит из разряженного канала, который сильно разветвляется в направлении распространения молнии, в особенности в случае «положительных» молний. Этот разветвленный разрядный канал и бывает виден во время молнии; имеющиеся же на концах разветвлений кисти, вследствие слабого их свечения, обычно не видны. Толщина разрядного канала не больше 40—50 см.

Реже наблюдаются так называемые размытые или плоские молнии, которые представляют собой кратковременные разряды, охватывающие значительную часть облака и, повидимому, состоят из светящихся тихих разрядов, испускаемых отдельными капельками облака. Спектр плоских молний — полосатый. Плоские молнии часто не сопровождаются громом и наблюдаются даже при слоистых облаках и поземном тумане. Их не следует смешивать с заряными, как называют освещение облачных масс отдаленной непосредственно невидимой линейной молнией.

Еще реже наблюдаются шаровые молнии, которые представляют собой огненные шары различной окраски, величиной то с кулак, то с голову, перемещающиеся с умеренной скоростью и, в особенности при сквозняке, могущие проникнуть и внутрь зданий. Явление может длиться от несколько секунд до полминуты. Иногда шаровые молнии исчезают бесшумно, иногда же с треском разрываются. Шаровые молнии над облаками могут достигать нескольких метров в диаметре.

Наконец, наиболее редкая форма молнии — четочные молнии, которые, повидимому, представляют собой переходный тип от линейных к шаровым молниям.

Целый ряд наблюдений показывает, что сила тока при молнии в центре периода разряда может достигать до 100 000 ампер. В среднем, количество электричества, связанное с разрядом молнии, колеблется в пределах 10—50 кулонов и, как среднее, можно принять 20 кулонов (для разложения 1 г воды требуется около

(9 700 кулона), что дает ток силой в 20 000 ампер, если принять продолжительность разряда равной 0,001 сек.; выраженное в обычных единицах, это количество энергии определяется в 100—500 квт/час.

Молнии могут производить значительные разрушения: разрушать печные трубы, стены домов, раскалывать и разбивать деревья в щепки, сдирать с них кору и т. п. Электрические провода и другие металлические предметы под действием молний плавятся и испаряются. От удара молнии загораются деревья, плавятся кирпичи, камни, песок; находимые в песке трубчатые тела, представляющие собой сплавленный от удара молнии песок, называют фульгуритами.

Чаще всего молнии ударяют в наиболее высокие и наиболее проводящие предметы (башни, колокольни, отдельные деревья и пр.). Так как при этом возможны боковые разряды и разветвления молний, а нередко молния перескакивает одного проводника на другой, например, с громоотвода на газовые и водопроводные трубы. Вот почему соседство больших металлических масс во время грозы представляет большую опасность. Алагорияющее всего быть во время грозы внутри здания, в особенности если здание имеет металлическую крышу, надежно соединенную с землей, или снабжено громоотводом. Вне зданий безопаснее оставаться в низких местах (например, в долине), чем на возвышенностях (например, на холме); опасно искать укрытия под отдельно стоящим деревом, и чем выше дерево — тем, при прочих равных условиях, больше опасность. Дерево, возвышающееся над соседними, опасно даже в лесу. Чаще всего поражаются, вообще, те породы деревьев, которые имеют широко развитую корневую систему, как например, белая акация, а также те, у которых главные корни идут глубоко в землю, например, сосна, что обусловлено тем, что эти породы лучше других соединены с землей и представляют наименьшее электрическое сопротивление. По наблюдениям в Средней Европе хвойные деревья страдают от молний реже, чем лиственные, из которых чаще других подвергается действию молний — дуб. Если гроза застает в поле, то рекомендуется иметь смоченную одежду, так как смоченная материя проводит электричество лучше, а сухая — хуже, чем человеческое тело. В случае поражения молнией следует прибегнуть к искусенному дыханию в течение часа и более, ающа тело от охлаждения:

Для предохранения зданий, высоких мачт и пр. от ударов молний строят громоотводы,¹ назначение которых — привлечь к себе искровой разряд и отвести его непосредственно в землю. Начала для этого на наиболее высокой части здания устанавливали железные стержни, хорошо соединенные с землей и снабженные наконечниками из неокисляющегося металла. Более совершенным является такое устройство громоотвода, при котором на крыше здания устанавливается целая система невысоких проволочных пучков, направленных остриями кверху; все пучки тщательно соединены между собой со специальной сетью проводов, окружающих здание, которая приведена в землю. Все значительные металлические части как вне здания, так и внутри его, также должны быть тщательно соединены этой системой. Самым надежным способом заземления громоотвода является присоединение его к системе водопроводных труб, проложенных в земле, или соединение его через ряд ответвлений с грунтовыми рдами.

Если молния ударяет в судно, не имеющее громоотводов, она большой частью сильно повреждает его рангоут, и неоднократно случалось, что суда теряли при этом мачты и стеньги, из которых деревянные казывались расщепленными и превращенными в «связки соломы». После удара молнии в судно (есть ли на нем громоотвод или нет) необходимо проверять все его магнитные компасы.

¹ Их следовало бы, конечно, называть «молниеотводами».

Как всякая электрическая искра сопровождается треском, так и молния обычно сопровождается более или менее интенсивным громом. Наблюдатель сначала видит молнию, и только по прошествии некоторого времени до него доносится гром; происходит это от того, что звук распространяется со скоростью порядка всего 300—350 м/сек, тогда как свет распространяется со скоростью 300 000 км/сек. Молния, ударяющая в землю недалеко от наблюдателя, сопровождается обычно резким, оглушительным и, так сказать, «сухим» ударом; более отдаленные удары молнии, а также искровые разряды между облаками обычно сопровождаются длительными раскатами грома; эти раскаты представляют собой не что иное, как эхо, происходящее вследствие отражения звука от различных преград. Самый же гром обусловлен сильным нагреванием воздуха вдоль разрядного канала искры; это нагревание так интенсивно и создается так быстро, что, подобно взрыву, сопровождается волной сущения, переходящей в звуковую волну. Район слышимости грома редко превосходит 25 км, обычно слышимость его не больше 10 км.

Полярные сияния. Выше было указано, что в атмосферу Земли проникают испускаемые Солнцем потоки заряженных материальных частиц. В периоды усиленной деятельности Солнца, когда громадные массы этих частиц выбрасываются на значительные расстояния, поступление их в атмосферу Земли увеличивается и прохождение их в это время через высокие разреженные слои атмосферы обуславливает свечение этих слоев, аналогичное свечению разреженных газов в Гейслеровых трубках. Так как эти заряженные частицы, отклоняясь под действием магнитного поля Земли, сосредоточиваются вблизи магнитных полюсов Земли, то и обусловленные ими световые явления наблюдаются преимущественно в полярных и приполярных странах. Сообразно этому, эти явления и получили название полярных сияний, хотя достаточно интенсивные сияния можно наблюдать и в более низких широтах. Так например, необычайно интенсивное полярное сияние 25 сентября 1909 г. было видно почти во всем северном полушарии, до Сингапура (1° с. ш.) включительно, и над значительными территориями южного полушария.

Различают несколько форм полярных сияний, основными из которых являются: 1) формы, не имеющие лучистого строения; 2) формы лучистого строения и 3) пылающие (пламенные) сияния.

Лучистые и пылающие сияния отличаются обычно изменчивостью очертаний и сопровождаются магнитными возмущениями (магнитныи бурами).

Высота полярных сияний в виде дуг доходит до 500—750 км, а по последним данным даже до 1 000 км. Для остальных видов сияний нижняя граница лежит, в среднем, на высоте 110 км. Верхняя же граница лежит, в среднем, для лучистых сияний на высоте 250 км, а для сияний в виде драпиров (занавесей) — на высоте 175 км (см. рис. 13). Таким образом вертикальная мощность лучистых сияний около 140 км, а сияний в виде занавесей — около 65 км.

Цвет полярных сияний большей частью беловатый с различными оттенками, преимущественно желтоватыми, красноватыми и зеленоватыми, реже голубоватыми и фиолетовыми.

Изучение спектра полярных сияний позволяет делать заключение о составе атмосферы на соответствующих высотах.

Контрольные вопросы к главе XVI

1. Чем объясняется голубой цвет неба?
2. Чем объясняется наблюдаемый летом белесоватый цвет неба?
3. О чём свидетельствует темноголубой цвет неба?
4. Чем обусловлено явление сумерек?
5. Чем обусловлено явление «белых ночей»?
6. Что называют «зёрями», чем эти явления обусловлены и от чего зависит их окраска?
7. Чем объясняются явления приподнятого горизонта и миражей, в частности, верхнего миража?
8. Чем объясняется мерцание звезд, о каком состоянии тропосферы это явление свидетельствует и при каких синоптических положениях чаще всего наблюдается?
9. Чем обусловлено явление дрожания горизонта?

- Какова, приближенно, скорость распространения звука в сухом воздухе?
 - От каких условий зависит предельное расстояние слышимости звуков?
 - О чём свидетельствует исключительно хорошая слышимость звуков?
 - Что называют «рефракцией звука» и какие явления нередко ею обусловливаются?
 - Как влияет ветер на слышимость звука?
 - Что называют «эхом»?
 - Какое явление называют «голосом моря» и как это явление может быть использовано на практике?
 - Что называют «венцами», чем эти явления объясняются и о чём свидетельствуют их размеры?
 - Какие явления называют «гало», чем они объясняются и при каких синоптических положениях чаще всего наблюдаются?
 - Что называют «слоем Кенелли-Хивисайда»?
 - Когда высота слоя Кенелли-Хивисайда больше: ночью или днем, зимой или летом?
 - Как изменения высоты слоя Кенелли-Хивисайда влияют на радиопередачу?
-

Отдел второй

ОСНОВЫ ПОГОДОВЕДЕНИЯ

Главнейшим методом, применяемым сейчас для изучения погоды и составления заключений о характере предстоящей погоды, является метод **синоптический**, в основе которого лежит анализ и сопоставление между собой **синоптических карт погоды**, охватывающих достаточно обширные территории; причем для выполнения тех оперативных задач Погодоведения, совокупность которых обычно называют Службой Погоды, необходимо иметь синоптическую карту погоды, наблюдавшейся на этой территории в наивозможно более «последний» срок. Практическое использование синоптического метода настолько неразрывно связано, поэтому, с организацией срочного концентрации данных о погоде с достаточно обширной территории и техникой нанесения этих данных на карту, обеспечивающей составление синоптических карт в допустимые с оперативной точки зрения промежутки времени, что с ознакомлением с организационно-техническими основами синоптического метода мы и начнем ознакомление с основами Погодоведения.

ГЛАВА XVII

ОРГАНИЗАЦИОННО-ТЕХНИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СИНОПТИЧЕСКОГО МЕТОДА

§ 84. Организация Службы Погоды

Центральным органом Службы Погоды в системе Главного Управления Гидрометеорологической Службы СССР является Центральный Институт Погоды (ЦИП) в Москве.

Так как обширные размеры нашего Союза и существенные особенности погод в разных его районах не позволяют достаточно своевременно и полно обслуживать местные нужды из одного центра, то в составе отделов Службы Погоды всех Местных Управлений ГУГМС образованы «Бюро Погоды»; они несут Службу Погоды в масштабе обслуживаемых территорий.

Для лучшего удовлетворения специальных запросов многообразнейших работ в нашей Арктике специальная Служба Погоды организована в составе Главного Управления Северного Морского Пути. Для обслуживания специальных запросов нашей авиации специальная Служба Погоды организована в составе Главной Аэрометрической Станции ВВС Красной Армии. Службу Погоды на морях для ВМФ несут Морские Обсерватории.

Основными оперативными задачами Службы Погоды в области обслуживания народного хозяйства, в самом широком смысле этого слова, являются:

- 1) информация (оповещение) о характере погоды, наблюдаемой и наблюдавшейся в данном пункте или районе;
- 2) предсторожение о приближении угрожающих или опасных явлений погоды, и
- 3) прогноз погоды, ожидаемой в данном районе или пункте за больший или меньший срок вперед.

Основными условиями правильного функционирования Службы Погоды являются:

- 1) достаточно густая сеть метеорологических и аэрологических наблюдательных пунктов, правильно размещенных на достаточно ширной территории;
- 2) достаточно подробные, частые и доброкачественные метеорологические наблюдения в каждом из этих пунктов и аэрологические наблюдения в достаточном числе из них;
- 3) хорошо организованная и наложенная и правильно функционирующая связь наблюдательных пунктов с соответствующими центрами Службы Погоды, обеспечивающая быструю и бесперебойную передачу результатов наблюдений в эти центры (Бюро Погоды), т. е. быструю и бесперебойную концентрацию их в Бюро Погоды;
- 4) достаточный штат квалифицированных работников как в наблюдательных пунктах, так и во всех Бюро Погоды, и, наконец,

5) хорошо наложенная и правильно функционирующая связь Бюро Погоды с потребителями, обеспечивающая быструю и бесперебойную передачу им информации и прогнозов и, прежде всего, конечно, предсторожений Службы Погоды.

С основными типами продукции Службы Погоды мы познакомимся главе XXV.

Очевидно, однако, что как бы хорошо не функционировала Служба Погоды, действительно хорошие практические результаты она может дать только при условии **правильного и полного использования продукции** Службы Погоды соответствующими **органами-потребителями**.

§ 85. Сеть синоптических станций

В состав «синоптической сети», т. е. сети гидрометеорологических станций, на наблюдениях которых базируется Служба Погоды, на территории СССР входят все станции I разряда и часть станций II разряда, всего около 1 000 станций.

Все станции синоптической сети сразу по окончании каждого из циклов срочных наблюдений, т. е. сразу после наблюдений за 1 час, час., 13 час. и 19 час., подают на телеграф или радиотелеграф в адрес «своего» Бюро Погоды телеграммы или радиограммы с результатами наблюдений, которые передаются по проводам и эфиру по строгому списанию. Часть этих станций входит только в местную синоптическую сеть «своего» Бюро Погоды; часть же, около 250 станций на территории СССР, входит в состав синоптической сети Центрального Бюро Погоды в Москве.

Сразу по получении телеграмм или радиограмм с данными тех и, этих последних станций, которые расположены на «его» территории, местное Бюро Погоды составляет по ним с в о д н у ю по данной территории телеграмму или радиограмму, которую и отправляет в Центральное Бюро Погоды. Кроме того, данные части своих станций местные Бюро Погоды передают тем же порядком и другим Бюро Погоды. Когда все местные Бюро Погоды будут оборудованы радиопередатчиками, они будут передавать по Союзу данные части станций своей синоптической сети только сводными радиограммами или так называемыми радиосводками, что значительно ускорит поступление данных в заинтересованные Бюро Погоды и разгрузит провода телеграфа. Оборудование Бюро Погоды радиопередатчиками тем более рационально, что оно значительно ускоряет и передачу продукции Службы Погоды потребителям, что значительно увеличивает эффективность оперативной работы Службы Погоды и разгружает провода по крайней мере от части и этих, весьма многочисленных, передач.

Тесная связь синоптических процессов, а следовательно, и погоды в данном районе с синоптическими процессами в обширных окружающих территориях и темпы развития этих процессов обусловливают необходимость иметь в каждом из центров Службы Погоды данные о состоянии метеорологических элементов на по возможности большей и во всяком случае на достаточно большой территории и притом с в о е в р е м е н и о. Своевременность получения данных является настолько кардинально необходимой для Службы Погоды, что самое возникновение Службы Погоды стало возможным только со времени изобретения и внедрения в жизнь электрического телеграфа. Необходимость же иметь данные с достаточно обширных территорий обусловило то, что уже с самого возникновения Службы Погоды Бюро Погоды не ограничивались получением данных с территории своего государства, а организовывали — на условиях обмена — получение данных и с территории других государств, что сразу же придало Службе Погоды в известной степени м е ж д у н а р о д н ы й х а р а к т е р.¹

¹ Первая синоптическая карта погоды, составленная (Г л а й ш е р о м) по телеграфным данным с 22 станций, вышла 8 августа 1851 г. на Всемирной выставке в Лондоне; такие же карты выходили затем ежедневно до 11 октября. Начало регулярному составлению синоптических карт погоды по телеграфным данным, а вместе с тем и регулярной Службе Погоды было положено Л е в е р р ье и Л и з во Франции 19 февраля 1855 г.

Выразителем международного характера Службы Погоды в настоящее время является «Международная Метеорологическая Организация» (OMI), в которую входят почти все страны в лице, прежде всего, начальников (директоров) их Метеорологических Служб. Периодически представители их собираются в одном из государств на «Международную Конференцию Директоров», которая избирает Международный Метеорологический Комитет, проводящий работу OMI до следующей Конференции. Постоянный Секретариат этого Комитета работает в том государстве, представитель которого на последней конференции избран Председателем Международного Комитета. (После Варшавской Конференции Директоров в 1935 г. — в Норвегии). В состав OMI наряду с многочисленными другими комиссиями входит и «Международная Комиссия по синоптическим оповещениям о погоде».

Синоптические карты должны были бы являться как бы «моментальными снимками» с положения вещей в атмосфере в какой-либо определенный момент времени. В действительности же синоптические карты не являются и не могут являться такими моментальными снимками уже по одному тому, что они не синхронны, т.е. не одновременны. Действительно, те наблюдения, по которым каждая из них производится, произведены на всех станциях хотя и в строго определенный час, но по одному общему для всех меридиану, а по местному времени и ждой из станций. Поэтому, например, к тому времени, когда Ленинградский наблюдатель еще только собирается начать цикла утренних наблюдений, метеорологическая телеграмма с данными за 7 час. утра, скажем, в Свердловске, придет уже притти в Ленинград.

За то время, пока наблюдения за данный срок постепенно производятся — от востока к западу — на данной территории, значения элементов погоды на станциях, расположенных восточнее и поэтому уже сделавших наблюдения, успевают большей или меньшей степени измениться. Синоптическую карту можно сравнить с снимком, сделанным «с выдержкой» с группы людей, которые во время снимка меняли выражения лиц и положение. Поэтому составленная по этим наблюдениям карта дает лишь более или менее искажение и не предоставляет в действительном распределении элементов погоды над этой территорией. Чем больше квадратируемая синоптической картой территория вытянута в широтном направлении, тем быстрее происходят изменения элементов погоды на ней и чем они значительнее в данном конкретном случае, тем больше, конечно, и это искажение.

Напрашивается, очевидно, мысль производить метеорологические наблюдения по синоптических целей на всех станциях в определенные моменты по одному на всех станциях меридиану. Но тогда, в случае большой протяженности территории с востока на запад (а для синоптических целей она должна быть достаточно большой) метеорологические наблюдения на различных меридианах будут производиться при слишком различных высотах солнца и будут, следовательно, экстремизировать значения тех элементов погоды, которые обнаруживают суточный ход, в слишком различных положениях на кривых их суточного хода. А, следовательно, в этом случае большая часть фигурирующих на карте метеорологических данных перестанет удовлетворять одному из основных требований, а именно с равнотой между собой, и карта будет не более, а менее удовлетворительной, чем в первом случае.

§ 86. Метеорологические радиосводки

Параллельно с развитием сети радиостанций с проводов в эфир проходил и обмен метеорологическими данными между государствами, также и внутри государств, что в значительной мере упростило, упрощало и, главное, ускорило получение нужных данных всеми интересованными Бюро Погоды. Передача метеорологических и гидрометеорологических данных по радио позволила использовать для Службы Погоды данные даже наиболее удаленных государств, как например, в Европе — данные Америки и наоборот.

Однако, этим значение радио для Службы Погоды далеко не исчерпывается. Известно, только радио позволяет своевременно получать данные метеорологических станций, расположенных в малонаселенных и вовсе необитаемых районах Земного шара, и прежде всего данные полярных станций на побережье и островах Северного Ледовитого океана, данные высокогорных станций и данные кораблей в открытых морях и океанах. Таким образом, радио значительно увеличило «круг обзора» синоптиков, который может теперь охватывать обширнейшие территории, отъ до всего Земного шара и во всяком случае его Северного Полушария. Значение этого станет понятным, если учесть связь синоптических процессов в данном районе с процессами общей циркуляции атмосферы.

Помимо «больших» радиосводок, предназначенных для Служб Погоды, большинство стран передают по радио разного рода сокращенные сводки, предназначенные для различных организаций,

для оперативной работы которых требуется своевременно иметь хотя бы общее представление о синоптическом положении, но которым нерационально иметь большой штат специалистов, необходимый для составления так называемых комплексных синоптических карт погоды по большим радиосводкам. Наконец, большинство стран передает различного рода специальные метеорологические радиопередачи, содержащие краткие указания о синоптическом положении, прогнозы погоды и пр.; в частности — специальные передачи для обслуживания мореплавания.

Длина волны и сроки передач метеорологических радиосводок каждого государства, предназначенных для международного обмена, вырабатываются международными соглашениями, причем в большинстве государств метеорологические сводки передаются как на длинных, так и на коротких волнах.

Практика показала, что как сроки передачи, так и длина волны большинства из этих передач, а нередко и содержание их, ежегодно, а нередко и чаще, изменяются. Поэтому мы их здесь не приводим.

Достаточно подробные данные о некоторых передачах можно найти в лоциях соответствующих морей. Но, по указанным выше причинам, эти данные могут оказаться устаревшими. Наиболее «свежие» данные содержатся в ежегодно переиздаваемых справочниках: «Коды метеорологических и ледовых сообщений» Издания ГУ ВМФ, «The Admiralty List of Wireless Signals» и «Nautischer Funkdienst». Однако, и к ним в течение года выпускаются несколько листов с различного рода изменениями и дополнениями.

В случае невозможности перед выходом в плавание сличить данные, имеющиеся в распоряжении штурмана, с данными одного из этих справочников, можно рекомендовать сличить их хотя бы с данными соответствующего «морского» Бюро Погоды, которые, не имея может быть данных о всех специальных передачах других стран для обслуживания мореплавания, имеют нужные данные об их «больших» радиопередачах, поскольку они сами ими пользуются.

§ 87. Метеорологические коды

Передача по телеграфу и радио необходимых для Службы Погоды сведений словами или, как говорят, «к л ё р о м», потребовала бы значительного количества времени и, следовательно, сильно загрузила бы телеграфные линии и эфир. Поэтому все эти сведения передаются в кодированном виде, т. е. в виде строго определенного числа групп, состоящих из строго определенного числа цифр, причем значение определенной цифры на определенном месте в каждой группе заранее обусловлено. Делается это не с целью скрыть содержание этих сообщений, а исключительно для экономии времени передачи их по проводам и радио и для удобства обращения с ними.¹

Для пользования кодом и отправитель и получатель должны

¹ Таким образом, коды являются как бы «несекретными шифрами».

меть так называемую литерную схему данного кода и цифровые коды для каждой буквы или группы букв, которых указывается значение каждой цифры, передаваемой на месте соответствующей буквы, т. е. должны знать правила одиорования и декодирования сообщений. Правила кодирования и декодирования метеорологических телеграмм и радиотелеграмм, предназначенных для международного обмена, или так называемый международный метеорологический код, выработаны Международной Комиссией по синоптическим оповещениям о погоде» являются стандартными для международных радиотелеграфных передач Службы Погоды всех государств, участвующих в этой Комиссии. По правилам этого международного метеорологического кода составляются и большинство «сокращенных» сводок, а также многие из этих радиотелеграфных сводок, которые передаются для обслуживания пароходства.

Познакомиться с международным Метеорологическим кодом необходимо не только тем, кому предстоит пользоваться, так сказать, «большими» радиотелеграфными сводками, но также и тем, кому придется ограничиться использованием передаваемых по радиотелеграфу или по радиотелефону сокращенных метеорологических сводок, так как значение букв многих из этих кодов, и нередко даже порядок расположения букв в группах и порядок части групп такие же, как и международном коде (но передаются не все группы). Во всяком случае, знакомый международным метеорологическим кодом легко разберется затем по соответствующему справочнику в любом сокращенном и специальном коде. Заучивать и этом наизусть значение всех цифр, передаваемых на месте каждой буквы международного кода, совершенно излишне. Это знание придет в результате достаточно регулярной работы с соответствующим кодом на практике. Для начала необходимо знать только значение букв международного кода. Запомнить это тем легче, что большинство букв международного кода представляют собой начальные буквы английских слов, обозначающих соответствующий элемент. К примеру, трехзначный индекс (номер) станции передается на месте литер I (Index); данные об облаках нижнего яруса передаются на месте литер C_L (Clouds_{Low}), об облаках среднего яруса — на месте литер C_M (Clouds_{Medium}), облаках в верхнем ярусе — на месте литер C_H (Clouds_{High}); о количестве $Clouds$ общей облачности — на месте литер N. Характеристика погоды в срок наблюдения передается — двузначным числом — на месте литер ww (Weather), характеристика погоды за промежуток времени — на предыдущим сроком наблюдений и данным сроком наблюдений — однозначным числом — на месте литер W (Weather). На месте литер DD передаются — двузначным числом — данные о направлении ветра (Direction), а на месте литер F — данные о силе ветра (Force); под PPP (Pressure) — величина атмосферного давления; под TT (Temperature) — температура воздуха; на месте V — характеристика горизонтальной видимости (Visibility); V_S — характеристика горизонтальной видимости в направлению от берега в море (Visibility_{Sea}); RR — количество осадков (Rain¹); характеристика состояния поверхности земли (Earth).

Не являются начальными буквами соответствующих английских слов литеры G, на месте которых передается число месяца, и GG, на месте которых передается х, т. е. час наблюдений (в обоих случаях двузначными числами), U — характеристика относительной влажности (от английского Humidity, но без первой звука); а — характеристика барической тенденции и rr — величина барической тенденции, K — характеристика волнения в открытом море, Y — день недели (передачах судов), Q — октант земного шара, в котором находится корабль, которые другие.

Для экономии времени при радиопередаче, называния всех метеорологических станций в подавляющем большинстве случаев заменяются в сводках

¹ Хотя слово Rain означает «дождь», а не «осадки» вообще.

и о м е р а м и ил так называемыи и и д е к с а м и. А так как для Службы Погоды всех стран весьма важно, чтобы наблюдения данной метеорологической станции передавались в сводках всех государств за тем же номером — «Международная Комиссия по синоптическим оповещениям о погоде» выработала единый и универсальный в метеорологических станций, входящих в международную синоптическую сеть. Все станции имеют трехзначные индексы; в Европе — от 000 до 999. Для станций Европейской части Союза отведены №№ 801—999. Так как их «нехватило», то часть восточной территории Европейской части СССР и Кавказ пришлось при нумерации наших станций отнести к Азиатской части Союза, для которой можно было использовать номера выше 1000. (Единица на месте тысячи в этих номерах обычно опускается, но перед этими станциями передается «СССР Азия».)

Станции синоптической сети, не входящие в международную сеть, имеют свою, отдельную в каждом Государстве, нумерацию; под этими номерами данные их передаются во «внутренних» сводках.

Знание значений отдельных цифр, передаваемых на месте соответствующих литер кода, в том числе и номеров станций, и прежде всего наиболее часто встречающихся из них, и, следовательно, умение кодировать или декодировать сообщения, не прибегая каждый раз к справочнику, придет в дальнейшем, при достаточно регулярном и частом пользовании кодами. Однако, даже имеющий большой навык в кодировании и декодировании метеорологических сообщений, во избежание ошибок, должен всегда иметь нужный справочник под руками. Начинающим можно рекомендовать заучивать значение отдельных цифр одновременно с запоминанием тех условных знаков, которыми соответствующие данные изображаются на синоптических картах, т. е. в процессе нанесения данных по декодируемому метеорологическому сообщению.

В значениях отдельных цифр, передаваемых на месте соответствующих литер международного кода (не говоря уже про те случаи, когда они имеют просто соответствующее численное значение, как например, в РРР и ТТ), тоже соблюдена известная система, облегчающая их запоминание.

Применительно к различным целеустановкам имеется несколько различных схем международного метеорологического кода, содержащих различное число групп и предназначенных для передачи наблюдений над большим или меньшим числом метеорологических элементов, более детализированно или менее детализированно и т. п. Несколько из этих схем предназначены специально для передачи результатов наблюдений кораблей в океанах и морях, а некоторые для передачи сокращенных сводок этим кораблям. В кодированном же виде по специальным схемам передаются и аэрологические данные, имеющие столь большое значение как для анализа и прогноза погоды, так и непосредственно для обслуживания аэронавигации. Наконец, имеется специальная литературная схема для передачи в кодированном виде прогнозов погоды (применительно к нуждам аэронавигации).

Знакомство с международным метеорологическим кодом важно еще и потому, что им кодируются также данные всех метеорологических станций синоптической сети, передаваемые в «свое» Бюро Погоды, так что этот код позволяет судить об общем объеме и степени детализации наблюдений этих станций. Наконец, для экономии места соответствующими литерами международного кода обозначаются и графы, содержащие метеорологические данные на «бланковой» стороне бюллетеней погоды.

§ 88. Нанесение данных на карты

Основным материалом для изучения погоды и составления заключения о характере предстоящей погоды являются **рабочие синоптические карты погоды**, составляемые от руки на специальных блан-

вых картах. Собрание рабочих карт является ценнейшим и восстанавливаемым архивом как каждого Бюро Погоды, так и каждой синоптической ячейки, составляющей такие карты по сокращенным сводкам. Во всех Бюро Погоды составляются так называемые комплексные рабочие синоптические карты погоды. Комплексными называются те синоптические карты, на которых — по расположению Бергенской школы — данные о всех переданных в сообщении элементах погоды заданный срок нанесены на одну для этого срока карту. Меньше на основную для данного срока синоптическую карту наносят только величину атмосферного давления, направление и силу ветра, общее количество облаков и температуру воздуха; другие же элементы погоды, как, например, барические тенденции, вид облаков, количество осадков и пр., наносились на отдельные для каждого элемента и срока карты, которые часто назывались вспомогательными.

Комплексные рабочие синоптические карты, содержащие наиболее полные сведения о погоде на охватываемой ими территории, являются, конечно, наиболее полным материалом для исследовательской и оперативной работы. Так называемые упрощенные рабочие синоптические карты, составляемые по сокращенным сводкам, содержат уже менее полные данные и поэтому не могут полностью заменить комплексных карт погоды. Но так как составление их требует гораздо меньшие времени и специальных навыков, чем составление комплексных синоптических карт, то (после получения, конечно, соответствующей подготовки) их могут легко составлять и не специалисты-синоптики тех органов-потребителей, которым — ввиду их практической деятельности — необходимо иметь данные о наблюдаемой и ожидающейся погоде в том или другом районе, хотя и не исчерпывающие, но очном порядке. Без особого труда составлять их могут и отдельные, интересующиеся вопросами погоды, граждане.

Синоптические карты бюллетеней погоды, в отношении полноты содержащие в них данных, в большинстве случаев занимают промежуточное положение между комплексными и упрощенными рабочими картами погоды, еще всего ближе к последним.

Бланковые карты, применяемые для составления рабочих комплексных синоптических карт погоды в наших Бюро Погоды, составляются масштабе $1 : 10 \times 10^6$. Печатаются они в две краски (например, моря и океаны — голубые, сетка координат, реки, рельеф суши и т. д. — желтые) и охватывают те или другие, достаточно большие территории, в зависимости от местоположения данного Бюро Погоды и обслуживаемой им территории.

Для составления упрощенных и вспомогательных синоптических карт и карт бюллетеней погоды применяют обычно бланковые карты масштабе $1 : 20 \times 10^6$.

Местоположение метеорологических станций синоптической сети заносят на бланковых картах кружками, так называемыми «пунктами».

Прежде чем приступить к составлению синоптических карт, начинающий должен познакомиться с расположением на соответствующей бланковой карте тех метеорологических станций, данные которых будут передаваться в тех сообщениях, которые предположено использовать. Это необходимо для того, чтобы при приеме данных на карту находить эти станции достаточно быстро. Можно менятьывать составить себе для этого на экземпляре бланковой карты так называемую «карту-шпаргалку». На такой карте-шпаргалке, пользуясь списком станций синоптической сети, в котором даются индексы, называемые

ния и координаты этих станций, должны быть обозначены черными кружками только нужные станции общей синоптической сети. Около каждого из этих кружков следует проставить номер и название станции (если место не позволяет, то сокращенное). Такая карта значительно облегчит нахождение нужных точек (пунсонов) на немой бланковой карте при нанесении данных и, следовательно, значительно ускорит составление синоптической карты, что в условиях оперативной работы является существенно важным. Когда карта-шпаргалка составлена, следует попрактиковаться в нанесении карандашом на чистой бланковой карте точек нужных станций, сначала пользуясь своей картой-шпаргалкой, а затем напамять. Навык сразу находит на бланковой карте любую станцию (а для нанесения оперативной работы это совершенно необходимо) при большом числе их может быть приобретен только путем достаточно продолжительной и регулярной практики. При отсутствии же регулярной практики все указанные данные быстро забываются.

Ни в коем случае не следует заучивать местоположение станций только по их номерам: следует обязательно знать **название каждой из наносимых станций**, так как только это позволит оперировать при анализе карт определенными реальными пунктами и территориями.

Все данные на рабочие синоптические карты (кроме изолиний, линий фронтов и индексов воздушных Масс, которые, наоборот, всегда наносятся только карандашом) всегда наносятся тушью или, в крайнем случае, чернилами и лучше всего чертежными перышками, которыми, в отличие от наших обычных перьев, следует писать, держа их «прямо», без наклона относительно продольной оси и почти совсем без нажима. Для большей наглядности определенные данные наносятся тушью (чернилами) определенного цвета: черной и красной, как это показано на рис. 116—119. На картах бюллетеней погоды и других печатных изданий все данные даются обычно одним черным цветом.

Приступая к нанесению данных на бланковую карту, следует прежде всего в отведенном для этого месте бланковой карты **проставить год, месяц, число и час (срок), за который составляется данная карта**, и затем, если имеется так называемый «заклепочник», сделать им из центров имеющихся на бланке пунсонов станций тонкие черные окружности (диаметром в 3—4 мм) для всех тех станций, данные которых предположено нанести на карту. Такие же окружности следует приготовить и для тех станций, которые не имеют кружков (пунсонов) на бланке. Такие заранее сделанные заклепочником окружности ускоряют нанесение данных облачности и придают карте значительно более аккуратный вид, чем окружности, сделанные от руки!.

После этого начинающим, не знающим еще номеров всех станций, следует по мере поступления телеграфных или радиосводок, надписывать на них рядом или над номером станции ее название (сокращенно, конечно), пользуясь для этого списком станций. В телеграммах отдельных станций названия их даются «клером» (словами).

Декодирование и дальнейшее использование радиосводок, вообще (например, отыскание в них нужных данных), а также запись их при приеме значительно упрощаются, облегчаются и ускоряются, если запись приема производится на бланках, заранее разграфленных сообразно принятой сводке и заранее же надписанными (или напечатанными) в графах группами литер соответствующего кода. Для примера приводим форму такого бланка, предназначенного для приема данных, кодированных по интерной схеме F11.

День недели число месяц год 19 срок

Страна	Передающая станция	Время передачи
Название станции	IIIС _L С _M WWV _h N _h DDFWN PPPTT UC _H app	2

Бланки с принятными сводками рекомендуется хранить (в хронологическом порядке) на случай возможных справок.

После того, как названия станций выяснены, данные станций —
чаще всего в порядке поступления — декодируются и сразу же,
во мере декодирования, наносятся специальными у слов-
ьми знаками в пунсоне и около пунсона соответствующей
станции. С целью дать возможность без труда читать синоптические
карты всех Служб Погоды как начертание условных знаков, приме-
немых на синоптических картах, т. е. знаков, так сказать, «синоп-
тического алфавита», так и порядок расположения
ианих в пунсоне и около пунсона станций вырабатываются на
междунардных Конференциях и являются стандартными для Служб
погоды всех стран, входящих в Международную Метеорологическую
организацию. Твердое знание по крайней мере тех из этих знаков,
которые чаще всего встречаются, обязательно для каждого присту-
пающего к составлению синоптических карт, а также всем тем, кому
необходимо «читать» уже готовые карты, в том числе и заинтересован-
ным в этом «потребителям»: судоводителям, аэронавигаторам,
руководителям сельскохозяйственных работ и т. п.

Во избежание ошибок и на случай справок даже опытные в составлении карт должны иметь под руками составленную для себя (или заранее напечатанную) таблицу всех нужных условных знаков.

Мы остановимся здесь только на тех данных, которые чаще всего
аносятся на упомянутые карты.

1) Направление ветра в срок наблюдения — DD — изображается стрелкой, летящей по ветру и «вонзающейся» в кружок станции

т соответствующего румба. При нанесении стрелок ветра не следует забывать, что ветер дует в компас и что бланковые карты для синоптических карт — не меркаторские. Длина стрелок должна быть не слишком большой, чтобы не загромождать карты, но и не слишком

2) **Сила ветра** в срок наблюдения, выраженная в баллах шкалы Форта — F — изображается соответствующим числом пять к на свободном конце стрелки направления ветра. Применяются

¹ Заполняется в случае необходимости при декодировании.

² Для следующей группы, если даются схемы $F_{111-115}$.

перышки двоякой длины: более длинные, соответствуют двум баллам, а более короткие — одному баллу, причем все перышки должны быть направлены под прямым углом к стрелке направления ветра и обращены в сторону меньшего давления, т. е. в северном полушарии — влево, если смотреть по направлению ветра, или, другими словами, по ходу часовой стрелки от вектора направления ветра.

	шиль (кружок без стрелок)
	сила ветра, от соответствующего румба, менее одного балла (стрелка без перышек)
	сила ветра, от соответствующего румба, 1 балл
	—
	5 баллов
	—
	12 баллов

Если ветер порывистый (т. е. если число, переданное на месте DD, больше 32, но меньше 66), то на стрелке направления ветра со стороны, обратной перышкам, проставляется «птичка», как для примера показано на рис. 119. Если же ветер был сквалистый (т. е. если указанное число больше 67), то на этом же месте проставляется сплошной черный треугольник вершиной к стрелке, как для примера показано на рис. 117.

3) Общее количество облаков в срок наблюдения — N — изображается соответствующим зачернением кружка станции:

N		-	безоблачно
0		-	следы облаков
1		-	$\frac{1}{10}$ неба закрыто облаками
2		-	$\frac{1}{4}$ неба " "
3		-	$\frac{1}{2}$ " " "
4		-	$\frac{3}{4}$ " " "
5		-	$\frac{9}{10}$ " " "
6		-	более $\frac{9}{10}$ " " , но есть просветы
7		-	полная облачность $\frac{10}{10}$
8		-	облачность неизвестна
9		-	

4) Характеристика погоды в срок наблюдения — ww — на упрощенных картах¹ и характеристика погоды между сроками наблюдений — W — изображаются одним из следующих условных знаков. Запоминание их облегчается, как сказано, тем, что начертание их достаточно наглядно.

Если одно из этих явлений имело место в видимости станции, но не на самой станции, то соответствующий знак проставляется в кружках скобках, например (:), а если одно из этих явлений наблюдалось в течение последнего часа до срока наблюдения, но не в самый срок наблюдения, то правее соответствующего знака проставляется квадратная скобка, например :].

ww	W		
30—34		песчаная или пылевая буря	
35—39		метель	
40—49	4		туман
50—59	5		моросящие осадки
60—69	6		обложной дождь
70—79	7		обложной снег
80—89	8		ливневые осадки
90—99	9		гроза с осадками

Полная таблица условных знаков для ww и W приведена в апде.

5) Величина атмосферного давления в срок наблюдения — PPP — приведенная к уровню ближайшей тысячи метров (т. е. в большинстве случаев — к уровню моря) и выраженная в миллибарах и десятых долях миллибара, пишется рядом с пунсоном станции (а именно, на северо-восток от пунсона) без цифры сотен миллибар, т. е. так же, как передается в сообщении на месте PPP. Например, 85,5 означает 985,5 мб; 01,5 означает 1001,5 мб и т. п. [Так же поступают и в тех случаях, когда величина давления является округленной до целых миллибар на месте PP; например, 85 (985 мб); 01(1001 мб) и т. п.].

¹ На комплексные рабочие карты характеристики погоды в срок наблюдения заносятся более детально — по стабальной шкале. На упрощенные карты обычно заносят только те знаки, которые обозначают соответствующее явление без детализации, указывающей на его интенсивность и пр., т. е. те данные, которым в больших сводках соответствуют цифры на месте десятков в группе ww.

6) **Температура воздуха** в срок наблюдения, округленная до целых градусов шкалы Цельсия — ТТ — тоже проставляется рядом с пунсоном станции, а именно на северо-запад от пунсона и обычно красным. Знак проставляется только у отрицательных температур.

7) **Величина барической тенденции** т. е. величина изменения давления воздуха за последние 3 часа до срока наблюдения — рр— проставляется (на восток от кружка станции) в десятых долях миллибара.

Поэтому, если в сообщении величина барической тенденциидается в пятых долях миллибара (как например, в «больших» международных радиотелеграфных сводках и в телеграммах отдельных станций), то величину, переданную в сообщении, следует умножить на два.

При этом, в отличие от температуры воздуха, знак у барической тенденции проставляется как в том случае, когда она отрицательная, так и в том случае, когда она положительная. Знак этот определяется по характеристике тенденции — α (см. следующий пункт): если на месте α передано 0, 1, 2, 3 или 4, то тенденция положительная, если же 5, 6, 7, 8 или 9 — то тенденция отрицательная. (Если характеристика тенденции в коде не передается, то знак тенденции передается иначе.)

8) **Характеристика барической тенденции**, т. е. характеристика вида кривой хода давления на барограмме за последние 3 часа до срока наблюдения — α , изображается следующими условными знаками.

a		a	
0	Рост, затем падение		5 Падение, затем слабый рост
1	Рост, замедляющийся или останавливающийся		6 Падение, замедляющееся или останавливающееся
2	Неровный ход с повышением или без него		7 Неравномерное падение
3	Ход без изменения или равномерный рост		8 Равномерное падение
4	Рост после падения		9 Падение после хода без изменений или небольшого повышения

Знаки для α — (равномерный рост) и α — 8 (равномерное падение) часто не наносятся и, следовательно, при этих характеристиках на карте проставляется только знак величины тенденции.

9) Характеристика горизонтальной видимости — V или V_s — проставляется соответствующей римской цифрой кода, т. е. той цифрой, которая и передана в сообщении и значение которой видно по таблице кода для V и V_s .

Эти характеристики проставляются к западу от пунсона станции и притом западнее знака для ww, если таковой есть, и западнее «места» для него, если такового нет.

10) Характеристики облаков нижнего (C_L), среднего (C_M) и верхнего (C_H) ярусов в срок наблюдения изображаются условными знаками, в основу которых положены следующие, достаточно наглядные символы:

	облака вертикального развития (кучевообразные)
	облака слоистого характера
	облака восходящего скольжения
	облака верхнего яруса (перистые облака)
	облака „барашками“, волнами и грядами
	изорванные облака плохой погоды и т. д.

На упрощенные карты разновидности наблюдавшихся облаков обычно не наносят.

Большое число знаков, проставляемых у каждой станции, и малое различие в начертании некоторых из них требуют не только весьма большой тщательности и аккуратности в их наименовании, но и строго неуклонного соблюдения порядка расположения их около кружка каждой станции. Пуще всего для этого мы слеплено провести около кружка станции перекрещивающиеся прямые, параллельные параллелям и меридианам в данном месте карты, как показано на схеме (рис. 116 и 117), и наносить данные в отведенных для них «клетках», не сдвигая их в соседние клетки, даже в тех случаях, когда эти клетки по тем или другим причинам остаются пустыми, как например, на упрощенных картах (рис. 118 и 119). В случае отсутствия соответствующих данных и т. п.

Следует, однако, иметь в виду, что до 1935 г., а в некоторых Бюро Погоды и по сие время, данные для V наносят в «клетку» для U, данные для U в клетку для tt, а tt — в клетку над TT.

При этом, все цифры и знаки (кроме, конечно, стрелок направления ветра и збы) должны быть написаны как бы вдоль линий, параллельных параллелям в данном месте карты (а не параллельно краю карты; см. например, рис. 119). Все цифры и знаки должны быть, с одной стороны, достаточно крупны, чтобы их можно было легко читать, а с другой — настолько мелки и придинуты к кружку станции, чтобы « пятно »

их не занимало слишком много места и не возникало сомнения, к какой станции относится данный знак и цифра. Только тщательное соблюдение всех этих указаний позволит составлять карту, удовлетво-

	C_h	(E) K_d
TT	C_m	PPP
Vww	(N)	\pm ppa
U	$C_L N_h$	W(w)
tt	h	(RR) S

Рис. 116. Схема расположения данных в пунсоне и около пунсона станции на комплексной рабочей синоптической карте. Красным наносят данные для: C_h , TT, $T_s T_s$, V, V_s , W и ppa, когда тенденция отрицательная.

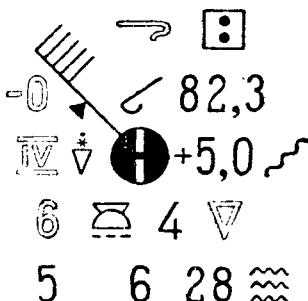


Рис. 117. Пример расположения данных в пунсоне и около пунсона станции на комплексной рабочей синоптической карте (частный случай). Увелич.

ряющую следующему основному требованию: **данные на комплексную синоптическую карту должны быть нанесены так, чтобы можно было, с одной стороны, видеть значение данного элемента, и даже нескольких элементов сразу в целом, достаточно обширном районе, а с другой — сразу же оценить по комплексу всех данных у станции характер воздушной массы или фронтальных процессов на этой станции.**

TT		PPP
Vww	(N)	\pm ppa

Рис. 118. Схема расположения данных в пунсоне и около пунсона станции на одной из разновидностей упрощенных карт.

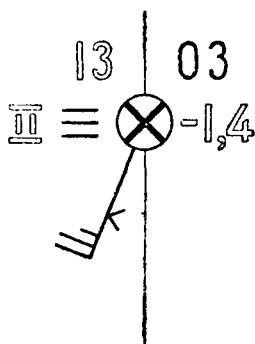


Рис. 119. Пример расположения данных в пунсоне и около пунсона станции на одной из разновидностей упрощенных карт (частный случай). Увелич. Сплошной линией показано направление меридiana.

Во избежание того, чтобы стрелка ветра не пересекла уже нанесенных данных, удобнее всего начинать нанесение данных каждой станции именно со стрелки направления и скорости ветра и соответственно этому и декодирование сообщения станции начинать с группы, содержащей дан-

не DDF. Во избежание же того, чтобы не пропустить затем каких-либо данных, наиболее после этого декодировать и наносить данные, помещенные вправо от данных DDF, до конца сообщения и после этого вернуться к началу сообщения этой станции, для нанесения данных, помещенных до DDF.

Нормальным сроком нанесения основной массы данных на утреннюю комплексную рабочую карту в условиях оперативной работы Бюро Тюгода (около 400 станций) можно считать трехчасовой срок, примерно от 9 час. 30 мин. до 12 час. 45 мин. Данными сводок, передаваемых позже, карта пополняется или по мере их поступления или сразу за время примерно от 14 час. 30 мин. до 15 час. Время от 12 час. 45 мин. до 14 час. 30 мин. используется для предварительного анализа карты (см. следующую главу).

Нормальным сроком нанесения данных на карту по сокращенной сводке, содержащей наблюдения 80—120 станций, можно считать 15—20 мин. Следует добиваться того, чтобы наносить эти данные на карту прямо «под диктовку» редактора, с тем, чтобы нанесение данных было закончено одновременно с окончанием передачи сокращенной сводки по радио. Тогда, если сразу же после этого провести на карте изобары, можно будет легче и лучше проследить по ней за темпом изменения синоптического положения, который передается — клером — через 10 мин. после окончания некоторых сводок.

Уже в процессе декодирования и нанесения данных на карту следует тщательно избегать нанесения на карту ошибочных данных. Ошибочные данные в сообщениях могут быть обусловлены следующими причинами:

- 1) ошибкой наблюдателя при отсчете прибора (чаще всего на 5 и 10 или 0,5 и 1,0), при оценке элементов, наблюдаемых визуально, при записи результатов наблюдений и введении поправок показания приборов;
- 2) ошибкой при кодировании сообщения;
- 3) ошибкой при передаче сообщения по телеграфу, телефону или радио;
- 4) ошибкой при приеме сообщения на слух и, наконец,
- 5) ошибкой при записи принятого сообщения.

Ошибки, связанные с записью и чтением записанного, чаще всего вызваны заменой цифр 3 и 8, 4 и 9 и наоборот; иногда цифр 0 и 9 или 1 и 6. В ошибках при передаче азбукой Морзе и приеме ее на слух чаще всего встречается замена цифр 1 и 2, 4 и 5, 7 и 8.

Ошибки в десятках миллибар величины атмосферного давления обнаруживаются и могут быть соответственно легко исправлены путем сличения с данными окружающих станций, в особенности в районах достаточно густой сети станций; на уединенно стоящих же станциях — далеко не всегда. Ошибки в единицах миллибар, если они не ± 5 , а тем более в десятых долях миллибара, если и могут быть обнаружены, то в подавляющем большинстве случаев не могут быть исправлены.

Ошибки в десятках градусов температуры и в знаке температуры, если она далека от 0° , могут быть обнаружены и исправлены тоже сравнительно легко; ошибки же в единицах градусов (если они не ± 5), в особенности в прифронтальных зонах, и в знаке температуры, когда она близка к 0° , если и могут быть обнаружены, исправлены — далеко не всегда.

Чем значительнее могут быть изменения данного элемента по местным условиям (как например, направление ветра, в особенности сильного) и чем более «местный» характер носит данный элемент по

самой своей природе (как например, количество осадков, в особенности ливневых, радиационные туманы и т. п.), тем труднее обнаружение, а тем более, конечно, исправление ошибки.

Единственным способом обнаружения ошибки является в таких случаях суждение о «физической вероятности» того или другого явления или значения элемента в той «физической обстановке», которая иллюстрируется другими данными той же станции или данными соседних станций. Так например, «физическими невероятными» являются ливневые осадки в районах «старой» теплой Массы с адвективными туманами или сплошными St; характеристика тенденции a —3 в результате надвигания теплого фронта; NW-ветер в общем потоке южного направления, если этот ветер не может быть обусловлен местными причинами (например, бризом и пр.).

Чем грубее «невероятность» — тем легче она, конечно, обнаруживается. Но так как исправление ошибки, т. е. выяснение истинного характера явления или значения элемента при этом, кроме отдельных случаев, невозможно, то приходится просто отбрасывать соответствующее данное сообщение, так как отсутствие данного на карте лучше, чем сомнительное или неверное данное, могущее повести к неверным заключениям при дальнейшем анализе карты.

Часть ошибочных данных может быть выявлена и соответственно изъята или исправлена только при этом дальнейшем анализе карты.

§ 89. Предварительный анализ упрощенной рабочей карты

Когда на комплексную рабочую карту нанесены данные всех поступивших станций или по крайней мере достаточного числа их, производят анализ этой карты, который можно назвать предварительным и целью которого является выявление и техническое оформление фигурирующих на карте Масс воздуха, фронтов, барических образований и полей тенденций. Предварительный анализ комплексных рабочих карт выходит за пределы этого учебника и мы на нем не останавливаемся.

По отношению к упрощенным рабочим картам такой предварительный анализ, как правило, ограничивается выявлением фигурирующих на карте барических образований путем проведения на ней изобар, причем обычно проводятся изобары только кратные пяти миллибарам или, как говорят, «чрез пять миллибар».

При проведении изобар следует помнить, что чрез ту или другую станцию изобары определенного значения, и в частности кратные 5 мб, проходят весьма редко, так что те точки, через которые они проходят, приходится находить методом интерполяции между данными двух соседних станций (см. § 11). Эта операция проводится обычно на глаз. Начинаяющим можно рекомендовать сначала найти те, ограниченные соответствующей парой станций, «в обрата», через которые должна пройти данная изобара; затем, путем более внимательного сличения величин давления на этих двух станциях, определить, на каком расстоянии от одной из них находится точка, через которую должна пройти искомая изобара, и легка пометить эту точку мягким черным карандашом; после этого соединить наме-

ченные точки той же изобары — плавной кривой, проведя ее с л е г к а м я г к и м ч е р н ы м к а р а н д а ш о м (лучше всего 3В или 4В). При определении местоположения таких точек следует принимать во внимание и силу ветра на станциях, приближая точки, а следовательно, и изобару (но не выходя за пределы «ворот») к станциям сильным ветром с тем, чтобы величина барического градиента в данном районе (т. е. в первом приближении — расстояние между изобарами) соответствовала силе ветра на данной станции или в данном районе.

Сеть метеорологических станций недостаточно густа для того, чтобы можно было утверждать, что величина атмосферного давления от каждой ее станции до соседних действительно изменяется так равномерно, как это необходимо для нахождения точек, через которые проходит та или другая изобара, только методом интерполяции. Действительно, проверка найденных интерполяцией точек помощью интерполяции между станциями более густой сети в том же районе показывает, что положение этих точек может быть признано правильным — только условно. Но мы знаем, что должна наблюдаться некоторая зависимость между величиной барического градиента и силой ветра на данной станции. А так как на синоптической карте величина этого градиента выражается расстоянием между изобарами — можно, без большой ошибки, приближать изобары к станциям с более сильным ветром и удалять их от станций с более слабым ветром, помня, однако, что каждая изобара должна при этом обязательно проходить между теми парами станций, между которыми расположены точки, найденные для нее интерполяцией.

Так как при проведении изобар почти никогда не удается сразу схватить все необходимые детали, так что в с е г д а п р и х о д и т с я К о р р е к т и р о в а т ь и з о б а р ы (а также изотенденции и линии фронтов), то необходимо иметь настолько м я г к и й к а р а н д а ш и настолько м я г к у ю р е з и н к у, чтобы, стирая карандаш, не повредить бланка и данных, нанесенных на нем чернилами или тушью. Поэтому же и проводить изобары и пр. следует сначала совсем слегка, без нажима. При корректировании изобары следует следить за тем, чтобы она проходила под соотвѣтствую щ и м углом к направлению ветра на данной станции, не забывая при этом, что в северном полушарии ветер отклоняется вправо от направления вызвавшего его барического градиента. Угол же этот, как мы знаем, должен соответствовать: а) силе ветра, так как чем сильнее ветер, тем меньше угол между ветром и изобарой, т. е. тем ближе направление ветра приближается к направлению изобары; б) характеру подстилающей поверхности, так как, при прочих равных условиях, над морем угол этот меньше, чем над сушей, и в) характеру барического образования над данным районом, так как в циклонических образованиях, т. е. при «вогнутых» изобарах угол этот меньше, а в антициклонических образованиях, т. е. при «выгнутых» изобарах — больше. Особенно большое внимание следует обращать при этом на более сильные ветры, на направлении которых местные влияния (рельеф суши, близость водного бассейна и пр.) сказываются меньше. В среднем, как мы знаем, в умеренных широтах направление ветра с направлением изобары должно составлять угол около 30° . Но, например, над океаном при силе ветра в 6 и более баллов изобара практически проводится почти параллельно направлению ветра; над континентом же изобара может проходить почти перпендикулярно направлению ветров силой в 1—2 балла.

Так как синоптические карты являются не моментальными сним-

ками, а снимками «с выдержкой» с изменяющихся во времени явлениями, то проведенные на картах изобары могут представлять барический рельеф только в более или менее искаженном виде или в сторону «сглаживания» даже существенно важных его деталей, или же в сторону некоторого преувеличения его деталей. Последнее мы считаем более рациональным, так как это уменьшает вероятность недооценить те детали в барическом поле, с которыми могут быть связаны резкие изменения в поле ветра и, в частности, шквалы. Это в осно-

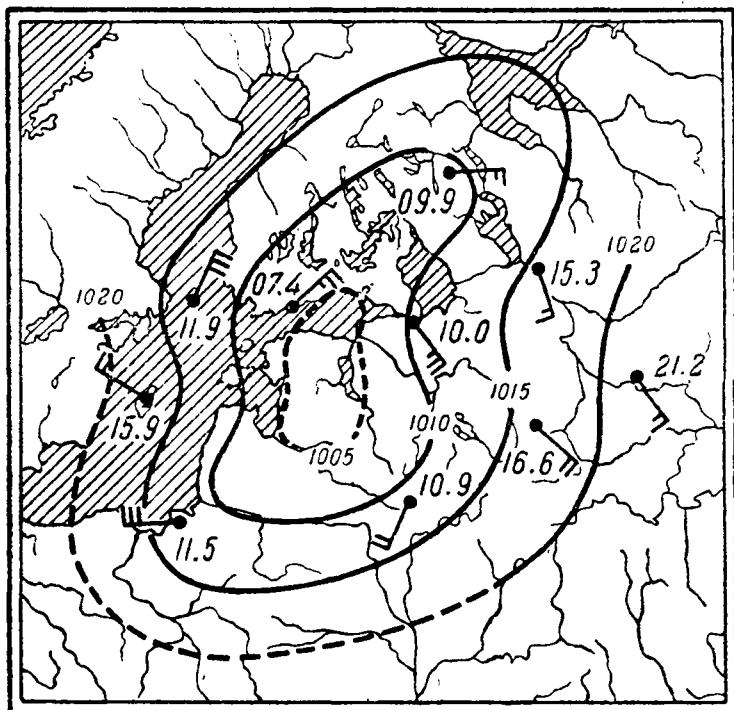


Рис. 120. Циклон (воображаемый случай).

бенности относится к тем упрощенным синоптическим картам, которые составляются по сокращенным сводкам, так как недостаточность имеющихся на них данных не позволяет самостоятельно обнаружить на картах фронтальные разделы.

На комплексных синоптических картах принято проводить изобары более «сглаженно», что, однако, может привести и приводит к «неожиданностям» в поле ветра (а нередко и осадков) и, следовательно, особенно «опасно» при обслуживании мореплавания.

Но учитывать направление и скорость ветра при проведении изобар следует не только для выявления деталей конфигурации их. Нередко только направление (а также скорость) ветра позволяет выявить истинную картину барического рельефа над данным районом, в особенности в тех случаях, когда по тем или другим причинам спо-

дения недостаточно полны. Так например, сравнивая между собою карты рис. 120 и 121, видим, что над тем районом, над которым на карте рис. 120 расположен центр хорошо выраженного циклона — на карте рис. 121 над этим же районом расположено хорошо выраженное седло. Между тем, при внимательном рассмотрении видно, что на обеих картах величины атмосферного давления на всех станциях, соответственно, одинаковы и что различны только направление и сила ветра в том и другом случае.

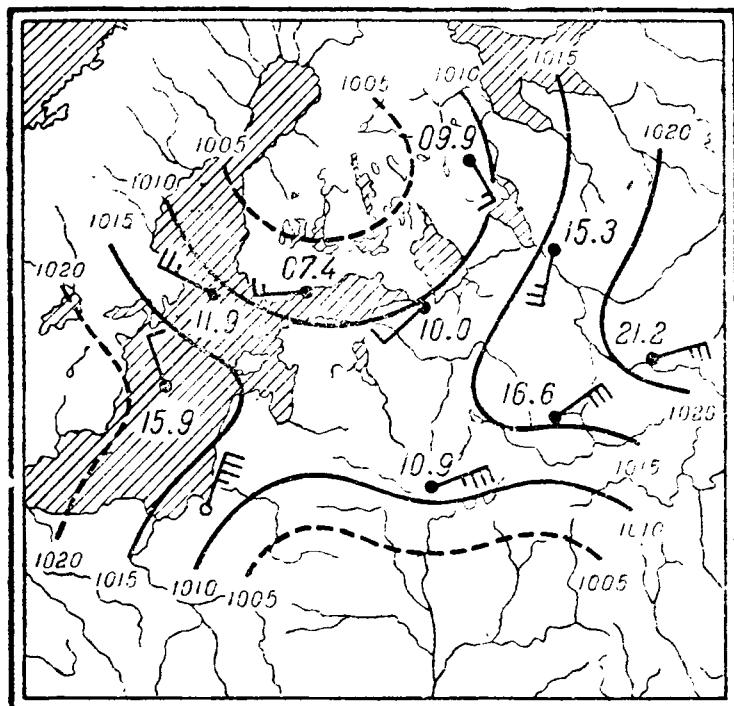


Рис. 121. Седло (воображаемый случай).

В процессе проведения изobar следует выявить ошибки в величинах давления, а также в направлении и силе ветра, не обнаруженные при декодировании или допущенные при нанесении данных карту; эти ошибки чаще всего аналогичны указанным выше ошибкам в записи и чтении сводок. Сравнительно часты ошибки в 180° в направлении ветра; такие ошибки легко обнаруживаются и исправляются. Ошибки при нанесении (и в сообщениях) в пределах данной стартовой горизонта могут быть обнаружены далеко не всегда. Правильно исправлены еще и того реже.

С какого места карты и с какой именно изобары начинать проведение изobar, совершенно безразлично. Лучше всего, однако, начинать эту операцию в том районе, в котором сеть станций достаточно стабильна. Поэтому не следует начинать проведение изobar с Ледовитого и Атлантического океана. Так как даже над Атлантическим океаном

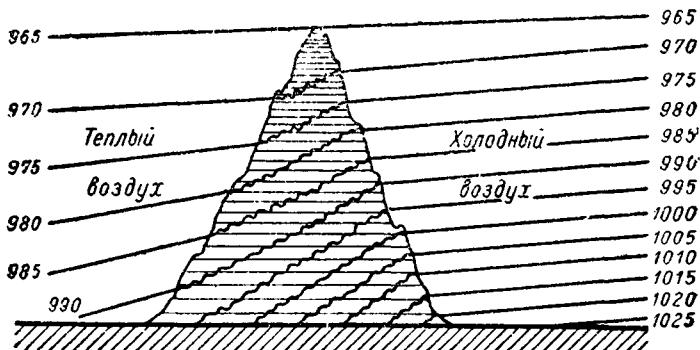


Рис. 122. Разрыв барического поля горным хребтом.

станций (данных кораблей) мало и распределены они крайне неравномерно, то для получения правильного представления о распределении над океаном давления, а следовательно и воздушных потоков, правила проведения изобар должны выполняться здесь особенно тщательно.

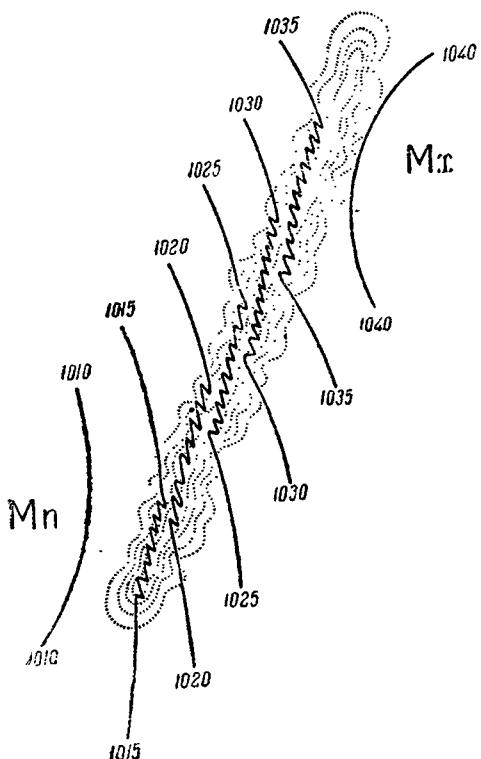


Рис. 123. Фиктивные изобары у горного хребта.

бет и соединяют между собой равнозначные изобары по ту и другую сторону горного хребта, также фиктивны. Очевидно, вместе с тем, что нет никакой зависимости между густотой таких фиктивных изобар и величиной барического градиента, а следовательно, и силой

Нередко случается, что по одну сторону от горного хребта располагается Масса иногда значительно более холодного и тяжелого воздуха, в то время как по другую сторону от него располагается Масса более теплого, а следовательно, и более легкого воздуха. Очевидно, что в таких, часто наблюдающихся в горных странах, случаях и величина атмосферного давления по одну сторону от горного хребта выше, а иногда и значительно выше, чем по другую, как это и показано на рис. 122. На этом чертеже хорошо видно, что горный хребет, отделяющий друг от друга Массы более холодного и более теплого воздуха, отделяет друг от друга и области с большим и меньшим атмосферным давлением, т. е., как говорят, производит разрыв в барическом поле, и что равнозначные изобарические поверхности по обе стороны от горного хребта находятся на различных уровнях и могут быть соединены на рисунке только фиктивными участками. Очевидно, что в таких случаях и те отрезки изобар, которые на картах как бы проходят через горный хреб-

тра в районе горного хребта. Такие фиктивные отрезки изobar проводят на синоптических картах в о ма и н и л и и я м и, как это для примера показано на рис. 123 для такого случая, когда изобары пересекают горный хребет.

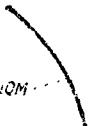
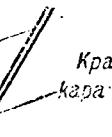
Изобары и части изobar, в конфигурации которых нет достаточной уверенности, проводят прерывистыми линиями (широким пунктиром).

Данных, имеющихся на упрощенных картах, составленных по сокращенным сводкам, как правило, недостаточно для обнаружения на карте так называемых линий фронтов и определения характера тех масс воздуха, которые ограничивают между собой по этим линиям. Между тем, как это станет ясно из дальнейшего, эти данные значительно облегчают анализ синоптических карт и составление по ним прогноза погоды. Поэтому в конце некоторых сокращенных сводок даются — первом — краткие указания о том, через какие или между какими пунктами проходят в данном частном случае линии фронтов и каков характер каждого из них, а также о характере фигурирующих на карте масс воздуха. (Эти данные получены в Бюро Погоды в результате анализа соответствующей комплексной карты). Пользуясь этими назначениями, следует нанести линии фронтов на упрощенной карте, раззначая их так, как показано в таблице рис. 124, и затем проставить на карте индексы фигурирующих на ней Масс воздуха.

Знать теоремы, которыми обозначаются линии фронтов различного характера (рис. 124), необходимо, кроме того, для чтения бюллетеней погоды, а также карт, иллюстрирующих Учебник.

На картах погоды встречаются еще следующие обозначения:

Для хорошо выраженных районов	На картах бюллетеней	На рабочих комплексных картах
Непрерывных обложных осадков	Густая косая черная штриховка	Сплошь закрашивается зеленым карандашом
Перемежающихся обложных осадков	Редкая косая черная штриховка	Редкая косая штриховка зеленым карандашом
Ливневых осадков	Проставляются черные эллиптические знаки	Проставляются зеленым карандашом эллиптические знаки
Моросящих осадков	Проставляются черные эллиптические знаки	Проставляются зеленым карандашом эллиптические знаки
Разлитых (сплошных) заносов	„Горизонтальная“ черная штриховка	Сплошь закрашивается желтым карандашом

Вертикальний разрез / схема	На фоллетах	на рабочих картах
Теплый фронт		 Красным карандашом
Теплый фронт (особый случай)		 Красным карандашом
Холодный фронт и вторичный холодный фронт		 Синим карандашом
Вторичный холодный фронт		 Синим карандашом
Стационарный фронт		 Синим карандашом
		 Красным карандашом

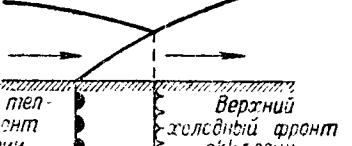
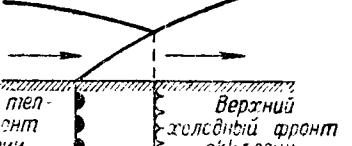
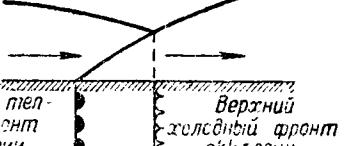
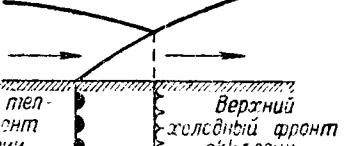
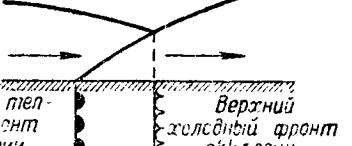
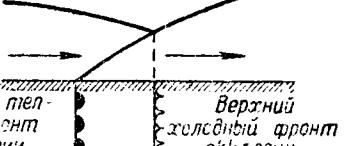
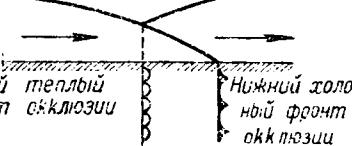
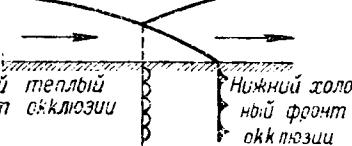
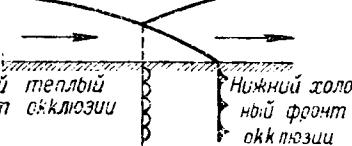
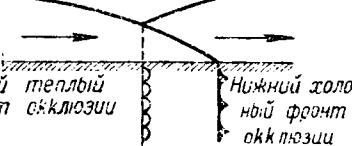
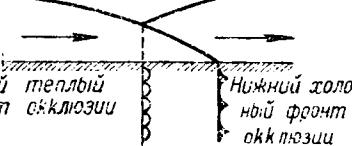
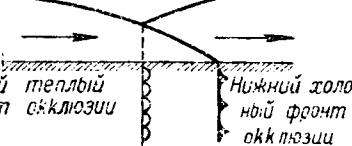
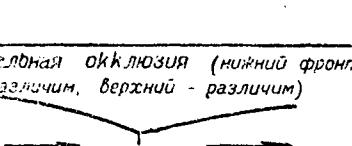
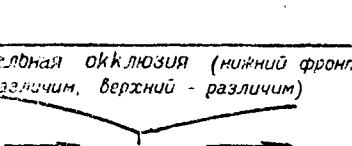
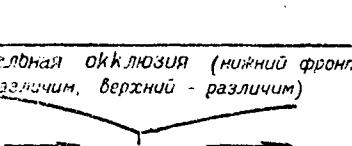
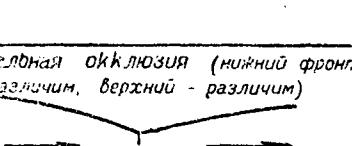
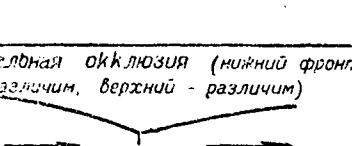
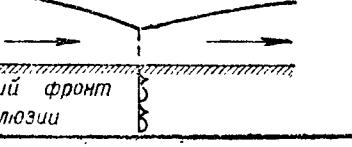
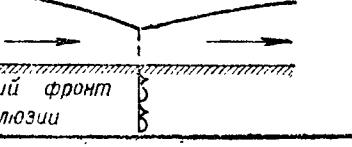
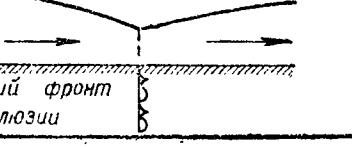
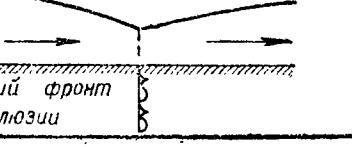
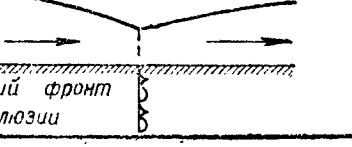
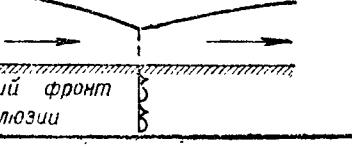
		На фронтовом плане		На рабочих картах	
<p>Окклюзия характера теплого фронта</p> 	<p>Верхний фронт различим</p> 	<p>Верхний фронт неразличим</p> 	<p>Красным карандашом</p> 	<p>Синим карандашом</p> 	<p>Красным карандашом</p> 
<p>Окклюзия характера ходячего фронта</p> 	<p>Верхний фронт различим</p> 	<p>Верхний фронт неразличим</p> 	<p>Красным карандашом</p> 	<p>Синим карандашом</p> 	<p>Красным карандашом</p> 
<p>Характер окклюзии неясен или неизвестен, но нижний фронт различим.</p>			<p>Синим карандашом</p> 	<p>Лицовым карандашом</p> 	<p>Красным карандашом</p> 
<p>Непрерывная окклюзия (нижний фронт неразличим, верхний - различим)</p> 			<p>Лицовым карандашом</p> 		

Рис. 124. Обозначение линий фронтов на картах.

Контрольные работы к главе XVII

Пользуясь сокращенными сводками, кодом, картой-шпаргалкой (и т. д.) снапечатанный с указанием их координат) и бланковыми картами, получившими от подавателя:

1. Декодировать и нанести соответствующими условными знаками циркумсклонных станций карандашом на обыкновенную бумагу, а затем гуашью на обыкновенную же бумагу: сначала в увеличенном, а затем в нормальном масштабе.
2. Декодировать и нанести (тушью или чернилами) на бланковую карту сокращенной сводки за определенную дату и срок наблюдения и затем нанести на карте изобары, а если в конце сводки имеются соответствующие данные — провести на карте линии фронтов и проставить индексы воздушных масс.
3. Составить еще 2—3 такие же упрощенные синоптические карты, различиями № 2, лучшие всего за последовательные сроки (утро — вечер) или за последовательные сутки (утро — утро).

¹ Для того чтобы учащиеся сразу же привыкли критически относиться к темным получаемых метеорологических сообщений, в этих сводках должны быть сделаны, или нарочно сделаны, несколько ошибок; сначала определенные, очевидно, последовательно, очевидных, а затем и менее очевидных.

ГЛАВА XVIII

ОСНОВНЫЕ МАССЫ ВОЗДУХА

§ 90. Формирование физического облика воздушных Масс и классификация их

Формирование физического облика воздушной Массы находится непосредственной связи с общей циркуляцией атмосферы. Действительно, основными физическими характеристиками Массы воздуха, считая скорости и направления ее перемещения, являются:

- 1) температура и влажность приземного слоя Массы и распределение этих характеристик по вертикали,
- 2) степень устойчивости напластования в ней воздушных масс,
- 3) вид, характер и распределение в ней продуктов конденсации их скоплений и, наконец,
- 4) степень ее заыленности.

Очевидно, следовательно, что главнейшими факторами, определяющими физический облик данной Массы воздуха, являются:

- 1) интенсивность и продолжительность инсоляции и отдачи тепловой энергии «ночным» излучением и теплопроводностью;
- 2) характер подстилающей поверхности и
- 3) направление и интенсивность адиабатических процессов в данной Массе воздуха.

Как мы знаем, интенсивность инсоляции и теплоотдачи, при прочих равных условиях, определяется прозрачностью данной Массы воздуха, достигая наибольших величин при отсутствии облачного склона. С другой стороны, при прочих равных же условиях, воздействие как «широты» (если мы для краткости обозначим определяемую второй интенсивность и продолжительность инсоляции и продолжительность «ночного» излучения), так и подстилающей поверхности, температуру, влажность и заыленность данной Массы воздуха должны быть тем значительнее, чем больше она испытывает ее воздействие, т. е. чем меньше скорость перемещения этой Массы. Поэтому наиболее определенный и четкий физический облик должны получать воздушные **Массы** в центральных районах барических образований антициклического характера и прежде всего в центральных районах антициклических антициклонов, так как в них, как правило, наблюдается отсутствие облачного склона и штилевые изложения и, во всяком случае, меньшая обличность и более слабые ветры, чем в барических образованиях циклонического характера. Особенно же определенный и четкий физический облик воздушные Массы должны получать над океаном, очевидно, территориями, над которыми антициклоны бывают

настолько часто и держатся настолько долго, что являются нормальными там барическими образованиями, выявляющимися на климатических картах в виде квазиерманентных (т. е. «как бы постоянных») антициклонов в течение целых сезонов, как например, Суданский и Средне-Азиатский максимум, а тем более в течение круглого года, как например, Азорский и Арктический (см. рис. 92, 93 и 100). Вполне определенный и четкий физический облик приобретают Массы воздуха и над теми районами, над которыми — как например, над материковыми районами субтропиков северного полушария летом — хотя и наблюдаются области пониженного давления, но настоящих циклонов с характерной для них большой облачностью и осадками, как правило, не наблюдается. К тому же, вследствие очень малой относительной влажности воздуха, над материковыми районами субтропиков не образуются или во всяком случае не достигают значительного развития и облака местного происхождения: Си, а тем более Сб.

Сопоставляя все только что сказанное с известным уже нам об уменьшении интенсивности и продолжительности инсолиации в зависимости от широты и о характере подстилающей поверхности в Арктике,¹ с одной стороны, и в Субтропиках,² с другой — необходимо заключить, что физические характеристики арктического воздуха, как называют воздух, получивший определенный физический облик над Арктикой, и физические характеристики тропического воздуха, как, для краткости, называют воздух, получивший определенный физический облик в Субтропиках — должны существенным образом друг от друга отличаться.

Одними из первых еще в первой половине прошлого столетия, указали на первенствующее значение потоков тропического и арктического воздуха для погоды умеренных широт — немецкий метеоролог Дове и английский моряк, затем первый директор учрежденного по его почину английского Метеорологического Департамента (Бюро) — Р.Ф. и ц - Р.О.й. Но привести в стройную и плодотворную систему имевшиеся до этого разрозненные данные о различных воздушных массах, ввести понятие о Массах воздуха в современном понимании этого термина, изучить процессы их формирования и перерождения, построить изящную и эффективную классификацию их и выявить все значение их как носителей погоды сумела только Бергенская Школа метеорологов в Норвегии во главе с В. Беркнесом (отец) и его учениками Я. Беркнесом (сын), Сутебергом и Бержероном в начале двадцатых годов нашего столетия. Они же сумели показать, что целый ряд важнейших событий погоды обусловлен процессами на тех, ими же обнаруженных «фронтальных поверхностях раздела» между Массами воздуха, с которыми мы познакомимся в гл. XX. Созданное Норвежской школой и продолжающее разрабатываться ею и многочисленными метеорологами других стран учение о Массах воздуха и фронтах является сейчас одним из важнейших отделов Метеорологии, как физики атмосферы, инесло кардинальные и продуктивнейшие изменения как в теоретические обновления Синоптической Метеорологии, так и в практику Службы Погоды.

¹ На участках суши, главным образом, в Гренландии и на островах Северо-Американского Архипелага — материковый лед и снег; в Полярном бассейне — ледяные поля и снег; «в лучшем случае» — поверхность воды с температурой около 0° С.

² В океане — поверхность воды с температурой около 20—25° С; на материках — пустыни и полупустыни, температура поверхности которых в январе, в среднем, около 15° С, а в июле — около 35° С при очень большой суточной амплитуде в течение всего года.

Указанные две разновидности воздуха, имеющие первенствующее значение в общей циркуляции атмосферы и такое большое влияние на погоду в умеренных широтах, а именно тропический и арктический воздух, по праву отнесены Норвежской школой к числу так называемых основных Масс воздуха атмосферы. Кроме них, к числу основных Масс воздуха относят также так называемые экваториальный воздух и полярный воздух (рис. 125).

Экваториальным называют воздух, который течет от экватора в более высокие широты в тех случаях, когда пассатные и муссонные потоки перетекают через экватор в другое полушарие, и который, следовательно, побывал в экваториальной зоне, где и получил свой физический облик. Экваториальным является воздух, текущий от экватора поверху, в виде антипассата и зимнего «антимуссона».

Полярным воздухом называют воздух, получивший достаточно определенный физический облик в умеренных широтах.

Таким образом, главнейшим признаком, на котором базируется сейчас классификация главнейших «воздухов» или, другими словами, основных Масс воздуха, является их географическое прохождение.

В каждой из этих основных Масс воздуха различают, кроме того, две разновидности, а именно субэкваториальную и континентальную, в зависимости от того, над какой подстилающей поверхностью получала свой физический облик данная основная Мassa воздуха: над поверхностью океана или над поверхностью материка.

Изменения в условиях инсоляции в течение года обусловливают соответствующие изменения и границ тех территорий, над которыми формируются основные Массы воздуха тропосфера северного полушария, а следовательно, и средних границ расположения этих Масс: тем эти границы отодвигаются к северу, а зимой к югу. Так например, континентальный тропический воздух, который зимой формируется над Северной Африкой, Аравией и Малой Азией, летом формируется, кроме того, и над югом Европы, Казахстаном и Средней Азией. Точно так же отодвигается летом к северу и южная граница арктического воздуха, а воздух, формирующийся над Арктикой, в каждом случае над Гренландским, Баренцевым и Карским морями тоже в августе, когда эти моря в значительной степени, а в некоторые годы почти совсем очищаются от льдов, приобретает облик, настолько близкий на облик Полярного воздуха, что ему присвоено даже специальное название — арктический-полярный.

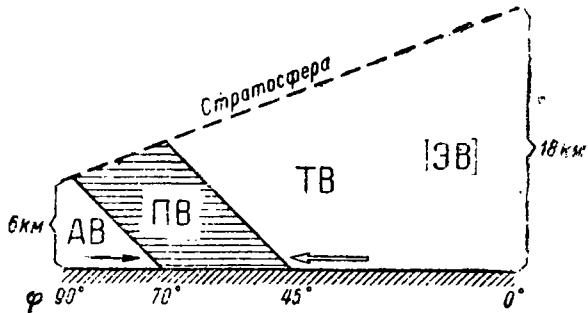


Рис. 125. Схематический разрез через тропосферу.

Сводная таблица географических районов формирования основных Масс воздуха дана на стр. 335.

Помимо классификации воздушных Масс по их физическому облику, обусловленному их географическим происхождением, Енгежская школа предусматривает деление всех воздушных Масс на две категории, независимо от их географического происхождения, а именно на **стабильные** или **устойчивые** Массы и **холостые** или **неустойчивые** Массы в зависимости от того направления, в котором происходит изменение физического облика Массы — и другими словами ее **перерождение** под влиянием той подстилающей поверхности, над которой она расположена или протекает. С этим мы подробнее познакомимся в гл. XIX.

§ 91. Арктический воздух

Физический облик арктического воздуха (обычно обозначается символом **AB**) во времена пребывания его над Арктикой определяется следующими физическими характеристиками:

1) **Низкие**, в общем, температуры во всей толще тропосфера, и прежде всего, **низкие температуры нижнего слоя**, в особенности зимой над районами Арктики, покрытыми льдом и снегом.

2) **Малый вертикальный термический градиент**, т. е. медленное убывание температуры в вертикальном направлении как следствие того, что, во-первых, низкие температуры наблюдаются уже в нижних слоях, а во-вторых, нормальное убывание температуры воздуха с удалением от земной поверхности несколько компенсируется адиабатическим нагреванием воздуха при его опускании над Арктикой как по условиям антициклонической циркуляции, так и в результате следующего процесса: слои воздуха, ближайшие к холодной подстилающей поверхности, интенсивно охлаждаются и, следовательно, уплотняются, обусловливая оседание всех вышележащих слоев. Результатом сильного охлаждения нижних слоев воздуха являются часто наблюдаемые в арктическом воздухе **нижние инверсии температуры** (см. рис. 126), которые большей частью являются комбинацией инверсий радиационного происхождения и инверсий сжатия и затягивают большую толщу воздуха.

3) **Большая устойчивость напластования**, как следствие медленного убывания температуры воздуха в вертикальном направлении (малого вертикального термического градиента); особенно опасная в случаях инверсии температуры. Следствием большой устойчивости напластования является отсутствие в Арктике, как правило, конвекции, а следовательно и облаков восходящих токов: Си и Сб и ливневых осадков. Слабое конвективное перемешивание воздуха место только над свободными от льда участками воды, когда над ними протекает воздух, идущий с ледяных полей. Слабая же конвекция и небольшие кучевые облака могут возникать летом над остальными участками островов.

4) **Малая абсолютная влажность**, как следствие медленного убывания с холодной подстилающей поверхности; но несмотря на это, часто **большая относительная влажность**, как следствие низких

тератур воздуха, в особенности в нижних слоях, вследствие чего уменьшает уже малое количество водяного пара (что, в свою очередь, замедляет или даже приостанавливает дальнейшее поступление водяного пара в них). Этому содействует и отсутствие или слабое развитие в устойчиво напластованном арктическом воздухе восходящих токов, способствующих переносу водяного пара из нижних слоев в более высокие, а следовательно, и уменьшению относительной влажности этих нижних слоев. Эти же причины обуславливают частое образование туманной дымки, туманов и низких слоистых облаков (принесенного тумана) в арктическом воздухе над Арктикой.

5) Весьма малое количество пыли, а следовательно,

6) Хорошая, а иногда даже исключительная видимость, в отсутствии, конечно, тумки, тумана и осадков.

7) Малые, в общем, изменения физического облика от места к месту (в меридиональном направлении) в зонах данной Массы воздуха, и, в частности, малый горизонтальный градиент температуры и влажности.

Различия в характере подстилающей поверхности в тех районах Арктики, где наблюдалась открытая

водная поверхность, т. е., главным образом, в бассейне Баренцева моря между Исландией, Шпицбергеном и Колским полуостровом, с одной стороны, и в районах Арктики, некрытых льдом и снегом, с другой — накладывают свой отпечаток на физический облик формирующихся над ними Масс арктического воздуха. Важнее всего, что только великое, что приходится различать континентальный арктический воздух (**кAB**), у которого все характеристики черты арктического воздуха, в особенности зимой, выражены особенно резко, и тропический воздух (**тAB**), у которого эти черты выражены значительно. В частности, нижние слои **мAB**, отекаясь и обогащаясь водяным паром над сравнительно теплой водной поверхностью, оказываются водяным паром и менее устойчиво напластованы, чем нижние слои континентального арктического воздуха.

§ 92. Тропический воздух

Различия в характере подстилающей поверхности в материковых и океанических районах Субтропиков чистоточно существенно отражают

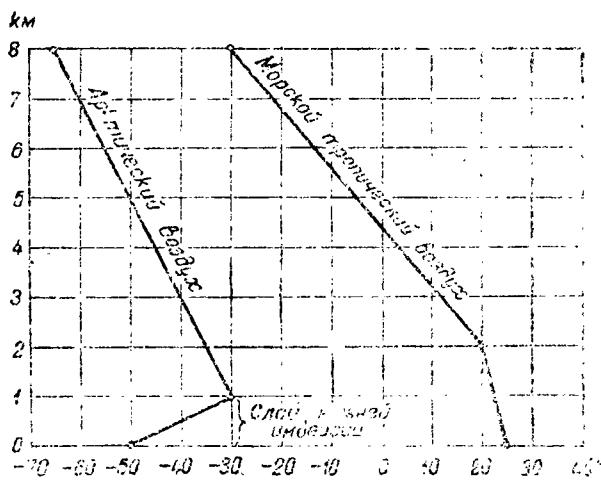


Рис. 126. Схема распределения по вертикали температуры воздуха в арктическом и в тропическом воздухе.

зывается на физическом облике формирующихся над ними Массе тропического воздуха (**ТВ**), что приходится рассматривать отдельно морской тропический воздух (**мТВ**) и континентальный тропический воздух (**кТВ**) — уже в Субтропиках.

Характерным для **морского тропического воздуха (мТВ)** в районах его формирования является то, что:

1) **Он прогрет до большой высоты** — порядка 2 000 м (см. рис. 126); в частности, **повышены температуры нижнего слоя**. То, что **мТВ** прогрет до большой высоты, объясняется малым охлаждением за ночь поверхностного слоя воды, вследствие чего нагревание воздуха над ней продолжается почти безостановочно днем и ночью и поэтому проникает до большой высоты.

2) Вследствие этого в этом прогретом слое морского тропического воздуха наблюдается сравнительно медленное убывание температуры в вертикальном направлении, т. е. **сравнительно малый вертикальный термический градиент**, а именно, чаще всего $0^{\circ},6 < Dt < 1^{\circ},0$. В вышележащих же слоях (см. рис. 126), наоборот, наблюдается быстрое убывание температуры в вертикальном направлении (большой вертикальный термический градиент).

3) Вследствие этого **нижний, прогретый слой мТВ напластован чаще всего влажноустойчиво**, т. е. для условий постоянного нагревания снизу, в общем все же довольно устойчиво. Поэтому в **мТВ**, как правило, **сравнительно слабая конвекция**, а поэтому и **малая мощность кучевых облаков и отсутствие над субтропическими районами океанов ливневых облаков**, а следовательно, как правило, и **осадков**. Но там, где **мТВ** вынужден подниматься до достаточно большой высоты по орографическим или фронтальным причинам, он дает очень большое количество осадков, так как абсолютная влажность его велика.

4) **Он имеет большую абсолютную влажность** (большую, чем абсолютная влажность континентального тропического воздуха и значительно большую, чем в Арктическом воздухе), но при этом — вследствие высоких температур — **сравнительно небольшую относительную влажность**, которая, вследствие малого охлаждения поверхности слоя воды, даже ночью не доходит до насыщения. Результатом этого является **отсутствие**, как правило, **туманов над поверхностью океанов в субтропических максимумах**.

5) **Он запылен мельчайшей пылью**, занесенной с материка (например, в Северном Атлантическом океане — с Африки; см. рис. 15). Более крупные пылинки оседают при этом из воздуха уже близ побережий; мельчайшие же пылинки, которые оседают чрезвычайно медленно и, практически, могут быть только «вымыты» из воздуха осадками — остаются взвешенными в воздухе очень долгое время. Так как в этих районах океанов осадки почти отсутствуют, то эти мельчайшие пылинки могут быть занесены далеко в Массы морского тропического воздуха, обусловливая характерное для воздуха, содержащего такую мельчайшую пыль, оптическое явление **опалесценции**, проявляющееся в том, что Солнце кажется в таком воздухе красноватым, а отдаленные предметы (дали) — синеватыми.

6) Опалесцирующее помутнение и аномалии

ная рефракция систовых лучей в нижних слоях мтВ, в результате чередования в них струек более плотного и менее плотного воздуха вследствие усиленного испарения в эти нижние слои и хотя и слабого конвекционного их перемешивания, обусловливает **пенистую видимость** над океанами в районах расположения морского тропического воздуха.

7) Он имеет малые, в общем, изменения физического облика от места к месту в меридиональном направлении и, в частности, **малый горизонтальный градиент температуры и влажности**.

Физический облик континентального тропического воздуха (кТВ) в районах его формирования определяется следующими физическими характеристиками:

1) Днем, в особенности летом — высокие температуры нижнего слоя; ночью же, вследствие сильного охлаждения подстилающей поверхности — значительное понижение температуры расположенного над ней нижнего слоя (нередко до заморозков) и, следовательно, часто низкие нижние инверсии температуры (радиационного происхождения).

2) Следствием значительного изменения термического состояния нижнего слоя от дня к ночи являются и соответствующие изменения в характере вертикального термического градиента: днем — **большой вертикальный термический градиент** (быстрое убывание температуры в вертикальном направлении), ночью же — значительное **уменьшение вертикального термического градиента** и даже, как сказано, часто инверсия температуры.

3) Следствием значительного изменения величины и характера вертикального термического градиента являются соответствующие изменения и условий устойчивости напластования кТВ; большая (в особенности в случае инверсии) устойчивость напластования **ночью** меняется — днем — **большой неустойчивостью напластования**, результатом которой является **сильная конвекция**.

4) Малая по сравнению с мТВ абсолютная влажность и, главным образом (вследствие высоких температур), очень малая — днем — **относительная влажность**. Благодаря этому, несмотря на значительное адиабатическое охлаждение воздуха восходящих ветвях сильных конвекционных токов, достигающих больших высот, дело до насыщения, а следовательно, и до **образования кучевых облаков**, а тем более **ливневых облаков и осадков** — кТВ не доходит. Ночью же, вследствие сильного охлаждения подстилающей поверхности, относительная влажность прилегающего кней слоя воздуха может достигнуть насыщения, и на этой поверхности оседает обильная **роса**, а при соответствующих условиях, и **ней**, а в нижнем слое воздуха может образоваться туманная дымка и туман радиационного происхождения.

5) **Сильная запыленность** не только нижних, но и более высоких ярусов тропосферы. Действительно, следствием большой неустойчивости напластования (днем) воздуха над пустынями Африки и Азии, одной стороны, и крайней сухости земной поверхности в этих районах, с другой — являются частые и сильные **песчаные и пылевые вихри**, при которых значительные массы песку и, главным

образом, мельчайшей пыли заносятся в высокие слои тропосферы. Более крупные из поднятых в воздух песчинок и пылинок выпадают из него сравнительно быстро; мельчайшие же остаются взвешенными в воздухе очень долгое время, обусловливая весьма характерное для континентального тропического воздуха явление **опалесценции**, проявляющейся в том, что Солнце кажется в этом воздухе красноватым а отдаленные предметы (дали) — синеватыми. Сразу после пылевой или песчаной бури, когда в воздухе взвешены еще и пылинки большого размера, воздух имеет сероватую, а не голубоватую окраску (туман).

6) Следствием сильной запыленности континентального тропического воздуха, и притом значительной толшины его, является вместе с тем и **плохая видимость** в нем как горизонтальная, так и вертикальная.

7) Малые, в общем, изменения физического облика от места к месту в меридиональном направлении и, в частности, **малый горизонтальный градиент температуры и влажности**, в особенности днем. Но же, в результате сильной зависимости радиационных процессов от местных условий, может наблюдаться более «пестрая» картина.

§ 93. Полярный воздух

Хотя границы распространения арктического и тропического воздуха подвержены постоянным и более или менее значительным изменениям как ото дня ко дню, так и по сезонам в течение года, а также от года к году, можно принять, что, в среднем южная граница арктического воздуха проходит вдоль 70° с. ш., а северная граница тропического воздуха — вдоль 45° с. ш., как это и показано на рис. 1 и как это видно на рис. 100. В широкой зоне умеренных широт между южной границей арктического воздуха и северной границей тропического воздуха, т. е. в среднем, между 45° и 70° с. ш., постоянно максимумы (а также постоянные области пониженного давления) следовательно, и постоянные ветры — отсутствуют, что мы показали на рис. 100 и 125 за шириной зоны, занятой воздухом умеренного широт. Вследствие этого, как правило, Массы воздуха, расположенные в умеренных широтах между границами тропического и арктического воздуха, в отличие от этих соседних, являются не очищением над умеренными широтами воздуха «сверху», т. е. воздухом не испытывающим воздействия подстилающей поверхности, а путем проникновения в эти широты Масс (языков) арктического тропического воздуха «снизу» (см. рис. 127), что, как мы увидим дальше, связано с циклоническими и антициклоническими волнами, между которых в умеренных широтах, главным образом, протекает. Эти Массы (языки) арктического и тропического воздуха передвигаются, над подстилающей поверхностью умеренных широт, значительно отдаляясь от подстилающей поверхности в тех широтах, в которых эти Массы получили характерный для них фаз-

¹ Только зимой над материками, главным образом над Азией и восточной Европой, устанавливаются довольно устойчивые сезонные антициклоны, и следственно, и довольно устойчивая широколицая антициклоническая характеристика.

ческий облик, соответствующим образом перерождаются. Однако, вследствие постоянной и частой смены в умеренных широтах барического рельефа, а следовательно, и циркуляции, не всегда успевают при этом приобрести достаточно определенный и четкий «новый» облик даже те Массы воздуха арктического и тропического происхождения, которые участвуют в образовании антициклонов в этих широтах. Кроме того, проникший в умеренные широты тропический воздух, как более теплый и легкий, оказывается, в большинстве случаев, рано или поздно вытесненным в более высокие слои тропосфера и расположенным над Массами более холодного и тяжелого воздуха другого происхождения. Следствием этого являются часто наблюдаемые в умеренных широтах в ср х н и е и н в е р с и и г е м и е р а-

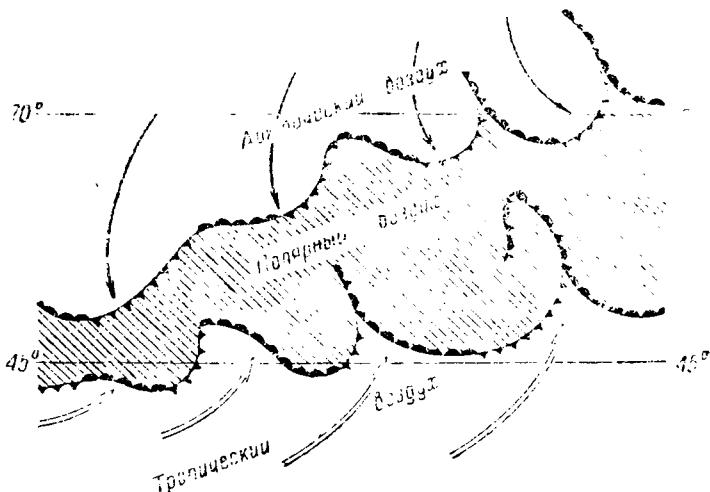


Рис. 127. Проникновение арктического и тропического воздуха в зону умеренных широт (схема).

туры динамического происхождения, которые нередко располагаются в несколько ярусов друг над другом. Эти инверсии и связанные с ними облачные массы в значительной степени нарушают четкость и вертикального строения Масс воздуха в умеренных широтах. По всем этим причинам воздух, расположенный над умеренными широтами между Массами (языками) еще не переродившегося арктического и тропического воздуха, не может обладать столь же определенным и четким физическим обликом, как Массы арктического и тропического воздуха в широтах их формирования.

Наиболее характерным для этого воздуха умеренных широт, называемого **полярным воздухом (ПВ)**, является:

1) Часто наблюдаемое **влажноустойчивое напластование**, обусловленное большой абсолютной и, главным образом, большой относительной влажностью воздуха.

2) В отличие от арктического и тропического воздуха — значительное изменение физического облика от места к месту в меридиональном

направлении в пределах той же самой Массы воздуха и, в частности значительный, а нередко даже большой **горизонтальный градиент температуры и влажности**.

3) Довольно большая **запыленность**, а следовательно, обусловленное ею **помутнение воздуха и пониженная видимость**; в особенности летом над материками (пыль, дым лесных и торфяных пожаров), довольно значительная и в остальное время, благодаря большому числу в умеренных широтах крупных промышленных центров и больших городов, и особенно большая вблизи них.

4) **Меньшая**, по сравнению с арктическим и тропическим воздухом **активность**, обусловленная отсутствием над умеренными широтами постоянных, достаточно интенсивных антициклонов и выражющаяся в том, что полярный воздух, как правило, «вытекает» из широт своего формирования гораздо менее интенсивно, чем арктический воздух из Арктики и тропический из субтропического пояса. Соответственно этому полярный воздух, как правило, продвигается за пределы своих «средних границ» на гораздо меньшие расстояния, чем тропический воздух, потоки которого могут проникать через всю зону умеренных широт в Арктику, и чем арктический воздух, потоки которого могут проникнуть через всю зону умеренных широт — в Субтропики.

Более определенный физический облик и большую «активность» приобретает полярный воздух зимой над материками, главным образом, над Северной Азией и Восточной Европой, так как в это время года над этими территориями образуются сезонные антициклоны. Несмотря на зимой характер подстилающей поверхности в этих территориях приближается к характеру подстилающей поверхности материковых районов Арктики, то и физический облик, приобретаемый над ними воздухом, приближается к физическому облику континентального арктического воздуха и притом формирующегося над Гренландией. Поэтому, например, температуры нижнего слоя воздуха над Восточной Европой и Северной Азией могут быть зимой значительно ниже температур нижнего слоя арктического воздуха к северу от них, над Полярным океаном.

Различие в характере подстилающей поверхности в материковых и океанических районах умеренных широт настолько существенно, что отражается на физическом облике переродившихся или формирующихся над ними Масс воздуха, что и здесь необходимо различать **морской полярный воздух (мПВ)**, прежде всего значительно более влажный, и **континентальный полярный воздух (кПВ)** значительно более сухой. Учитывая же значительное различие в условиях инсолиации умеренных широт в холодное и теплое полугодие и связанные с ними изменения от лета к зиме температуры подстилающей поверхности в этих широтах (гораздо более значительные, как известно, чем в Арктике и в Субтропиках), нетрудно видеть, что существенными должны быть изменения от зимы к лету и физического облика полярного воздуха и, в особенности, конечно, континентального полярного воздуха. В теплое полугодие морской полярный воздух оказывается холоднее континентального полярного воздуха, а в холодное — теплее его.

Географические районы и время формирования основных Масс воздуха, фигурирующих над Европой.

Основные Массы воздуха	Районы формирования	Время фор- мирования	Проявляют себя над Европой в большин- стве с. в. чаев кат.
МАВ	Северное Европейское море (районы Ледовитого океана между Гренландией, Шпицбергеном и Мурманом).	Весь год, за исключением середины лета (июль—августа)	ХМ Иногда зимой на севере, как ТМ
АВ	Вся Арктика, за исключением Северного Европейского моря; в частности Баренцево и Карское моря; зимой также крайний северо-восток Европы и север Азии.	Весь год, за исключением середины лета (июль—августа)	ХМ
кАВ	Арктика.	Середина лета (июль—август)	ХМ
Арктиче- ский— Полярный			
МПВ	Умеренные и высокие широты северной половины Атлантического океана.	Весь год	ХМ В теплое время года
ПВ	Север и средние широты СССР и Западной Европы.	В теплое время года	ТМ В холодное время года
кПВ	Почти вся территория СССР и Западной Европы.	В холодное время года	ХМ
МТВ	Субтропические широты северной половины Атлантического океана и Средиземное море.	Весь год	ТМ
ТВ	Субтропические территории Северной Африки и Азии; летом также юг СССР и Западной Европы.	Весь год	ТМ
кТВ	Зона термического экватора.	Весь год. Европы достигает только летом в высоких слоях тропосферы, как антипассат	
Эквато- ральный			
ЭВ			

контрольные вопросы к главе XVII

1. Какие физические величины и явления характеризуют физический облик грунтовой Массы?
 2. Бездействие каких факторов определяет собой физический облик воздушной Массы?
 3. В каких барических образованиях и почему воздушная Масса может приобрести особенно четкий физический облик?
 4. Какие различают основные Массы воздуха?
 5. Какие признаки характерны для арктического воздуха в районах его формирования?
 6. В чем различия между морским арктическим воздухом и континентальным арктическим воздухом в Арктике?
 7. Какие признаки характерны для морского тропического воздуха в районах его формирования?
 8. Какие признаки характерны для континентального тропического воздуха в районах его формирования?
 9. Какие признаки характерны для полярного воздуха, в чем различие между морским полярным воздухом и континентальным полярным воздухом и теми районами, из которых они формируются?
 10. Какие признаки характерны для экваториального воздуха?
 11. Каково географическое происхождение основных Масс воздуха, встречающихся над Западной Европой и Европейской территорией СССР?
 12. Какие признаки характерны для арктического-полярного воздуха, где он формируется?
 13. Какими условиями видимости характеризуются основные Массы воздуха?
-

ГЛАВА XIX

ПЕРЕРОЖДАЮЩИЕСЯ МАССЫ ВОЗДУХА

§ 94. Перерождение Масс воздуха

Физический облик основных Масс воздуха, рассмотренный в предыдущей главе, характерен для них в районах их формирования. Во всех тех случаях, когда эти Массы, в связи с общей циркуляцией воздуха в тропосфере и, в частности, в связи с изменениями барического рельефа в умеренных широтах, вытекают из района их формирования, их физический облик соответствующим образом видоизменяется и при этом, главным образом, вследствие воздействия на данную Массу той подстилающей поверхности, над которой она протекает или располагается. Нетрудно видеть, что, при прочих равных условиях, это воздействие тем сильнее, чем больше эта подстилающая поверхность отличается по температуре и влажности от подстилающей поверхности в районе формирования данной Массы. Очевидно, что на изменение физического облика Масс воздуха, перемещающихся к северу или к югу, должны оказывать влияние и иные условия инсолиации и продолжительности радиационного охлаждения ночью в тех широтах, в которые они проникают, но сравнению с теми широтами, в которых они формировались.

Все могущие здесь встретиться бесконечно разнообразные случаи можно разбить на две основные категории сообразно тому, будет ли нижний слой данной Массы воздуха теплее той подстилающей поверхности, над которой она протекает или располагается, или холоднее ее. Независимо от ее происхождения и абсолютного значения температуры ее нижнего слоя:

всякую Массу воздуха, нижний слой которой теплее той подстилающей поверхности, над которой она протекает или располагается — называют **теплой Массой (ТМ)**, а

всякую Массу воздуха, нижний слой которой холоднее той подстилающей поверхности, над которой она протекает или располагается — называют **холодной Массой (ХМ)**.

Деление перемещающихся и «пришлых» Масс воздуха на теплые и холодные, независимо от их происхождения и приобретенного «лица» физического облика и, в частности, независимо от абсолютного значения температуры их нижнего слоя, продуктивно потому, что различие температуры нижнего слоя воздушной Массы и температуры подстилающей его поверхности обуславливает совершенно определенные изменения физического облика этой Массы.

§ 95. Теплые Массы

Для теплых Масс характерны следующие процессы и гидрометеоры (рис. 128).

1) **Охлаждение снизу** от соприкосновения с более холодной подстилающей поверхностью, и, таким образом, **постепенное понижение температуры** нижних слоев теплой Массы, начиная с приземного ее слоя.

2) **Уменьшение**, вследствие этого, **вертикального термического градиента** и, как результат этого —

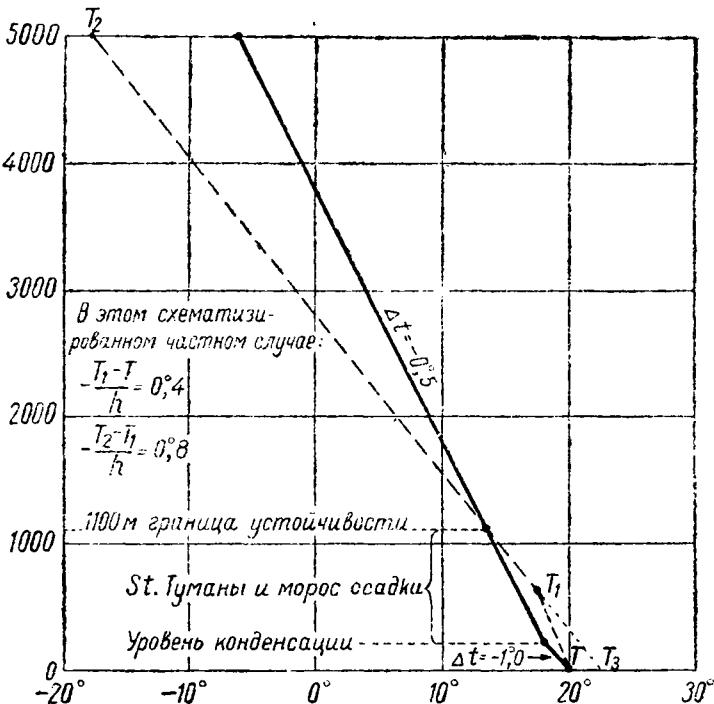


Рис. 128. Тёплая Масса воздуха (схема).

3) **Уменьшение неустойчивости напластования** (если таковая наблюдалась) до **устойчивости** и затем **все большее увеличение устойчивости напластования** и, следовательно, ослабление и затем **прекращение конвекции** (если таковая сначала и наблюдалась) и **исчезновение продуктов ее**: ливневых облаков и ливневых осадков, а затем и кучевых облаков. Таким образом временно в еще не «старой» теплой Массе может наблюдаться полная ясность. Устойчивость напластования настолько характерна для теплых Масс, что их часто называют **устойчивыми Массами (УМ)**.

4) По мере увеличения устойчивости напластования — **постепенное уменьшение степени турбулентности потока теплой Массы** и как следствие этого — **уменьшение степени порывистости ветра**.

5) Постепенное увеличение относительной влажности нижних слоев теплой Массы, начиная с приземного ее слоя, как результат постепенного их охлаждения, вследствие чего —

6) Через больший или меньший промежуток времени и на большем или меньшем расстоянии от места «входа» теплой Массы на более холодную подстилающую поверхность дело может дойти до насыщения нижнего слоя теплой Массы и, следовательно, до конденсации части содержащегося в нем водяного пара, т. е. до образования в нем тумана (или гуманной дымки). Так как этот туман образуется вследствие протекания более теплого потока над более холодной подстилающей поверхностью, то он является адвективным туманом и притом — **адвективным туманом охлаждения**, который при дальнейшем развитии процесса нередко приобретает характер с м а ч и в а ю щ е г о т у м а н а.

Чем «старше» становится адвективный туман, тем густота его внизу уменьшается, а на некоторой высоте — увеличивается, т. е. туман приподнимается и через некоторое время образует более или менее густую и мощную (толстую) пелену, которая представляет собою уже так называемое слоистое облако — *Stratus*, придающее небу унылый, пасмурный вид, весьма характерный для достаточно выхолодившихся, т. е. другими словами для достаточно «старых» теплых Масс.

При дальнейшем развитии процесса такого слоистого облака может выпадать **морось**, состоящая из мельчайших капелек, снежинок или снежных зерен.

Если теплая Масса протекает над районами, в которых земные предметы достаточно охлаждены ранее стоявшими там сильными морозами, а сама имеет температуру ниже нуля и содержит мельчайшие капельки переохлажденной воды, то на поверхности этих земных предметов оседает более или менее обильный **гололед**. Если же, при тех же условиях, в теплом адвективном потоке содержится только водяной пар, то на земных предметах образуется **твёрдый налёт**, как результат сублимации водяного пара на поверхности этих холодных предметов. Наконец, если, при прочих аналогичных условиях, температура поверхности земных предметов ниже точки росы водяного пара теплой Массы, но выше нуля, то на их поверхности оседает **жидкий налёт**.

При достаточно интенсивной инсоляции и обусловленном ею достаточно интенсивном нагревании адвективного тумана или, соответственно, слоистых облаков «сверху», они постепенно редеют и могут — днем — совсем исчезнуть, вновь появляясь с уменьшением интенсивности инсоляции и усилением охлаждения излучением (радиацией) к вечеру. Образующиеся в этих условиях туманы часто называют **адвективно-радионими**.

Сообразно этому, при достаточно интенсивной инсоляции, т. е. чаще всего в невысоких широтах умеренного пояса и в теплое полугодие, в теплых Массах — днем — может даже возникать конвекция, могут образовываться облака восходящих токов: Си и даже Сб, из которых могут выпадать осадки ливневого характера.

В течение более или менее длительного времени в процессе поднятия, а также в процессе образования и рассеивания адвективно-

радиационного тумана — густота тумана в нижнем слое воздуха может быть еще (или уже) недостаточной для уменьшения дальности видимости до 1 км. В таких случаях наблюдается дымка, которую следовало бы называть «*а д в е к т и в н о й д ы м к о й*».

7) Так как в теплых Массах, кроме «молодых», наблюдается дымка, туман или морось, то **видимость в теплых Массах**, в особенности в холодную половину года и в холодную половину суток, а большей частью круглые сутки, в большей или меньшей степени, а **нередко сильно**, понижена.

8) Наличие тумана или сплошной слоистой облачности обуславливает, очевидно, **сглаженный суточный ход температуры воздуха в нижнем слое теплых Масс**.

Наиболее характерные для теплых Масс явления и гидрометеоры, для облегчения их запоминания, собраны в таблицу, помещенную на стр. 346.

§ 96. Холодные Массы

При прочих равных условиях типичные для холодных Масс процессы и гидрометеоры настолько существенно различаются между собой, с одной стороны, в случаях достаточно интенсивного повышения температуры подстилающей поверхности благодаря инсоляции, а с другой — в случаях достаточно интенсивного охлаждения этой поверхности излучением, что мы рассмотрим их отдельно.

В случаях достаточно интенсивного повышения температуры подстилающей поверхности благодаря инсоляции, т. е. прежде всего в **дневные часы теплой половины года над сушей**, для холодных Масс характерны следующие процессы и гидрометеоры (рис. 129):

1) **Нагревание снизу** от соприкосновения с нагретой инсоляцией подстилающей поверхностью и, таким образом, **постепенное повышение температуры нижних слоев** холодной Массы, начиная с приземного ее слоя.

2) **Увеличение** вследствие этого **вертикального термического градиента** и как результат этого —

3) **Уменьшение устойчивости напластования** (если таковая наблюдалась) до неустойчивости и затем все большее **увеличение неустойчивости напластования** и, следовательно — при прочих благоприятных условиях — **возникновение** (если таковая сначала не наблюдалась) и **постепенное усиление конвекции**. Неустойчивость напластования настолько характерна для холодных Масс, что их часто называют **неустойчивыми Массами (НМ)**.

4) По мере увеличения неустойчивости напластования — постепенное **увеличение степени турбулентности** потока холодной Массы и как следствие этого — **увеличение степени порывистости ветра**. Достаточно хорошо развитые ливневые облака в холодных Массах (см. ниже) обычно сопровождаются более или менее сильными, а иногда и очень сильными **шквалами**.

5) **Уменьшение относительной влажности нижнего слоя и увеличение ее на высоте**, как следствие, с одной стороны, повышения темпе-

ратуры нижнего слоя холодной Массы, а с другой — переноса водяного пара вверх восходящими ветвями конвекционных токов и адиабатического его охлаждения при подъеме.

б) Характерной для «молодой», т. е. еще сравнительно мало нагретой снизу холодной Массы, и, в частности, например, в утренние часы летом над сушей является **ясная, безоблачная погода**.

В результате же конвекции, через больший или меньший промежуток времени и на большем или меньшем расстоянии от места «входа» холодной Массы на более теплую подстилающую поверхность, а в частности, например, через больший или меньший промежуток времени

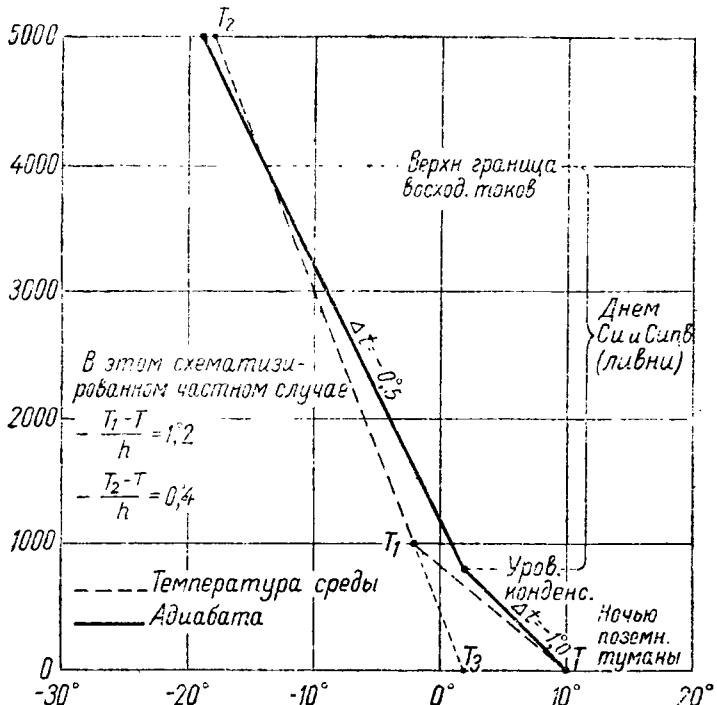


Рис. 129. Холодная Масса воздуха днем (схема).

после восхода солнца в теплое полугодие над сушей, в холодной Массе — при прочих благоприятных условиях — начинается **образование облаков конвекционных токов**: кучевых облаков хорошей погоды — **Ci humilis** (в частности, изорванных кучевых облаков — **Fasciculus**), мощных кучевых облаков — **Ci congestus** и, наконец, ливневых облаков — **Cb**, с более или менее четко выраженным суточным ходом, а именно с увеличением их числа, размеров и мощности днем и полным исчезновением или во всяком случае уменьшением их к ночи.

Из этих ливневых облаков в холодных Массах могут выпадать **садки ливневого характера**: ливневой дождь, ливневой снег, ливне-

вой дождь со снегом или мокрый снег, ливневая крупа, ледяная крупа и град.

При соответствующих условиях ливневые облака в холодных Массах могут сопровождаться **грозовыми явлениями**: грозой над местом наблюдения, отдаленной грозой и зарницами.

Когда относительная влажность соответствующих слоев холодной Массы становится достаточно большой, то таяние к вечеру, после прекращения конвекции, образовавшихся днем облаков восходящих токов замедляется, и эти облака, растекаясь и сливаясь между собой, могут образовать вечерние слоисто-кучевые облака — *Sc vesperalis*.

В высоких слоях холодных Масс нередко образуются волокнистые перистые облака хорошей погоды — *Ci filosus*.

7) Вследствие отсутствия — днем — в нижних слоях холодной Массы тумана и дымки, **видимость** в них днем, вообще говоря, **хорошая** и во всяком случае лучше, чем в теплых Массах. Следует, однако, иметь в виду, что над сушей, в особенности летом, видимость в нижних слоях холодных Масс может быть понижена и из-за **мглы**, а при достаточно сильной конвекции над сушей — морем также вследствие явлений, обусловленных **ненормальной рефракцией** световых лучей, а именно: дрожания горизонта, миражей и пр.

При протекании же холодной Массы над теплой испаряющей поверхностью, как например, над более теплой поверхностью моря, озера и даже реки, в нижних слоях ее может образоваться и удерживаться адвективный туман или адвективная дымка и притом **адвективный туман (дымка) испарения**.

В случаях достаточно интенсивного охлаждения подстилающей поверхности излучением, как например, в **вечерние иночные часы** над сушей, для холодных Масс характерны следующие процессы и гидрометеоры:

1) **Охлаждение снизу** непосредственно излучением в более высокие слои и к охладившейся излучением подстилающей поверхности, а также от соприкосновения с этой поверхностью, и вследствие этого **постепенное понижение температуры нижних слоев** холодной Массы, начиная с приземного ее слоя.

2) **Уменьшение**, вследствие этого, **вертикального термического градиента**, а при дальнейшем развитии процесса охлаждения снизу — **образование более или менее тонкого приземного слоя инверсии температуры** термического происхождения, большей частью всего в несколько метров толщиной.

3) Параллельно с уменьшением вертикального термического градиента происходит **уменьшение неустойчивости напластования до устойчивости** и, следовательно, прекращение конвекции и — по меру дальнейшего охлаждения снизу — увеличение этой устойчивости напластования, которая, очевидно, становится особенно большой в случае образования слоя приземной инверсии.

4) Уменьшение степени турбулентности потока холодной Массы и как следствие этого — **уменьшение степени порывистости ветра**.

5) **Увеличение относительной влажности нижних слоев** холодной

Массы, начиная с приземного ее слоя, по мере понижения их температуры, и как результат этого —

б) С момента понижения (путем радиации) температуры подстилающей поверхности ниже точки росы — выделение на эту поверхность **росы или инея**; по мере же охлаждения ниже точки росы и приземного слоя воздуха над соответствующими участками подстилающей поверхности — образование **радиационного тумана** или **радиационной дымки** и, в частности, при полном штиле — **поземного тумана**, постепенно нарастающих вверх по мере распространения кверху охлаждения.

Если конвекционное перемешивание нижних слоев холодной Массы началось раньше, чем радиационный туман рассеется — туман этот приподнимается и образует приподнятый туман или, другими словами, **слоистое облако — Stratus**, которое затем распадается на части, напоминающие сначала волны слоистокучевых облаков, а по мере дальнейшего их распада — отдельные кучевые облака, но очень низкие и без четко выраженных горизонтальных оснований; по мере дальнейшего прогревания они или все больше редеют и, наконец, совсем исчезают, или же из них образуются «настоящие» кучевые облака.

При соответствующих условиях из такого приподнятого тумана в холодной Массе утром может выпасть непродолжительный **дождь моросящего характера**.

Если холодная Масса протекает над более теплой испаряющей поверхностью, т. е. прежде всего над более теплой поверхностью моря, озера или реки, то в ней может удержаться или даже возникнуть или усилиться (вследствие понижения температуры) **адвективный туман (дымка) испарения**.

7) В нижних слоях тех районов холодных Масс, в которых с вечера или ночью образовалась радиационная дымка или туман, **видимость вечером, ночью и часть утра**, очевидно, **пониженная** или даже плохая. Зимой же в указанных выше условиях пониженная видимость может держаться в нижних слоях холодных Масс **круглые сутки**. Плохой или пониженной будет, конечно, видимость в холодной Массе и в случае образования в ней аддективного тумана (или дымки) испарения.

Зимой, в наших широтах, в особенности над снеговым покровом, когда характерное для холодных Масс ночное радиационное охлаждение, практически говоря, не прекращается и после восхода солнца, typical погоды, типичный для холодных Масс в ночное время, удерживается в них и после восхода солнца, т. е. круглые сутки. Вследствие этого зимой толщина слоя термической инверсии в холодной Массе продолжает ото дня ко дню нарастать и может достичь высоты несколько сот метров. Вместе с тем, вследствие отсутствия нагревания подстилающей поверхности днем, все в меньшей степени обнаруживается и та разность температуры подстилающей поверхности нижнего слоя воздушной Массы, которая вообще характеризует ее как «холодную»: через некоторое время в указанных условиях нижние слои такой Массы могут все время оставаться **менее холода** и, чем подстилающая поверхность. В этих условиях на сильно охлажденных излучением земных предметах оседает **изморозь**. Радиационный же туман в нижних слоях холодной Массы и образовавшееся из него слоистое облако (**Stratus**) в этих условиях могут держаться

круглые сутки, так как они не прогреваются, практически говоря, ни сверху, ни снизу. При температурах ниже 0° такой радиационный туман может состоять из переохлажденных капель, а при морозах порядка $20-25^{\circ}$ и ниже — из ледяных игл.

К числу характеристик, типичных для не слишком «старых» холодных Масс над сушей, следует добавить еще следующую, очевидную из всего сказанного выше об этих Массах, а именно:

8) Резкий суточный ход температуры воздуха и других метеорологических элементов, как-то: влажности, облачности, осадков и видимости, а при соответствующих условиях также и направления и скорости ветра.

Над достаточно большими водными бассейнами, т. е. прежде всего над морями и океанами, процессы и гидрометеоры в холодных Массах могут сохранять ночь тот же характер, что и днем, и даже достигать еще большей интенсивности. Объясняется это тем, что вследствие незначительного понижения температуры воды ночью по сравнению с днем нагревание снизу приповерхностного слоя холодной Массы может продолжаться над поверхностью воды и ночью. А так как более высокие слои холодной Массы охлаждаются излучением и над водной поверхностью, то ночью вертикальный термический градиент в холодной Массе над водной поверхностью может стать больше, чем днем. А вследствие этого и **конвекция и облака и осадки восходящих токов, а также турбулентность строения и степень порывистости ветра в холодной Массе над водной поверхностью ночью могут получить большую интенсивность, чем днем**. Этим и объясняется известное уже нам обстоятельство, что ливневые осадки и грозы над морями и океанами бывают, главным образом, вечером и ночью.

Из всего сказанного о холодных Массах очевидно, что характерным для них является тот, всем известный, облик погоды, который, несмотря на наличие типичных для холодных Масс облачных форм и даже выпадения из них осадков, вполне основательно называют **«вёдро»**.

Особенно интенсивна конвекция, облака восходящих токов и связанные с ними явления в тех случаях, когда в качестве холодной Массы выступает морской полярный воздух (мПВ) или морской арктический воздух (мАВ).

Наиболее характерные для холодных Масс явления и гидрометеоры для облегчения их запоминания, собраны в таблицу (см. стр. 346).

§ 97. Понятие о репрезентативности

Для определения, к какой из основных Масс относится Масса воздуха, расположенная или протекающая над данным пунктом или районом, в подавляющем большинстве случаев необходимо бывает проследить по целой серии синоптических карт, из какого географического очага воздушных Масс она происходит, т. е. необходимо проследить, как говорят, за «долгой и стойкой» этой воздушной Массы. Для теплых же и холодных Масс типичные для них процессы и гидрометеоры настолько характерны

или, как говорят, «репрезентативы» для них, что выяснение вопроса, является ли данная Масса теплой или холодной, как общее правило, возможно уже в результате анализа «краткой истории» ее. Краткую же историю Массы можно выявить не только по данной, отдельной синоптической карте, т. е. по наблюдениям в нескольких пунктах, «покрытых» этой Массой, но и по наблюдениям в одном из этих пунктов, т. е. по так называемым «местным признакам погоды». Поэтому как **характерные для теплых и холодных Масс процессы и гидрометеоры, так и типичный для них облик погоды** следует **твёрдо запомнить** путем уяснения их физически-закономерной связи с самым понятием теплых и холодных Массах.

Из рассмотрения сказанного о теплых и холодных Массах видно, что, как теплая Масса, так и холодная Масса есть вместе с тем **перерождающаяся** Масса воздуха, причем перерождение теплых Масс происходит путем их постепенного выхолаживания снизу, тогда как перерождение холодных Масс происходит путем их постепенного прогревания снизу. А так как каждая перемещающаяся Масса воздуха, как общее правило, перемещается над подстилающей поверхностью более теплой или более холодной, чем ее нижний слой, и является, следовательно, или холодной или теплой Массой, то очевидно, что, как общее правило, каждая **перемещающаяся Масса воздуха является вместе с тем и перерождающейся Массой**.

Легко видеть, что арктический воздух, вытекающий в умеренные широты, проявляет себя в этих широтах, в подавляющем большинстве случаев, как холодные Массы, а тропический воздух — как теплые Массы. Так как нижний слой воздушной Массы наиболее сильно испытывает на себе воздействие подстилающей поверхности, то температура его быстро повышается или, соответственно, понижается и в достаточно «старой», т. е. достаточно давно пришедшей в данные широты Массе арктического или тропического воздуха, она может оказаться такой же, как температура приповерхностного слоя расположенной рядом с ней Массы полярного воздуха. Очевидно, что в этих случаях фигурирующая на синоптических картах **тепература при поверхности слоя** Массы воздуха **перестает быть «репрезентативной»** для нее.

В тех случаях, когда перерождающиеся Массы арктического или тропического воздуха уже заметно изменили характерный для них «облик» физический облик, но не превратились еще в полярный воздух, говорят, соответственно, о **прежнем морском тропическом воздухе** (пр. мТВ), о **прежнем континентальном арктическом воздухе** (пр. кАВ) и т. д. Точно так же говорят о **прежнем морском полярном воздухе** (пр. мПВ) над материком Европы и о **прежнем континентальном полярном воздухе** (пр. кПВ) над Океаном.

Массы полярного и арктического воздуха, проникшие в субтропические широты, перерождаются там в тропический воздух, соответственно морской или континентальный, а Массы полярного и тропического воздуха, проникшие (в подавляющем большинстве случаев в более высоких слоях) в Арктику — перерождаются там в арктический воздух.

Наиболее характерные для теплых и холодных Масс явления и гидрометеоры

		Холодная Масса			
Теплая Масса		над сушей		над водной поверхностью	
		днем	ночью		
Изменение температуры	Выхолаживается снизу (часто инверсия)	Нагревается снизу	Как общее правило, охлаждается снизу (и тогда часто нижняя инверсия); в отдельных случаях продолжает нагреваться снизу	Нагревается снизу и днем и ночью	Сильно стяженный суточный ход
	Сглаженный суточный ход	Резкий суточный ход			
Напластование	Устойчивое	Неустойчивое	Устойчивое	Неустойчивое, особенно ночью	
Конвекция	Отсутствует	Возникает и усиливается	Ослабевает и прекращается	Возникает днем, вечером и ночью усиливается	
Турбулентность	Постепенно уменьшается	Увеличивается; нередко шквалы	Уменьшается	Увеличивается; шквалы , чаще всего вечером и ночью	
Туманы	Адвективные туманы охлаждения		Радиационные, в частности поземные	Адвективные туманы испарения	
Облаца	St	Полная безоблачность или Cu hum., Cu cong., Cb (иногда Ci fil., Ci noth., Ci dens; к вечеру Sc, Ac)	Иногда, к утру St	Полная безоблачность или Cu hum., Cu cong., Cb, достигающие максимально го развития вечером и ночью	
Осадки	Морось (также твердый или жидкий налет, готем)	Ливневые (дождь, снег, крупка, град)	Роса или иней (также изморозь; иногда к утру морось)	Ливневые (дождь, снег, крупка, град), главным образом вечером и ночью	

В арктический же воздух перерождается и тот экваториальный воздух, который в высоких слоях тропосферы течет из экваториальных широт в полярные широты и «оседает» над ними (см. рис. 100).

Дольше всего сохраняют свою **репрезентативность температуры приповерхностного воздуха**, очевидно, над морем. Так например, температура нижнего слоя арктического воздуха, продвигающегося к югу над океаном, долго остается и же температуры подстилающего его слоя воды, а температура нижнего слоя морского тропического воздуха, продвигающегося над океаном к северу, долго остается выше температуры подстилающей его поверхности моря. Поэтому, по **знаку разности между температурой нижнего слоя воздуха и температурой поверхности моря** под ним можно, зачастую, определять, является ли данная Масса морского воздуха местной, полярной или же, соответственно, арктической или тропической. Ввиду этого, береговые метеорологические станции и корабли сообщают знак и величину этой разности (под T_d по международному коду). На карты наносят или T_d или температуру поверхностного слоя воды (tt), которую определяют путем сопоставления значений TT (температуры воздуха) и T_d .

Очень долго сохраняют свою **репрезентативность** для основных Масс воздуха степень их запыленности и, в частности, очень характерная для тропического воздуха опалесценция, позволяющая обнаружить это далеко на севере Европы, в частности — даже на севере Норвегии.

Наиболее долго сохраняет свой характер, а следовательно и **наиболее репрезентативно** для Масс арктического, тропического и полярного воздуха **распределение в них температуры и влажности по вертикали**, от которого, при прочих равных условиях, зависит и **степень устойчивости напластования** этих Масс. Поэтому изучению вертикального распределения температуры и влажности помошью аэрологических зазрезов и придается сейчас особенно большое значение.

Факторные вопросы к главе XIX

1. Воздействие каких, главным образом, факторов обусловливает перерождение Масс воздуха, вышедших из районов их формирования?

Что называют «теплой Массой» и каковы характерные для теплых Масс процессы и облик погоды?

Что называют «холодной Массой» и каковы характерные для холодных Масс процессы и облик погоды?

Что понимают под термином «старая» теплая или холодная Масса?

Что понимают под термином «репрезентативность» в применении к физическим характеристикам воздушных Масс?

Какие физические характеристики воздушных Масс наиболее «репрезентативны»?

Что понимают под термином «свежий» в применении к воздушной Массе?

Что выражают термином «прежний» в применении к воздушной Массе?

Что понимают под «долгой историей» воздушной Массы?

Что понимают под «краткой историей» воздушной Массы?

В каких Массах воздуха, из числа приходящих в Европу, и при каких условиях могут образоваться особенно сильно адвективные туманы?

Какие из приходящих в Европу Масс воздуха особенно неустойчиво напластованы?

Потоки каких Масс воздуха из числа приходящих в Европу и при каких условиях могут быть особенно турбулентны и в чем эта их турбулентность проявляется?

ГЛАВА XX

ПОВЕРХНОСТИ РАЗДЕЛА МЕЖДУ МАССАМИ ВОЗДУХА

§ 98. Поверхности раздела

Как выше было сказано, изменение физических характеристик от места к месту в пределах данной Массы воздуха, в частности, в пределах данного потока воздуха бывает, как правило, небольшим, и во всяком случае даже в наиболее «пестром» в этом отношении полярном воздухе такое изменение от места к месту происходит постепенно, без резких скачков. При пересечении же поверхности **пограничной между двумя соприкасающимися Массами воздуха** (см. рис. 125) и, в частности, между двумя соприкасающимися **потоками воздуха различного географического происхождения** наблюдается, наоборот, **заметное**, а нередко даже очень резкое изменение одной или нескольких физических характеристик, а во многих случаях даже всех метеорологических элементов, как-то: температуры приповерхностного слоя воздуха, вертикального термического градиента, влажности воздуха, распределения температуры и влажности воздуха по вертикали, облачности, степени запыленности, направления и скорости ветра и т. д.

Другими словами, при пересечении поверхности, пограничной между двумя потоками воздуха различного происхождения, а следовательно, и различного характера, обнаруживается более или менее резкий скачок или разрыв в постепенности в поле соответствующих метеорологических элементов и при этом не только в приповерхностном слое, но и во всей толще, как это для примера показано на рис. 130 для поля температуры.

Сообразно этому, поверхности соприкосновения Масс или, в частности, двух потоков воздуха, называют **поверхностями разрыва постепенности** или просто **поверхностями разрыва, а чаще — поверхностями раздела**.

Настоящие «скакки» при пересечении поверхности раздела могут наблюдаться только в поле температуры, влажности, облачности и осадков, так как в этих полях может наблюдаться действительный разрыв постепенности на фронтальной поверхности, тогда как в поле давления такого разрыва быть, очевидно, не может (рис. 130.)

Так как плотность воздуха по ту и другую сторону от поверхности раздела не одинакова, то поверхность раздела получает **наклон**

в сторону более плотного, т. е. более холодного потока, как показано на рис. 131.¹

Как показал Маргулес, угол (α) наклона поверхности раз-

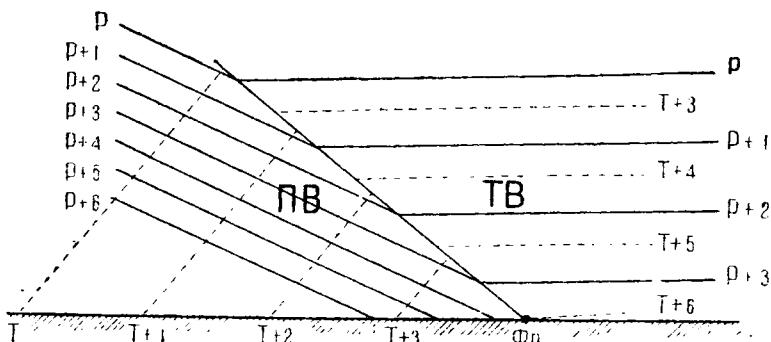


Рис. 130. Разрыв постепенности в поле температуры (T) и резкое изменение в поле давления (P) на поверхности раздела между полярным воздухом и тропическим воздухом (схема частного случая).

деля зависит от широты, разности температур и разности скоростей потоков по ту и другую сторону от поверхности раздела:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2\omega \sin \varphi}{g} \cdot \frac{\Delta v}{\Delta T}$$

где: ω — угловая скорость вращения Земли, φ — широта, g — ускорение силы тяжести, Δv — разность скоростей потоков, а ΔT — разность абсолютных температур воздуха двух соприкасающихся потоков. Таким образом — в данной широте — величина угла наклона поверхности раздела зависит от разности скоростей и разности абсолютных температур обоих потоков.

Угол наклона поверхности раздела тем больше, чем больше широта и чем меньше разность скоростей потоков, и, наоборот, чем меньше разность температур воздуха по обе стороны от этой поверхности. В случае равенства температур воздуха обоих потоков, т. е. когда $\Delta T=0$, угол этот равен 90° , и поверхность раздела проходит вертикально. Чем больше разность температур

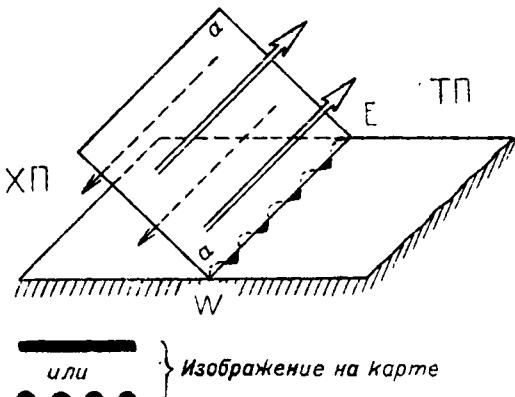


Рис. 131. Поверхность раздела (aa) и линия раздела (WE) между двумя потоками воздуха различной плотности: ХП — более холодный, ТП — более теплый из них.

Случай квазистационарного фронта (схема).

¹ Грубо приближенно, поверхность раздела можно сравнить с занавесом, висящим в открытых дверях между теплой и холодной комнатами, или с пластинкой, подвешенной на горизонтальной оси в форточке (рис. 132): и занавес и пластиночка имели бы тоже наклон в сторону более холодного воздуха.

двух соприкасающихся потоков воздуха, тем более полого проходит поверхность раздела между ними.

На рис. 130 и на всех последующих вертикальных разрезах величина углов наклона поверхностей раздела значительно преувеличена.

В действительности, как показывают теоретические исследования и как это подтверждается наблюдениями, угол наклона поверхностей раздела весьма мал: тангенс его меньше $\frac{1}{100}$ и, следовательно, $\alpha < 40^\circ$.

Линию пересечения поверхности раздела с поверхностью Земли называют линией раздела или фронтом (линия WE на рис. 131). Сообразно этому часто и поверхности раздела называют фронтальными поверхностями. Очевидно, что на синоптических картах линия раздела должна выявиться более или менее резким различием значений ряда метеорологических элементов (температуры, влажности, направления и скорости ветра и т. п.) или, по крайней мере, одного из них на метеорологических станциях по ту и другую сторону от этой линии.

Так как вдоль поверхности раздела происходит турбулентное перемешивание воздуха двух соприкасающихся между собой потоков то в действительности каждый раз приходится иметь дело не с разграничающей их поверхностью, а с разграничающим их большей или меньшей ширины слоем, который называют фронтальным слоем (рис. 133). Очевидно, что этот фронтальный слой ограничен поверхностями раздела как от более холодного потока, так и от более теплого потока, и что скачки

Рис. 132. Положение пластиинки, подвешенной на горизонтальной оси в форточке; Х — более холодный воздух, Т — более теплый воздух.

называют фронтальным слоем (рис. 133). Очевидно, что и у земной поверхности наблюдается при этом не линия раздела, а более или менее

широкая зона, которая является результатом пересечения фронтального слоя с поверхностью земли и которую называют фронтальной зоной (рис. 133). Ширина фронтальной зоны может быть от нескольких километров до нескольких десятков километров.

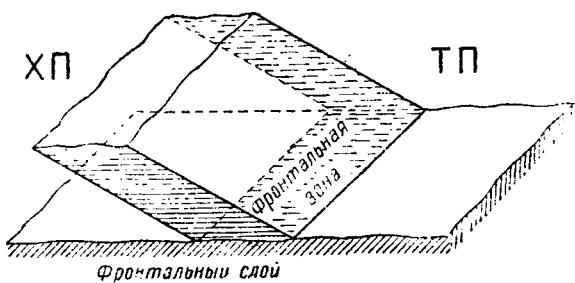


Рис. 133. Фронтальный слой и фронтальная зона (схема).

Нетрудно видеть, что при прочих равных условиях, чем дальше соприкасаются между собою две Массы воздуха различного характера и чем дальше следовательно происходит турбулентное перемешивание во фронтальном слое между ними, т. е. другими словами, чем старше становится фронтальная система, тем шире становится фронтальный слой и тем менее резкими должны быть скачки в полях соответствующих элементов при его пересечении. Следовательно, для поддержания резкости этих скачков, а тем более для увеличения, т. е. для «обострения» фронтальной системы к ней должна подходить конвергенция двух потоков воздуха различного характера. В противном случае фронтальная система все больше и больше размывается и, наконец, совсем ликвидируется. Процесс возникновения и обострения фронта называют «фронтогенезом», а процесс размывания и ликвидации фронта — «фронтолизом».

В дальнейшем мы для простоты будем все же говорить о **переходах** раздела и о **линиях** раздела, соответственно, о **фронтальных поверхностях** и о **линиях фронта**, помня, однако, что в действительности налицо фронтальные **слои** и фронтальные **зоны**.

Поверхности раздела между основными Массами воздуха называют **главными поверхностями раздела**, а соответствующие им линии раздела — **главными фронтами**. Линию раздела между арктическим и полярным воздухом, проходящую, в среднем, вдоль 65—70 параллелей, называют в северном полушарии **арктическим** (в южном, соответственно, антарктическим) **фронтом** (см. рис. 100, 125 и 127 и карты рис. 92 и 93); линию раздела между полярным и тропическим воздухом, проходящую, в среднем, вдоль 45 параллелей, называют **полярным фронтом** и, наконец, линию раздела между тропическим воздухом данного полушария и пришедшем из другого полушария экваториальным воздухом называют **тропическим фронтом** (см. те же карты). Таким образом, главный фронт называют по имени той Массы, которая — в среднем его положении — ближе к соответствующему полюсу.

Поверхности раздела, в пределах данной основной Массы воздуха, между более переродившейся и менее переродившейся ее частями называют **вторичными поверхностями раздела**, а соответствующие им линии раздела — **вторичными фронтами**. Очевидно, что вторичные фронты обычно наблюдаются в периферийных районах основных Масс воздуха и что более переродившиеся части их находятся при этом ближе к их периферии, чем менее переродившиеся.

§ 99. Квазистационарные фронты

Представим себе поверхность раздела между потоком более теплого воздуха и потоком более холодного воздуха и предположим, для простоты, что более холодный протекает севернее, а более теплый — южнее линии фронта, так что эта линия фронта проходит с запада на восток. Условимся, кроме того, более теплые потоки показывать на фигурах **двойными стрелками**, а более холодные — **сплошными**.

стрелками. Предположим теперь, что оба потока текут параллельно поверхности раздела, а следовательно, и линии фронта; либо навстречу друг другу, как на рис. 131 и 134, либо в одинаковом направлении. Так как оба потока параллельны фронтальной поверхности, то параллельны ей и изобары по обе

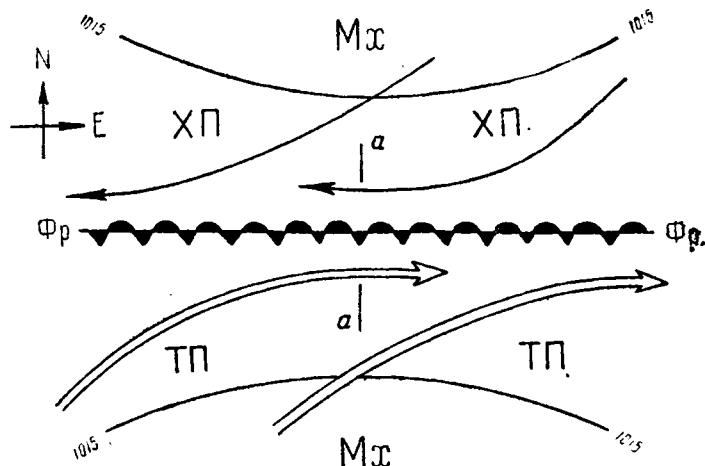


Рис. 134. Квазистационарный фронт, проходящий по оси коридора пониженного давления.

стороны от линии фронта, и следовательно, в рассматриваемом случае фронт проходит либо — при встречном направлении потоков — по оси коридора пониженного давления (рис. 134), либо — при одинаковом направлении потоков — в системе прямолинейных изобар (см., например, квазистационарный фронт к северо-востоку от центра циклона в средней части рис. 90). На рис. 135 показан схематический вертикальный разрез через рассматриваемый случай фронта; так как потоки параллельны поверхности раздела и, следовательно, перпендикулярны к плоскости чертежа, то они показаны на нем кружками, предста- вляющими собой как бы разрезы че-рез те стрелки, которыми соответствую- щие потоки показаны на рис. 134.

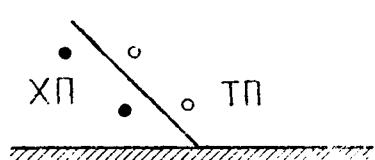


Рис. 135. Вертикальный разрез через поверхность раздела и потоки квазистационарного фронта по линии *aa* (рис. 134).

В обоих только что рассмотренных случаях параллельных потоков (не считая некоторой конвергенции близ линии фронта самых нижних слоев этих потоков под влиянием трения о земную поверхность) ни в направлении более теплого потока, ни в направлении более холодного потока нет составляющих, направленных нормально к линии фронта. Поэтому фронт, казалось бы, не должен смещаться ни в сторону более теплого потока, ни в сторону более холодного потока, т. е., в нашем примере, ни к северу, ни к югу. Другими словами,

фронт между двумя параллельными потоками воздуха должен был бы оставаться стационарным, т. е. неподвижным. В действительности же, фронты между параллельными потоками воздуха различной плотности только «квази»-стационарны, т. е. «как бы» неподвижны.

Объясняется это тем, что в зоне соприкосновения двух потоков воздуха различной плотности возникают и перемещаются вдоль этой зоны, т. е. вдоль поверхности раздела, гравитационные волны, вполне аналогичные тем гравитационным волнам, которые возникают в высоких слоях воздуха на поверхностях инверсии и обусловливают волнистый характер многих облачных форм. Волны, возникающие на поверхностях раздела между двумя потоками воздуха, отличаются от этих последних, во-первых, своими размерами, а именно амплитудой и длиной, которая измеряется уже не метрами и километрами, а сотнями и тысячами километров.

Во-вторых — сообразно на склону самой поверхности раздела между двумя потоками воздуха, наклонены к земной поверхности и волны, возникающие в зоне их соприкосновения, как это схематически и показано на рис. 136. (На этом рисунке угол наклона поверхности раздела преувеличен еще больше, чем на остальных.) Как видно на рис. 136 и 137, в связи с возникновением волны, на одном участке фронта язык потока более теплого воздуха распространяется на

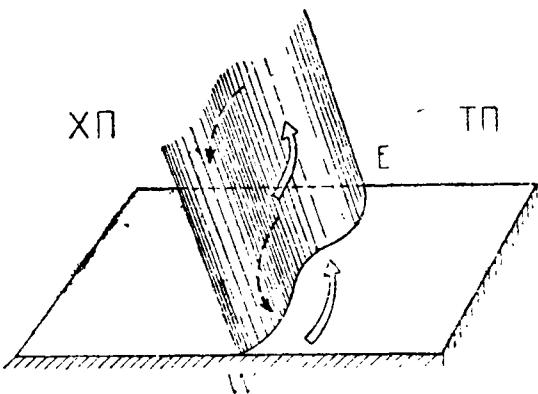


Рис. 136. Схема образования волнообразного изгиба на линии раздела в результате образования волны на поверхности раздела.

территорию, которая до этого была занята потоком более холодного воздуха, а на другом — язык потока более теплого воздуха распространяется на территорию, которая до этого была занята потоком более теплого воздуха. Как видно из этих рисунков, волнообразно изгибаются при этом и линия раздела между двумя потоками, т. е. линия фронта.

На синоптических картах бюллетеней погоды квазистационарные фронты изображают или широкой черной линией или более тонкой черной линией с черным же орнаментом, показанным на рис. 134. Способ изображения квазистационарных фронтов, а также и всех дальнейших рассматриваемых далее фронтальных линий на рабочих синоптических картах, указан на стр. 322—323.

Наиболее четко, в большинстве случаев, обнаруживаются квазистационарные фронты, проходящие вдоль коридоров пониженного давления (или в седловине) между двумя антициклонами, один из которых более холодный, а другой — более теплый; в частности,

например, между антициклоном, образованным тропическим воздухом, и антициклоном, расположенным к северу от него и образованным более холодным полярным воздухом. Участок такого квазистационарного фронта, проходящий по оси коридора, и показан на рис. 134.

Пока оба воздушных потока параллельны поверхности раздела между ними, а следовательно, параллельны линии фронта и изобары по обе стороны от нее — конвергенция потоков, обусловленная трением о земную поверхность, имеет место только в самых нижних слоях этих потоков, а поэтому более теплый поток натекает по клину более холодного только в узкой зоне, примыкающей к линии фронта со стороны более холодного потока. Сообразно этому, пока оба потока параллельны друг другу, и о б л а к а (типа As-Ns) и о с а д к и (обложного характера, а при малой интенсивности процесса — моросящего

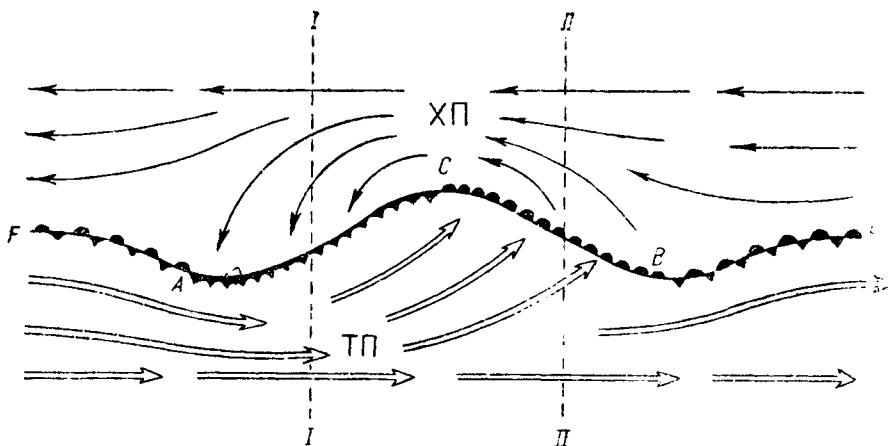


Рис. 137. Дифференциация участков теплого и холодного фронтов на участке квазистационарного фронта (схема).

характера) наблюдаются тоже только в узкой полосе, примыкающей к линии фронта со стороны более холодного потока.

Дело меняется, когда на данном участке фронта возникает волновое возмущение. Действительно, как это хорошо видно на схеме (рис. 137), в связи с возникновением волны на фронте, в районе между точкой (В) в подошве волны и точкой (С) в следующей за ней вершине волны теплого потока более холодный поток отступает, а более теплый поток — наступает, тогда как в районе между точкой (С) в вершине волны и точкой (А) в следующей за ней подошве волны более теплого потока — более теплый поток отступает, а более холодный наступает. Таким образом одновременно с возникновением волны на данном участке фронта, на нем происходит дифференциация двух участков: тот участок фронта, который идет впереди наступающего потока более теплого воздуха (участок СВ на рис. 137), называют теплым фронтом, а тот участок фронта, который идет впереди наступающего потока более хо-

лодного воздуха (участок AC на рис. 137), называют **холодным фронтом** (FA и BF на рис. 137 — участки фронта, квазистационарное положение которых осталось ненарушенным).

Очевидно, что в отличие от квазистационарного фронта и **теплый фронт и холодный фронт являются движущимися фронтами**.

На рис. 137 показаны и те условные орнаменты линий теплого и холодного фронтов, которые применяются на синоптических картах бюллетеней погоды. Соответствующий орнамент так наносится на линию фронта, что **фронт всегда движется орнаментом вперед**.

Как это хорошо видно на рис. 137 — **фронты как теплый, так и холодный, являются вместе с тем линиями сходимости** (конвергенции) воздушных потоков. В нашем примере холодный фронт является линией сходимости северо-восточного потока с западным, в общем, потоком, а теплый фронт — линией сходимости юго-западного потока с восточным.

Следует иметь в виду, что нередко под термином «фронт» понимают не только линию раздела, но **весь комплекс явлений, связанных с соответствующей поверхностью раздела**.

§ 100. Теплые фронты

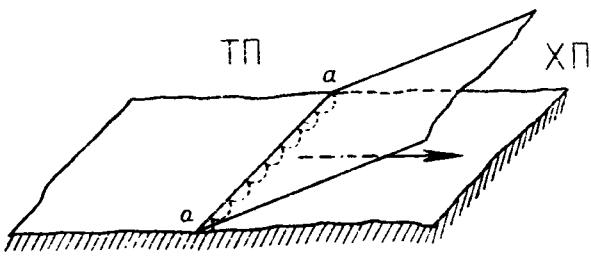
Теплым фронтом называют такой участок линии раздела между более теплым и более холодным потоками, на котором более **холодный поток отступает, а более теплый поток наступает**. На рис. 138 показано положение поверхности раздела на участке теплого фронта (рис. 137), а на рис. 139 — вертикальный разрез через этот участок теплого фронта по линии II—II. Как видно из этих рисунков, передняя часть потока (языка) более теплого воздуха принимает форму «тупого клина», продвигающегося за отступающим перед ним острым спином более холодного воздуха: нижняя грань этого «тупого клина» тягается по земной поверхности, другая же его грань образована поверхностью раздела теплого фронта.

Как видно из рис. 138 и 139 — чем дальше от линии теплого фронта, тем на большей высоте находится поверхность раздела, которая, как и всякая поверхность раздела, является вместе с тем нижней границей слоя инверсии температуры и, следовательно, обнаруживается на аэрологических разрезах соответствующим изгибом на кривой температуры. На рис. 140 приведены линии высот, на которых, частном случае, на ряде аэрологических станций была обнаружена поверхность раздела теплого фронта перед линией фронта.

Так как, под влиянием трения о земную поверхность, нижние слои строгого клина более холодного воздуха, отступающего перед теплым фронтом, задерживаются в своем поступательном движении, то переднее ребро его становится более острым, и ограничивающая его сверху поверхность раздела вместо формы, показанной на схематизированном вертикальном разрезе рис. 138, принимает форму, показанную на рис. 139, т. е. становится более пологой.

Легко видеть, что для того, чтобы язык (поток) более теплого воздуха, а следовательно, и идущий впереди его теплый фронт, мог проигрываться понизу на территорию, занятую потоком более холодного

воздуха, необходимо, чтобы этот более холодный поток отступал перед ним. Если предположить, что поток более холодного воздуха не отступает перед потоком более теплого воздуха, то последний, как более легкий, только натекал бы на него вдоль по поверхности раздела, а не распространялся бы на занятую им территорию снизу. И действительно, как это видно на рис. 137, одновременно с появлением волны на квазистационарном фронте — в направлении потока более холодного воздуха перед теплым фронтом (которое при квазистационарном положении этого участка фронта было параллельно ему) обнаруживаются составляющие, направленные в сторону продвижения теплого фронта. На рис. 141, на котором вектор ветра в более холодной Массе перед теплым фронтом (v) разложен на две составляющие: параллельную фронту и нормальную к нему, легко видеть, что только эта последняя составляющая обуславливает отступание более холодного потока перед теплым фронтом, а следовательно, и продвижение более теплого потока на территорию, освобождающуюся от более холодного потока. Вторая,



Обозначение на карте

Рис. 138. Схема теплого фронта. (Стрелкой показано направление продвижения фронта).

стартальная фронтальная составляющая никакого влияния на этот процессказать не может. Как это видно из рис. 137 и 141, поток более теплого воздуха за теплым фронтом направлен гораздо более нормально к теплому фронту, чем только что рассмотренный поток более холодного воздуха перед ним. Поэтому даже в случае одинаковой скорости ветра по обе стороны от теплого фронта, продвижение более теплого воздуха в направлении движения самого фронта происходит с большей скоростью, чем отступание расположенного перед

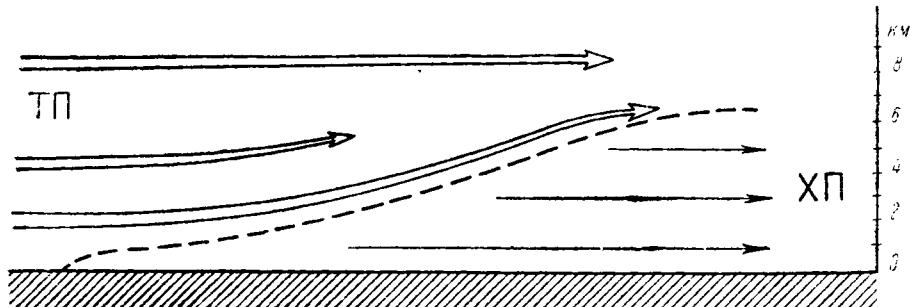


Рис. 139. Поверхность раздела и потоки теплого фронта (схематический вертикальный разрез).

параллельная фронту составляющая никакого влияния на этот процесс может оказаться не может. Как это видно из рис. 137 и 141, поток более теплого воздуха за теплым фронтом направлен гораздо более нормально к теплому фронту, чем только что рассмотренный поток более холодного воздуха перед ним. Поэтому даже в случае одинаковой скорости ветра по обе стороны от теплого фронта, продвижение более теплого воздуха в направлении движения самого фронта происходит с большей скоростью, чем отступание расположенного перед

ним клина более холодного воздуха. Более теплый воздух, надвигающийся за теплым фронтом, вынужден, следовательно, как более легкий, идти кать на отступающий перед ним клин более холодного воздуха вдоль поверхности раздела теплого фронта, как это и показано на рис. 139.

Сообразно этому, поверхность раздела теплого фронта называют иногда «поверхностью восходящего скольжения» или «поверхностью натекания». На рис. 139, так же как на всех приводимых далее аналогичных вертикальных разрезах, приведены только те составляющие ветровых потоков, которые лежат в плоскости чертежа.

При прочих равных условиях, процесс натекания более теплого потока на клин более холодного протекает, очевидно, тем интенсивнее, чем относительно легче более теплый воздух, т. е. чем больше разность температур более теплого и более холодного воздуха и чем ближе воздух более теплого потока к состоянию насыщения.

Непосредственно перед линией теплого фронта обычно наблюдается более или менее значительное увеличение скорости более холодного потока, т. е. **увеличение скорости ветра**. Объясняется это тем, что, как это хорошо видно на рис. 137, по направлению к линии теп-

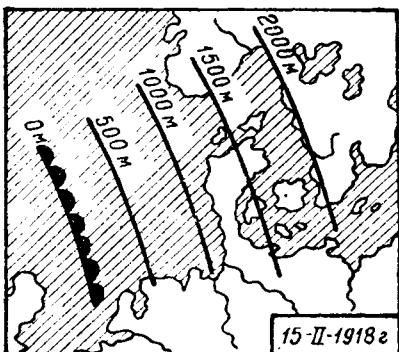


Рис. 140. Линии высот, на которых были обнаружены поверхности раздела теплого фронта перед линией фронта в частном случае.

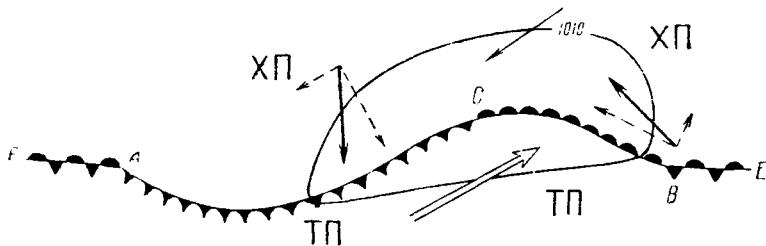


Рис. 141. Составляющие ветра, нормальные к направлению линии фронта, обусловливающие продвижение фронта.

ного фронта все больше и больше уменьшается «живое сечение» более холодного потока под натекающим поверху более теплым потоком.

Следствием адиабатического охлаждения более теплого воздуха, подъема вверх вдоль поверхности раздела теплого фронта, является образование в нем облачной массы, которая надвигается на наблюдателя по мере надвигания на него теплого фронта. Так как эта облачная масса образуется в результате спокойного натекания более теплого воздуха на клин более холодного, то она имеет харак-

тер спокойного растянутого слоя, располагающегося вдоль поверхности раздела теплого фронта.

Так как и для анализа синоптических карт погоды и для анализа так называемых «местных признаков» погоды существенно важно знать расположение облачных форм на теплом и холодном фронтах, то на этот вопрос следует обратить особое внимание.

Впереди облачной массы теплого фронта (рис. 142) идет пелена Cs, которая переходит в слой просвечивающих As translucidus, переходящий в слой более плотных непросвечивающих As opacus, который в свою очередь переходит в еще более плотный и мощный слой Ns.¹

На рис. 142 и на аналогичных ему вертикальных разрезах фронтальных облачных систем нижняя поверхность облачной массы As — Ns показана совпадающей с поверхностью раздела. В действительности, облачная масса As — Ns захватывает и слой клина более

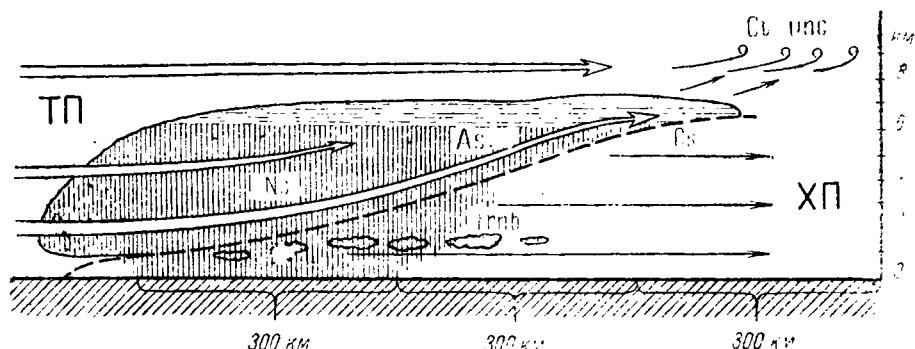


Рис. 142. Облачность и осадки теплого фронта (схема).

холодного воздуха, граничащий с верхним более теплым потоком, толщиною до нескольких сот метров. Объясняется это тем, что в этом слое под поверхностью раздела, т. е. под поверхностью и нверси, происходит конденсация части того водяного пара, который поступает в него из вышележащего более теплого потока отчасти вследствие диффундирования водяного пара из более богатого и более теплого потока в более бедный им поток более холодного воздуха, отчасти же вследствие турбулентного перемешивания соприкасающихся слоев обоих потоков в слое их соприкосновения, т. е. во фронтальном слое.

Как это хорошо видно из рис. 142, соответственно расположению облаков располагаются относительно направления продвижения

¹ Следует иметь в виду, что в действительности не Cs переходит в As и не As переходит в Ns, а, наоборот, ближайшая к линии фронта, более мощная часть облачной массы, называемая Ns, становясь все более и более тонкой по направлению к передней части облачной массы, натекающей вверх по поверхности раздела, переходит в As, а еще дальше вперед As переходит в Cs. Но у наблюдателя, на которого надвигается теплый фронт, получается впечатление, что, наоборот, Cs «переходит» в As, а As — в Ns.

теплого фронта и осадки, которые имеют, очевидно, **обложный характер**.

Воздух клина более холодного потока, через который выпадают осадки из образующихся над ним облаков, в большинстве случаев сравнительно более беден водяным паром. Поэтому, в тех случаях, когда осадки выпадают в виде дождя, капли его по дороге через этот клин более холодного воздуха частично испаряются и достигают до поверхности земли только там, где толщина клина сравнительно меньше, а самые капли крупнее и многочисленнее, т. е. только в зоне, лежащей непосредственно перед линией теплого фронта. Чем дальше от линии фронта, тем (как это хорошо видно на рис. 142) толщина клина более холодного воздуха больше, а толщина слоя облаков над ним и размеры выпадающих из него капелек дождя—меньше. Поэтому, чем дальше от линии фронта, тем большее число капелек успевает по дороге совсем испариться, и до земли достигают только более крупные из них, так что, чем дальше от линии фронта, тем более редким становится дождь. Ту часть облачной массы теплого или холодного фронта, выпадающие из которой продукты конденсации достигают до земной поверхности в виде обложных осадков, называют Ns.

Из числа капелек, выпадающих из As oracus, до земли достигают только отдельные, разрозненные капли т. е. **редкий дождь из мелких капелек**. По величине капелек этот дождь может напоминать дождь моросящего характера, но отличается от него тем, что моросящий дождь состоит всегда из множества мельчайших и мелких капелек, которые чаще всего беспорядочно движутся в воздухе в различных направлениях, тогда как капли дождя, выпадающего перед зоной собственно обложного дождя теплого фронта, всегда редки и заметно «падают». Можно принять, что передняя граница зоны настоящего обложного дождя теплого фронта приходится там, где высота нижней поверхности слоя As—Ns около 3 000 м, и что, следовательно, ширина зоны настоящего обложного дождя перед линией теплого фронта — около 300 км. Ширина зоны обложного снега перед линией теплого фронта — больше, а именно около 400 км, так как до поверхности земли «без повреждений» достигают, очевидно, те снежинки, которые выпадают из слоя As oracus, если, конечно, температура того более холодного воздуха, через который они падают, достаточно низка. В противном случае тает по дороге или часть из них (и тогда выпадает, очевидно, снег с дождем) или все снежинки, и тогда выпадает дождь, тогда как в более высоких слоях — идет снег.

В тех случаях, когда более холодный воздух под As—Ns достаточно влажен, капли, которые выпадают из них и частично испаряются в этом воздухе, могут довести его до насыщения, и тогда в клине более холодного воздуха под As—Ns при не слишком большой скорости более холодного потока возникает **туман**, который называют **предфронтальным** и который может захватывать зону в 100—200 и более километров перед линией теплого фронта. Но если скорость более холодного потока под As—Ns достаточно велика, так что достаточно значительна и его турбулентность, то туман приподнимается и разрывается на части. Этому может содействовать и турбулентное

вытеснение кверху воздуха из более низких слоев выпадающими осадками, что сопровождается его адиабатическим охлаждением. В таких случаях, на некоторой высоте под слоем As—Ns образуется скопление продуктов конденсации, которые представляются в виде отдельных низких, большей частью изорванных ветром, темно-серых (днем) облаков, называемых «изорванными облаками плохой погоды» — Fb. Очевидно, что эти облака являются не чем иным, как большего или меньшего размера обрывками приподнятого тумана т. е. обрывками слоистых облаков (Fs). Раньше считали, что г. этих-то облаков и выпадают осадки, почему и называли их «дождевыми» (Nimbus), в действительности же осадки выпадают чे р е д и х из слоя As—Ns.

Как это видно на рис. 137, в направлении потока более холодного воздуха перед теплым фронтом имеется составляющая в направлении горизонтального термического градиента. Вследствие этого, образующая его Massa воздуха, как общее правило, перемещается с более теплой подстилающей поверхности на более холодную и, следовательно, является теплой Massой, что также способствует образованию предфронтального тумана и «изорванных облаков плохой погоды» под облачной массой теплого фронта. Наконец, образование этих туманов способствует и адиабатическое охлаждение воздушных масс, текущих в циклоне в области все более и более понижающегося давления. При соответствующих условиях из приподнятого предфронтального тумана может выпадать морось, которая при этих условиях нередко выпадает одновременно с дождем обложного характера.

На «боковом крае» (фланге) облачной массы теплого фронта наблюдаются, соответственно, Ac translucidus и Ac opacus, образующиеся в результате распада пелены As translucidus или, соответственно, As opacus, а если этот процесс распространяется и на слой Ns, то и Stratocumulus.

Перед пеленой Cs наблюдается широкая зона отдельных или расположенных полосами перистых облаков — Ci uncinus — самой разнообразной формы, но чаще всего имеющих вид вытянутых вперед тонких белых полос с загнутыми в виде крючков передними концами или пучков нитей с комочками на концах.

Так как Ci uncinus, во-первых, находится на большой высоте (в умеренных широтах около 9—10 км) и, следовательно, видны наблюдателю издалека, и, во-вторых, продвигаются на большом расстоянии впереди теплого фронта (около 900 км впереди линии фронта и около 600 км впереди передней границы зоны обложных осадков теплого фронта) — то Ci uncinus служат прекрасными и очень характерными предвестниками теплого фронта.

Протяжение теплого фронта по линии френта может быть очень большим, до нескольких тысяч километров.

Так как натекающий поток более теплого воздуха имеет иное направление, чем поток более холодного воздуха под ним, то движение образующихся в нем облаков, а именно Ci, Cs и As—Ns происходит под углом к направлению наземного ветра под ними, отклоняясь

вправо от направления этого ветра. Только «изорванные облака плохой погоды» движутся в направлении наземного ветра, так как они образуются в нижнем, более холодном потоке. (Напомним, что на рис. 139 как в клине более холодного воздуха, так и в потоке более

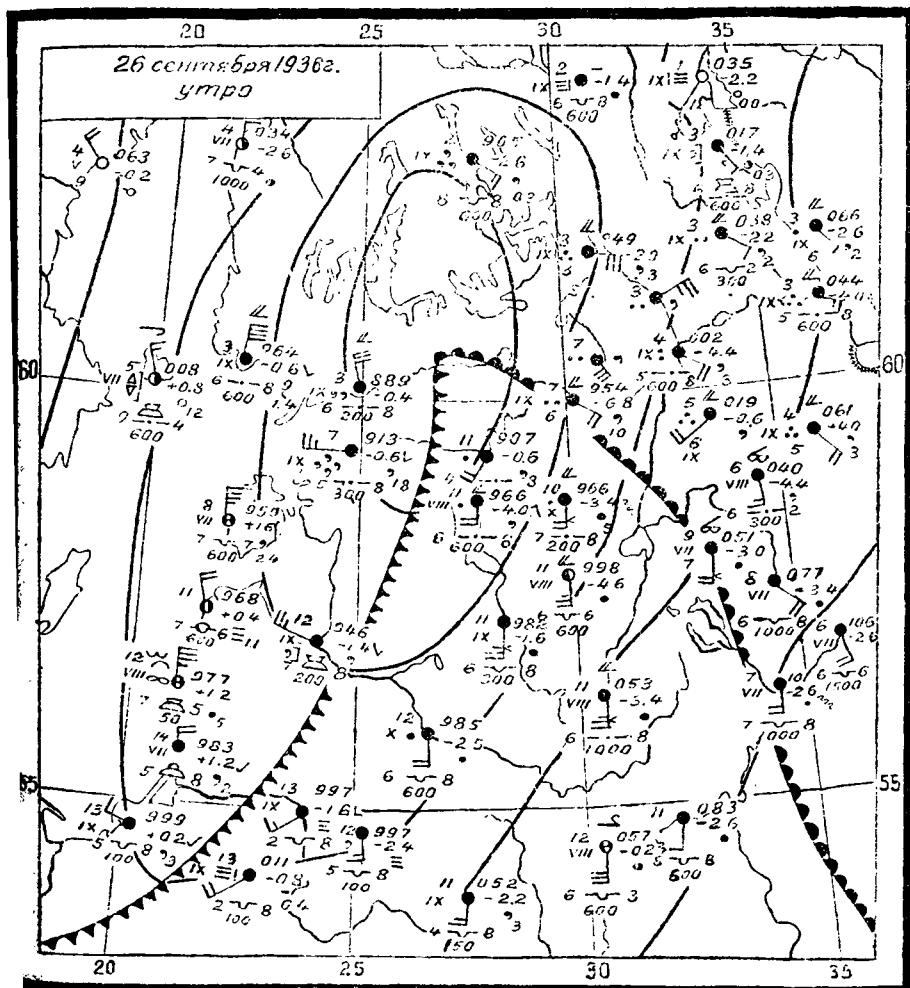
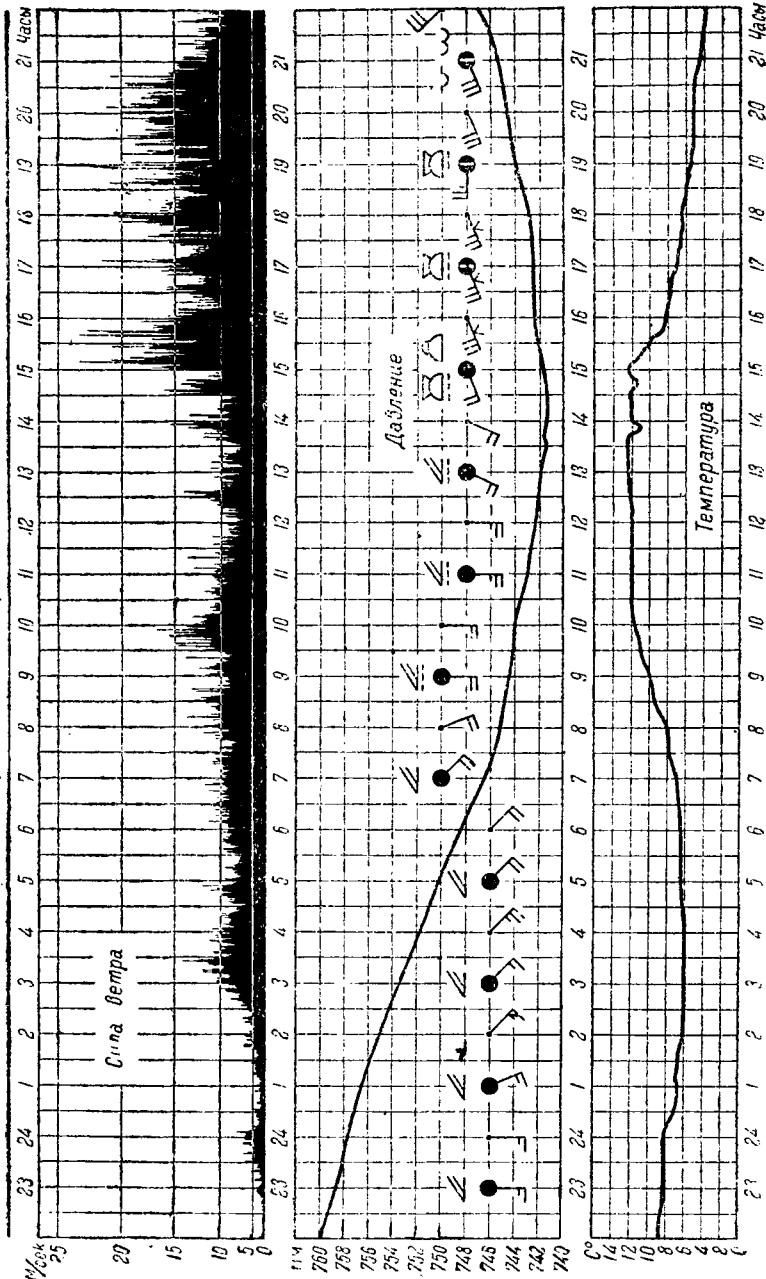


Рис. 143. Теневой фронт на синоптической карте (частный случай).

теплого воздуха показаны только составляющие ветра, нормальные направлению смещения фронта.)

Если облака восходящего скольжения в зоне, ближайшей к линии фронта, еще не достигают уровня ледяных ядер, то осадки в этой зоне могут иметь моросящий характер. В случае «вязких» залежей фронтов до уровня ледяных ядер может не достигать весь текущий вверх поток более теплого воздуха. В таких случаях во-

25-26 сентября 1936 г.



всей зоне осадков перед линией теплого фронта вместо обложных осадков наблюдаются только моросящие осадки.

В тех случаях, когда воздух, восходящий вдоль поверхности разрыва теплого фронта, доходит до насыщения только на некотором

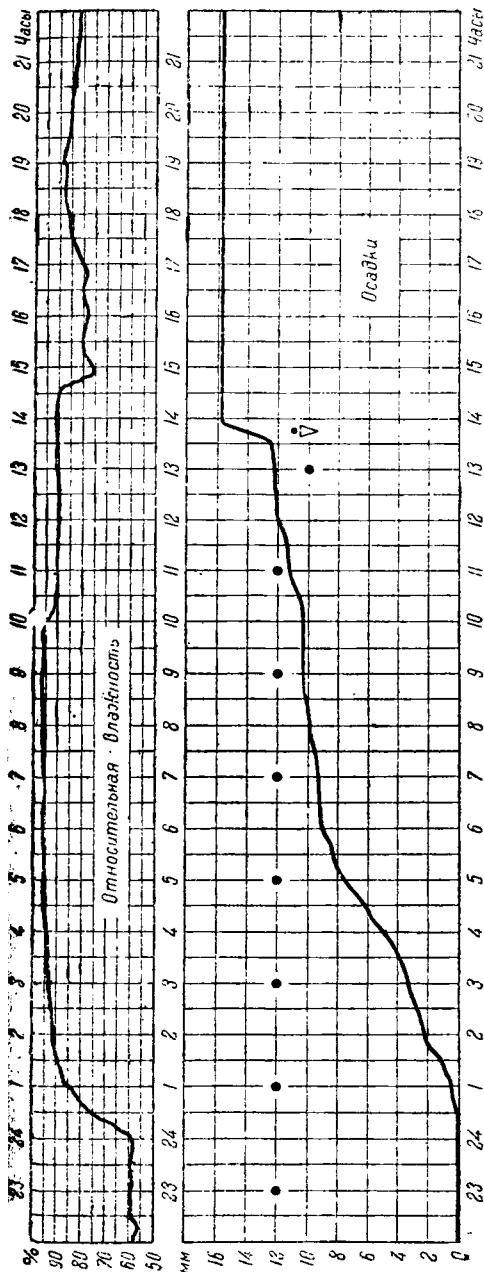


Рис. 144. Ход метеорологических элементов в Ленинграде при прохождении через него теплого фронта, показанного на рис. 143 (и следом за ним — холодного фронта II рода, видного на той же карте. Рис. 143).

расстоянии перед линией фронта, то и осадки выпадают тоже только на некотором расстоянии впереди линии теплого фронта, причем это расстояние тем больше, чем меньше начальная относительная влажность восходящего потока воздуха, но, обычно, не превышает 50 км. Наконец, в тех случаях, когда относительная влажность воздуха более теплого потока особенно мала, как, например, летом в Средней Азии, восхождение его вдоль поверхности теплого фронта может совсем не сопровождаться осадками и даже образованием облаков нижнего яруса, а в некоторых случаях даже среднего яруса, и тогда прохождение теплого фронта обнаруживается только перистыми и перисто-слоистыми облаками. Можно себе, наконец, представить теплый (а также холодный) фронт и совсем без обличности.

Вследствие восходящего скольжения воздуха на теплом фронте, а также вследствие того, что по мере надвижения теплого фронта на пункт наблюдения (т. е. на наших рисунках — вправо) в столбе воздуха над этим пунктом происходит постепенная замена

более холодного, а следовательно, и более тяжелого воздуха, более теплым, а следовательно, и более легким воздухом — давление воздуха в этом пункте равномерно понижается, так что перед линией фронта наблюдалась более или менее хорошо выраженная область падения

давления. После прохождения линии теплого фронта падение давления прекращается или по крайней мере замедляется.

Что касается до потепления, обусловленного прохождением на данную территорию того потока более теплого воздуха, впереди которого идет теплый фронт, то большая или меньшая резкость его зависит, очевидно, от разности температур более холодного воздуха, отступающего перед теплым фронтом, и более теплого воздуха, наступающего за ним.

Как правило, **теплый фронт проходит по оси барической ложбины не очень резко выраженной.**

На рис. 143 приведен частный случай теплого фронта, каким он представляется на синоптической карте, а на рис. 144 — ход метеорологических элементов при прохождении этого теплого фронта через пункт наблюдения, а именно через Ленинград. В этом случае, как видно по термограмме и как это чаще всего и наблюдается в действительности при теплых фронтах над Ленинградом, потепление произошло без резкого скачка, хотя сравнительно и быстро. Объясняется это отчасти тем, что этот теплый фронт, как и большинство теплых фронтов, проходящих над Ленинградом, уже достаточно «стационарный» и имеет широкую фронтальную зону.

Если напластование воздушных масс в потоке более теплого воздуха, натекающего вверх по поверхности раздела теплого фронта, влажноустойчиво, а тем более, если оно неустойчиво (как например, в тех случаях, когда поток этот летом в Средней Европе и над Европейской территорией Союза образован континентальным тропическим воздухом — кТВ), то на теплом фронте могут образоваться **Св. с ливневыми осадками**, а нередко и грозовыми явлениями. Действительно, начиная с той высоты, на которой воздух такого влажноустойчивого потока, адиабатически охлаждаясь при натекании вверх по поверхности раздела теплого фронта, достигает состояния насыщения, в нем может возникнуть конвекция, проникающая высоко вверх в поток более теплого воздуха над клином более холодного воздуха.

На вторичных теплых фrontах все типичные для теплых фронтов явления обычно выражены менее резко, чем на главных теплых фронтах между двумя основными Массами воздуха.

§ 101. Холодные фронты

Выше указывалось, что собственно **холодным фронтом** называют такой участок линии раздела между более теплым и более холодным потоками, на котором **более холодный поток наступает, вклиниваясь в поток более теплого воздуха.**

На рис. 145, который следует сравнить с рис. 138, показано положение поверхности раздела на участке холодного фронта. Как видно из этого рисунка, передняя часть потока более холодного воздуха, как более плотного и тяжелого, принимает форму острого клина, вдающегося (вклинивающегося) в поток более теплого воздуха. Нижняя грань этого клина стелется по поверхности земного шара, сверху

же этот клин ограничен поверхностью раздела холодного фронта. Как видно из этих рисунков, чем дальше от линии холодного фронта, тем на большей высоте находится поверхность раздела, как это и подтверждается многочисленными аэрологическими разрезами, на которых поверхность раздела холодного фронта, являющаяся, вместе с тем, нижней границей слоя инверсии температуры, обнаруживается соответствующим изгибом (изломом) на кривой температуры.

На рис. 146 приведены линии высот, на которых, в частном случае, была обнаружена на ряде аэрологических станций поверхность раздела холодного фронта за линией фронта (сравни ее с рис. 140).

Под влиянием трения о земную поверхность, нижние слои клина более холодного воздуха несколько задерживаются в своем поступательном движении; поэтому переднее ребро такого клина становится более тупым, и ограничивающая его сверху поверхность раздела вместо формы, показанной на схематизированном вертикальном разрезе рис. 145, принимает

форму, показанную пунктирной кривой на рис. 147. Вследствие этого процесса вышележащие слои в головной части более холодного потока опережают нижние слои, вдаются на некоторой высоте в поток более теплого воздуха и таким образом «нависают»

над ближайшим к фронту нижними слоями более теплого, а следовательно, менее плотного потока, в конце концов обрушаются вниз. Это обуславливает **более или менее сильно выраженный порывистый характер ветра в наступающем клине более холодного воздуха**. При достаточно же большой скорости потока более холодного воздуха (как в случаях холодных фронтов второго рода, рис. 151) этот процесс выражен особенно интенсивно, так что нависают и обрушаются значительные массы более холодного воздуха. В результате этого в головной части наступающего клина более холодного воздуха принимает характер **шквала или нескольких последовательных шквалов**. В этих случаях продвижение клина более холодного потока можно до известной степени уподобить продвижению вперед передней части гусеничного трактора; см., например, стрелки ветра в холодном клине, не забывая при этом, что на этих и аналогичных им разрезах показано направление только тех составляющих ветра, которые лежат в плоскости чертежа и, следовательно, нормальны к направлению линии фронта.

Как мы уже знаем, степень порывистости ветра определяется не только интенсивностью тормозящего воздействия земной поверхности

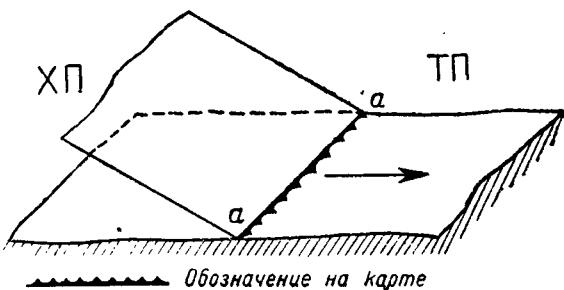


Рис. 145. Схема холодного фронта. Стрелкой показано направление продвижения фронта.

на нижние слои воздушного потока (которое в свою очередь зависит от скорости потока и характера земной поверхности), но и степенью устойчивости напластования воздушных масс в воздушном потоке. Соответственно этому и степень порывистости и шквалистости ветра за холодным фронтом будет, при прочих равных условиях, тем больше, чем более неустойчиво напластование масс в потоке более холодного воздуха за холодным фронтом. Поэтому степень порывистости и шквалистости ветра за холодным фронтом особенно велика в тех случаях, когда холодным потоком за холодным фронтом является поток мАВ или мПВ, а в теплое время года над сушей также кАВ и кПВ, если эти Массы успели стать неустойчивыми: первые над поверхностью моря, вторые — над поверхностью нагретого материка.

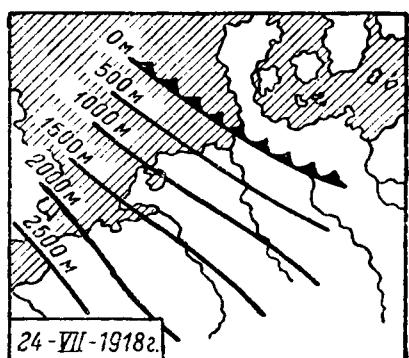


Рис. 146. Линии высот, на которых была обнаружена поверхность раздела холодного фронта за линией фронта в частном случае.

Так как плотность более теплого воздуха меньше, чем плотность более холодного воздуха, то, по мере продвижения клина более холодного воздуха в поток более теплого воздуха, этот клин не только оттесняет его перед собой, но и «подсекает» этот более теплый поток, вынуждая его более или менее круто и более или менее бурно подниматься вверх, как это и показано стрелками на рис. 147 и 151.

Результатом адиабатического охлаждения этих, в общем, круто и бурно поднимающихся вверх масс более теплого воздуха (см. рис. 148 и 152) является образование над передней частью клина и несколько

впереди от него более или менее мощных масс Сб, из которых выпадают осадки ливневого характера, а нередко наблюдаются грозовые явления. Но в отличие от отдельных («одиночных») и более или менее правильно сформированных ливневых облаков термического происхождения, образующихся в нутри холодных Масс в результате достаточно интенсивной конвекции (см. рис. 49 и 50), ливневые облака холодного фронта наступают «стеной», «фронтом», вытянутым вдоль линии холодного фронта, а вершины их (с наковалней из перистых облаков) вытянуты вперед в направлении движения самого фронта, как это и показано на рис. 148 и 152.¹ Действительно, верхняя часть клина более холодного воздуха «толкает» в направлении своего продвижения (т. е. на наших рисунках — вправо) и высокие слои более теплого воздуха, как показано длинными стрелками на этих рисунках. Поэтому те массы более теплого

¹ Форму ливневого облака, образованного в нутри Массы, можно уподобить дереву, выросшему одиноко на открытом месте, а форму ливневых облаков холодного фронта — деревьям, выросшим на опушке леса.

воздуха, которые вытесняются кверху нижней частью клина, могут подниматься только до той высоты, на которой они встречают этот поток, которым они, а следовательно, и образующиеся в них облака. и увлекаются в направлении продвижения самого клина.

Образование Сб впереди линии холодного фронта в большей степени содействует и указанное выше нависание более холодного потока над более теплым, так как этим обусловливается неустойчивое напластвование здесь воздушных масс по вертикали.

Так как физические характеристики, в частности, плотность потока более теплого воздуха, вытесняемого вверх клином более холодного воздуха, и потока более теплого воздуха на высоте — различны, то на более или менее резко выраженной поверхности раздела между ними (на рис. 147 и 151 она проходит между двумя параллельными двойными стрелками вверху и протягивается «вперед» по их направлению, т. е. — на этих рисунках — вправо) должны образоваться волны. Поэтому, увлекаемые вперед перистые облака наковальни

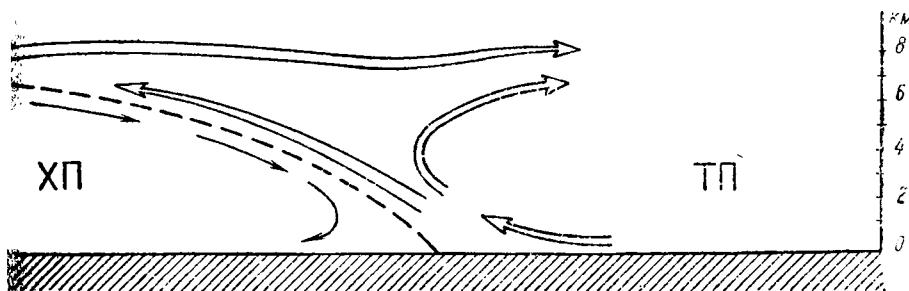


Рис. 147. Поверхность раздела и потоки холодного фронта I рода (схематический вертикальный разрез).

затем получают волнистое, часто напоминающее рябь на песке, или «рябчатое» строение, характерное для тех, которые являются прекрасными предвестниками приближения холодного фронта.

Нетрудно видеть (рис. 145, 147 и 151), что вследствие все большего увеличения толщины клина более холодного, а следовательно, более тяжелого воздуха за линией холодного фронта, давление воздуха по мере удаления от этой линии (на наших рисунках — влево) постепенно повышается и что, следовательно, после прохождения линии холодного фронта слабо падавшее перед ним или слабо возраставшее давление сначала резко, а затем более медленно, но равномерно растет. На синоптической карте за линией холодного фронта наблюдается более или менее хорошо выраженная область повышения давления.

Как правило, холодный фронт проходит по оси барической ложбины, обычно более резко выраженной, чем ложбина, по оси которой проходит теплый фронт.

Протяжение холодного фронта по линии фронта, как и протяжение теплого фронта, может быть чрезвычайно большим, до нескольких тысяч километров.

В зависимости от интенсивности продвижения клина более холодного воздуха различают холодные фронты первого и второго рода.

I. Холодный фронт первого рода. Если скорость продвижения потока (языка) более холодного воздуха, а следовательно, и интенсивность «подсекания» им более теплого воздуха **невелика**, так что часть этого подсекаемого воздуха имеет все же возможность спокойно скользить вверх, «натекать» вдоль поверхности раздела холодного фронта, как это показано на рис. 147, то говорят о **холодном фронте первого рода**.

Облачная масса, образующаяся в результате конденсации водяного пара в той части потока, которая спокойно натекает вдоль поверхности раздела холодного фронта I рода (рис. 148), «спокойно» стелется вдоль этой поверхности раздела и поэтому имеет «спокойный», слоистый характер типа *Ns* — *As*. Таким образом те облака и осадки холодного фронта первого рода, которые образуются в тылу

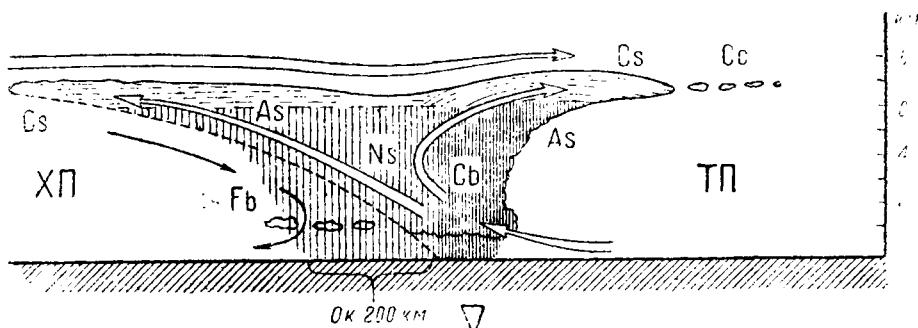


Рис. 148. Облачность и осадки холодного фронта I рода (схема).

за облачной массой *Cb* с ее ливневыми осадками, в общем, вполне аналогичны облакам и осадкам теплого фронта, но расположение их относительно направления продвижения фронта прямо противоположно.

Так как в случае холодного фронта I рода, в отличие от теплого фронта, направление натекания потока более теплого воздуха на клин более холодного воздуха, в общем, обратно направлению продвижения этого холодного клина, то ширина зоны обложных осадков из слоя *Ns* холодного фронта I рода меньше, чем ширина зоны обложных осадков из слоя *Ns* теплого фронта, а именно — для обложного дождя — около 200 км. Ширина зоны обложного снега за линией холодного фронта I рода, по тем же причинам, что и перед линией теплого фронта, больше, чем ширина зоны обложного дождя, если, конечно, температура того более холодного воздуха, через который он выпадает, достаточно низка. В противном случае по дороге через него тает или часть снежинок (и тогда выпадает снег с дождем) или все снежинки, и тогда выпадает дождь, тогда как в более высоких слоях идет снег.

Кроме того, в тылу холодного фронта I рода после пелены *Cs* отсутствуют *Ci uncinus*, так как на высоте их образования наблюдается

поток, направленный в общем «вперед» по направлению движения фронта и, следовательно, против направления натекания более теплого потока, тогда как на теплом фронте направление этих потоков, в общем, одинаково.

На особенно «вязких» холодных фронтах I рода облачная масса Сб с ее ливневыми

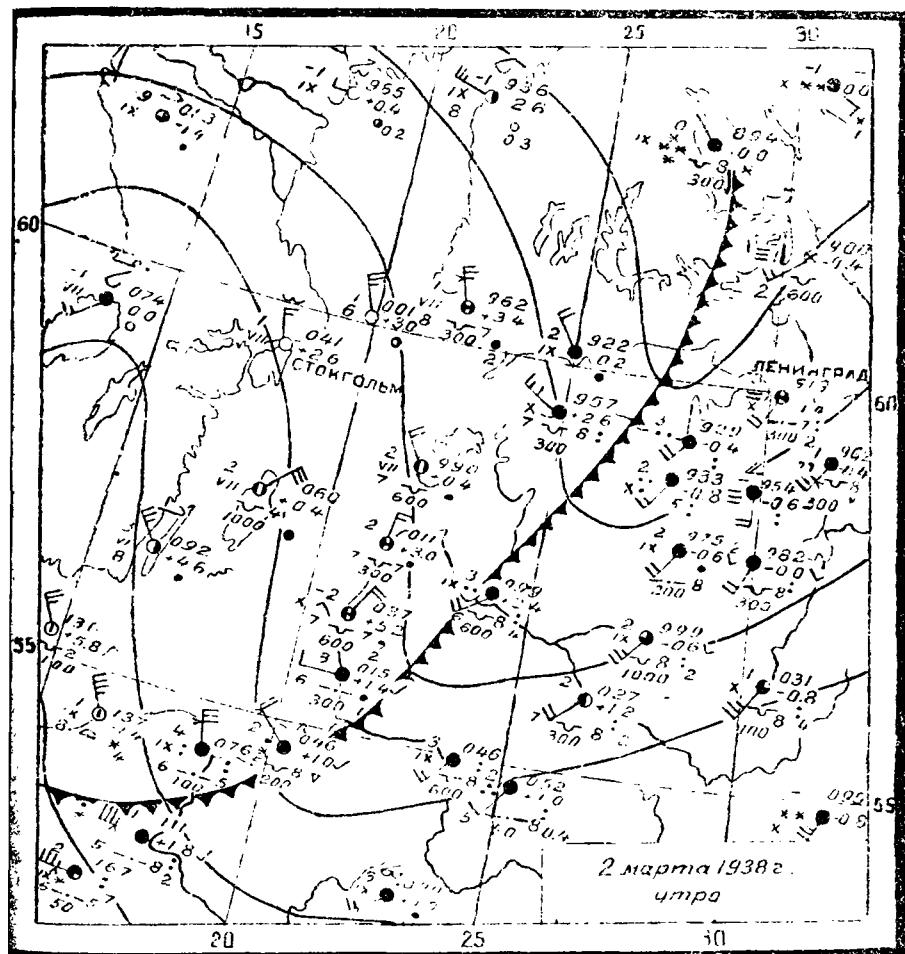


Рис. 149. Вязкий холодный фронт I рода на карте (частный случай).

садками может быть недоразвита и даже все отсутствовать. В этих случаях аналогия их облачности и осадков с таковыми теплого фронта становится особенно большой.

В случае холодного фронта I рода осадки выпадают как перед линией фронта (ливневого характера), так и за линией фронта (обложного характера); в случае же «вязкого» холодного фронта первого рода

только за линией фронта (обложного или даже моросящего характера).

На рис. 149 приведен частный случай такого «вялого» холодного фронта первого рода, каким он представляется на синоптической

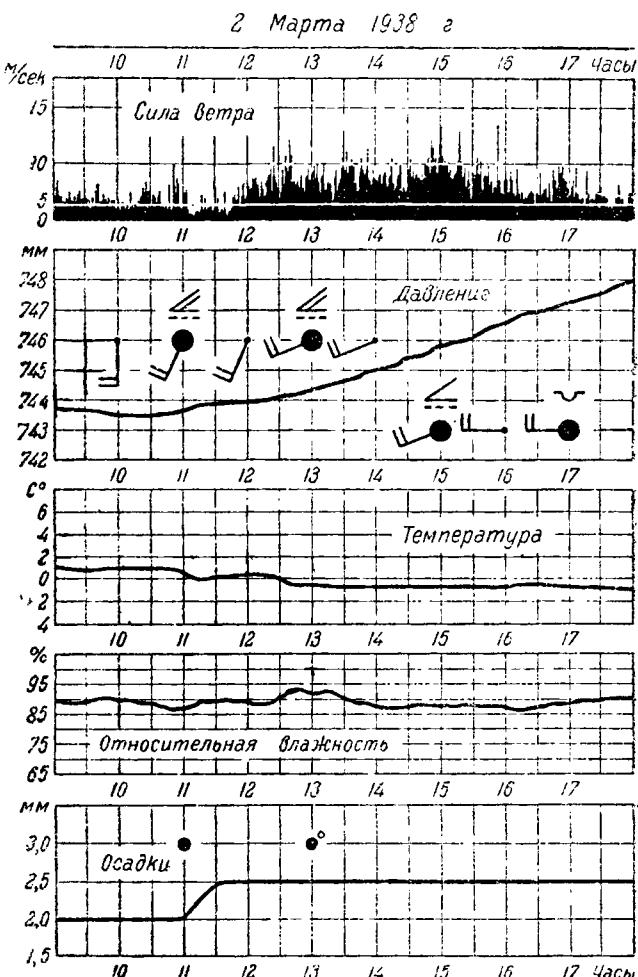


Рис. 150. Ход метеорологических элементов в Ленинграде при прохождении через него вялого холодного фронта I рода, показанного на рис. 149.

карте, а на рис. 150—ход метеорологических элементов при прохождении этого холодного фронта через пункт наблюдения, а именно через Ленинград.

II. Холодный фронт второго рода. При большой скорости более холодного потока различие в скоростях в его нижних и вышележащих слоях становится еще больше, чем

в случае холодных фронтов I рода, вследствие чего эти вьше лежащие слои в головной части клина еще больше выдаются «вперед» и нависают (рис. 151), так что в конце концов обрушаются вниз еще большие «порции» холодного воздуха, чем в головной части клина холодного фронта I рода. Бурный натиск более холодного потока обуславливает в таких случаях бурное же вытеснение кверху масс более теплого воздуха, что — наряду с вышеуказанными обрушиванием более холодного воздуха — обуславливает **сильно порывистый характер ветра перед и за линией** таких, так называемых **холодных фронтов второго рода**. Зачастую же продвижение «вперед» головной части клина холодного фронта II рода происходит в виде более или менее сильных, а нередко даже **очень сильных шквалов**, сообразно чему линию разрыва холодного фронта второго рода раньше называли «**линей шквалов**». Скорость ветра может достигать штормовых и даже ураганных значений, причем **нарастание**

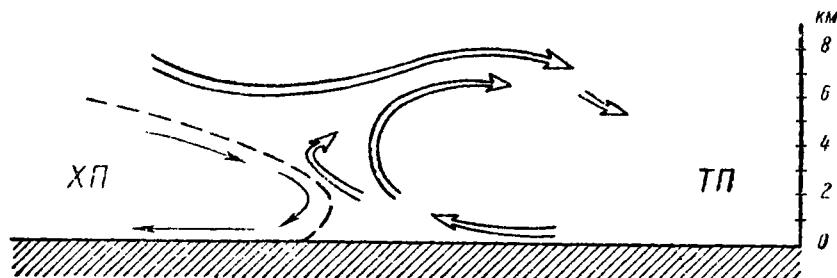


Рис. 151. Поверхность раздела и потоки холодного фронта II рода (схематический вертикальный разрез).

скорости ветра до этих величин происходит стремительно быстро (см. рис. 154), что и обуславливает **большую навигационную опасность** таких фронтальных шквалов.

Более интенсивный натиск клина более холодного воздуха, имеющий место по указанным выше причинам, не столько в нижних слоях, сколько на некоторой высоте, обуславливает более интенсивное движение «вперед» на этой высоте и потока более теплого воздуха над и перед клином более холодного воздуха.

Обрушивание значительных масс более холодного воздуха в головной части клина холодного фронта второго рода обуславливает интенсивное нисходящее движение более теплого потока на высоте некотором расстоянии за головной частью холодного клина, как это показано на рис. 151. Обусловленное этим нисходящим движением адиабатическое нагревание воздуха в этой части более теплого потока в свою очередь обуславливает разрывение этим потоком и так недоразвитой (за отсутствием таких случаях той ветви потока более теплого воздуха, которая в случае холодных фронтов первого рода спокойно натекает вдоль поверхности раздела) тыловой части облачной массы (с. 152). Волны же, возникающие на поверхности раздела между

этим нисходящим потоком и потоками, восходящими снизу, обусловливают, кроме того, волнистое строение тыловой части облачной массы, благодаря чему образующийся в ней слой *As* — *Ns* полностью или частично распадается на отдельности, образующие слой *Ac opacus* или, соответственно, *Sc opacus*, а дальше в тылу — *Ac translucidus* и *Sc translucidus*.

Наоборот, передняя, ливневая часть облачной массы, а следовательно, и осадки ливневого характера, в случае холодного фронта II рода получают гораздо большее развитие, чем в случае холодного фронта I рода. Интенсивный натиск клина более холодного воздуха обуславливает, как сказано, и интенсивное движение «вперед» значительной толщи более теплого воздуха, а не только высоких слоев его, как в случаях холодных фронтов первого рода. Вследствие этого вытягиваются вперед и получают волнистое строение не только верхняя, перистая часть «стены» ливневых облаков, но и ниже расположенные части.

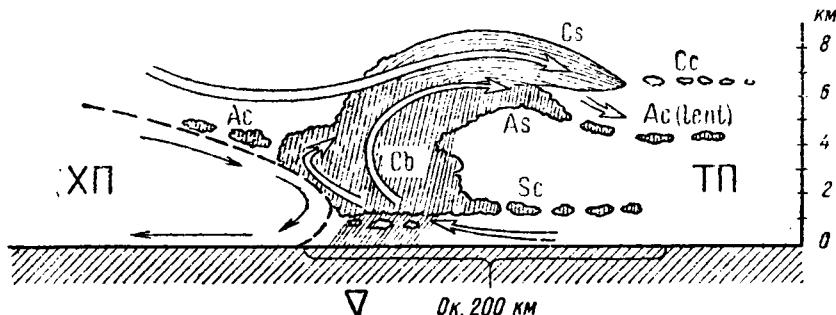


Рис. 152. Облачность и осадки холодного фронта II рода.

и х массы, и на соответствующих высотах под *Cc* образуются *Ac*, нередко чечевицеобразные *Ac lenticularis*, а еще ниже — плотные, непросвечивающие *Sc opacus*, иногда тоже чечевицеобразные.

Примерная ширина зоны облачных слоев и зоны ливневых осадков холодного фронта II рода показана на рис. 152.

В типичных случаях холодных фронтов второго рода осадки (ливневого характера) выпадают главным образом перед линией фронта.

Бурность процесса вытеснения сверху более теплого воздуха в случаях холодных фронтов второго рода создает в облачной массе их *Cb* условия, благоприятные для грозовых явлений. Бурность этого процесса обуславливает, кроме того, очень турбулентное состояние большой толщи воздуха перед холодным фронтом II рода, что в свою очередь обуславливает клубящееся строение отдельных «чечевиц» или гряд *Ac* перед ним; благодаря этому эти гряды или чечевицы принимают характерный вид *Ac castellatus* или *Ac floccus*. Эти облака, в особенности *Ac castellatus*, служат хорошими предвестниками гроз и шквалов холодных фронтов II рода.

Благодаря просветам в слоях *Sc* и *Ac* переди холодного фронта, через первый слой видны *Ac*, а через последний — расположенные

выше Сс; поэтому небо перед основной облачной массой холодного фронта II рода часто принимает хаотический, предгрозовой вид.

В тех случаях, когда в результате обрушивания вниз значительных масс более холодного воздуха в головной части холодного фронта II рода, процесс вытеснения кверху более теплого воздуха происходит особенно бурно — перед и над головной частью холодного клина образуются отдельные, быстро несущиеся по направлению нижнего ветра и большей частью сильно изорванные облачные массы типа ливневых, большего или меньшего размера и большего или меньшего значительного вертикального развития, а соответственно и более или менее темных и даже мрачных у основания.

Количество и форма таких «изорванных шкваловых облаков» быстро изменяется; они то отделены друг от друга промежутками, через которые видно яркое голубое небо, то ненадолго сгрупировываются в почти сплошной слой. Эти изорванные шкваловые облака придают небу очень неспокойный вид, характерный для шквалистой погоды в зоне головной части интенсивных холодных фронтов II рода. Из них с перерывами выпадают кратковременные осадки ливневого характера: крупнокапельный дождь, снег, часто мокрый, снег с дождем, крупа.

Поток более холодного воздуха, наступающего за холодным фронтом, в подавляющем большинстве случаев выступает в качестве холодной Массы. Поэтому в тылу за холодным фронтом могут возникать и возникают в действительности облака восходящих токов: Си и Св, более или менее быстро несущиеся в направлении и ж н е г о в е т р а, причем Си имеют часто характер *Fractocumulus*. Образование этих Си и Св особенно интенсивно в тех случаях, когда напластование воздушных масс в этом потоке достаточно неустойчиво, т. е. над поверхностью моря, а в теплое полугодие — и над сушей. При большой скорости более холодного потока, т. е. в тылу за интенсивными холодными фронтами II рода, Св могут принять характер изорванных шкваловых облаков.

Изорванные шкваловые Св похожи на «изорванные облака плохой погоды», наблюдаемые при теплых фронтах и при холодных фронах I рода под сплошной пеленой As—Ns, но отличаются от них тем, что, во-первых, в просветы между последними видна сплошная пелена этих As—Ns, тогда как в просветы между первыми видно чистое безоблачное небо (или облака верхнего яруса другого фронта), во-вторых, тем, что осадки имеют ливневой характер и выпадают из этих изорванных шкваловых облаков, а не через них, как в случае изорванных облаков плохой погоды».

На рис. 153 приведен частный случай холодного фронта II рода, таким он представляется на синоптической карте, а на рис. 154 — од метеорологических элементов при прохождении холодного фронта II рода над пунктом наблюдения, а именно над Ленинградом.

При прочих равных условиях, Св холодных фронтов и связанные с ними явления, вообще, получают тем большее развитие, чем

выше температура и абсолютная влажность более теплого воздуха, вытесняемого вверх клином холодного фронта. Поэтому, в холодное время года над Восточной Европой, даже при холодных фrontах

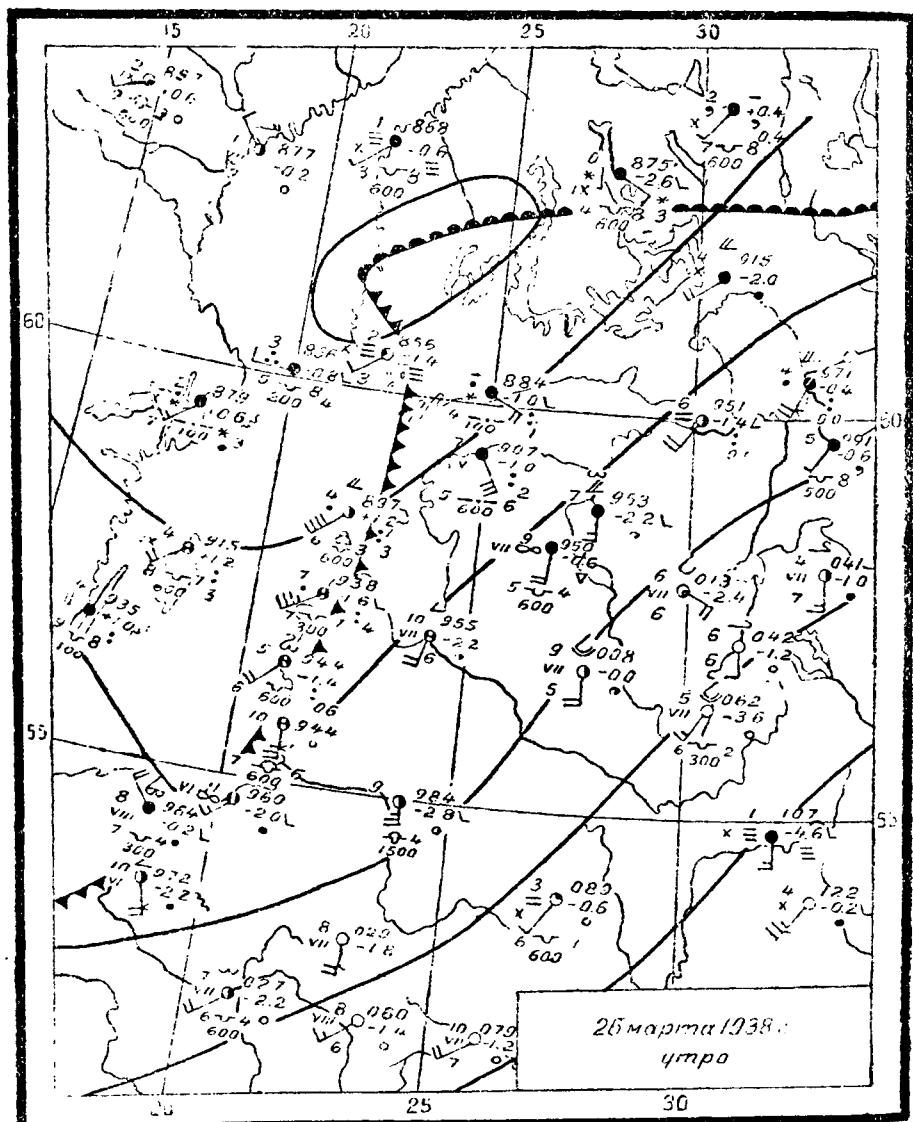


Рис. 153. Холодный фронт II рода на карте (частный случай).

II рода, грозовые явления, а чаще всего и вполне развитые Сb обычно не образуются, а зимой у нас наблюдаются только упомянутые изорванные шкваловые Сb, образующиеся в приходящих с запада Массах морского полярного или морского арктического воздуха.

26 Марта 1938 г

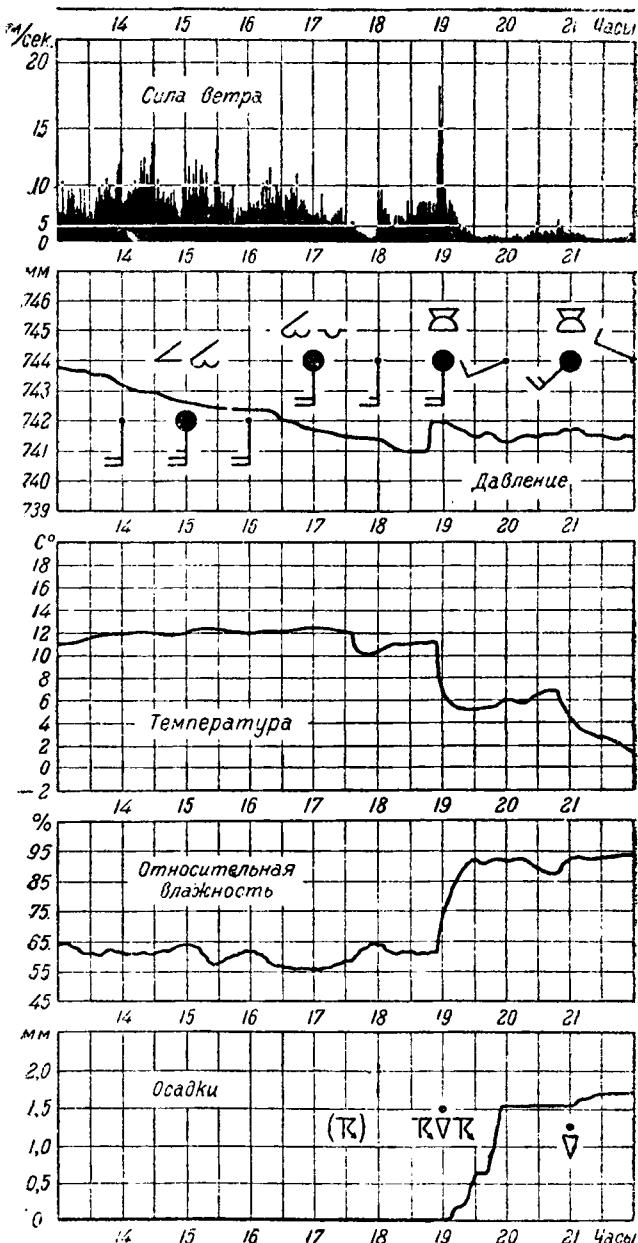


Рис. 154. Ход метеорологических элементов в Ленинграде при прохождении через него холодного фронта II рода, показанного на рис. 153. Прохождение этого фронта сопровождалось грозовыми явлениями.

Очевидно, что в зависимости от степени «бурности» натиска клина более холодного воздуха могут наблюдаться холодные фронты представляющие различные переходные формы между холодными фронтами I рода и холодными фронтами II рода.

Что касается до похолодания, обусловленного вхождением на данную территорию более холодного воздуха, впереди которого идет холодный фронт, то резкость его зависит, очевидно, от разности температур более теплого воздуха перед холодным фронтом и более холодного воздуха, выступающего за этим фронтом.

Шквалы с характерными шквальными Сб (см. рис. 50), осадками ливневого характера и, часто, грозовыми явлениями могут

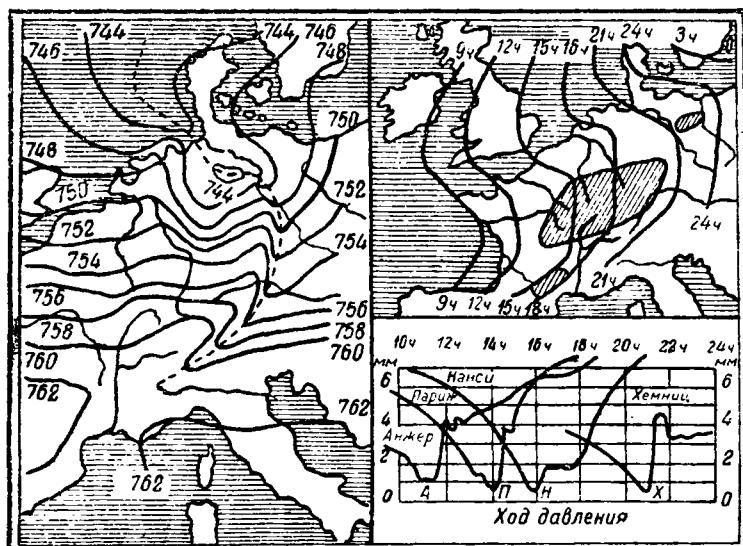


Рис. 155. Фронтальные шквалы 27 июня 1890 г;

наблюдаются и в н у т р и данной холодной воздушной Массы, в тех случаях, когда конвекция в ней настолько интенсивна, что ее восходящие и нисходящие токи становятся как бы упорядоченными и принимают характер восходящих и нисходящих потоков, показанных на рис. 50 стрелками. Такие так называемые тепловые или термические шквалы имеют небольшое горизонтальное протяжение и, следовательно, носят местный характер.

В случае термического шквала, обрушающимся в виде шквала более холодный воздух приходит из вышележащих слоев той же самой Массы воздуха, в которой наблюдается восходящий поток (см. рис. 50).

В случае же фронтального шквала этот более холодный воздух обрушивается из вышележащих слоев уже другой, более холодной Массы воздуха, иного происхождения, отделяемой от более теплой Массы фронтальной поверхностью. Нетрудно видеть, что в случае

фронтального шквала линия фронта на рис. 50 должна была бы проходить между *D* и *A* перпендикулярно к плоскости рисунка, а фронтальная поверхность, начинаясь от этой линии, проходила бы наклонно вверх между потоком более теплого воздуха, идущего (на рисунке) справа, и потоком более холодного воздуха, идущего (на рисунке) слева. (Напомним, что на рис. 50, как и на всех подобных ему, вертикальные размеры значительно преувеличены по сравнению с горизонтальными, вследствие чего на таком рисунке был бы значительно преувеличен и общий угол наклона поверхности раздела).

Фронтальные шквалы одновременно наблюдаются вдоль длинной линии фронта и всегда связаны с резко выраженной, *V*-образной барической ложбиной, по оси которой и проходит линия фронта, как это хорошо видно на рис. 155 слева, на котором, в качестве примера, приведен случай фронтальных шквалов 27 июня 1890 г. По мере продвижения фронта (в умеренных широтах чаще всего, в общем, от запада к востоку) с ним продвигается и «линия шквалов». На рис. 155 направо вверху показаны линии, проходящие через пункты, в которых 27 июня 1890 г. одновременно наблюдались шквалы: в 9 час., в 12 час., в 15 час. и т. д., через 3 часа.¹

На рис. 155 направо внизу показаны снятые с барограмм кривые хода давления воздуха в нескольких пунктах при прохождении фронтальных шквалов 27 июня 1890 г. На большинстве из этих кривых (в особенности на крайней справа) хорошо виден типичный для случаев прохождения фронтальных шквалов и термических шквалов резкий скачок давления вверх, после которого давление временно вновь резко понижается, но в случае фронтального шквала, не до прежнего его низкого уровня. Так как такой скачок особенно отчетлив и типичен в случае грозовых шквалов, его обычно называют «г р о з о в ы м н о с о м», хотя правильнее было бы назвать его «шквальным носом», так как он может наблюдаваться и независимо от грозовых явлений.

Шквалы без шквальных облаков и осадков называют «б е л ы м и».

На вторичных холодных фронтах все типичные для холодных фронтов явления обычно выражены менее резко, чем на соответствующих главных холодных фронтах между двумя основными Массами воздуха.

Контрольные вопросы к главе XX

1. Что называют «поверхностью раздела»?
2. В сторону которой из соприкасающихся Масс воздуха наклонена поверхность раздела и почему?
3. От чего зависит угол наклона поверхности раздела и какова, обычно, величина этого угла?
4. Что представляет собой «линия раздела» и как ее иначе называют?
5. Что называют «фронтальным слоем» и «фронтальной зоной»?
6. Что часто понимают под термином «фронт»?
7. Какие поверхности раздела и фронты называют «квазистационарными»: в каких барических образованиях они наиболее четки?
8. Какие причины обуславливают дифференциацию теплого фронта и холодного фронта на данном участке фронта?

¹ Линии, проходящие через пункты, в которых одновременно наблюдались какие-либо явления, называют «изохронами».

9. Какова схема распределения воздушных потоков в случае теплого фронта?
10. Что называют «поверхностью восходящего скольжения» воздушного потока и какова, обычно, величина наклона этой поверхности у теплых фронтов?
11. Какая форма и почему характерна для поверхности раздела теплого фронта на вертикальном разрезе?
12. Комплекс каких явлений типичен для теплых фронтов?
13. Какие облака и какого характера осадки типичны для теплого фронта?
14. Какова, примерно, ширина зоны осадков теплого фронта?
15. Какие облака и почему являются предвестниками теплого фронта?
16. Чем объясняется, что перед зоной обложного дождя теплого фронта нередко выпадает редкий и мелкий дождь, чем этот дождь отличается от дождя моросящего характера и чем объясняется, что ширина зоны обложного снега теплого фронта может быть больше, чем ширина зоны обложного дождя?
17. Какие облака и почему возникают обычно в клине более холодного воздуха под облачной массой теплого фронта?
18. Какие туманы называют «предфронтальными» и каковы причины их образования?
19. Движутся ли облака теплого фронта в направлении наземного ветра под ними и если нет, то почему?
20. В котором, примерно, часу начнутся в данном пункте обложные осадки, если наблюдатель отметил, что *Ci uncinus* появились у него, положим, в 4 часа, а *As translucidus*, положим, в 14 час. и в котором, примерно, часу эти обложные осадки у него кончатся (если предположить, что скорость продвижения теплого фронта остается постоянной)?
21. Где и при каких условиях могут наблюдаться на теплом фронте осадки моросящего характера?
22. При каких условиях на теплом фронте могут отсутствовать осадки и даже низкая облачность?
23. Какова схема распределения воздушных потоков в случаях холодного фронта I рода и холодного фронта II рода и чем обусловлено различие между ними?
24. Какая форма и почему характерна для поверхности раздела холодного фронта на вертикальном разрезе и у каких холодных фронтов (I или II рода) она более четко выражена?
25. Комплекс каких явлений, какие облака и осадки типичны для холодных фронтов I рода?
26. Комплекс каких явлений, какие облака и осадки типичны для холодных фронтов II рода?
27. Почему линию раздела холодного фронта II рода раньше называли «линией шквалов»?
28. Какие облака являются предвестниками холодного фронта?
29. Предвестниками какого фронта являются *Cc*, имеющие вид раби на песке или рыбьей чешуи?
30. Предвестниками какого фронта являются *Ac lenticularis*?
31. Предвестниками какого фронта является хаотический вид неба?
32. Какова, примерно, ширина зоны осадков холодного фронта I рода и холодного фронта II рода?
33. Чем объясняется, что ширина зоны осадков холодного фронта I рода меньше ширины зоны осадков теплого фронта?
34. Чем отличается форма *Cb* холодного фронта от *Cb* термического происхождения, образованного в нутри Массы воздуха?
35. Какой облик погоды характерен для холодных фронтов II рода при большой скорости потока более холодного воздуха?
36. Почему холодные фронты (и какие именно I или II рода) часто представляют опасность для навигации?
37. Почему в холодное время года над восточной Европой *Cb* холодных фронтов бывают недоразвиты?
38. Каковы признаки надвижения теплого фронта на пункт наблюдения и как меняется облик погоды в этом пункте по мере приближения к нему линии теплого фронта и прохождения ее?
39. Каковы признаки надвижения холодного фронта I рода на пункт наблюдения и как меняется облик погоды в этом пункте по мере приближения к нему линии холодного фронта и прохождения ее?

40. Каковы признаки надвижения холодного фронта II рода на пункт наблюдения и как меняется облик погоды в этом пункте по мере приближения к нему линии такого фронта и прохождения ее?
41. В какую сторону и как изменяется давление воздуха в данном пункте в случае надвижения на него теплого фронта?
42. В какую сторону и как изменяется давление воздуха в данном пункте в случае приближения к нему линии холодного фронта и после прохождения ее?
43. В чем различие между тепловыми и фронтальными шквалами и грозами?
44. В каких барических образованиях наблюдаются фронтальные шквалы?
45. Что называют «грозовым носом»?
46. Что называют «белым шквалом»?
47. Какие фронты называют «вторичными» и при каких условиях они образуются?
48. Какие облака типичны для флангов фронтальной облачной массы?
49. Какими орнаментами обозначают на картах линии раздела квазистационарного, теплого, холодного и вторичных фронтов?

ГЛАВА XXI

ВОЗНИКНОВЕНИЕ ЦИКЛОНОВ, ИХ РАЗВИТИЕ И ЗАТУХАНИЕ

§ 102. Циклоны в стадии волны

Одновременно с возникновением волны на участке фронта и с дифференциацией на этом участке теплого и холодного фронтов — возникает циклоническая система ветров и связанная с ней небольшая замкнутая область понижения

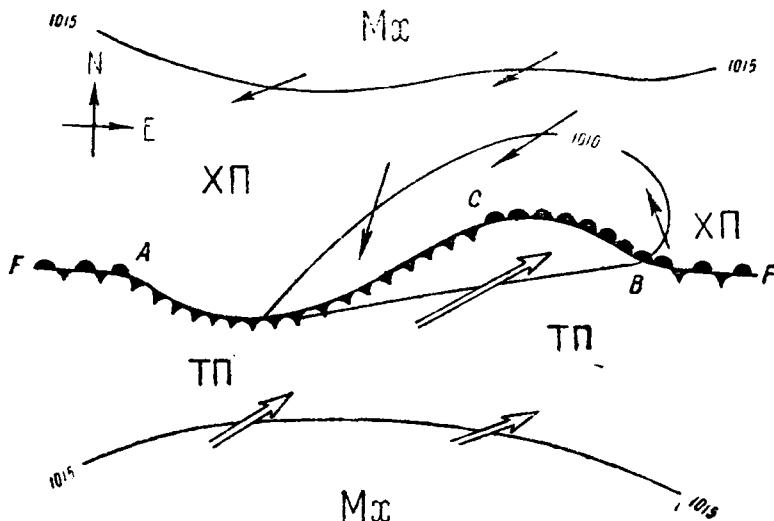


Рис. 156. Возникновение циклона: циклон в стадии волны (схема).

н о г о д а л е н и я, т. е. барический минимум или циклон, центр которого соответствует точке перелома между холодным и теплым участками фронта (рис. 156).

Как видно на рис. 156, с точки зрения наблюдателя, стоящего лицом к центру циклона и спиной к Массе более теплого воздуха, т. е. другими словами лицом в направлении термического градиента — пока циклон находится в первой стадии своего развития, а именно в стадии волны — теплый фронт подходит к центру циклона справа, а холодный — слева (в южном полушарии — наоборот).

Возникновение замкнутой области пониженного давления в связи с волновым возмущением на фронте обусловлено, с одной стороны, «выбрасыванием» воздуха поверху из той области, в которой воз-

никла циклоническая циркуляция, а с другой — восхождением более теплого воздуха (вследствие натекания его вверх по поверхности раздела теплого фронта и вытеснения его кверху клином холодного фронта) и оттоком его поверху из района возникновения волнового возмущения.

На картах с изобарами «через 5 мб», замкнутая область пониженного давления, возникшая в связи с волновым возмущением на фронте, вначале или совсем не ограничена замкнутой изобарой (а именно в тех случаях, когда эта замкнутая изобара не «кратна 5 мб» и таким образом не «попадает» на карту) и, следовательно, выявляется только замкнутой циклонической системой ветров, или ограничена одной изобарой, как это и показано на рис. 156.

За исключением случаев чрезвычайной сухости воздуха более теплого потока, следствием его восхождения является образование и развитие облаков, а затем и осадков как на теплом, так и на холодном фронте возникшего циклона. В самом начале развития циклона, а иногда и в течение всего времени пока циклон находится в стадии волны — дело до образования C_s и C_i , а в начале и до образования осадков обложного характера на его теплом фронте может еще и не доходить. Точно так же, на этой стадии развития циклона дело может не доходить и до образования C_s в тылу и тем более до образования C_b , C_{sc} и ливневых осадков в голове его холодного фронта. Таким образом, холодный фронт в циклоне в начале его развития носит характер мало интенсивного холодного фронта I рода и притом вначале нередко тоже с осадками только моросящего характера.

Область между теплым и холодным фронтом циклона, в которой поток более теплого воздуха касается земной поверхности, называют **теплым сектором** циклона. Поток более теплого воздуха, образующий теплый сектор циклона, как правило, продвигается над более холодной подстилающей поверхностью и, следовательно, вступает в качестве **т е п л о й М а с с ы**. Поэтому в теплом секторе циклонов, при соответствующих условиях, могут наблюдаться, и фактически наблюдаются, все характерные для теплых Масс гидрометоры: в теплом секторе, образованном совсем «молодой» теплой массой, может наблюдаться полная ясность, а при соответствующих условиях инсоляции даже C_i и C_b . По мере дальнейшего протекания над более холодной подстилающей поверхностью, в особенности в холодное время года, в теплом секторе могут образовываться **авективные туманы**, а затем более или менее сплошной покров **сторось** (как это и показано на рис. 158 и 159).

Возникший циклон может постигнуть троякая «судьба»:

1. Если процесс, обусловивший возникновение волнового возмущения **тут же, на месте, ликий и рует ся и связанное с ним восхождение более теплого потока прекращается**, то возникший циклон **тут же, на месте, заполняется**. Можно думать, что такие случаи могут иметь место только в виде крайне редких исключений, а может быть и никогда, так как если волновое возмущение возникло, то оно «бежит» вдоль линии фронта вполне аналогично тому, как бежит волна в поверхностном слое воды.

2. Как общее правило, возникшая на фронте волна, а следова-

тельно, и связанный с ней циклон **перемещаются** вдоль зоны соприкосновения более теплого и более холодного потоков, т. е. вдоль линии фронта, и притом так, что в северном полушарии **Масса более теплого воздуха остается вправо, а Масса более холодного воздуха влево от траектории центра циклона** (в южном полушарии — наоборот).

Так как с высотою тормозящее влияние трения о земную поверхность уменьшается, а скорость ветра вследствие этого возрастает, то с высотой возрастает и угол отклонения ветра от направления барического градиента, и на высоте около 500 м ветер дует уже по направлению изобар, отклоняясь в право от направления наземного ветра. Таким образом, на теплом фронте основная масса потока более теплого воздуха натекает на поток более холодного воздуха под ним не в направлении наземного ветра в теплом секторе, а в направлении изобар в теплом секторе. Соответственно этому и сам циклон **перемещается в направлении изобар в своем теплом секторе, оставляя (в северном полушарии) более теплый поток справа, а более холодный — слева (т. е. в показанном на рис. 156 примере — к ENE).**

В направлении изобар в теплом секторе циклона движется, в общем, и облачная масса As — Ns. На высоте Ci и Cs, где, по той же причине, направление ветра составляет с направлением градиента угол уже больше 90° , воздушный поток, а следовательно, и образующиеся в нем Ci и Cs движутся уже от центрального района циклона, т. е. «выбрасываются» из системы циклона. Поэтому направление движения Ci и Cs системы теплого фронта составляет особенно большой угол — с отклонением вправо — с направлением наземного ветра в клине более холодного воздуха под ними (ср. рис. 85, 3 слева с рис. 87, слева).

Очевидно, что соответственно смещению теплого и холодного фронтов смещающегося циклона будут перемещаться и связанные с ними облачность и осадки.

В тех районах циклона, в которых более теплый поток натекает на отступающий перед ним более холодный поток, т. е. в тех районах, через которые проходит теплый фронт, давление воздуха понижается и они образуют переднюю половину циклона.

В тех районах, в которые — в тыл за холодным фронтом — проникает более холодный, а следовательно, и более тяжелый воздух (т. е. на рис. 156 в общем к западу от центра циклона) давление воздуха увеличивается, и они образуют тыл циклона.

Падение давления в тех районах, на которые надвигается теплый фронт, и рост давления в тылу за продвигающимся холодным фронтом, легко видеть из рис. 157, на котором показан схематический разрез через циклон в более поздней стадии развития. Действительно, пусть, например, наблюдатель находится в той точке, давление в которой P_0 . Очевидно, что по мере продвижения теплого фронта вправо и, следовательно, приближения его к пункту расположения наблю-

наблюдателя, толщина находящегося над этим пунктом клина более холодного, а следовательно, и более тяжелого воздуха будет постепенно уменьшаться, а толщина вышележащего слоя более теплого, а следовательно, и более легкого воздуха — увеличиваться. Вследствие этого общий вес столба атмосферы над пунктом наблюдения, а стало быть давление в этом пункте, будут постепенно уменьшаться: через некоторое время давление там сделается равным P_8 , затем P_7 и т. д. Представим себе теперь, что наблюдатель находится в тылу за холодным фронтом в той точке, давление в которой P_3 (равное P_7). Очевидно, что по мере продвижения холодного фронта вправо и удаления от, следовательно, от пункта наблюдения, толщина находящегося над этим пунктом клина более холодного, а следовательно, и более тяжелого воздуха будет постепенно увеличиваться, а толщина вышележащего слоя более теплого, а следовательно, и более легкого воздуха — уменьшаться.

Следствие этого общий вес столба атмосферы над пунктом наблюдения, а следовательно, и давление в этом пункте будут постепенно возвращаться: через некоторое время давление там сделается равным P_1 (равное P_8), затем P_2 (равное P_9) и т. д. Перемещающийся склон в стадии волны может в свою очередь постигнет двоякую «судьбу» в зависимости от того, является ли та волна, с которой он связан, динамически устойчивой или неустойчивой.

а) В тех случаях, когда волна на фронтальной поверхности, которой связан циклон, динамически устойчива, что выражается в том, что она перемещается вдоль фронта без существенного изменения амплитуды — связанный с ней циклон перемещается вдоль фронта, оставаясь в стадии волны. При соответствующих условиях циклон, связанный с такой динамически устойчивой волной, может проходить большие расстояния, оставаясь в стадии волны.

Чаще всего такие циклоны продвигаются по оси коридоров пониженного давления или по оси ложбин, постепенно приближаясь в последнем случае к так называемому «ведущему» циклону, т. е. к тому циклону, в систему которого входит эта ложбина.

В результате прохождения циклона в стадии волны вдоль линии фронта, каждый из участков этой линии фронта последовательно выступает сначала в качестве теплого, а затем холодного фронта, и соот-

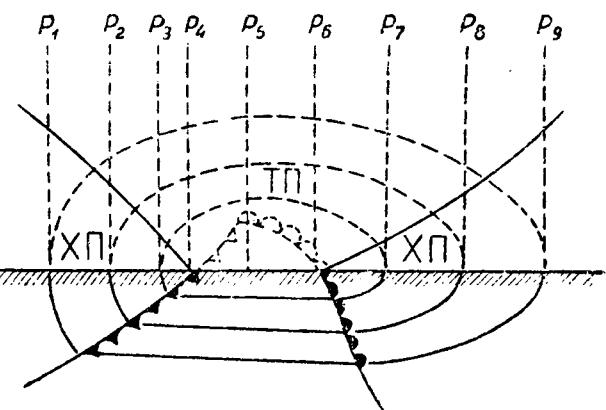


Рис. 157. Схематический разрез через циклон в более последней стадии развития.

вественно этому смещается на небольшие расстояния, равные амплитуде волны, то в сторону более холодного потока, то в сторону более теплого потока. После прохождения волны линия фронта занимает, в общем, то же положение, что и до ее прохождения.

б) В тех случаях, когда волна на фронтальной поверхности, с которой связан циклон, динамически неустойчива, что выражается в том, что амплитуда ее постепенно возрастает, а форма соответствующим образом изменяется и размеры и форма теплого сектора циклона, а в связи с этим и размеры и глубина циклона, и циклон более или менее быстро развивается, переходя из стадии волны в стадию «идеального циклона» и затем в стадию «окклюзии», после чего затухает. С этими стадиями циклона мы познакомимся ниже.

§ 103. Циклон в стадии идеального циклона

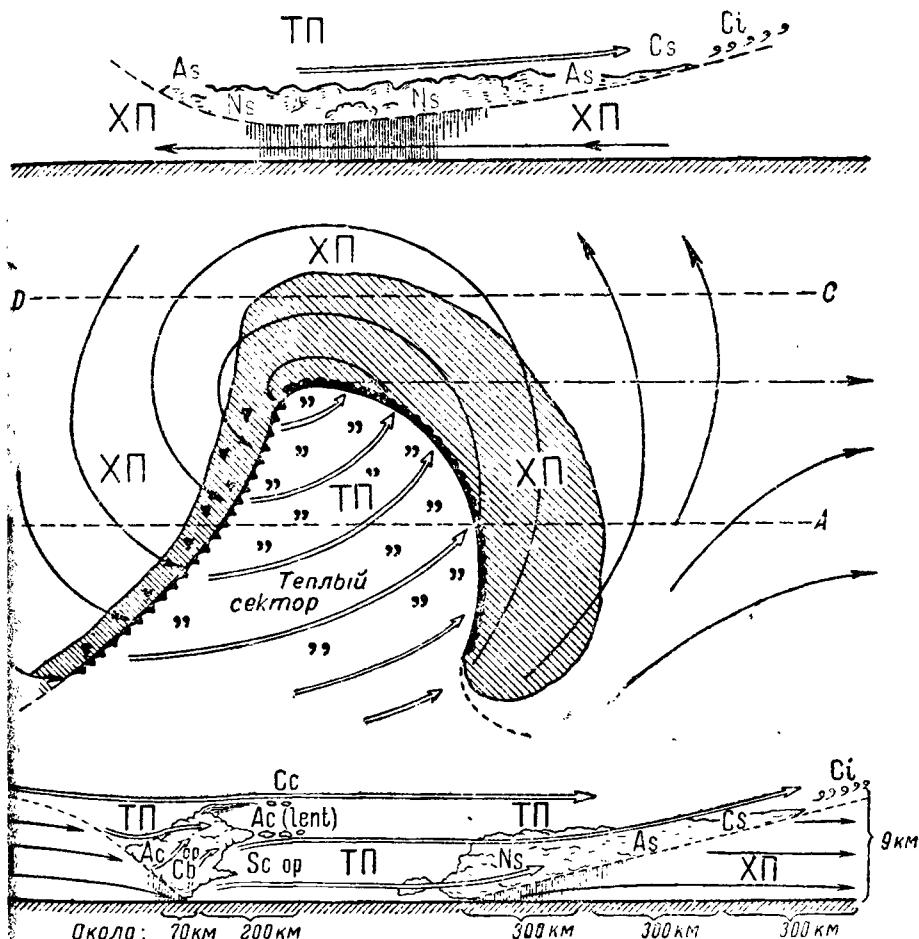
Если та волна на поверхности раздела, с которой связан циклон, динамически неустойчива, так что амплитуда ее возрастает, то постепенно увеличивается и все дальнее проникает в поток более холодного воздуха (т. е. на нашем примере — к северу) и тот язык более теплого потока, который образует теплый сектор циклона (см. рис. 158).

Как видно из сравнения рис. 156 и 158, при этом наблюдается не только увеличение размеров языка более теплого воздуха, т. е. теплого сектора циклона, но и изменение его формы. Объясняется это тем, что **скорость продвижения холодного фронта в циклоне**, связанного с динамически неустойчивой волной, как правило, **больше скорости продвижения его теплого фронта**. Действительно, как видно из рис. 141, в потоке за холодным фронтом величина составляющих, нормальных к этому фронту, гораздо больше, чем величина составляющих, нормальных к теплому фронту в потоке перед теплым фронтом, вследствие чего, даже при одинаковой скорости потоков более холодного воздуха перед теплым фронтом и за холодным фронтом, холодный фронт продвигается быстрее теплого. К тому же, как правило, величина барических градиентов, а следовательно, и скорость ветра за холодным фронтом больше, чем перед теплым (см. рис. 157, где $P_9 = P_1$, $P_8 = P_2$ и $P_7 = P_8$, но расстояния между изобарами P_9P_1 , P_8P_2 и P_7P_3 перед теплым фронтом больше, чем расстояние между ними за холодным фронтом, отчасти благодаря тому, что вследствие трения о земную поверхность угол наклона поверхности раздела теплого фронта меньше, чем угол наклона поверхности раздела холодного фронта).

Через некоторое время теплый сектор принимает форму, показанную на рис. 158. Такая форма теплого сектора очень характерна для молодых развивающихся циклонов, уже вышедших, однако, из стадии волны. Эту стадию развития волнового возмущения на фронтальных поверхностях обнаруживший ее Я. Беркнес, назвал стадией «идеального циклона».

Последовательные стадии развития циклона от стадии волны до стадии идеального циклона показаны на схеме рис. 161.

По мере развития циклона из стадии волны в стадию идеального циклона и связанного с этим увеличения интенсивности натекания более теплого потока на его теплом фронте и подсекания более теплого потока более холодным на его холодном фронте — все большее развитие получает и мощность облачных систем на его теплом и холод-



Ис. 158. Схема строения циклона (северного полушария) в стадии «идеального циклона» по Бьеркнесу и Сульбергу.

Фронтах. При этом на его теплом фронте ширина зоны облаков осадков увеличивается до ширины, типичной для настоящих теплых фронтов, а на холодном фронте — уменьшается; вместе с тем адки, которые на стадии волны могли на обоих фронтах иметь характер моросящих или узкой зоны мало интенсивных обложных, приобретают характер настоящих обложных на теплом фронте и ливьих — на холодном фронте. Таким образом, как общее правило, то время как в циклонах в стадии волны холодные фронты имеют

характер холодных фронтов I рода, в циклонах в стадии идеального циклона они принимают характер холодных фронтов II рода.

Распределение облачности в циклоне в стадии «идеального циклона» показано в проекции на земную поверхность — на рис. 159, а зоны его осадков — на рис. 158, причем в обоих случаях холодный фронт показан холодным фронтом II рода.

В нижней части рис. 158 показан разрез через «правую», относительно направления его перемещения, половину циклона в стадии идеального циклона по линии AB , а в верхней — через левую его половину, по линии CD . Чтобы не загружать рисунка, осадки по-

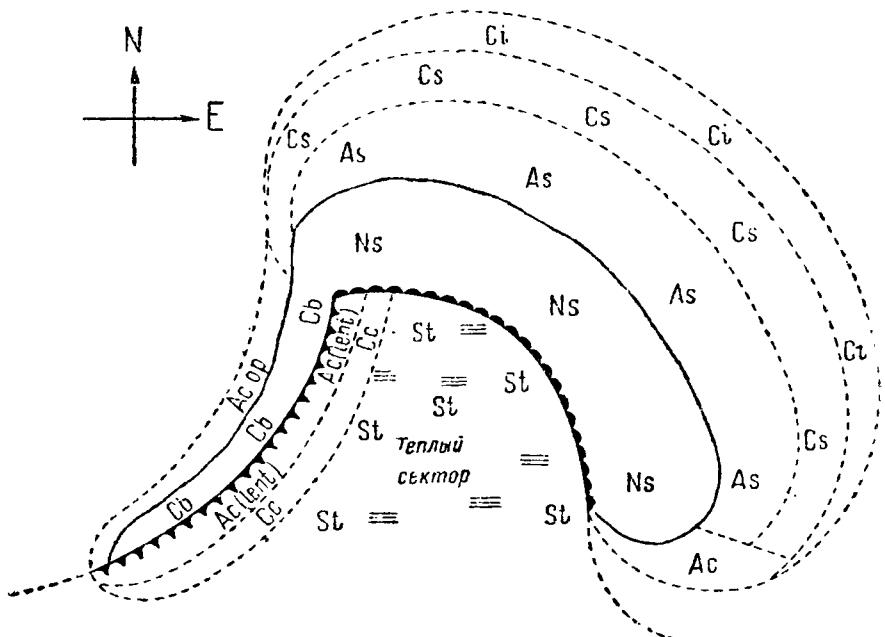


Рис. 159. Схема распределения облачных форм в циклоне в стадии «идеального циклона».

казаны на нем выпадающими как бы только с нижней поверхности облачных масс, тогда как в действительности они выпадают в значительно толще их, как показано на рис. 142 и 152.¹

Смена явлений, т. е. смена облачности, осадков, направления ветра и температуры воздуха в наблюдательном пункте при прохождении над ним правой или, соответственно, левой половины циклона, хорошо видна из рассмотрения рис. 158 и 159.

Так как линия фронта является линией конвергенции двух потоков воздуха различного направления и так как направление ветра составляет, как известно, более или менее определенный угол с направлением изобар, то очевидно, что более или менее рез-

¹ На разрезе через правую половину циклона на рис. 158 гидрометеоры в теплом секторе не показаны.

кому изменению (скаку) направления ветра по ту и другую сторону от линий фронтов должно соответствовать и более или менее резкое изменение (излом) и в направлении изобар на обоих фронтах, как это и видно на рис. 156 для циклона в стадии волны и на рис. 157 и 160 — для циклона в стадии «идеального циклона». При этом на рис. 157 изобары и линии фронтов показаны в горизонтальной плоскости и несколько в ракурсе, тогда как остальная часть чертежа представляет собой вертикальный разрез через этот же циклон. Перед теплым фронтом изобары изогнуты циклонически, т. е. обращены вогнутостью к центру циклона и к линии теплого фронта; в теплом секторе изобары проходят прямолинейно, как это и показано на наших схематических чертежах, или тоже изогнуты циклонически, но менее круто, чем перед теплым фронтом. За холодным же фронтом изобары могут быть изогнуты или циклонически (рис. 160) или антициклонически, т. е. могут быть обращены выпуклостью к холодному фронту и к центру циклона (рис. 164).

В «левой половине» циклона изобары изогнуты циклонически.

Как было указано выше, в поле давления действительного разрыва постепенности на фронтальной поверхности наблюдаться не может (ср. рис. 130). Так как, к тому же, в действительности наблюдаются не поверхности раздела, а фронтальные слои, и не линии раздела, а более или менее широкие фронтальные зоны, «сглаживающие» переход от одного из конвергирующих потоков к другому, то в действительности изобары обнаруживаются, при пересечении фронта, не изломы, а более или менее резкие изгибы.

Сообразно этому и прохождение фронта через пункт наблюдения будет только более или менее резкое и быстрое, но все же постепенное изменение в непрерывном ходе давления над этим пунктом. Эти изменения давления при прохождении фронта, особенно хорошо обнаруживаемые на записи барографа, хорошо видны и из рассмотрения рис. 157. Как видно из этого рисунка, при прохождении над пунктом наблюдения «правой» половины циклона, более или менее значительное и более или менее быстрое, но равномерное падение давления (от P_9 до P_6), имеющее место по мере приближения к пункту наблюдения теплого фронта, сменится ровным (поскольку $P_6 = P_5 = P_4$) и ли почти ровным ходом — при прохождении над пунктом наблюдения теплого сектора, затем — более или менее быстрым ростом давления (от P_4 до P_1), по мере надвижения на пункт наблюдения зона холодного фронта. В случае прохождения холодного фронта рода, этот рост будет более или менее ровным и постепенным; в слу-

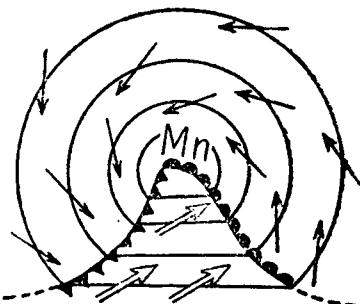


Рис. 160. Схема изобар и ветров циклона в стадии «идеального циклона».

чае же прохождения холодного фронта II рода, а следовательно, и более или менее резких «обрушиваний» значительных масс более холодного воздуха и часто даже очень неровным. Наконец, в случае прохождения над пунктом наблюдения левой половины циклона, ровное падение давления постепенно сменится в нем ростом его, без скачков, обусловленных прохождением теплого и холодного фронтов.

Продолжительность жизни «идеальной» стадии развития циклона очень невелика; обычно не больше 24 час. Объясняется это тем, что тот процесс, который обуславливает увеличение и изменение формы теплого сектора циклона в тех случаях, когда циклон связан с динамически неустойчивой волной и который выражается в том, что холодный фронт циклона продвигается скорее теплого его фронта — продолжается и после достижения циклоном стадии «идеального циклона». Другими словами продолжается тот хорошо видный на рис. 161 процесс за вихревая, который является результатом динамической неустойчивости волны и который приведет циклон к третьей стадии его развития и через нее — к затуханию.

На рис. 158 и 160, так же, как на предыдущих, показаны «нормальные» случаи положения теплого сектора в циклоне, а именно такие случаи, когда теплый сектор «входит» в область циклона с юга или юго-востока. Очевидно, что, сообразно расположению относительно циклона тех двух потоков воздуха — более теплого и более холодного — результатом «встречи» которых и явилось его возникновение, последующее перемещение и развитие — теплый сектор может вдаваться в циклон не только с юга или юго-востока, но с любого другого направления, а в отдельных случаях даже с севера. В связи с этим соответственно иными будут, конечно, как направление ветра перед теплым фронтом, в теплом секторе, за холодным фронтом и в «левой» половине циклона, так и направление перемещения циклона.

§ 104. Окклюдирование и затухание циклонов

Как это ясно видно из сопоставления направления потоков более холодного воздуха перед теплым фронтом и за холодным фронтом циклона на рис. 158 и 161, холодный фронт циклона продолжает продвигаться скорее теплого и после достижения циклоном стадии «идеального циклона». Поэтому холодный фронт циклона должен все больше и больше нагонять теплый его фронт, а теплый сектор циклона становиться все более и более узким и после достижения стадии идеального циклона (рис. 162, 5). Вместе с тем, очевидно, все большая и большая часть теплого потока, образующего теплый сектор циклона, должна вытесняться сверху. Наконец, холодный фронт нагонит теплый фронт, и поток более холодного воздуха, «авангардом» которого служит холодный фронт, сомкнется, следовательно, с потоком более холодного воздуха, отступающим перед теплым фронтом (рис. 162, 6).

На этой стадии развития циклона, которую обнаружил Ту́рберже́рон, назвавший ее *стадией окклюзии*, вся та часть более теплого потока, которая касалась земной поверхности в теплом секторе циклона, оказывается, очевидно, отрезанной от земной поверхности и сомкнувшимися более холодными потоками. Следовательно, на стадии окклюзии поток более теплого воздуха не обнаруживается больше на синоптической карте и может быть обнаружен только на большей или меньшей высоте аэрологическими зондированиями, как это и видно на рис. 163.

Так как расстояние между отступающим теплым фронтом и нагоняющим его холодным фронтом меньше всего в той наиболее узкой

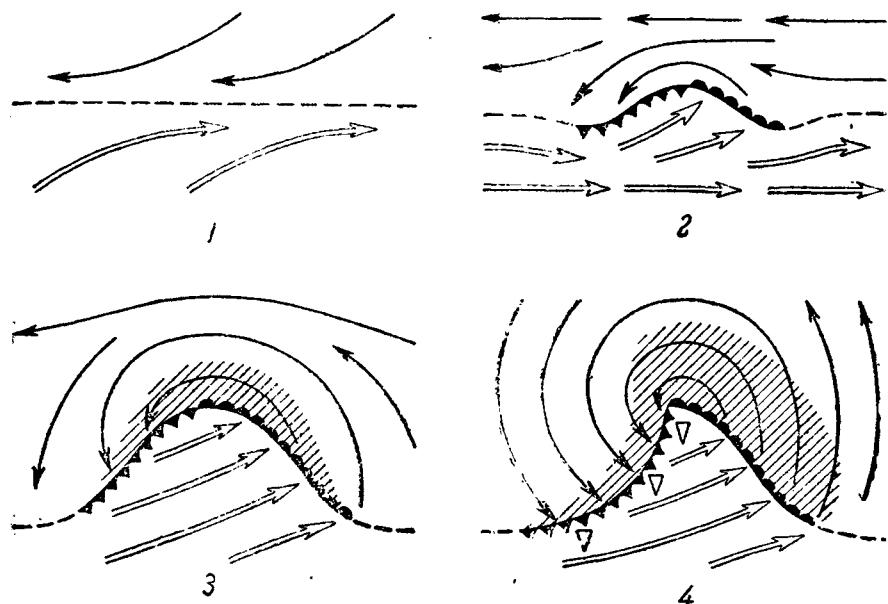


Рис. 161. Возникновение волнового возмущения на фронте и развитие его до стадии «идеального циклона» (схема).

части теплого сектора, которая примыкает к его вершине в центральном районе циклона, то и окклюдирование теплого сектора циклона начинается обычно с центрального его района и затем распространяется по направлению его периферии, так что участок образующегося фронта окклюзии постепенно нарастает от центра циклона к его периферии.

Точку в конце фронта окклюзии, в которой «сходятся» три фронта: фронт окклюзии и «остатки» теплого фронта и холодного фронта (рис. 164), можно назвать *«точкой окклюзии»*.

Тот «остаток» теплого сектора, который еще не окклюдиран и который оказывается отрезанным понизу от центрального района циклона участком фронта окклюзии, называют *«остаточным теплым сектором»* циклона (рис. 164).

Помере дальнейшего окклюдирования теплого сектора, что обнаруживается смещением «точки окклюзии» по направлению к периферии циклона, остаточный теплый сектор его становится, очевидно, все более и более «плоским» и в конце концов ограничивающие его участки теплого и холодного фронтов вытягиваются в более или менее

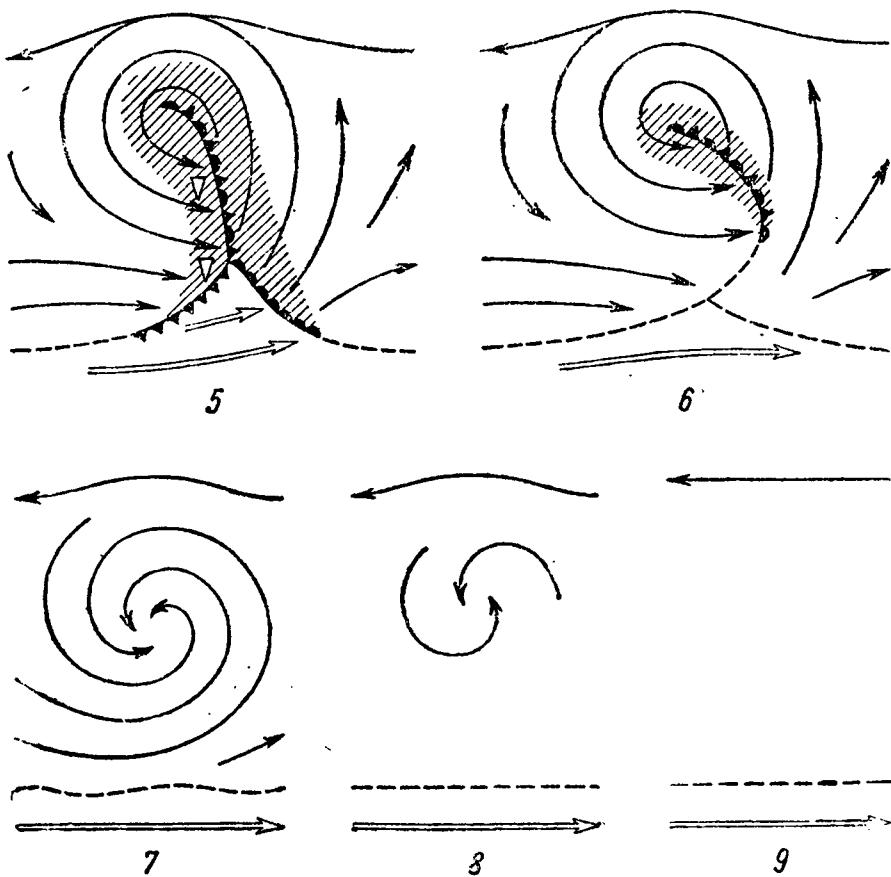


Рис. 162. Окклюдирование и затухание циклона (схема).

прямую линию. С этого времени, а иногда и ранее, отрезок фронта окклюзии на участке большей или меньшей длины размывается, и циклон, по крайней мере в нижних слоях, обособляется от той массы более теплого воздуха, частью которой являлся его теплый сектор.

Как видно на рис. 164, на окклюдированном участке вместо двух менее резких изгибов изobar, а именно на теплом и на холодном фронтах, наблюдается один, но зато более резкий изгиб на фронте окклюзии, соответствующий и более резкому скачку в направлении ветров по

ту и другую сторону от этого фронта. Другими словами, по мере сужения теплого сектора туда более или менее «плоские» ложбины, по осям которых проходили линии теплого и холодного фронта, сливаются в одну, которая становится все уже и все более вытягивается вдоль фронта окклюзии по мере нарастания его к периферии циклона. По оси этой более или менее узкой ложбины и проходит фронт окклюзии, являющийся линией сходимости обоих «холодных» потоков. И только в дальнейшем, по мере уменьшения резкости самого фронта, т. е. по мере его размывания, все менее

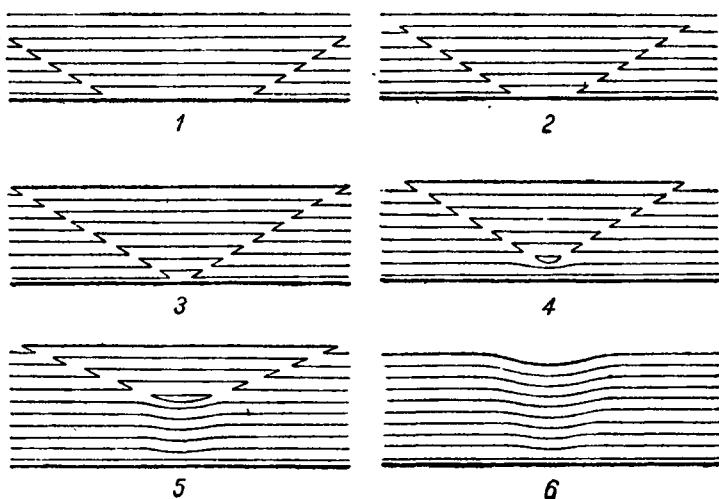


Рис. 163. Постепенное вытеснение кверху потока более теплого воздуха, образовавшего теплый сектор циклона при его окклюдировании.

зкой и все более плоской становится и соответствующая ему ложбина.

На рис. 163 в вертикальном разрезе, а на рис. 162 в проекции — синоптическую карту приведены последовательные стадии окклюдирования циклона в тех случаях, когда температура, следовательно, в первом приближении и плотность воздуха обеих «холодных» потоков, окклюдирующих теплый сектор циклона — одинакова, так что (более или менее фиктивная этих случаях) поверхность раздела между ними проходит вертикально, т. е. для случая так называемой нейтральной окклюзии.

Нетрудно видеть, что в случае нейтральной окклюзии циклон — zunächst в нижних слоях, а затем и в более высоких — превращается в «хиль» однородного «холодного» воздуха.

Развитие и самое существование циклона всецело обусловлено схождением в нем более теплого потока над более холодным. Поэтому, в случаях нейтральной окклюзии, по мере вытеснения кверху все

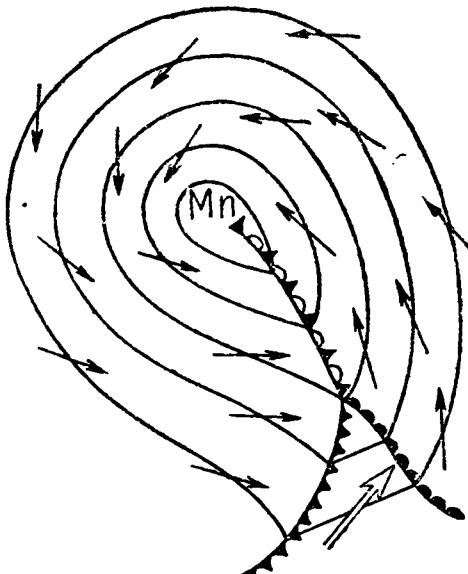
большой и большей части более теплого потока (рис. 163) различие в величине атмосферного давления на периферии и в центральном районе циклона, т. е. величина барических градиентов, а следовательно, и сила ветра в циклоне становится все меньше и меньше. С момента же полной окклюзии циклона, когда весь более теплый поток оказывается расположенным над более холодным потоком (справа на рис. 163), система циклона теряет всю свою энергию, минимум оказывается заполненным и циклоническая система ветров ликвидированной, и циклон не обнаруживается больше ни в поле давления, ни в поле ветра.

Так как этот процесс обусловлен заменой в циклоне более теплого воздуха более холодным, то его часто называют также «выхолаживанием» циклона.

По мере вытеснения вверх и растекания поверху более теплого воздуха, образовавшего теплый сектор циклона, вытесняется вверх и растекается на некоторой высоте и облачная масса фронта окклюзии, образовавшаяся путем смыкания передней части облачной системы холодного фронта с тыловой частью облачной системы теплого фронта. В результате этого растекания нижние части облачной массы фронта окклюзии постепенно принимают характер тяжелых валов *Sc opacus*, а более вы-

Рис. 164. Схема изобар и ветров циклона в стадии окклюдирования. Между неокклюдированными участками теплого и холодного фронтов — остаточный теплый сектор.

сокие их части — характер *Ac opacus* или *Ac translucidus*. По мере развития этого процесса, выпадение осадков из облачной системы фронта окклюзии ослабевает, а затем и совсем прекращается. Широкие «полосы» таких *Sc* и *Ac*, протяжением до нескольких сот километров, могут еще долго держаться после ликвидации фронта окклюзии и заполнения той ложбины, по оси которой этот фронт проходил, и даже после заполнения того циклона, в систему которого входила эта ложбина. Ветрами на соответствующей высоте такие «полосы» *Sc* и, в особенности, *Ac* могут быть отнесены в районы на периферии и даже ближе к центру антициклонов, отрогов и перемычек повышенного давления, а также седловин. Но так как существование таких *Sc* и *Ac* не поддерживается дальнейшей конденсацией поступающего снизу водяного пара, то они в конце концов рассеиваются и исчезают.



Иначе протекает процесс сжеклирования циклона, если, как в большинстве случаев и наблюдается, температура (и влажность), следовательно, и плотность потока холодного воздуха, следующего за холодным фронтом, с одной стороны, и потока холодного воздуха, отступающего перед теплым фронтом, с другой — не одинаковы, так как в этих случаях циклон может черпать энергию, а следовательно,

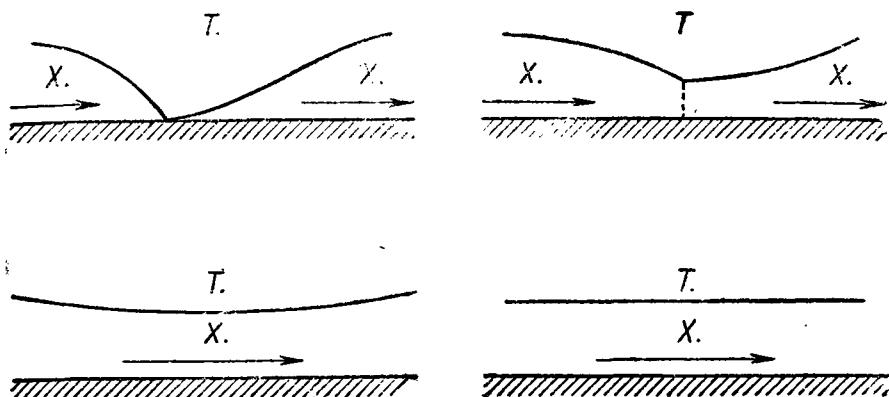


Рис. 165. Нейтральная окклюзия.

продолжать существовать и даже углубляться и увеличиваться в размерах за счет восхождения потока **менее холодного воздуха на поток более холодного воздуха**. Нетрудно видеть, что здесь возможны два случая:

1) Если поток воздуха, следующий за **холодным фронтом**, оказывается **более холодным**, чем поток воздуха, отступающий перед **теплым фронтом**, то первый начинает «подсекать» этот менее холодный воздух, заставляя его восходить вдоль поверхности раздела **холодного фронта**, как это показано на рис. 166. В этом случае, оттесненное

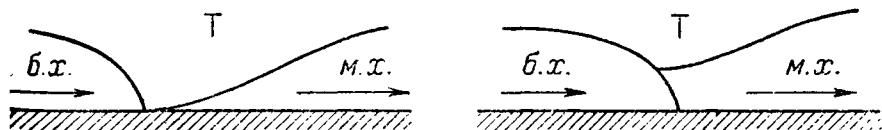


Рис. 166. Окклюзия характера холодного фронта (схема).

сяется сверху и поверхность раздела **теплого фронта** между потоком оттесненного сверху «настоящего» более теплого воздуха и потоком «менее холодного» воздуха. Так как в этом случае внизу, у земной поверхности, остается только **холодный фронт** (между потоком «менее холодного» воздуха и наступающим потоком «более холодного» воздуха), продвижение которого обусловливает соответствующее похолодание над теми территориями, над которыми он проходит, то рассматриваемый случай окклюзии называют **окклюзией характера холодного фронта**.

Облачность и осадки окклюзии характера холодного фронта являются результатом, с одной стороны, смыкания между собой облачности и осадков теплого фронта и облачности и осадков холодного фронта, а с другой — адиабатического охлаждения менее холодного воздуха, вытесняемого вверх более холодным, что соответствующим образом усложняет картину облачности и осадков таких фронтов окклюзии. Но так как новообразование облаков и осадков на фронте окклюзии характера холодного фронта происходит за счет вытеснения кверху менее холодного воздуха клином более холодного, т. е. в общем как на холодном фронте, то в первом приближении систему облаков и осадков фронта окклюзии характера холодного фронта можно принимать за систему облаков и осадков холодного фронта.

Окклюзии характера холодного фронта наблюдаются достаточно часто, например, при вхождении в тыл за холодным фронтом «свежего» арктического воздуха (морского или континентального) или «свежего» морского полярного воздуха, в то время как воздух, отступавший перед теплым фронтом, уже успел прогреться над сравнительно более

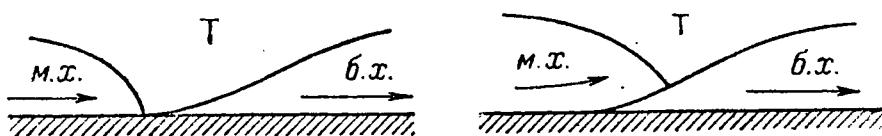
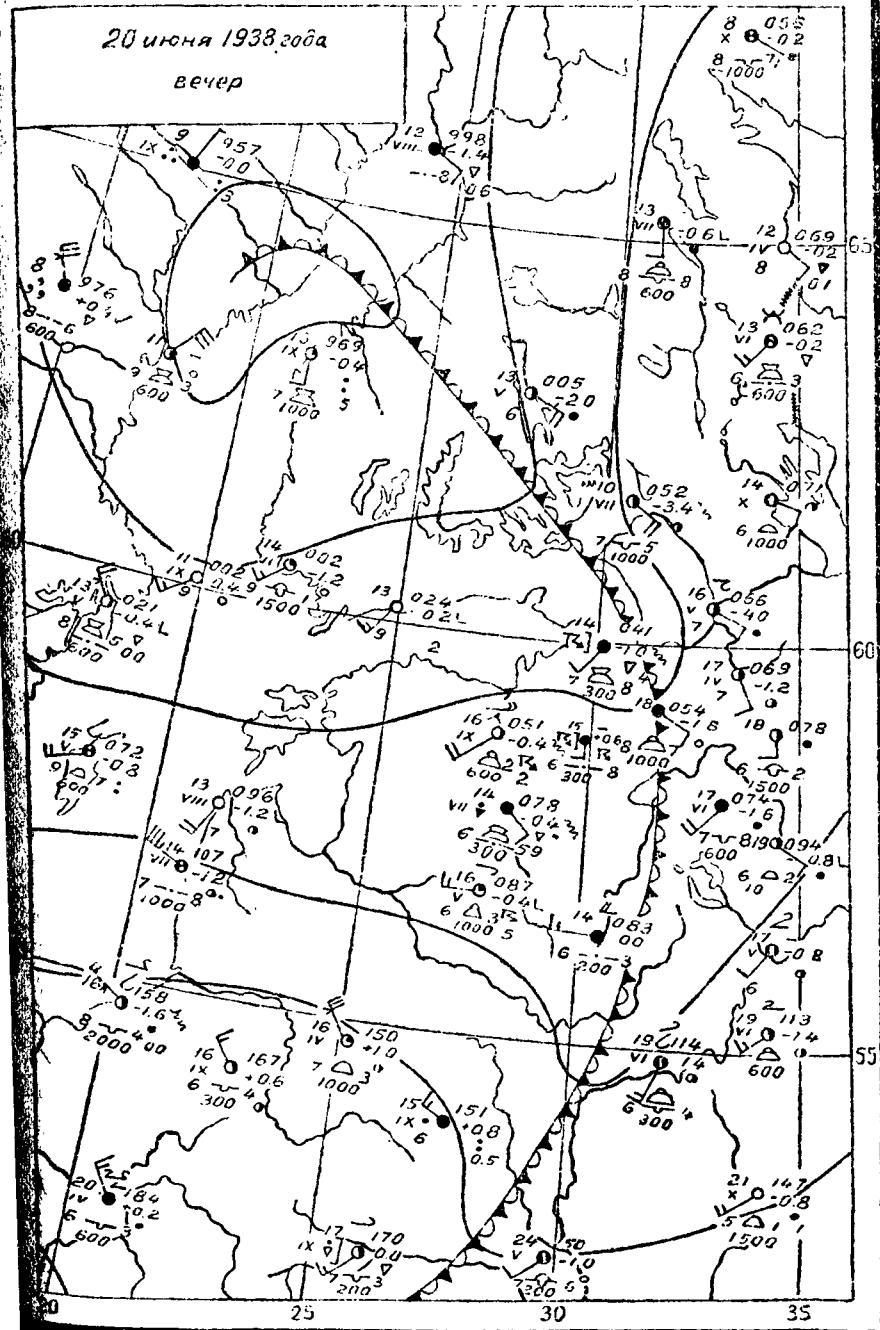


Рис. 167. Окклюзия характера теплого фронта (схема).

теплой подстилающей поверхностью в менее высоких широтах или над более нагретым континентом.

На рис. 168 приведен частный случай фронта окклюзии характера холодного фронта, каким он представляется на синоптической карте, а на рис. 169 — ход метеорологических элементов при прохождении этого фронта через пункт наблюдения, а именно через Ленинград.

2) Если же, наоборот, «более холодным» оказывается поток воздуха, отступающий перед теплым фронтом, а «менее холодным» — поток воздуха, следующий за холодным фронтом, то после смыкания их между собой, массы, следующие за холодным фронтом, как более легкие, начинают скользить вверх, натекать вдоль поверхности разделя теплого фронта, как это показано на рис. 167. В этом случае оттесненным кверху и приподнятым над земной поверхностью оказывается уже холодный фронт между потоком оттесненного кверху «настоящего» более теплого воздуха и потоком «менее холодного» воздуха. Сообразно тому, что в этом случае внизу, у земной поверхности, остается только теплый фронт (между потоком более холодного воздуха и наступающим потоком менее холодного воздуха), продвижение которого обусловливает соответствующее потепление над теми территориями, над которыми он проходит, такой случай окклюзии называют окклюзией характера теплого фронта.



168. Фронт окклюзии характера холодного фронта на карте (частный случай);

20 Июня 1938 г

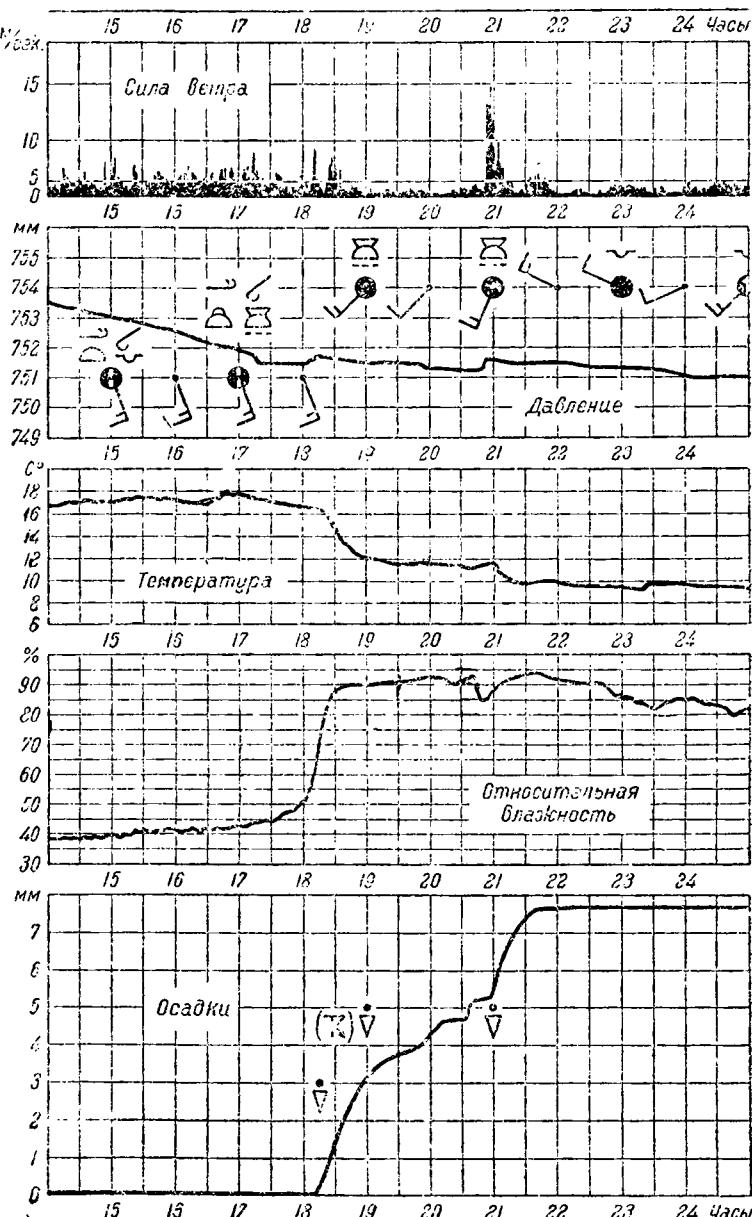


Рис. 169. Ход метеорологических элементов в Ленинграде при прохождении через него фронта окклюзии характера холодного фронта, показанного на рис. 168.

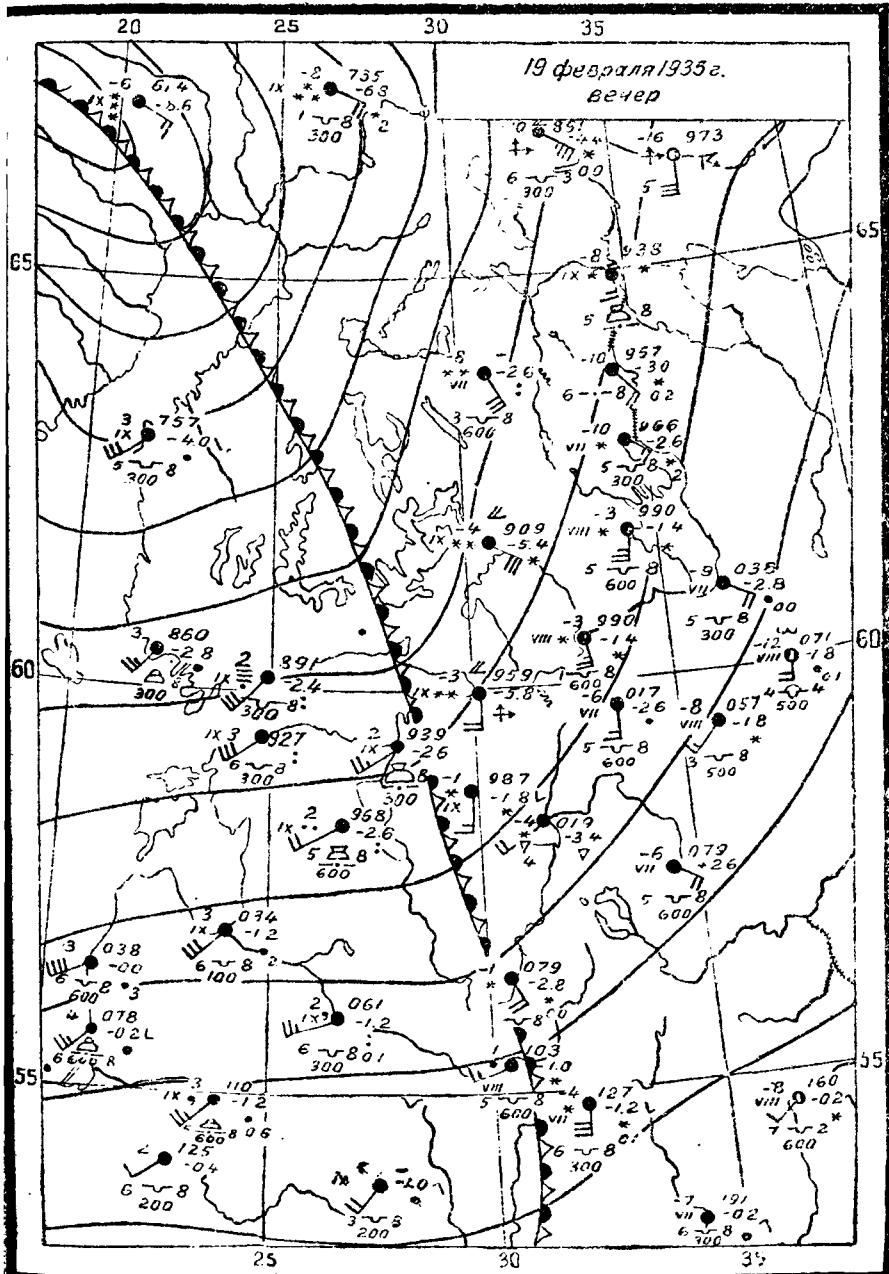


Рис. 170. Фронт окклюзии характера теплого фронта на карте (частный случай).

Облачность и осадки окклюзии характера теплого фронта являются результатом, с одной стороны, смыкания между собой облачности и осадков теплого фронта и облачности и осадков холодного фронта, а с другой — адиабатического охлаждения менее холодного воздуха, скользящего вверх по поверхности раздела над более холодным воздухом, что соответствующим образом усложняет картину облачности

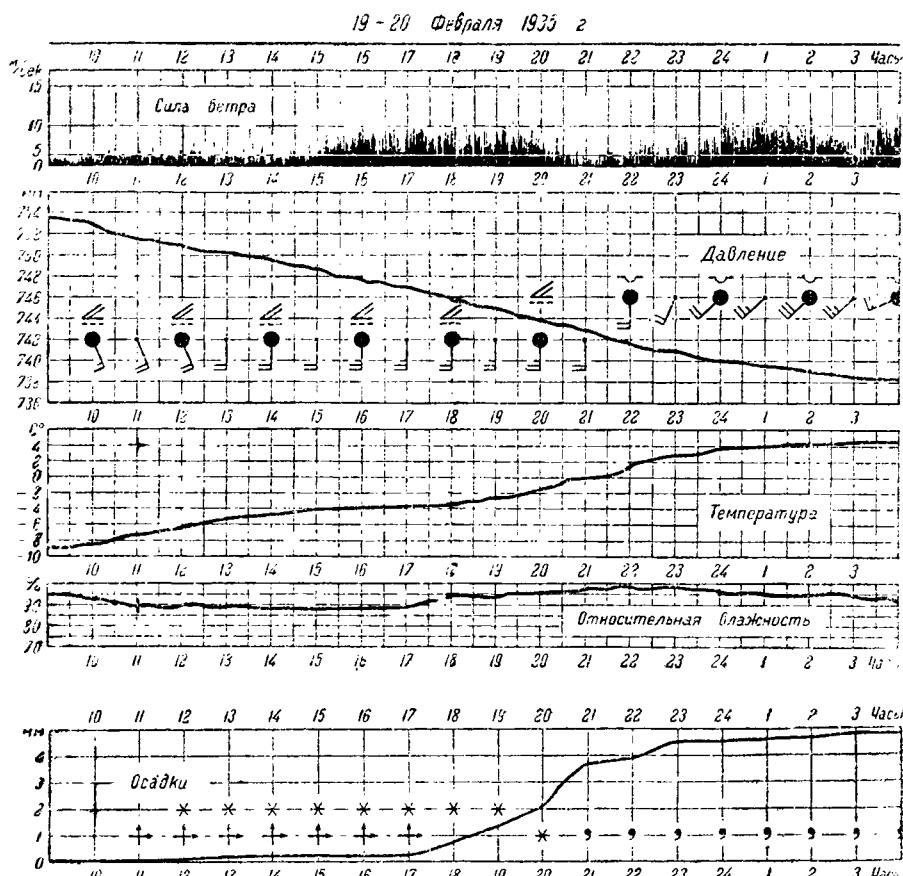


Рис. 171. Ход метеорологических элементов в Ленинграде при прохождении через него фронта окклюзии характера теплого фронта.

и осадков и этих фронтов окклюзии. Но так как на фронте окклюзии характера теплого фронта новообразование облаков и осадков происходит за счет спокойного натекания менее холодного воздуха на отступающий перед ним клин более холодного воздуха, т. е. в общем как на теплом фронте, то в первом приближении систему облаков и осадков фронта окклюзии характера теплого фронта можно принимать за систему облаков и осадков теплого фронта.

Окклузии характера теплого фронта возникают, главным образом, в холодное полугодие, в результате контраста между морем и сушей.

Так например, окклузия характера теплого фронта может образоваться в тех случаях, когда в холодное полугодие «догоняющим» потоком холодного воздуха за холодным фронтом является сравнительно более теплый поток мАВ или мПВ в то время как «отступает» перед теплым фронтом поток воздуха уже охладившийся над континентом и поэтому более холодный.

Частный случай фронта окклузии характера теплого фронта, как он представляется на синоптической карте, приведен на рис. 170. а ход метеорологических элементов в пункте наблюдения при его прохождении — на рис. 171.

По причинам, обусловленным направлением циркуляции воздуха в циклоне, фронты окклузии, а следовательно, и соответствующие им ложбины, как общее правило, смещаясь с тем циклоном, в систему которого они входят, вместе с тем смещаются внутри системы этого циклона в направлении против часовой стрелки относительно его центра (рис. 172).

Так как процесс окклидирования теплого сектора происходит в «правой» (по отношению к траектории его продвижения) половине циклона, а процесс размывания фронтов окклузии, как правило, происходит в «передней» половине циклона, то можно сказать, что ложбины, продвигающиеся в тыловой части циклона, становятся все более и более вытянутыми и резкими, а ложбины, продвигающиеся в передней половине циклона, становятся все более и более «плоскими» и все менее и менее резкими и в конце концов совсем не обнаруживаются в поле изобар и наземных ветров; и только остатки облачной системы их фронта окклузии (большей частью в виде широкой полосы Sc или Ac) могут держаться еще долго.

Способ изображения фронтов окклузии на синоптических картах показан на рис. 165, 166 и 167, а также на рис. 124. Как видно из этих рисунков, зачерняются знаки орнамента того из сомкнувшихся фронтов, который остался у земной поверхности. В тех случаях, когда определить характер обнаруженного на карте фронта окклузии не представляется возможным — линия фронта окклузии показывается на карте таким же орнаментом, что и линия фронта нейтральной окклузии.

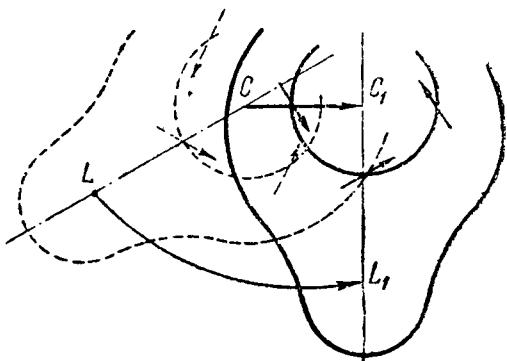


Рис. 172. Схема перемещения ложбин (в северном полушарии).

Если других источников, из которых циклон мог бы черпать энергию, не имеется (как например, в тех случаях, когда окклюдирование происходит по типу нейтральной окклюзии; рис. 162, 6 и 7), то, как уже сказано, после окклюзии теплого сектора циклон превращается в нижних слоях в вихрь однородного «холодного» в воздухе и более или менее быстро «заполняется», т. е. не обнаруживается больше на синоптической карте ни в поле изобар на уровне моря, ни в поле наземных ветров (рис. 162, 8). Только не успевшие еще рассеяться остатки его облачных систем, большей частью в виде широких полос слоисто-кучевых или высоко-кучевых облаков, удерживаются дольше, пока наконец, и они не рассеиваются.

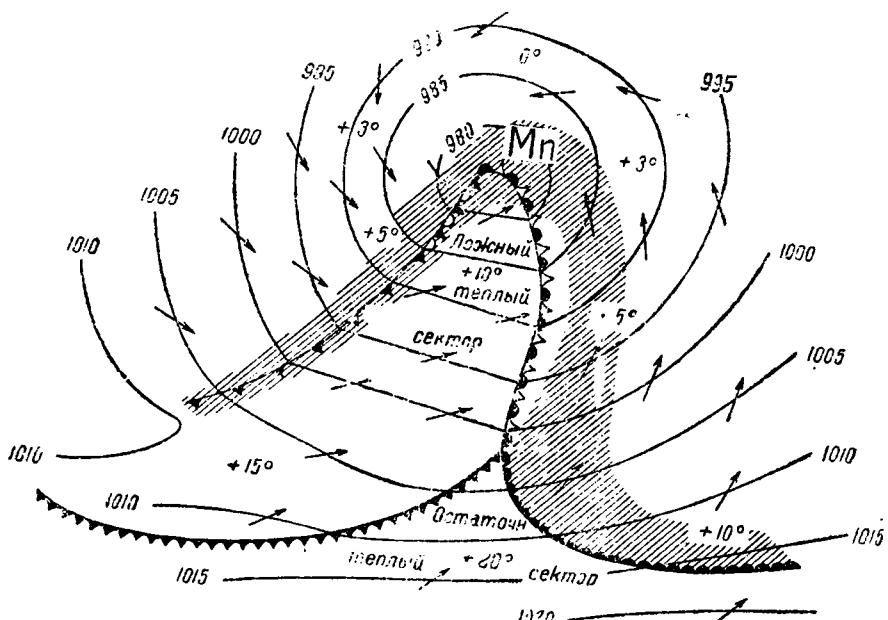


Рис. 173. Схема циклона с ложным теплым сектором.

Но если, как это обычно и наблюдается, поток воздуха, идущий за холодным фронтом, оказывается или «менее холодным» или «более холодным», чем поток воздуха, отступающий перед теплым фронтом, так что окклюзия имеет характер окклюзии или теплого или холодного фронта, то циклон не затухает после окклюдирования его теплого сектора, так как в этих случаях циклон черпает энергию за счет восхождения «менее холодного» воздуха над «более холодным». За счет этого процесса окклюдирующийся циклон может даже развиваться, т. е. углубляться и увеличиваться в размерах.

Дальнейшее развитие циклона после окклюдирования его теплого сектора протекает особенно интенсивно в тех случаях, когда в потоке холодного воздуха в тылу циклона возникают вторичные холодные

фронты, образующиеся между теми частями этого холодного потока, которые уже успели несколько «согреться» при продвижении, в общем, к югу, и втекающими за ними более свежими «порциями» холодной Массы. Тот сектор циклона, который спереди ограничен фронтом окклюзии, а сзади — вторичным холодным фронтом, и который образован «менее холодным» воздухом по сравнению с воздухом, наступающим за вторичным холодным фронтом, — называют **ложным теплым сектором** (рис. 173).

Ложный теплый сектор может образоваться и по другой причине. Действительно, по той же причине, по которой вершина теплого сектора циклона в стадии «идеального циклона» оказывается загнутой «назад» по отношению к направлению смещения циклона, а именно вследствие того, что скорость ветров в центральном районе циклона меньше, чем на некотором расстоянии от него — тот участок фронта окклюзии, который примыкает к центру циклона, может отставать по сравнению с перемещением всего циклона. Попадая в поток северо-восточных и северных ветров в тылу центрального района циклона (мы здесь рассматриваем случай «нормального» расположения теплого потока (ТП) и холодного потока (ХП) относительно циклона; описываемый ниже процесс остается вполне аналогичным и при ином распределении воздушных потоков) этот участок фронта окклюзии начинает продвигаться к юго-западу, а затем — к югу и таким образом постепенно загибается. Нарастая вместе с тем по направлению к периферии циклона и принимая характер вторичного холодного фронта, этот фронт совершенно так же образует тыл «ложного теплого сектора», как вторичный холодный фронт в вышеописанном случае.

Тот фронт, который образует тыл ложного теплого сектора, попадая при своем дальнейшем продвижении в поток северо-западных, а затем западных ветров, начинает продвигаться к юго-востоку, а затем к востоку и принимает форму, показанную на рис. 173. При этом ложный теплый сектор принимает форму, близко напоминающую форму теплого сектора циклона в стадии идеального циклона. Но в то

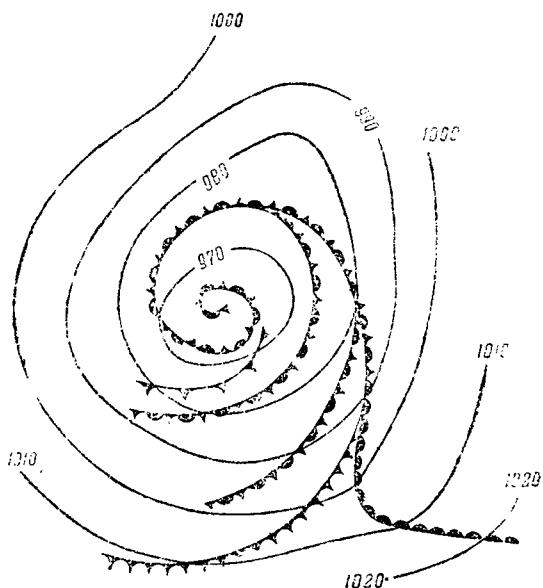


Рис. 174. Схема «старого» циклона с несколькими фронтами окклюзии и вторичными фронтами.

время как «настоящий» теплый сектор ограничен спереди теплым фронтом, а сзади — холодным фронтом, ложный теплый сектор ограничен спереди фронтом окклюзии, а сзади — или загнутым фронтом окклюзии или вторичным холодным фронтом.

Когда вторичный холодный фронт в тылу ложного теплого сектора настигает фронт окклюзии, который продвигается впереди этого сектора — происходит **вторичная окклюзия**. Очевидно, что картина облачности и осадков, а вместе с тем и вертикального строения тропо-

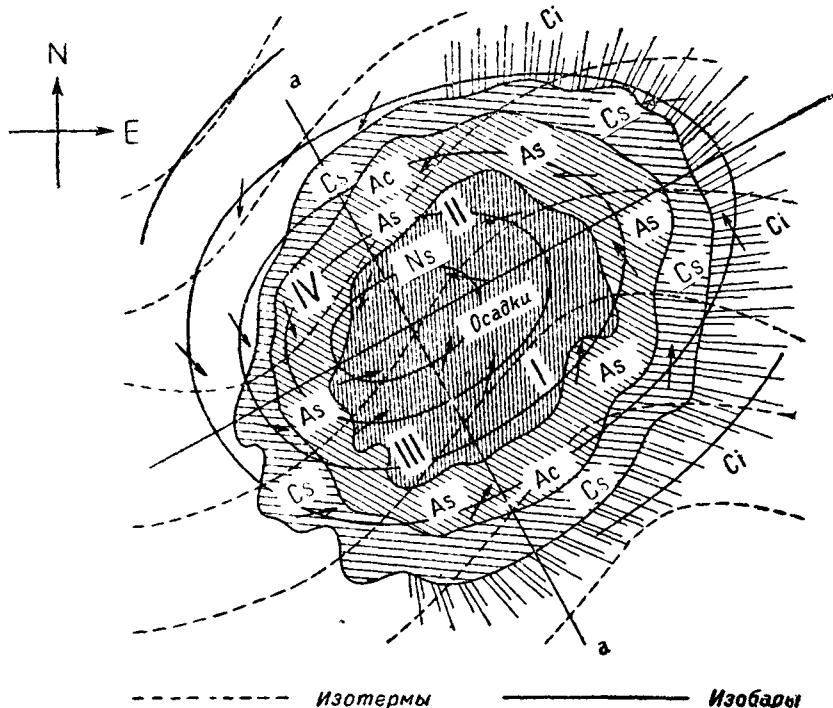


Рис. 175. Схема распределения температуры, облачности и осадков в циклоне северного полушария (по Эберкромби).

сферы у фронта такой второй окклюзии становится еще более сложной, чем у фронта первичных окклюзий.

Особенно сложной становится картина распределения облачности и осадков в «старых» циклонах с многочисленными фронтами окклюзии и вторичными фронтами, как это, для примера, показано на рис. 174. При прохождении такого старого циклона и, в особенности, его «правой» или «передней» половин через пункт наблюдения, в этом пункте осадки того или другого характера будут выпадать при прохождении над ним каждого или, по крайней мере, нескольких из тех фронтов, которые пройдут через этот пункт, т. е., как говорят, будут осадки «временами» или «перемежающиеся».

В таких старых циклонах (рис. 174), вследствие многочисленных

изгибов изобар на всех многочисленных их фронтах, изобары принимают вид, все более и более приближающийся к *и л а в н ы м* кривым без замстных или, во всяком случае, без резких изгибов.

Как по конфигурации изобар, так и по картине распределения температуры нижнего слоя воздуха, облачности и осадков такие старые циклосы близко подходят к той схеме «нормального» распределения этих элементов в циклонах, которая была составлена в восьмидесятых годах прошлого века Э бер к р о м б и для циклонов северного полушария в результате статистического изучения распределения этих элементов в очень большом числе циклонов северного полушария (рис. 175). Римскими цифрами на этой схеме обозначены, в последовательном порядке, квадранты, которые можно условно выделять в циклонах в отношении сбилия облачности и осадков, начиная с наиболее обильного ими первого квадранта.

В тех случаях, когда, за отсутствием соответствующих данных в сокращенной сводке, на упрощенных картах не проведены линии фронтов, при анализе фигурирующих на них циклонов и составлении по ним прогноза погоды приходится исходить из схемы Эберкромби.

С того времени, как все «порции» менее холодного воздуха, из которых были образованы ложные теплые секторы «старого» циклона, оказываются вытесненными кверху, такой старый циклон превращается, сначала в нижних слоях, а затем и в более высоких, в однородный вихрь «более холодного» воздуха, который сравнительно быстро затухает; давление над занятой им территорией выравнивается, а следовательно, ликвидируется и циклоническая система ветров. В таких случаях говорят о «*выхолаживающемся*» и «*выхолодившемся*» циклоне. Если, по тем или другим причинам, в такой однородный вихрь «более холодного» воздуха превращается циклон после первой же окклюзии, то может затухнуть и совсем молодой циклон, как показано на рис. 162.

Если же циклон, даже затухающий, перемещаясь, подойдет к Массе более теплого воздуха, за счет которой возобновится питание его более теплым воздухом — он может вновь возродиться и даже еще углубиться и расшириться. Этот процесс называют «*регенерацией*» циклона. Нетрудно видеть, что затухающий циклон может регенерировать и в том случае, если, наоборот, в тыл к нему войдет достаточно мощный поток достаточно холодного воздуха.

На *остаточных теплых секторах*, т. е. следовательно, на периферии больших циклонов, нередко возникают *вторичные циклосы*, как это для примера и показано на рис. 176. Эти вторичные циклоны,

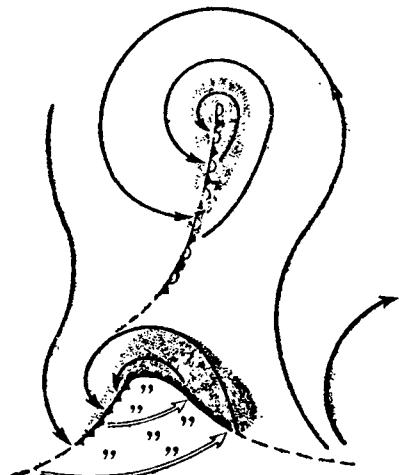


Рис. 176. Схема образования вторичного циклона на остаточном теплом секторе ведущего циклона.

как общее правило, перемещаются внутри системы того большого циклона, на периферии которого они возникли или так называемого «ведущего» циклона так же, как ложбины, т. е. в направлении против часовой стрелки относительно его центра. Когда вторичный циклон в этом своем движении выходит на путь центра ведущего циклона (а нередко и раньше) он, как общее правило, перестает быть самостоятельным за jakiением и превращается в ложбину на периферии и передней половины ведущего циклона, которая продвигаясь далее уже по периферии «левой», холодной половины циклона, становится все более и более плоской и в конце концов ликвидируется.

Нередко, однако, вторичные циклоны отделяются от ведущего циклона и дальше перемещаются как самостоятельные циклоны, удаляясь иногда от того ведущего циклона, на периферии которого они возникли, на громадные расстояния.

Обособление вторичного циклона обуславливается размыванием того участка фронта окклюзии, который примыкает к точке окклюзии в вершине остаточного теплого сектора, на котором этот вторичный циклон возник, что выражается внедрением на этом участке, между ведущим и вторичным циклонами, области повышенного давления (отрога или перемычки).

Большинство циклонов, наблюдающихся над Средней и Восточной Европой, находятся в различных стадиях окклюзии. Циклоны с неокклюдированным теплым сектором наблюдаются преимущественно над Океанами; в частности, над северной частью Атлантического океана.

Однако, циклоны с неокклюдированным теплым сектором наблюдаются и над Европой (см., например, случаи на рис. 148 и 153) и в частности, над востоком ее. Над этими же территориями циклоны могут и возникать, а следовательно, наблюдаться над ними и в стадии волны. В частности, например, в теплое время года циклоны нередко возникают над Европейской частью Союза в качестве волновых возмущений на поверхности раздела между континентальным тропическим воздухом, занимающим юго-восток Европы, и более холодным морским полярным воздухом, притекающим с северо-запада. Но, вследствие малой влажности кТВ, циклоны эти ликвидируются, не достигнув таких размеров и такой интенсивности (глубины), как например, Исландские минимумы.

С течением времени все фронты, отчасти вследствие турбулентного перемешивания разделяемых ими потоков воздуха и обусловленного этим все большего увеличения ширины их фронтального слоя и фронтальной зоны, отчасти вследствие все повторяющихся и накладывающихся друг на друга все менее и менее «резких» фронтов окклюзии — становятся все менее и менее четкими или, как говорят, все более и более «размытыми», и, наконец, совсем ликвидируются. Чем старше поэтому фронт, тем труднее обнаруживается он на синоптической карте, и нередко о полно-

жении его можно судить только по аналогии с положением его на предыдущих картах. Существенную роль в размывании фронта может играть смена конвергенции (сходимости) ветровых потоков у фронтальной поверхности и, в частности, у линии фронта — дивергенции (расходимостью) этих потоков, что может иметь место в результате изменения окружающей барической обстановки. Иногда такие размытые фронты изображаются на карте соответствующим орнаментом, но не на сплошной, а на прерывистой линии.

Сопоставляя все сказанное о циклонах, зарождающихся в качестве волновых возмущений на поверхностях раздела, видно, что эти циклоны возникают в результате того, что поток более теплого, а следовательно, и более легкого воздуха, оказывается над более холодным, а следовательно, и более тяжелым потоком, а на одном уровне с ним, вследствие чего эти два потока в зоне их соприкосновения представляют собой неустойчивую систему; возникшие благодаря этому волновые возмущения развиваются в результате процессов, связанных с вытеснением кверху более теплого из этих потоков более холодным, и застывают, когда более теплый поток оказывается над более холодным и соприкасается с ним по горизонтальной поверхности, т. е. когда напластование системы становится устойчивым.

§ 105. Серии циклонов

То, что циклоны только в редких случаях появляются в одиночку и что, в громадном большинстве случаев, следом за циклоном на большем или меньшем расстоянии следует целый ряд других — было известно уже давно. Но только Я. Беркнес и Сульберг показали, что в этой последовательности обнаруживается определенная закономерность, тесно связанная с рождением и развитием циклонов в качестве волновых возмущений на фронтах.

Вообще говоря, циклоны могут возникать в качестве волновых возмущений и развиваться на любом фронте. Но главными, если можно так выразиться, «ассадниками» циклонов являются главные фронты: арктический и полярный и при этом наиболее активные участки их. (См. карты рис. 92 и 93.)

Наиболее активным участком арктического фронта является участок его между югом Гренландии и Медвежьим Островом, проходящий то севернее Исландии, то южнее ее. Циклоны, развивающиеся из волн на этом участке арктического фронта, проходят обычно над Северным Ледовитым Океаном или над севером Европы.

Наиболее активным участком полярного фронта является участок его над Атлантическим океаном, проходящий летом от Нью-Фаундленда до Бретани, т. е. с W на E, а зимой, когда он особенно активен — от Антильских островов на Ламанш, т. е. с SW на NE. Более восточная часть этого участка полярного фронта в холодное полугодие отгибается к SE и проходит над Средиземным морем. Сообразно этому, циклоны, возникающие на атлантическом участке полярного

фронта, проходят зимой над Средиземным морем и югом Европы, а летом — севернее, над средним и северным поясами Европы.

Циклоны, возникающие на этих участках арктического и полярного фронтов, смещаются, в общем, к Е и NE, переходя вместе с тем от стадии волн к стадии окклюзии и затухания. К тому времени, когда отошедший уже далеко к востоку или северо-востоку, первый (старший) член серии находится уже в одной из поздних стадий склонизации — последний (младший) член этой серии находится еще в одной из начальных стадий развития близ юго-западного или западного конца активного участка фронта. Соответственно общему

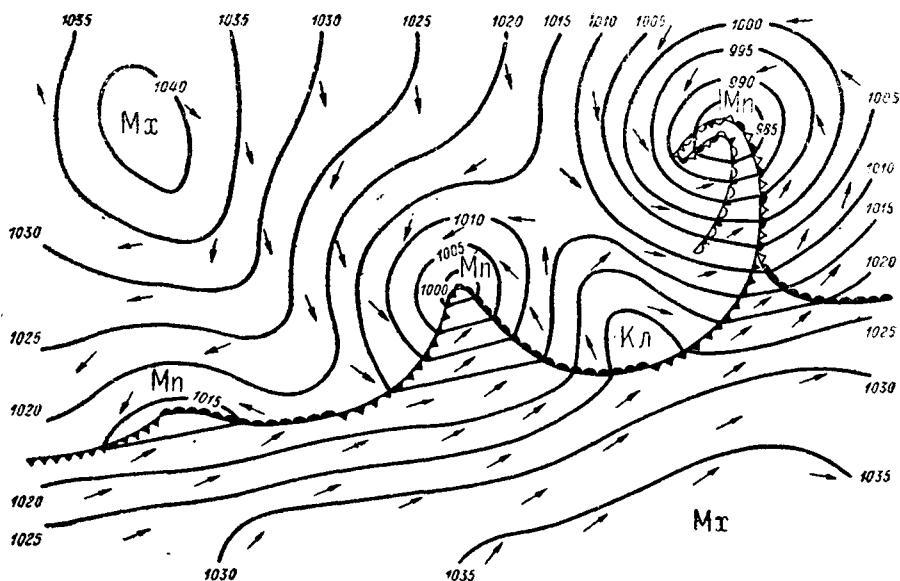


Рис. 177. Серия из трех циклонов в последовательных (слева — направо) стадиях развития на участке полярного фронта (схема).

направлению рассматриваемых участков фронтов, каждый следующий член серии проходит обычно несколько южнее предыдущего.

На каждом из активных участков полярного и арктического фронта развивается **серия** из нескольких (обычно около четырех) циклонов, которую норвежцы назвали «семейством» циклонов и которая, очевидно, тоже протягивается, в общем, от SW к NE (рис. 177, а также 127). В северном полушарии на полярном фронте одновременно наблюдается несколько циклонов, вся система которых продвигается, в общем, к востоку, причем вследствие вышеуказанного направления участков фронта от SW к NE, все члены каждой серии циклонов чаще всего проходят над умеренными широтами (см. рис. 127).

В тылу каждого из членов семейства циклонов на те области, с которых они отходят, распространяется более или менее отчетливо выраженный поток «более холодного», соответственно, полярного или арктического воздуха (рис. 127 и 177), вызывающий более или менее

значительное понижение температуры и более или менее отчетливое изменение облика погоды. В тыл за последним членом семейства циклонов распространяется уже более мощный поток полярного воздуха, влияющийся в субтропический максимум, обусловливая его усиление. В барическом поле этот поток проявляется в виде обширного отрога, присоединяющегося к субтропическому максимуму. Вдаваясь далеко в умеренные широты, такой отрог и прекращает на более или менее продолжительный срок возникновение циклонов на данном участке фронта.

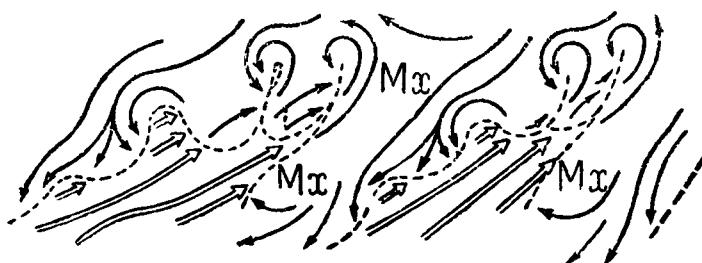


Рис. 178. Прорыв потока арктического воздуха между двумя сериями циклонов (схема).

В тыл за последним членом серии циклонов на арктическом фронте распространяется мощный поток арктического воздуха, проявляющийся в виде обширного отрога арктического максимума, а нередко обособляющейся в замкнутый антициклон, с образованием которого и заканчивается влияние данного семейства циклонов на погоду данного участка пояса умеренных широт, в частности — на погоду Европы.

Схема двух последовательных семейств циклонов с максимумом арктического происхождения между ними показана на рис. 178.

§ 106. Термические и динамические циклоны

Циклоны могут возникать не только в связи с возникновением волновых размножений на поверхностях раздела, но и по другим причинам. Действительно, для существования циклона необходимо, чтобы достаточно обширная масса воздуха меньшей плотности оказалась в некоторой толще полностью или на большей части своей периферии, окруженной массой большей плотности; плотность же воздушных масс зависит от их температуры или от испытываемого ими давления. Соответственно характеру причин, оказавших преобладающее влияние на их возникновение, помимо фронтальных циклонов термодинамического происхождения можно говорить о термических и динамических циклонах.

Термические циклоны возникают, как следствие достаточно сильного перевода нижних слоев воздуха над каким-либо сравнительно ограниченным районом, в сравнении с окружающими. По мере нагревания, воздух над этим районом расширяется, вследствие чего удельный вес его становится меньше удельного веса окружающих масс воздуха и, при соответствующих соотношениях температур и влажности (влажнонеустойчивое напластование нижних слоев может этому значительно благоприятствовать) — нижние массы воздуха начинают подниматься

кверху. Вследствие этого в высоких слоях тропосферы над нагреваемым районом плотность, а следовательно, и давление упругости воздуха увеличиваются и становятся больше плотности и давления упругости на той же высоте в соседних районах. В результате этого в высоких слоях тропосферы возникают барические градиенты увлекающие массы воздуха из района, расположенного над местом нагревания в области, расположенные над соседними, менее нагретыми районами; в нижнем слое тропосферы давление над нагреваемым районом уменьшается, а над окружающими районами увеличивается, и возникают барические градиенты, увлекающие массы воздуха к центральному району. Таким образом возникает циклоническая циркуляция, начинаяющаяся с восходящего движения воздушных масс над нагреваемым районом циклона.

Динамические циклоны могут возникать вне зависимости от распределения температур в нижнем слое тропосферы над данным районом, и являются результатом вызванного какими-либо причинами оттока достаточно значительных масс воздуха *поверху* из высоких слоев столба тропосферы, расположенного над каким-либо районом, например, вследствие того оттока воздуха в высокие слои антициклонов, который необходим для их существования. Для образования больших и сильных антициклонов этот процесс должен поставлять очень большие массы воздуха, увлекаемого поверху из других районов высоких слоев тропосферы. Следствием оттока поверху является уменьшение веса столба тропосферы, расположенного над тем районом, с которого этот отток происходит, а следовательно, и уменьшение давления, испытываемого нижними слоями воздуха в этом столбе. Вследствие этого, нижние слои имеют возможность расширяться, и плотность образующих их масс воздуха становится меньше, чем плотность масс воздуха в окружающей зоне (которая еще увеличилась благодаря притоку туда поверху воздуха из центрального района). Более плотные массы начинают стекаться к окруженному ими району, вытесняя занимающий его менее плотный воздух кверху. В результате возникает циклоническая циркуляция воздуха, т. е. динамический циклон. Очевидно, что такой циклон может возникнуть и независимо от распределения температуры в нижнем слое тропосферы.

В развитии циклонов, возникающих по термической или динамической причине, существеннейшую роль играют процессы, связанные с конденсацией водяного пара в восходящем воздухе, а следовательно, величина его абсолютной влажности. При достаточно большой ее величине термическая или динамическая причина может послужить только первым толчком к возникновению циклона; дальнейшее же его развитие будет происходить главным образом за счет процессов, связанных с конденсацией в них значительных количеств подяного пара.

Как видно из рис. 158, высота циклонов, возникающих на арктическом и полярном фронте, около 9 км. Высота динамических циклонов также может достигать 9 км, высота же термических циклонов обычно не превосходит 4—6 км. Вместе с тем и диаметр чисто-термических циклонов меньше, чем динамических, что и понятно: термические условия, обусловившие их возникновение, охватывают, обычно, сравнительно небольшие районы.

Особенно большой глубины, а иногда и размеров, достигают циклоны в тех случаях, когда причина, обусловившая их возникновение, комбинируется с одной из других причин, вызывающих образование циклонов. Например, когда динамический циклон образуется над районом, термические условия в котором благоприятствуют его дальнейшему развитию (т. е. над «перегреленным» районом).

Термические условия и динамические процессы, обратные тем, которые обуславливают возникновение и развитие циклона, ведут к его постепенному заполнению, а затем и к полному его исчезновению.

Контрольные вопросы к главе XXI

1. Как возникают циклоны на поверхности раздела?
2. Где в циклоне приходится точка перелома теплого и холодного его фронтов?
3. Какова начальная стадия развития циклона, возникшего на поверхности раздела?
4. Что называют «теплым сектором циклона» и какой облик погоды может в нем наблюдаться?
5. Какая «судьба» может постигнуть циклон в стадии волны?
6. Чем обусловлено увеличение размеров теплого сектора циклонов?

7. Чем обусловлено передвижение циклона и как проходит путь центра циклона: относительно более теплой и более холодной массы воздуха?
8. Чем обусловлено изменение фронты теплого сектора циклона?
9. Чем обусловлено, что направление движения облаков теплого фронта не соответствует направлению наземного ветра в клине более холодного воздуха под ними, и в какую сторону направление их отклоняется от направления этого ветра?
10. Чем обусловлено, что циклон перемещается в направлении изобар в его теплом секторе?
11. Какая форма теплого сектора типична для циклона в стадии «идеального циклона»?
12. Какова схема распределения облаков и осадков в циклоне в стадии «идеального циклона»?
13. Что называют «правой» и «левой» половиной циклона?
14. Как сменяется погода и каков характерный вид барограммы в данном пункте при прохождении через него «правой половины» циклона в стадии «идеального циклона»?
15. Как сменяется погода и каков характерный вид барограммы в данном пункте при прохождении через него «левой половины» циклона в стадии «идеального циклона»?
16. Чем может быть обусловлено смещение теплого сектора внутри системы циклона и в каком направлении оно происходит?
17. Как изменяется направление изобар при пересечении линии фронта?
18. Что называют «окклюзионием» циклона и чем этот процесс обусловлен?
19. Каковы три типа окклюзирования циклона?
20. Что называют «нейтральной окклюзией»?
21. Что называют «окклюзией характера теплого фронта»?
22. Что называют «окклюзией характера холодного фронта»?
23. Как сменяется погода и каков характерный вид барограммы в данном пункте при прохождении через него фронта окклюзии?
24. Чему соответствует фронт окклюзии в барическом поле и в поле воздушных потоков?
25. Какими орнаментами изображаются на картах фронты окклюзий: нейтральных, характера теплового фронта и характера холодного фронта?
26. Что называют «остаточным теплым сектором»?
27. Что может возникнуть на остаточном теплом секторе?
28. Чем обусловлено перемещение фронтов окклюзии и соответствующих им ложбин внутри системы циклона, и в каком направлении оно происходит?
29. Чем обусловлено загибание участка фронта окклюзии, примыкающего к центру циклона, в каком направлении оно происходит и каковы последствия этого процесса?
30. Что называют «ложным теплым сектором» циклона?
31. Что называют «вторичной окклюзией»?
32. За счет каких процессов черпают энергию циклоны до окклюзирования их, за счет каких — после окклюзирования?
33. Какой облик погоды характерен для «старых» циклонов с многочисленными фронтами окклюзий и вторичными фронтами и, в частности, для их «левой половины»?
34. Какую форму имеют изобары в «старых» циклонах с многочисленными фронтами окклюзий и вторичными фронтами?
35. Как сменяется погода и каков характерный вид барограммы в данном пункте при прохождении через него «правой половины» старого циклона?
36. Как сменяется погода и каков вид барограммы в данном пункте при прохождении через него «левой половины» старого циклона?
37. Что называют «сериями» циклонов и где они образуются?
38. Какой процесс обуславливает временное прекращение возникновения циклонов на данном активном участке главного фронта?
39. Что называют «термическими циклонами» и в результате каких процессов они возникают?
40. Что называют «динамическими циклонами» и в результате каких процессов они возникают?

ГЛАВА XXII

АНТИЦИКЛОННИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ В УМЕРЕННЫХ ШИРОТАХ

§ 107. Возникновение антициклонических образований в умеренных широтах

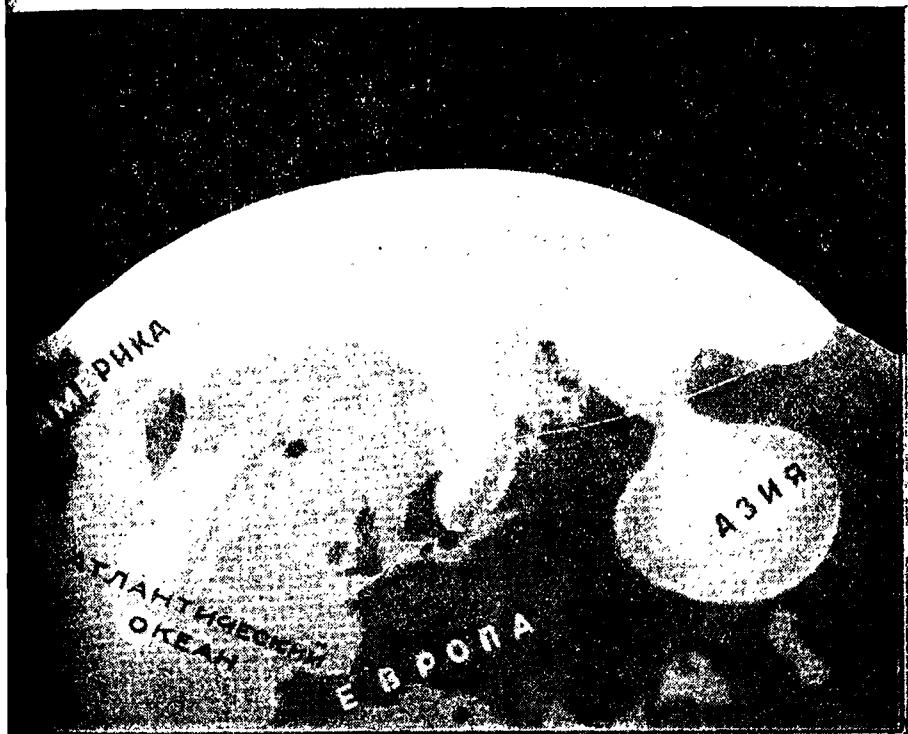
Большинство антициклонических образований и, в частности, антициклонов, наблюдаемых в умеренных широтах, являются результатом проникновения в эти широты достаточно больших Масс (потоков) арктического и тропического воздуха, оформленных в виде отрогов (языков) арктического или, соответственно, субтропического максимумов и последующего затем отрыва таких отрогов от породивших их максимумов.

Результатом распространения в умеренные широты (рис. 127) потока арктического воздуха следом за холодным фронтом циклонического возмущения на арктическом фронте, является образование более или менее обширных и часто интенсивных отрогов (или клиньев) арктического максимума (см. рис. 127 и 179), которые, чаще всего, продвигаются к юго-востоку и востоку. Однако, при большой интенсивности потока, они нередко продвигаются и к югу и даже к юго-западу и могут вдаваться до субтропической зоны и даже проникать в нее. В тех случаях, когда такие отроги отрываются от породившего их арктического максимума, из них образуются более или менее обширные и обычно интенсивные замкнутые антициклоны.

В тех случаях, когда, следом за теплым фронтом циклонического возмущения на полярном фронте, в умеренные широты продвигается более значительная Масса тропического воздуха, это выражается продвижением в умеренные широты более или менее обширных, но обычно мало интенсивных клиньев или отрогов субтропического максимума, причем в этих случаях полярный фронт проходит, очевидно, севернее, чем «нормально». В частности, на Европу при этих условиях распространяются отроги Азорского (а зимой и Суданского) максимума, которые тоже продвигаются чаще всего к востоку и северо-востоку. В тех случаях, когда такие отроги отрываются от породившего их субтропического максимума, из них образуются более или менее обширные, но, обычно, тоже мало интенсивные замкнутые антициклоны.

Но антициклонические образования и, в частности, антициклоны могут возникать в умеренных широтах не только в результате распространения в умеренных широтах Масс арктического или субтропического воздуха, вдающихся между циклонами на арктическом или полярном фронтах, но и по другим причинам:

1) Термические антициклоны образуются вследствие достаточно сильного охлаждения нижних слоев воздуха над каким-либо достаточно обширным районом, по сравнению с окружающими. Обусловленное этим охлаждением уплотнение нижних слоев воздуха вызывает оседание всего воздушного столба, т. е. нисходящее движение воздуха над этим районом. Вследствие этого, в высоких слоях этого столба давление оказывается ниже, чем на той же высоте в окружающих районах, что вызывает приток воздушных масс поверху



с. 179. Схема образования антициклона и отрогов арктического происхождения.

району охлаждения, поддерживающий, а при благоприятных условиях даже усиливающий, повышенное давление в нижних слоях воздуха над районом охлаждения. Понизу воздух, наоборот, растет из района охлаждения в соседние районы. В результате возникает антициклоническая циркуляция воздушных масс, начавшаяся с нисходящего движения их над центральным районом образующегося ксизимума. Очевидно, что особенно благоприятные условия для возникновения и развития термических антициклонов создаются над материками в холодное время года.

2) Динамические антициклоны могут возникать и независимо от распределения температур в нижнем слое тропосферы, и являются результатом вызванного какими-либо причинами притока достаточно

больших масс воздуха и о в е р х у к какому-либо району, например, вследствие притока воздуха п о в е р х у из областей, находящихся в высоких слоях над областями барических минимумов. Очевидно, что чем энергичнее циклоническая деятельность в каких-либо районах тропосферы — тем большей мощности и развития должны достигать барические максимумы в других районах тропосферы. Примером антициклона главным образом динамического происхождения может служить антициклон, образующийся летом над северной частью Тихого океана.

Термические условия и динамические процессы, обратные тем, которые обусловливают возникновение и развитие антициклона — ведут к его постепенному ослаблению и уменьшению его размеров, а затем и к полному его исчезновению.

Образующиеся в умеренных широтах термические и динамические антициклоны образованы, очевидно, из масс **полярного воздуха**.

В тех случаях, когда такие антициклические образования из полярного воздуха — следом за холодным фронтом циклонического возмущения на полярном фронте — распространяются к югу, они, как сказано, нередко примыкают к субтропическому максимуму в виде более или менее обширных, но, обычно, мало интенсивных клиньев или отрогов, причем до тех пор, пока образующий их полярный воздух не переродится в тропический воздух, он отделен от него участком полярного фронта (см. «Кл.» на рис. 177). Такие клинья или отроги, образованные массами полярного воздуха, могут примыкать и не непосредственно к субтропическому максимуму, а к одному из его отрогов.

3) Особенно большой мощности и размеров достигают антициклические образования, и, в частности, антициклоны в умеренных широтах в тех случаях, когда процессы, могущие обусловить их возникновение, комбинируются. Например, динамический антициклон образуется над районами, термические условия в которых благоприятствуют его дальнейшему развитию, т. е. над «переохлажденными» районами. Или, например, на такой переохлажденный район распространяется оформленный в виде отрога поток тропического, полярного, а в особенности, арктического воздуха.

К числу таких антициклонов комбинированного происхождения относится прежде всего известный уже нам зимний Сибирский антициклон, существование и усиление которого поддерживается значительными массами арктического или полярного воздуха, проникающими в Северную Азию в тыл за проходящими там даже зимой циклонами, и динамическим «накачиванием» поверху воздуха с «перегретых» — зимой — Индийского и Тихого океанов и, наконец, в значительной степени и теми благоприятными термическими условиями, которые создаются зимой над сильно охлажденной подстилающей поверхностью Северной Азии.

В случае достаточной интенсивности Сибирского антициклона, т. е. в случае скопления достаточно большого количества воздуха над Северной Азией, «излишки» его, в виде отрогов, могут распространяться далеко к западу, захватывая нередко весь восток Европы, а иногда и почти всю западную Европу, обусловливая значительное и часто длительное похолодание. При этом существование и усиление таких отрогов или — в случае их обособления — антициклонов «Сибирского» происхождения, может поддерживаться вхождением более или менее значительных масс полярного и, главным образом, арктического воздуха в восточную и западную Европу.

Нередко, к находящемуся над умеренными широтами антициклону, состоящему из полярного воздуха, может примкнуть отрог или клин, состоящий из тропического, а чаще всего, из арктического воздуха. Нетрудно видеть, что в этих случаях образующая этот отрог (или клин) Масса тропического или арктического воздуха впредь до перерождения полярный воздух отделена от полярного воздуха антициклона фронтом, который постепенно размывается и, наконец, ликвидируется.

Из двух «воздухов» различного происхождения, а следовательно по крайней мере вначале), и различного характера могут состоять также седловины и перемычки повышенного давления, отделяющие друг от друга две депрессии.

Если, по условиям циркуляции, в районе такого фронта в перемычке имеет место достаточно интенсивная дивергенция потоков, связанная с достаточно интенсивным нисходящим движением воздуха, фронт этот более или менее быстро размывается и ликвидируется. Перемычка становится более широкой и усиливается. Если же процесс этот недостаточно интенсивен, а тем более, если к месту слияния двух потоков, образовавших перемычку, т. е. к этому фронту, продолжается конвергенция двух потоков различного характера — фронт тот более или менее быстро обостряется, давление в его зоне понижается, и перемычка в этом месте более или менее быстро разрывается на две части коридором пониженного давления, образовавшимся вдоль этого фронта.

108. Облик погоды в антициклонических образованиях в умеренных широтах

Так как подавляющее большинство антициклонических образований сформировано каждое из однородной Массы в районах, то типичным для них в отличие от циклонических образований, является отсутствие фронтальных поверхностей, а следовательно, фронтальных процессов и фронтальных линий на карте.

Поэтому облик погоды антициклонического образования, как правило, полностью определяется физическим обликом той единственной Массы воздуха, из которой оно сформировано. Облик же этот, свою очередь, определяется происхождением этой Массы, интенсивностью и продолжительностью адиабатического нагревания воздуха, которое оказывается обычно в ее нижнем слое) в результате его опускания в связи с циркуляцией воздуха в антициклонических образованиях, и, наконец, в большой степени направлением, интенсивностью и продолжительностью воздействия на эту воздушную Массу «переходящих факторов», т. е. прежде всего «широты» и подстилающей поверхности. Следовательно, в основном, облик погоды, типичный для антициклонических образований, нам уже известен, поскольку перерождение это может происходить или по типу теплой Массы или по типу холодной Массы. Очевидно, поэтому, что, при прочих равных условиях, облик погоды в антициклонических образованиях в большей степени зависит от времени года.

Но так как адиабатические процессы в антициклонических образованиях направлены к

уменьшению облачности (если таковая раньше и наблюдалась), то, вообще говоря, в них наблюдается ясная, безоблачная погода, что соответствующим образом влияет и на термический режим, так что в антициклонах и отрогах, как правило, наблюдаются значительные — для широты, сезона и подстилающей поверхности — амплитуды суточного хода температуры, высокие температуры (жара) летом и низкие температуры (сильные морозы) зимой.

Грубая схема распределения погоды в типичном антициклоне приведена на рис. 180.

Но если антициклон или отрог сформирован достаточно «старой» теплой Массой, то в нем наблюдается типичный для такой старой теплой Массы облик погоды, а именно **адвективные туманы**, St и даже **моросящие осадки**. Такие антициклоны и отроги

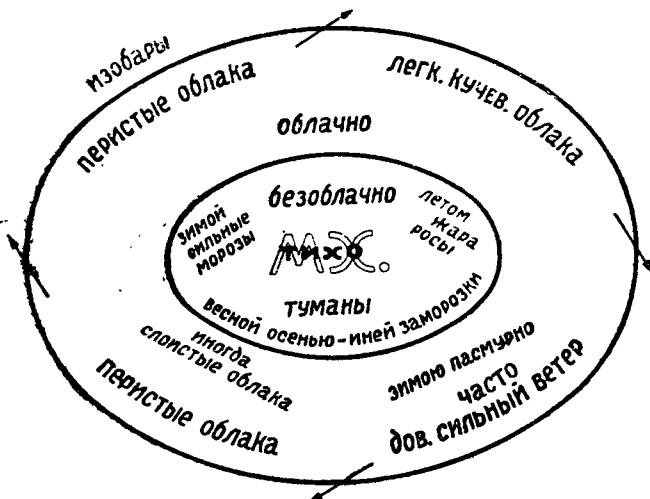


Рис. 180: Схема распределения погоды в антициклоне северного полушария.

называют «гнильми». Но продуктами конденсации (или сублимации) водяного пара «загрязнен» в них только нижний слой воздуха, толщиной в несколько сот метров, над которым (в отсутствии облаков верхнего или среднего яруса иного происхождения) наблюдается ясное, безоблачное небо.

Если такой «гниль» антициклон или отрог существует достаточно долго, а нисходящее движение воздуха в нем достаточно интенсивно, то вследствие адиабатического нагревания этого нисходящего воздуха, образовавшийся слой St или адвективного тумана может, нагреваясь сверху, постепенно редеть, а затем и вовсе исчезнуть, и тогда в этом антициклоне или отроге устанавливается «нормальная» ясная погода.

Очевидно, что в антициклонах, в отличие от циклонов, более холодной «нормально» является их восточная или юго-восточная половина, а более теплой — их западная или северо-западная половина.

Как уже было указано, центральный район штилевого положения слабых неустойчивых ветров гораздо лучше выражен и занимает гораздо большие территории в антициклонах, чем в циклонах; нередко он занимает очень обширную территорию. Особенно обширны и хорошо выражены эти области затишья и штилевых положений в обширных отрогах и широких перемычках повышенного давления, а также в центральных районах тех ядер повышенного давления (т. е. вторичных или частных антициклонов), которые нередко образуются внутри этих широких отрогов и перемычек.

На периферии же антициклонов и достаточно мощных отрогов наблюдаются более свежие ветры, и там, где они «соприкасаются» с достаточно глубокими минимумами или ложбинами, ветры часто достигают силы 6—7 баллов, а нередко наблюдаются и штормы, которые называют антициклоническими.

§ 109. Основные разновидности антициклонических образований в отношении их подвижности

При рассмотрении вопроса о перемещении антициклонических образований и, в частности, антициклонов, следует прежде всего иметь в виду существенное различие процесса перемещения этих образований от процесса перемещения циклонов. Действительно, подавляющее большинство циклонов представляет собой возмущения, возникающие «между» двумя Массами воздуха в зоне их соприкосновения, вследствие того, что в этой зоне система этих Масс динамически неустойчива. Другими словами, в образовании циклона обязательно участвуют по меньшей мере два потока воздуха, а в случае окклюзии не нейтрального характера даже три потока воздуха различного характера и больше. Антициклон же есть система ветров, возникающая в барическом максимуме вследствие отклоняющего влияния вращения Земли, независимо от того, сформирован ли такой максимум из двух или более «воздухов» различного характера или, как это чаще всего и наблюдается — весь максимум состоит из одного и того же однородного воздуха.

Соответственно этому, совершенно различен и характер процессов, обуславливающих перемещение циклонов и антициклонов. Тогда как в случае циклона перемещается прежде всего система волнового, а после окклюзии — вихревого движения и связанный с ней барический минимум, в случае антициклона существенную роль может играть перемещение (перетекание) самих Масс воздуха по условиям общей циркуляции атмосферы в данное время. Соответственно этому, перемещения антициклонов гораздо меньше зависят от обстановки в нижних слоях тропосферы, выявляемой синоптической картой, а поэтому гораздо менее изучены и управляющие ими законы, поскольку изучение этих законов основано, главным образом, на анализе этих карт. Существенную роль в решении этих вопросов должны сыграть аэрологические исследования.

В известной мере все сказанное сейчас о перемещении антициклонов относится и к перемещениям других образований антициклического характера.

В отношении их перемещения антициклические образования умеренных широт можно разделить на следующие три основных типа:

1. Быстро перемещающиеся области повышенного давления. При надлежащие к этому типу области повышенного давления чаще всего представляют собой отроги или клинья между отдельными циклонами одной и той же серии и уже гораздо реже замкнутые антициклоны небольших, обычно, горизонтальных размеров между такими циклонами. Области повышенного давления этого типа образованы целиком внутри того «холодного» воздуха, который вторгается в умеренные широты в тыловой части фронтальных циклонов, т. е. целиком состоят из арктического или, соответственно, из полярного воздуха. Области повышенного давления, образованные таким образом, между циклонами серии на полярном фронте и состоящие из полярного воздуха, частично или полностью выходят из умеренных широт в субтропики, где и «приклеиваются» к субтропическому антициклону в виде клиньев или отрогов (см.

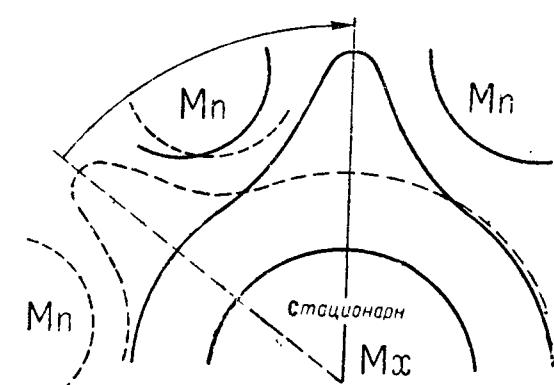


Рис. 181. Схема перемещения барического клина (отрога) в северном полушарии.

рис. 127 и 177), быстро перемещающихся по периферии этого антициклона в направлении циркуляции воздуха в нем, т. е. в северном направлении по часовой стрелке (рис. 181). Наоборот, области повышенного давления, образованные между циклонами серии на арктическом фронте и состоящие из арктического воздуха, вдаются и проходят над умеренными широтами.

Антициклическая циркуляция в быстро перемещающихся антициклических образованиях, состоящих из полярного воздуха, захватывает обычно сравнительно небольшую толщу атмосферы, т. е. другими словами, эти образования преимущественно низки. Но в тылу сильно развитых циклонов на полярном фронте, полярный воздух вторгается мощными потоками, простирающимися до самой стратосферы. Температура в этих потоках в слое от 2 до 7 км на 10—15° ниже, чем в антициклонах субтропического происхождения.

2. Квазистационарные, обычно длительно (по неделям) существующие области повышенного давления, чаще всего обширные квазистационарные антициклоны, но также обширные отроги и широкие перемычки повышенного давления. Такие антициклоны чаще всего

образуются путем «отшнурования» от породившего их, соответственно, арктического или субтропического антициклона достаточно значительной, а часто очень значительной, Массы арктического или тропического воздуха, проникающей в умеренные широты в виде часто очень мощного отрога. Но они могут образоваться и в результате «накачивания» воздуха в умеренные широты «поверху»; например, зимой над континентами в результате достаточно длительных процессов муссонного характера. Очевидно, что квазистационарные антициклоны такого динамического происхождения состоят в умеренных широтах из полярного воздуха, но нередко пополняются вхождением более или менее значительных масс тропического и, в особенности, арктического воздуха, оформленных в виде подвижных антициклонов первого или третьего типа. В результате пребывания над умеренными широтами, тропический или арктический воздух, из которого великим или частью сформирован квазистационарный антициклон, более или менее быстро перерождается в полярный воздух.

В центральном районе квазистационарных антициклонов да в л е и е — «зимой» может повыситься до 1060 мб и более; в е р т и к а л ь ная м ощн ость их достигает ча ст о з на ч и тель ных в еличин, а занимаемая ими и х отрогами террито рия может быть громадной, нередко захватывая почти весь север Азии и значительную часть Европы. Летом — такие квазистационарные антициклонастические образования менее интенсивны, чем зимой и нередко представляются в виде обширных областей слабо повышенного давления с малыми радиентами.

К числу таких квазистационарных антициклонов принадлежат те квазипermanентные (т. е. как бы постоянные) с у б ропи ческие максимумы, с которыми мы уже познакомились при рассмотрении общей циркуляции атмосферы: перманентными (постоянными) эти антициклоны представляются нам только на осредненных климатических картах.

3. Антициклонастические образования, которые образуются в тылу за следним циклоном серии циклонов на фронте и прерывают временно рождение волновых возмущений на данном участке фронта. В на л е антициклонастические образования этого типа с х одны с антициклонастическими образованиями первого типа чаще всего представляются в виде более или менее значительных отрогов. Но горизонтальные размеры и интенсивность этих «заключительных» отрогов больше, чем отрогов первого типа, и все увеличиваются с течением времени; ск оро с ть же их перемещения, в оборот, постепенно уменьшается, и они обнаруживают склонность к стационарности, приближаясь в этом отношении к антициклонастическим образованиям второго типа. Дальнейшее развитие антициклонастических образований этого типа, образующихся в тылу за последним циклоном серии на полярном фронте, протекает же в субтропических широтах, где оформленные ими потоки полярного воздуха обусловливают регенерацию субтропического максимума.

Поэтому антициклонастические образования этого переходного типа,

наблюдаемые в умеренных широтах, как правило, об разованы из масс арктического воздуха.

В тех случаях, когда в процессе своего развития такой отрог отделяется от породившего его арктического максимума, он превращается в более или менее стационарный антициклон с замкнутыми изобарами, далеко уступающий, однако, в отношении мощности, размеров и устойчивости антициклонам второго типа.

Характер смены погоды в пункте наблюдения, вызываемый прохождением над ним антициклонического образования, определяется тем, какой своей частью и с какой скоростью проходит над ним это образование, а также, конечно, размерами его и характером погоды в нем.

Последовательность смены погоды при прохождении антициклона и, в частности, смена направления ветра в пункте наблюдения очевидны из сопоставления сказанного о распределении погоды в антициклонах и схемы рис. 180 со схемами рис. 85 и 86. Особое внимание следует обратить при этом на сопоставление смены направления ветра в пункте наблюдения с ходом атмосферного давления над ним при различных направлениях путей антициклонов.

Линию, проходящую через центр антициклона нормально к линии его пути и разделяющую антициклон на две части относительно его движения: переднюю и тыловую, можно назвать линией центра антициклона.

При наступлении на пункт наблюдения передней части антициклонического образования атмосферное давление в этом пункте возрастает, и этот рост продолжается до тех пор, пока над ним не пройдет линия центра (а в частном случае сам центр антициклона) или ось отрога, после чего рост сменяется падением атмосферного давления.

Контрольные вопросы к главе XXII

1. В результате каких процессов возникают антициклонические образования в умеренных широтах?
2. Какие антициклонические образования называют «термическими» и в результате каких процессов они возникают?
3. Какие антициклонические образования называют «динамическими» и в результате каких процессов они возникают?
4. Какими условиями определяется облик погоды в антициклонических образованиях в умеренных широтах?
5. Какой облик погоды и почему наиболее типичен для образований антициклического характера?
6. Что называют «гнильими» антициклонами, отрогами и перемычками и чем обусловлен типичный для них облик погоды?
7. Какие три типа в отношении их перемещения можно выделить в антициклонических образованиях?
8. Как сменяется погода и, в частности, направление ветра и каков вид барограммы в данном пункте при прохождении через него антициклона?
9. Какой силы ветры наблюдаются на периферии антициклонических образований?
10. Чем обусловлены штилевые положения в центральных районах антициклических образований?
11. Какие штормы называют антициклоническими?

ГЛАВА XXIII

НЕКОТОРЫЕ ПРАВИЛА И МЕТОДЫ, ПРИМЕНЯЕМЫЕ ПРИ АНАЛИЗЕ СИНОПТИЧЕСКИХ КАРТ ПОГОДЫ

§ 110. Общие замечания

Как мы знаем, облик погоды в данный момент в данном пункте или районе обусловлен физическим обликом и физическими процессами в той воздушной Массе или в той фронтальной системе, которая находится над этим пунктом или районом, а не только тем, какое барическое образование оформляет эту воздушную Массу или фронтальную систему. Точно так же изменения погоды в данном пункте или районе обусловлены или соответствующим перерождением находящейся над ним Массы воздуха или движением над ним соответствующей фронтальной системы или, наконец, тем, что в результате прохождения над ним фронтальной системы, находившаяся над ним Масса воздуха сменилась другой, — а не только перемещением тех барических образований, которые оформляют эти Массы и фронтальную систему. Однако, достаточно четкий отпечаток накладывает на физический облик данной Массы воздуха, с одной стороны, направление адиабатического процесса в том барическом образовании, которое оформляет эту Массу, а с другой стороны, перенос данной Массы над соответственно более холодной или более теплой подстилающей поверхностью по условиям направления потока в нижних слоях этого барического образования, которое, очевидно, различно в различных районах того же самого барического образования. Поэтому, известной степени можно говорить об облике погоды, типично для соответствующего барического образования, и даже об облике погоды, типичном для того или другого района соответствующего барического образования, например для того или другого квадранта циклона. Ввиду этого, а также потому, что **перемещение соответствующих барических образований может определить направление и скорость воздушного потока в данном пункте или районе и их изменение во времени** — существенную пользу при изучении процессов в атмосфере по синоптическим картам и в особенности при анализе этих карт с целью прогноза может принести и приносит рассмотрение перемещения барических образований.

Поэтому, в дополнение к тем законам и правилам, с которыми мы ознакомились уже в предыдущих параграфах, мы приводим в этой главе еще некоторые правила, позволяющие судить о предстоящем перемещении того или другого барического образования и об обусловливаемых этим изменениях погоды в соответствующем пункте

или районе. Часть этих правил была выведена из опыта еще до возникновения учения о Массах воздуха и фронтах.

Ко всем барическим образованиям приложимы следующие общие правила:

1. При прочих равных условиях, чем меньше радиус кривизны изобар данного барического образования и чем меньше размеры охватываемой им территории — тем резче смена погоды, обусловливаемая перемещениями этого барического образования и, наоборот, чем больше радиус кривизны изобар данного барического образования — тем менее резко происходит смена погоды, обусловливаемая его перемещениями.

2. При прочих равных условиях, чем большее скорость движения данного барического образования, тем резче смена погоды, обусловливаемая его перемещениями и, наоборот, чем меньше скорость движения данного барического образования — тем менее резко происходит смена погоды, обусловливаемая его перемещениями.

3. В громадном большинстве случаев вторичные барические образования перемещаются с большими скоростями, чем первичные барические образования.

4. Вообще говоря, при переходе с водных бассейнов на суши интенсивность барических образований циклонического характера — уменьшается, а интенсивность барических образований антициклонического характера (в особенности зимой) — увеличивается.

§ 111. Перемещения циклонов

Для определения направления перемещения циклона после оклюзии его теплого сектора, очевидно, уже нельзя пользоваться правилом «направления изобар теплого сектора циклона». В таких случаях, а также в тех случаях, когда по тем или другим причинам (как например, на упрощенных картах) на карте не проведены линии фронтов, приходится пользоваться так называемым «термическим правилом», выведенным из опыта еще в прошлом столетии.

Циклон перемещается так, что путь его центра нормален к направлению термического градиента и притом так, что в северном полушарии более теплая Масса воздуха остается справа, а более холодная — слева от его пути.¹

Действительно, изобразим циклон в виде области пониженного давления, окруженной одной изобарой, положим 1 000 мб (рис. 182) и предположим для примера, что Масса более теплого и влажного, а следовательно, и более легкого воздуха Т расположена к югу от этого циклона, а Масса более холодного и сухого, а следовательно, и более тяжелого воздуха X — к северу от него, так что термический градиент направлен с юга на север, в частности от Т к X. Тогда, вследствие отклоняющего влияния вращения Земли, более теплый (и влажный) воздух будет поступать в восточную половину циклона в виде ветров с южной составляющей, а более холодный (и сухой) воздух — в западную половину циклона в виде ветров с северной составляющей, как это схематически и показано на чертеже стрелками. А так как при этих условиях воздух, приносимый в восточную половину циклона, легче, а в западную половину — тяжелее, чем тот воздух, который находился над

¹ В южном полушарии — наоборот: более теплая из Масс воздуха остается слева, а более холодная — справа от пути центра циклона.

данным районом до появления над ним циклона, то в восточной половине циклона и в районе к востоку от нее атмосферное давление будет падать, а в районе к западу от циклона и в западной половине циклона атмосферное давление будет возрастать. Следовательно, область давления ниже 1 000 мб, ограниченная изобарой 1 000 мб, будет распространяться к востоку и сокращаться с западной ее стороны (как показано пунктирной изобарой). Вследствие этого центр циклона, находившийся в точке С, через некоторое время окажется в точке С₁, т. е. переместится к востоку, оставив массу более теплого воздуха Т справа, а более холодного Х — слева от направления своего пути.

Очевидно, что при таком нормальном распределении температур относительно циклона нормальны будут и распределение погоды по его квадрантам, т. е. I — будет его юго-восточный квадрант, II — его северо-восточный квадрант, III — его юго-западный квадрант и IV — его северо-западный квадрант.

Предлагаем читателям самим определить, в каком направлении должны перемещаться циклоны в случаях распределения относительно них масс более теплого и холодного воздуха, изображенных на рис. 183, и пронумеровать квадранты этих циклонов (не надписью в книге), проделав эту задачу сначала в предположении, что рассматриваемые циклоны расположены в северном полушарии, а затем — в южном.

Чаще всего встречаются случаи, подобные схемам 1, 2 и 3. Нередко встречаются и случаи, подобные схемам 4 и 5, причем особенно часто перемещаются циклоны почти по меридиану к северу или к югу по коридорам пониженного давления. Перемещение же циклонов по схемам 6 и 7 и особенноности 8 встречается уже гораздо реже, так как не часто наблюдается и столь ненормальное распределение температур, в особенности так на схеме 8. А так как такое ненормальное распределение температур охватывает сравнительно небольшие районы, то и перемещение циклонов в направлении схемы 8, при близких к нему, происходит тоже на небольшие сравнительно расстояния.

Опыт же позволил сформулировать и следующие правила, дающие возможность, хотя бы приближенно, судить о предстоящей скорости перемещения циклона в тех случаях, когда — по тем или другим причинам — эту скорость нельзя определить более точно путем анализа комплексных карт.

При прочих равных условиях:

1) Чем больше разница температуры (и влажности) тех двух потоков воздуха, которые участвуют в образовании циклона — тем больше скорость его перемещения и, наоборот, чем меньше разница температуры (и влажности) тех двух потоков воздуха, которые участвуют в образовании циклона — тем меньше скорость его перемещения и тем больше склонность циклона сделаться стационарным.

2) Если термическая обстановка циклона изменяется в сторону величения термического градиента, что может иметь место или вследствие того, что циклон продвинулся на районы, в которых находится больший термический градиент, или вследствие того, что периферии более холодной половины циклона проник поток еще более холодного воздуха или же к периферии более теплой половины

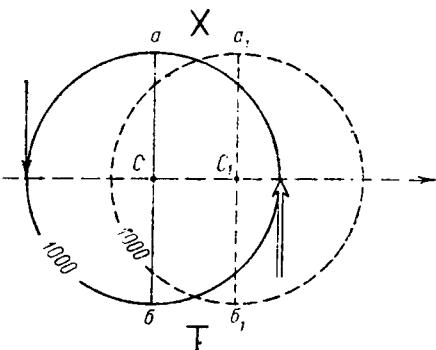


Рис. 182. Схема, иллюстрирующая термическое правило перемещения циклонов (в северном полушарии).

циклона проник поток еще более теплого воздуха — глубина циклона **увеличивается**, а скорость перемещения его **возрастает**, хотя бы перед этим данный циклон и заполнялся и был более или менее стационарен.

И, наоборот, если термическая обстановка циклона изменяется в сторону **уменьшения термического градиента** — глубина циклона и скорость перемещения его **уменьшаются**.

Насколько большое влияние на направление перемещения циклона, в особенности после окклюзии его теплого сектора, оказывает направление и скорость воздушных потоков в окружающих его районах видно также из следующего:

1) Если путь циклона **прегражден достаточно мощным стационарным антициклоном или отрогом**, то циклон **огибает его в направлении его ветров**, т. е. в северном полушарии по часовой стрелке, причем обычно в поясе между циклоном и антициклоном **наблюдается** при этом заметное, а иногда и значительное, **усиление ветра, нередко достигающего силы шторма**. Очевидно, что при этих условиях, в Европе, в громадном большинстве случаев, будет **наблюдаться усиление ветров SE-четверти, S-четверти и SW-четверти**.

Если же этот антициклон или отрог недостаточно мощны, то циклон может проникать в них, причем **нередко оказывается**, что первому из следующих друг за другом циклонов удаётся только немногого

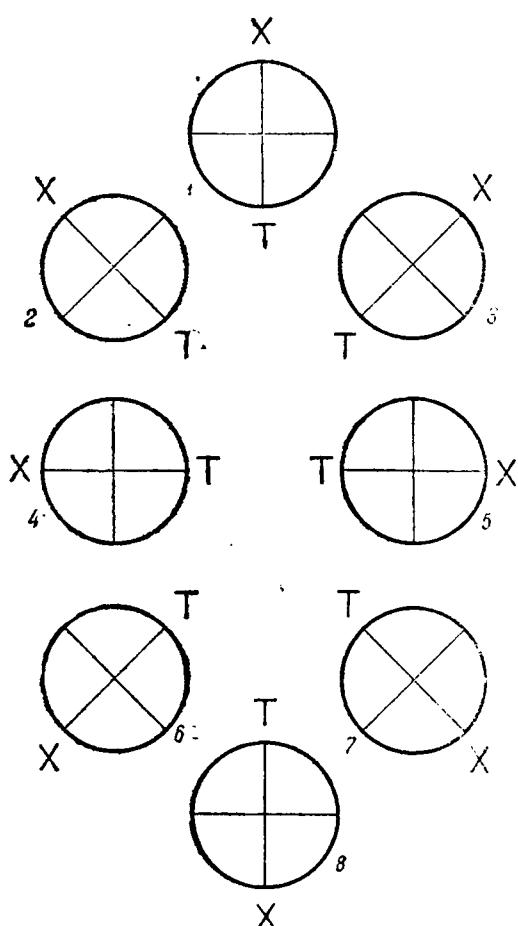


Рис. 183. Различные случаи расположения масс более теплого (Т) и более холодного (Х) воздуха относительно циклона (схема).

проникнуть в область повышенного давления, что сказывается образованием на ее периферии сравнительно «плоской» ложбины; второй циклон проникает в нее уже глубже, образовав более глубокую ложбину, и только одному из следующих циклонов удается, наконец, пересечь эту область повышенного давления, перервав ее на две части. При этом наблюдатель, расположенный в той части области повышенного давления, в которую проникают эти циклоны — от первого циклона

видит только «предвестников» его теплого фронта или фронта окклюзии — Ci, постепенно затягивающие часть или все небо, но затем вновь скрывающиеся за горизонтом. То же явление повторяется для второго, а иногда и третьего циклона с той разницей, что видимая наблюдателю часть облачной системы их теплого фронта или фронта окклюзии — все увеличивается. В тех случаях, когда эти циклоны проникают достаточно далеко на ту территорию, где расположен пункт наблюдения — дело может дойти в нем и до выпадения осадков.

Таким образом, не во всех случаях появление Ci и даже Cs и As свидетельствует о предстоящем прохождении через наблюдателя центра или линии центра циклона: иногда циклоны при движении только «задевают» пункт наблюдения той или другой своей частью. Если над пунктом проходит периферия боковой стороны циклона, то Ci, Cs или As сменяются над ним высококучевыми облаками (Ac).

2) Если на обширный антициклон или отрог надвигается (чаще всего с запада) достаточно же обширный циклон — этот циклон **нередко** разделяется на две части, или наоборот, как говорят, «сегментируется», что выражается в том, что как (в частном случае) в северной, так и в южной их части возникают ложбины, обособляющиеся затем в самостоятельные циклоны. Северный из этих циклонов огибает антициклон или отрог в направлении его ветров, т. е. в северном полуарии по часовой стрелке, и, следовательно, чаще всего смещается к NE. Вторая же ложбина вытягивается в направлении, обратном направлению ветров этого циклона или отрога, т. е. чаще всего к SE, причем внутри этой ложбины зачастую образуются замкнутые циклоны, движущиеся в том же направлении. Наиболее рельефно протекает этот последний процесс в тех случаях, когда на сравнительно небольшом расстоянии к югу или юго-западу от антициклона или отрога расположен другой антициклон, отрог или хотя бы область сравнительно повышенного давления с более высокими температурами, чем в первом антициклоне или отроге.

В тех случаях, когда таким образом сегментируются достаточно обширные и глубокие, часто штормовые, циклоны, надвигающиеся с Океана на Европу, встречая перед собой достаточно интенсивный антициклон, образованный Массами полярного воздуха или — зимой — отрогом Сибирского антициклона, то на периферии северной их части возникают депрессии на том участке арктического фронта, который проходит по Норвежскому и Гренландскому морям. Они продвигаются затем по Баренцову и Карскому морям или по северу Европы и далее к востоку по Северному Ледовитому океану, обусловливая **штормы от южной и западной четверти на севере Европы и Азии и в прилегающих к ним районах Ледовитого Океана**. В южной же их части возникают депрессии на том участке полярного фронта, который с Англии или юго-западнее ее отгибаётся к юго-востоку. Они продвигаются затем по Средиземному и Черному морям или по югу Европы, обусловливая там **штормы от восточной и северной четверти**. В тех случаях, когда достаточно обширный и интенсивный стационарный максимум приостанавливает дальнейшее продвижение к востоку такого обширного и глубокого циклона только над Востоком Европы — такой циклон

что — в поле давления — выражается в том, что этот самостоятельный ранее циклон превращается в ложбину на периферии (чаще всего северо-восточной) второго циклона, и ложбина эта становится все более и более «плоской» и, наконец, совсем ликвидируется.

Мощным потоком воздуха соответствующего направления в высоких слоях атмосферы может быть увлечен, наперекор влиянию термических условий, и отдельный циклон.

5) Уменьшение скорости поступательного движения циклона, не сопровождающееся уменьшением скорости ветра в его передней половине, обуславливает усиление переноса масс более теплого воздуха в его левый передний квадрант и, соответственно этому, изменение направления его перемещения. В частности, это имеет место в тех случаях, когда путь циклона прегражден стационарным антициклоном; в особенности, когда этот антициклон достаточно интенсивен, так что приближение к нему циклона сопровождается усилением ветра в передней половине этого последнего. Изменения направления перемещения циклона могут быть обусловлены и аналогичными процессами в его тыловой половине. (В обоих случаях дело сводится к изменению направления термического градиента, причем это изменение обусловливается переносом масс воздуха, нередко связанным с наличием самого этого циклона).

6) Если периферия циклона соприкасается с периферией теплой половины барического клина, он перемещается вслед за этим клином и, наоборот, если периферия циклона соприкасается с периферией холодной половины барического клина — циклон отступает перед клином.

§ 112. Перемещения ложбин и частных циклонов

Направление и скорость перемещения ложбин и частных циклонов определяется прежде всего динамическим воздействием на них тогс-циклона, на периферии которого они расположены, или, как обычно говорят, в системе у которого они входят, и который обычно называют «ведущим».

Нормально ложбины и частные циклоны перемещаются, с одной стороны, вместе с системой ведущего циклона, а с другой — внутри этой системы, двигаясь вокруг ведущего циклона в направлении его ветров, т. е. в северном полушарии против часовой стрелки (см. фиг. 172).¹

Вследствие этого, скорость перемещения ложбин и частных циклонов больше, а иногда и значительно больше, чем скорость основных, ведущих, циклонов, как это и видно из рис. 172, где CC_1 — путь, пройденный центром ведущего циклона, а LL_1 — путь, пройденный его ложбиной за тот же промежуток времени.

Обычно интенсивность и размеры ложбин и частных циклонов в течение их перемещений не остаются неизменными: они увеличиваются или уменьшаются.

Чаще всего ложбины и частные циклоны возникают близ границы

¹ В южном полушарии — по часовой стрелке.

распространяется на запад Европы и сегментируется на 25—30 меридиане, выделяя депрессии непосредственно на Баренцево море, с одной стороны, и на Черное море — с другой.

3) При прочих равных условиях **циклон направляется на области со слабыми ветрами** (слабее «нормального», см. § 74), в особенности с **раходящимися ветрами**, и отступает перед **сильными ветрами** (правило Гильбера).

Если же циклон, по тем или другим причинам, вынужден надвигаться на зону сильных ветров, как например, в тех случаях, когда циклон приближается к достаточно интенсивному стационарному антициклону или отрогу, обогнуть которые он по тем или другим причинам не может, то **циклон обычно в сравнительно скором времени заполняется**.

4) Если, по тем или другим причинам, **два циклона в достаточной степени приближаются друг к другу**, то каждый из них увлекается потоком другого, в результате чего оба циклона начинают перемещаться

друг относительно друга в направлении завихрения другого циклона, т. е. в северном полушарии против часовой стрелки (рис. 184).¹

Такие динамически друг на друга действующие циклоны называют **сопряженными**. Сопряженными могут быть два и более циклона, причем в тех случаях, когда в системе участвуют три и более циклона, характер перемещения всей системы и каждого из них внутри системы становится очень сложным.

Рис. 184. Схема перемещения двух сопряженных циклонов (в северном полушарии).

Если динамическое воздействие и термическая обстановка увлекают циклон в том же самом направлении, то скорость движения его соответственно возрастает и, наоборот, скорость движения циклона уменьшается, если динамическое воздействие и термическая обстановка действуют наперекор друг другу. Поэтому, при прочих равных условиях, тот из сопряженных циклонов, который динамически увлекается в сторону более теплой Массы, т. е., вообще говоря, к югу, перемещается скорее, чем тот из них, который динамически увлекается в сторону более холодной Массы, т. е., вообще говоря, к северу. В частном случае циклон может стать при этом и стационарным. При достаточной же интенсивности динамического воздействия циклон может перемещаться и наперекор воздействию термической обстановки, причем в тех случаях, когда динамическое воздействие заставляет циклон продвигаться в область пониженных температур — циклон обычно более или менее быстро выхолаживается и заполняется.

¹ В южном полушарии — в направлении по часовой стрелке друг относительно друга.

четвертого и третьего квадрантов ведущего циклона,¹ наибольшего своего развития достигают на периферии третьего и первого его квадрантов² и «исчезают», становясь все более и более «плоскими», близ границы первого и второго квадрантов циклона,³ сливаясь здесь с центром ведущего циклона, на путь которого они при этом выходят. Вместе с тем и скорость их перемещения вдоль тыловой части циклона обычно больше, чем вдоль его передней части.

На северной стороне циклона ложбины и частные циклоны возникают только на периферии циклонов с ненормальным распределением температур и никогда не возникают в этих районах, т. е. с северной стороны «нормальных» циклонов.

3. Кроме динамического воздействия ведущего циклона, на **перемещение и интенсивность ложбин и частных циклонов может оказывать влияние и термическая обстановка** в тех районах, в которых они возникли или в которые они затем переместились, причем влияние это аналогично влиянию термической обстановки и на основные циклоны.

При прочих равных условиях: чем резче различие температуры и влажности воздушных потоков по одну и другую сторону от оси ложбины или линии центра частного циклона — тем больше скорость их перемещения и тем больше склонность их углубляться и вытягиваться вдоль границы между этими потоками более теплого и холодного воздуха и, наоборот, чем меньше различие температуры и влажности воздуха по одну и по другую сторону от оси ложбины или линии центра частного циклона — тем «площе», обычно, ложбина и слабее выражен частный циклон, и тем меньше скорость их перемещения.

Чем уже ложбина или чем меньше частный циклон, и чем больше скорость их перемещения — тем резче смена погоды, обусловливаемая прохождением их над пунктом наблюдения. Поэтому, в частности, **прохождение ложбин и частных циклонов часто сопровождается шквалами**, а в теплое время года и грозами.

При благоприятных условиях **ложбина**, постепенно вытягиваясь через область повышенного давления, **может прорваться в область другого циклона или депрессии, образовав коридор пониженного давления**, соединяющий этот циклон или депрессию с тем циклоном или депрессией, на периферии которой эта ложбина образовалась. Чаще всего наблюдается это в тех случаях, когда на периферии второго циклона или депрессии также имеется ложбина, направленная «навстречу» первой ложбине: эти две ложбины между собой и смыкаются.

При благоприятных условиях — **ложбина** (в особенности с достаточно хорошо развитым частным циклоном внутри нее) **может отделяться** («отшнуроваться») **от ведущего циклона и перемещаться далее как самостоятельный циклон**, удаляясь иногда от бывшего своего ведущего циклона на громадные расстояния.

И, наоборот, **циклон, возникший совершенно независимо, может войти в систему другого циклона в качестве его ложбины, частной**

¹ Чаще всего к северо-западу, западу или юго-западу от его центра.

² Чаще всего на периферии южной половины циклона.

³ Чаще всего к юго-востоку, востоку или северо-востоку от его центра.

центр внутри которой может или вовсе отсутствовать или постепенно исчезать, причем сама ложбина становится при этом все более и более «плоской».

Частные циклоны могут перемещаться не только вместе с той ложбиной, в которой они расположены, но и **внутри этой ложбины**, **вдоль ее оси** — по правилам перемещения циклонов, т. е. чаще всего по направлению к центру ведущего циклона, но, при соответствующем распределении температур, и в обратном направлении.

Если частный циклон получает достаточное развитие — система может превратиться в двуцентровый (или многоцентровый) циклон.

§ 113. Перемещения коридоров пониженного давления

Коридоры пониженного давления, в общем, перемещаются по **правилам циклонов**, т. е. так, что их теплая продольная половина является передней, а холодная продольная половина — тыловой.

Коридоры пониженного давления только в течение сравнительно непродолжительного времени сохраняют неизменными свою ширину, длину и глубину. В громадном большинстве случаев одновременно с перемещением коридора происходит изменение в ту или другую сторону как его длины, так и его ширины и глубины:

1) Если уменьшается длина коридора — он может превратиться в **седло**.

2) Изменения глубины коридора обычно сопровождаются изменениями и ширины коридора: по мере увеличения глубины коридора — он становится шире, а по мере уменьшения глубины — он становится уже.

3) Если, как это часто наблюдается, уменьшение глубины и ширины коридора происходит не по всей его длине, а только на протяжении большего или меньшего участка ее (**вследствие внедрения** в него на этом участке выпячиваний тех двух областей повышенного давления, между которыми он расположен), коридор может быть перерезан ими на две части и дать начало двум ложбинам на периферии тех двух областей пониженного давления, которые он до этого соединял.

Нередко по коридору пониженного давления проходят небольшие циклоны, перемещаясь от одной из соединяемых коридором областей пониженного давления — к другой, по правилам перемещения циклонов. При благоприятных условиях небольшие частные циклоны могут возникать и **внутри самого коридора**.

Прохождение циклонов по коридору часто сопровождается **шквальами**, а в теплое время года — **грозами**. Особенно часто наблюдается прохождение таких небольших циклонов, обычно со шквалами и грозами, весной и осенью по коридорам, соединяющим депрессии над Черным и Азовским или Каспийским морями с депрессиями над Балтийским морем, Финляндией, Озерами или бассейном Северной Двины.

§ 114. Перемещения антициклонов

В дополнение к тому, что было сказано о перемещении антициклонов в § 109, приводим еще следующие, выведенные из опыта, правила,

которым с большим или меньшим приближением следуют антициклоны.

При прочих равных условиях антициклоны перемещаются на территории наиболее низких температур. А так как в северном полушарии завихрение в антициклоне происходит по часовой стрелке, вследствие чего, при нормальном распределении температур, более холодный воздух с севера и северо-востока поступает в восточную и юго-восточную часть периферии антициклона (а более теплый — с юга и юго-запада в западную и северо-западную части периферии антициклона), то, как общее правило, антициклоны перемещаются, вообще говоря, к востоку и чаще всего — к юго-востоку.

Над Европой скорость перемещения антициклонов в громадном большинстве случаев меньше, чем скорость перемещения циклонов, а именно в среднем — 26 км/час.¹

Стационарные антициклоны наблюдаются гораздо чаще, чем стационарные циклоны. Нередко антициклоны могут оставаться над

одними и теми же, иногда очень обширными, территориями целыми неделями, почти не изменяя своих размеров и интенсивности; в особенности зимой над материками. Но иногда наблюдаются антициклоны, перемещающиеся с очень большими скоростями, не уступающими скоростям быстрых циклонов. Большой частью они движутся следом за быстро перемещающимися циклонами.

Аналогично циклонам, динамически друг на друга влияющие антициклоны также называют сопряженными.

Рис. 185. Схема перемещения двух

сопряженных антициклонов (в северном полушарии).

праженными, причем каждый из двух сопряженных антициклонов перемещается относительно другого в направлении ветров этого второго антициклона, т. е. в северном полушарии по часовой стрелке (рис. 185)² и, следовательно, обратно направлению перемещения сопряженных циклонов.

Если в сопряженной системе участвуют три и более антициклона, характер их перемещений становится очень сложным.

§ 115. Перемещения барических клиньев

Барический клин перемещается, с одной стороны, вместе с тем антициклоном, на периферии которого он образовался, а с другой — вокруг этого антициклона в направлении циркуляции в его нижнем слое, т. е. в северном полушарии по часовой стрелке (см. рис. 181).

¹ Над Северной Америкой скорость перемещения антициклонов, наоборот, больше, чем скорость перемещения над ней циклонов, и достигает, в среднем, 40 км/час.

² В южном полушарии — против часовой стрелки.

вслед за циклоном, отступающим перед клином, и впереди циклона, следующего за ним.

Интенсивность и размеры клиньев в течение их перемещений обычно не остаются неизменными; они или увеличиваются или уменьшаются.

Как общее правило, размеры и интенсивность клиньев, перемещающихся по периферии тыловой половины антициклона (т. е. в «нормальном» случае — по периферии западной или северо-западной половины антициклона) увеличиваются, а размеры и интенсивность клиньев, перемещающихся по периферии передней половины антициклона (т. е. в «нормальном случае» — по периферии восточной или юго-восточной половины антициклона) уменьшаются.

Чем уже клин, чем больше разность температур по одну и по другую сторону от его оси и чем больше скорость его перемещения — тем резче смена погоды, обусловливаемая прохождением клина над пунктом наблюдения.

Нередко достаточно хорошо развитые клинья, чередуясь с расположеннымми между ними циклонами, могут обусловить смену погоды циклонического и антициклонального характера с почти правильной периодичностью через каждые 12, а иногда и 6 час.

Небольшие клинья, наблюдающиеся в полосе соприкосновения больших циклонов и антициклонов и вдающиеся между небольшими ложбинками этого циклона, как зубья двух шестеренок — могут вызвать подобную же смену погоды еще меньшего периода, причем циклонические периоды приобретают тогда характер шквалов с дождем или снегом, а в теплое время года и с грозами.

Скорость перемещения клиньев не остается неизменной, иногда быстро и резко изменяясь (чем значительно затрудняется прогноз погоды, обусловливаемой перемещениями клиньев).

При благоприятных условиях клин, в особенности с достаточно хорошо развитым ядром повышенного давления внутри него, может отделиться («отшнуроваться») от образовавшего его антициклона и перемещаться далее, как самостоятельный антициклон, обычно (по крайней мере вначале) — не стационарного характера.

Нередко клинья Арктического и Азорского максимумов, вдающиеся с двух противоположных сторон между двумя теми же самыми циклонами — распространяются друг другу навстречу и, сомкнувшись, образуют перемычку повышенного давления. Совершенно так же может образоваться перемычка повышенного давления от смыкания клиньев Сибирского максимума с клиньями как Арктического, так и Азорского максимума, причем в последнем случае перемычка протягивается, обычно, с запада на восток, нередко через всю Европу. Во всех этих случаях фронтальная поверхность между двумя сомкнувшимися Массами воздуха, в результате дивергенции потоков в перемычке — более или менее быстро размывается. Если же эта поверхность, наоборот, обостряется, то вдоль линии фронта давление понижается и возникает коридор пониженного давления, «разрывающий» перемычку на две части, причем на такой обострившейся фронтальной поверхности нередко возникают очень быстро углубляющиеся и перемещающиеся циклоны штормового, а в отдельных случаях даже ураганного, характера.

§ 116. Перемещение отрогов и ядер повышенного давления

Характер перемещения отрогов и ядер повышенного давления. в особенности небольших, приближается к характеру перемещения клиньев, т. е. обнаруживается склонность отрогов перемещаться по периферии антициклона по часовой стрелке (в северном полушарии). Характер же перемещения и распространения достаточно хорошо развитых и обширных отрогов и ядер повышенного давления приближается к характеру перемещения антициклонов. Хорошо развитые отроги нередко обнаруживают склонность к стационарности.

Хотя на восточную Европу нередко распространяются отроги Азорского максимума, но особенное значение для восточной Европы имеют отроги Арктического максимума, а — зимой — Сибирского максимума, когда они охватывают иногда значительную часть и западной Европы, всюду вызывая значительное понижение температуры.

В отдельных случаях отроги Азорского и Сибирского, или Арктического и Сибирского максимумов, смыкаются между собой над Европой, образуя широкую перемычку повышенного давления, протягивающуюся через всю Европу, в общем, с запада на восток, нередко с несколькими замкнутыми ядрами повышенного давления внутри. Гораздо чаще смыкаются между собой над Океаном или над Европой отроги Арктического и Азорского максимумов, образуя перемычки повышенного давления, протягивающиеся через всю Европу с севера на юг.

Характер и смена погоды, обусловливаемые перемещениями отрогов, тем больше приближаются к характеру и смене погоды, вызываемыми перемещениями антициклонов, чем данный отрог более мощен и обширен.

При благоприятных условиях отрог, в особенности с достаточно хорошо развитым ядром повышенного давления внутри него, может отделиться («отшнуроваться») от образовавшего его максимума и дать начало самостоятельному антициклону. Этим именно путем, как мы знаем, и образуется большинство из антициклонов, наблюдавшихся над Европой.

§ 117. Перемещения перемычек повышенного давления

Перемычки повышенного давления, в общем, перемещаются по правилам антициклонов, т. е. так, что их холодная продольная половина является передней, а их теплая продольная половина — тыловой. Нередко, в особенности достаточно широкие перемычки обнаруживают склонность к стационарности.

Перемычки повышенного давления только в течение сравнительно непродолжительного времени сохраняют неизменными свою ширину, длину и мощность. В громадном большинстве случаев, одновременно с перемещением перемычки или независимо от него, происходит изменение в ту или другую сторону как ее длины, так и ее ширины и мощности. Однако, если уменьшается длина перемычки — она может превратиться в седло.

Изменения мощности перемычки обычно сопровождаются изменениями и ширины ее; по мере увеличения мощности — перемычка становится шире, а по мере уменьшения мощности — она становится уже.

Если, как это часто наблюдается, уменьшение мощности и ширины перемычки происходит не по всей ее длине, а только на протяжении большего или меньшего ее участка (**вследствие внедрения в нее на этих участках выпячиваний** тех двух депрессий, между которыми она расположена) — перемычка может быть **перерезана на две части** и дать начало **двум клиньям** на периферии тех двух антициклонов, которые она до этого соединяла.

Иногда внутри перемычки образуются отдельные ядра повышенного давления, которые, сливаясь и разрастаясь, могут дать начало более обширному антициклону.

§ 118. Перемещение седел

Барические седла перемещаются вместе с теми барическими образованиями, между которыми они расположены.

Седла только в течение сравнительно непродолжительного времени сохраняют неизменными свою форму, размеры и интенсивность. В громадном большинстве случаев, одновременно с перемещением седла, происходит изменение, в ту или другую сторону, его формы, интенсивности и размеров:

1) При сближении обоих антициклонов — седло может превратиться в коридор пониженного давления между ними.

2) При сближении обоих циклонов — седло может превратиться в разделяющую их перемычку повышенного давления.

3) Если два клина, участвующие в образовании седла, распространяясь по нему навстречу друг другу, смыкаются между собой, что обычно сопровождается повышением атмосферного давления в седле, то седло превращается в перемычку повышенного давления, причем погода в нем приобретает при этом все более и более антициклонический характер.

4) И наоборот — понижение атмосферного давления в седле, причем погода в седле приобретает при этом все более циклонический характер, свидетельствует, в большинстве случаев, о предстоящем прорыве через него одного из циклонов, обычно, конечно, более западного.¹

¹ Практика показывает, что нередко, в случае нахождения над данным районом седла, на этот район могут распространяться, с одинаковой степенью вероятности, как один из циклонов (обычно, конечно, более западный), так и один из антициклонов, между которыми седло расположено. Нередки к тому же случаи, когда определенно наметившийся уже процесс распространения на данный район одного из циклонов или антициклонов через некоторое время ликвидируется и меняется прямо ему противоположным, в результате чего и погода в данном районе может принять облик прямо «противоположный» ожидавшемуся. По всем этим причинам предвидение изменений барического рельефа и погоды в данном районе, в случаях нахождения над ним седла, часто представляет особенно большие трудности. Необходимо поэтому в таких случаях, после составления прогноза по карте, особо внимательно следить за ходом процессов в атмосфере по «местным признакам» (см. Гл. XXVI).

§ 119. Перемещения систем прямолинейных изobar

Так как системы прямолинейных изobar наблюдаются в полосе соприкосновения достаточно обширных депрессий с достаточно обширными областями повышенного давления, то они **удерживаются над охватываемой ими территорией, обычно в течение сравнительно продолжительного времени, обусловливая одинаковый, или почти одинаковый, характер погоды над обширными районами в течение сравнительно продолжительного времени, иногда несколько дней подряд.**

Если центры того циклона и антициклона, которые образуют систему прямолинейных изobar, сближаются между собой, а также, если они усиливаются — градиент в системе прямолинейных изobar увеличивается, а сила ветра возрастает и может достигнуть силы шторма, нередко продолжающегося над значительной территорией в течение нескольких дней подряд, причем при достаточной извилистости изobar в этой системе — ветер приобретает порывистый и шквалистый характер.

§ 120. Барические тенденции и их характеристики

Существенную пользу при рассмотрении вопроса о перемещениях фронтальных систем и барических образований приносит рассмотрение хода атмосферного давления в соответствующих пунктах и районах.

Нетрудно видеть, что при прохождении через данный пункт системы конвертирующих потоков или, другими словами, оформляющих их барических образований циклонического характера — **кривая на барографе в этом пункте будет обращена выпуклостью книзу.** Чем больше размеры циклона и чем медленнее он перемещается, тем более растянута будет и кривая на барографе: наиболее резкие изгибы должны обнаруживать кривые на барограмме при быстром прохождении узких ложбин и узких коридоров пониженного давления.

Наоборот, при прохождении через данный пункт системы дивертирующих потоков или, другими словами, оформляющих их барических образований антициклонического характера — **кривая на барограмме в этом пункте будет обращена выпуклостью кверху.** В случае прохождения антициклона или отрога — кривая эта будет, очевидно, тем больше растянута, чем больше этот антициклон или отрог и чем медленнее они перемещаются; в случае же прохождения барического клина или перемычки повышенного давления кривая эта будет с тем более резким перегибом восходящей ветви на нисходящую, чем этот клин или перемычка уже и чем быстрее они перемещаются.

Как мы знаем, на большие или меньшие расстояния и с большими или меньшими скоростями перемещаются все барические образования, оформляющие воздушные Массы и фронтальные процессы между ними. С другой стороны, вследствие того, что процессы притока и оттока воздушных масс в данном барическом образовании по динамическим и термическим причинам только весьма редко и недолго компенсируют друг друга, непрерывно изменяются размеры и интенсивность всех барических образований. Поэтому соответствующие изменения в

времени должна обнаруживать, и обнаруживает в действительности, величина атмосферного давления на всех станциях, оставаясь без изменения, только местами и ненадолго, причем и это стационарное состояние давления, очевидно только кажущееся и объясняется несовершенством (а именно большой инерцией) наших обычных барометров и барографов. Более чувствительные барографы специальной конструкции (так называемые микробарографы) и в этих случаях отмечают заметные изменения величины давления воздуха во времени.

Напомним, что помимо таких непериодических изменений во времени величина атмосферного давления повсюду обнаруживает и более или менее значительные периодические изменения во времени в результате суточного хода атмосферного давления. Но в умеренных широтах непериодические изменения величины атмосферного давления, как правило, настолько значительнее ее периодических изменений, что последние, как правило же, могут быть обнаружены только по осредненным данным за достаточно продолжительные периоды времени. Вполне отчетливо обнаруживается на кривых барографа суточный ход атмосферного давления в умеренных широтах только в центральных районах летних антициклонов. Однако, накладываясь на непериодические изменения, суточные изменения величины атмосферного давления могут обусловить соответствующие «искажения» тех кривых, которые «отпечатали» бы на барограммах одни непериодические изменения величин атмосферного давления, с чем — при анализе этих кривых — и приходится считаться.

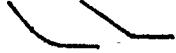
Изменение величины атмосферного давления в данном пункте за последние 3 часа до срока наблюдений (т. е., например, с 22 час. до 1 часа, с 4 час. до 7 час., с 10 час. до 13 час. и с 16 час. до 19 час.) называют **барической тенденцией**. Те станции синоптической сети, которые производят наблюдения (в частности, например, для обслуживания авиации) в 4 час., в 10 час., в 16 час. и в 22 часа могут определять величину и знак барической тенденции путем алгебраического вычитания величины атмосферного давления за три часа до срока наблюдения из величины атмосферного давления в срок наблюдения. Те же станции синоптической сети, которые не производят наблюдений в указанные дополнительные сроки, вынуждены, очевидно, снимать величину и знак барической тенденции с барограммы. Но так как все станции синоптической сети помимо величины и знака барической тенденции сообщают — условным кодом — и **общий вид отрезка кривой на барограмме** за указанные три часа до срока наблюдений или так называемую **характеристику барической тенденции**, то барографами снабжаются все станции синоптической сети.¹

Характер изменения величины атмосферного давления в данном пункте за последние 3 часа до срока наблюдений, иллюстрируемый, как сказано, видом отрезка кривой на барограмме за этот промежуток времени, называют **характеристикой барической тенденции**.

Бесчисленные по разнообразию кривые, «характеризующие» барические тенденции можно свести к двадцати типам, собранным в таблицу на стр. 442—443. Левые фигуры в таблице схематически показывают вид кривой на барограмме, правые фигуры и одиночные фигуры — соответствующие кривые в еще более схематизированном виде. В крайней справа графе приведены те положения, при которых соответствующая форма характеристики наблюдается, а во второй графе

¹ На весьма продуктивном методе обнаружения на картах полей падения и роста давления путем проведения на картах так называемых изотеней, анализе перемещений и эволюции этих полей и сопоставлении их с перемещениями и эволюцией барических образований и фронтальных систем — мы в этом учебнике не останавливаемся; так же как на весьма продуктивном методе составления и анализа вспомогательных карт из альбара, как называют линии одинакового изменения давления от срока к сроку (чаще всего за 12 час.).

Главнейшие разновидности формы кривых на барограммах

Порядковая литера	Цифра кода	Схематическое изображение	Положение
а	6		Ровный ход после равномерного падения
б	6		Смена более быстрого падения — более медленным
в	3		Небольшие колебания на относительно низком уровне
г	3		Ровный ход на относительно низком уровне
д	8		Медленное падение на относительно низком уровне
е	7		Неравномерное падение
ж	4		Равномерный рост после ровного хода на относительно низком уровне
з	4 или 5 ¹		Равномерный рост после медленного падения
и	4 или 5 ¹		Смена быстрого падения — быстрым ростом
к	4		Смена более медленного роста — более быстрым

			Процесс равномерного падения—равномерным ростом без резкого изгиба	Прохождение левой половины циклона
M	3		Равномерный рост	Спокойное надвижение Массы (идущий перед ней фронт уже прошел)
и	2		Неравномерный рост	Неспокойное надвижение (обрушивания) более холодной Массы в тыл за холодным фронтом II рода
о	1		Смена более быстрого роста—более медленным	Приближение центрального района достаточно обширной Массы: достаточно обширного антициклона, отрога или широкой перемычки
и	1		Ровный ход после равномерного роста	Вхождение в центральный район достаточно обширной Массы: достаточно обширного антициклона, отрога или широкой перемычки
p	3		Ровный ход на относительно высоком уровне	Прохождение центрального района достаточно обширной Массы: достаточно обширного антициклона, отрога или широкой перемычки
с	9		Равномерное падение после ровного хода на относительно высоком уровне	Отход центрального района достаточно обширной Массы: достаточно обширного антициклона, отрога или широкой перемычки
т	8		Равномерное падение	Приближение теплого фронта или фронта окклюзии характера теплого фронта
у	9		Смена более медленного падения—более быстрым	Приближение периферии Массы
ф	0 или 9 ²		Смена роста—падением	Прохождение линии расходимости: оси отрога, клина или перемычки повышенного давления

¹ В зависимости от знака тенденции: если тенденция положительная — то 4, если отрицательная — то 5.

² В зависимости от знака тенденции: если тенденция положительная — то 0, если отрицательная — то 9.

слева — те цифры, которыми данные характеристики передаются в метеорологических телеграммах и радиотелеграммах.¹

Тенденции,² определяемые на ходу корабля и сообщаемые с корабля по радио, в отличие от тенденций, определяемых на метеорологических станциях, являются не истинными тенденциями (β), т. е. не разностью давлений за три часа в данной неподвижной точке, а разностью давлений за три часа в двух различных точках, т. е. кажущимися тенденциями (β_1), причем кажущаяся тенденция:

$$\beta_1 = \beta + (\pm G \cdot \sin a)$$

где G — барический градиент, v — скорость корабля и a — угол между направлением градиента и курсом корабля. Знак — (минус) у добавочного члена берется, если корабль идет, в общем, против направления градиента, а знак + (плюс), если корабль идет, в общем, по направлению градиента. Очевидно, что истинная тенденция на ходу корабля

$$\beta = \beta_1 - (\pm G \cdot \sin a)$$

и что, следовательно, приближенное определение истинной тенденции не представляет на корабле особых затруднений, так как курс и скорость корабля известны, а о направлении и величине барического градиента можно приблизенно судить по направлению и скорости истинного ветра на корабле (см. стр. 244).

Если, как это и делают на практике, предположить, что барический градиент в районе нахождения корабля оставался за рассматриваемые три часа неизменным (что можно сделать без большой погрешности), то добавочный член можно принять равным разности давлений: в точке B , где корабль находится в данный момент, т. е. обычно, в момент срочного наблюдения, и в точке A , где он находился за три часа до этого.

Предположим, например, что в точке B давление — 1014,0 мб и что за три часа до этого на корабле было отмечено — 1017,0 мб. Очевидно, что в рассматриваемом примере *кажущаяся тенденция* на корабле — 3,0 мб. Зная курс и скорость корабля, нетрудно определить местоположение той точки A , где корабль находился за три часа до срочного наблюдения и где, следовательно, и было отмечено давление 1017,0 мб. Определив затем, по направлению и скорости истинного ветра на корабле, величину и направление барического градиента (а тем самым и знак добавочного члена), можно, нанеся точки B и A , направление и величину градиента на бланковую карту или — за отсутствием ее — просто на бумаге, и проведя на ней, по этим данным, отрезки изобар — приближенно определить характер барического рельефа в районе пути корабля, а следовательно, и величину давления в точке A в момент нахождения корабля в точке B . Пусть оно в рассматриваемом примере составляет 1019 мб и пусть корабль идет, в общем, в направлении градиента. Очевидно, что давление в точке A за три часа в озере село на 2 мб. А так как мы предположили, что, несмотря на изменение величины давления в точках A и B , градиент в районе корабля за три часа не изменился, то следовательно, и в точке B истинная тенденция +2 мб. Определенная же на корабле кажущаяся тенденция ($-3,0$ мб), получилась в ре-

¹ Так как для передачи характеристики барической тенденции в литературных схемах отведено только одно место (а), то, как видно из таблицы, одинаковыми цифрами приходится передавать различные случаи вида кривой барограммы (см. лит. «а» в коде; приложение X).

² А также, конечно, и разности давлений атмосферы от срока к сроку.

зультате одновременного изменения величины давления в районе нахождения корабля и продвижения корабля относительно барического рельефа или, другими словами, в результате суммирования истинной тенденции с добавочным членом, который в рассматриваемом примере равняется, очевидно, $1014,0 \text{ мб} - 1019,0 \text{ мб}$, т. е. -5 мб :

$$\beta_1 = 2 \text{ мб} + (-5 \text{ мб}) = -3,0 \text{ мб}$$

Аналогично поступают для определения истинной тенденции на корабле и по сообщенной по радио кажущейся на нем тенденции, перед нанесением тенденции на синоптическую карту, причем местоположение точки А находят по курсу и скорости корабля (корабли сообщают их на месте литер d_{svs} в 6-й группе), а величину давления в точке А определяют или по этой карте, или хотя бы — за отсутствием данных в других точках в районе корабля — исходя из направления и скорости ветра на корабле.

Как видно из рассмотренного примера, кажущаяся тенденция может отличаться от истинной не только по величине, но и по знаку. Добавочный член зачастую больше как истинной, так и кажущейся тенденции, и если корабль, при большом градиенте, идет вдоль него, по или против его направления, то добавочный член может оказаться равным 10 мб и даже больше.

Контрольные работы к главам XVIII—XXIII

1. Проследить по нескольким, подобранным преподавателем сериям (из 2—5) последовательных упрощенных синоптических карт погоды (в частности, по сияниям, составленным по заданиям гл. XVII) за направлением и скоростью перемещения от карты к карте различных Масс воздуха и фронтальных систем, если они показаны на картах, и их эволюции, а в противном случае за направлением и скоростью перемещения и эволюцией барических образований и за обусловленными этим изменениями элементов погоды в отдельных, указанных преподавателем пунктах (направление и скорость ветра, облачность, осадки, температура воздуха, ход атмосферного давления, если он указан на картах).

2. Проследить по сериям синоптических карт, аналогичных указанным в задании № 1, за изменением элементов погоды в указанных преподавателем пунктах и обнаружить обусловившие их причины, зафиксировав эти изменения и причины в тетради по следующей форме:

Пункт Год (*Левая страница*)

Дата	Срок (час)	DDF	N	ww (w)	W	TT	PPP (PP)	$\alpha\beta\gamma^1$
.....

(Правая страница)

Причины, обусловившие изменения погоды от карты к карте и примечания
.....

3. Проанализировать серии из нескольких, подобранных преподавателем, карт, аналогичных картам задания № 1, и в результате этого анализа составить «эпигноз» погоды на ближайшие 12—24 часа, считая от срока последней карты серии для пунктов или районов, указанных преподавателем, зафиксировав это обоснование и эпигноз (направление и скорость ветра, облачность, вид и характер осадков, температура воздуха) на бумаге.

¹ $\beta\beta$ — величина барической тенденции в десятых долях миллибара;

ГЛАВА XXIV

ТРОПИЧЕСКИЕ ЦИКЛОНЫ, ТОРНАДО И СМЕРЧИ

§ 121. Тропические циклоны

До сих пор мы рассматривали циклонические возмущения, возникающие и перемещающиеся во внетропических широтах. Но циклоны возникают и перемещаются и между тропиками. Эти циклоны, называемые **тропическими циклонами** (рис. 186), по многим признакам, а именно по распределению атмосферного давления, циркуляции воздуха и общему характеру погоды аналогичны циклонам умеренных широт; по некоторым же признакам они существенно отличаются от этих последних.

Прежде всего в тропических циклонах наблюдаются гораздо **большие величины барических градиентов**, а следовательно, и гораздо **большие скорости ветра**, который, как правило, достигает в них **ураганной силы**.

При этом большая величина барических градиентов, до 25—40 мб (20—30 мм) и даже больше, и ураганной силы ветер — до 40—60 м/сек., а в отдельных случаях даже до 100 м/сек. — наблюдаются в о в с е й области урагана и притом в течение продолжительного времени. (Напомним, что в умеренных широтах, как максимум, в одном случае величина барического градиента достигала 31,2 мб (23,4 мм), да и то кратковременно и в очень небольшом районе, и что только отдельные порывы ветра превосходят — в умеренных широтах — 40 м/сек.)

Кроме того, **поперечные размеры** тропических циклонов **значительно меньше**, чем большинства циклонов умеренных широт. В то время как диаметр циклонов умеренных широт может достигать 2—3 тыс. морских миль, диаметр тропических циклонов обычно около 100—300 морских миль. Однако, наблюдаются тропические циклоны и гораздо больших размеров, до 1000 морских миль в диаметре и больше, но в таких тропических циклонах ветер достигает ураганной силы только в их центральной части диаметром в несколько сот миль, где изобары особенно сближены.

Давление в центре тропических циклонов обычно падает до 973—947 мб (730—720 мм), а в отдельных случаях и ниже 933 мб (700 мм). Так например, наименьшее наблюдавшееся до сих пор давление на уровне моря: 886,8 мб (665,2 мм) наблюдалось в центральном районе тропического циклона над Китайским морем.

В то время как в циклонах умеренных широт изобары имеют весьма различную и обычно неправильную «сложную» форму, в тропических циклонах **форма изобар обычно имеет почти правильную**

эллиптическую форму (см. рис. 188 и 189), а в отдельных случаях приближается к форме окружности.

В то время как циклоны умеренных широт наблюдаются в этих широтах часто и повсеместно, тропические циклоны наблюдаются сравнительно редко, в определенное время и только в определенных районах Атлантического, Индийского и Тихого океанов.

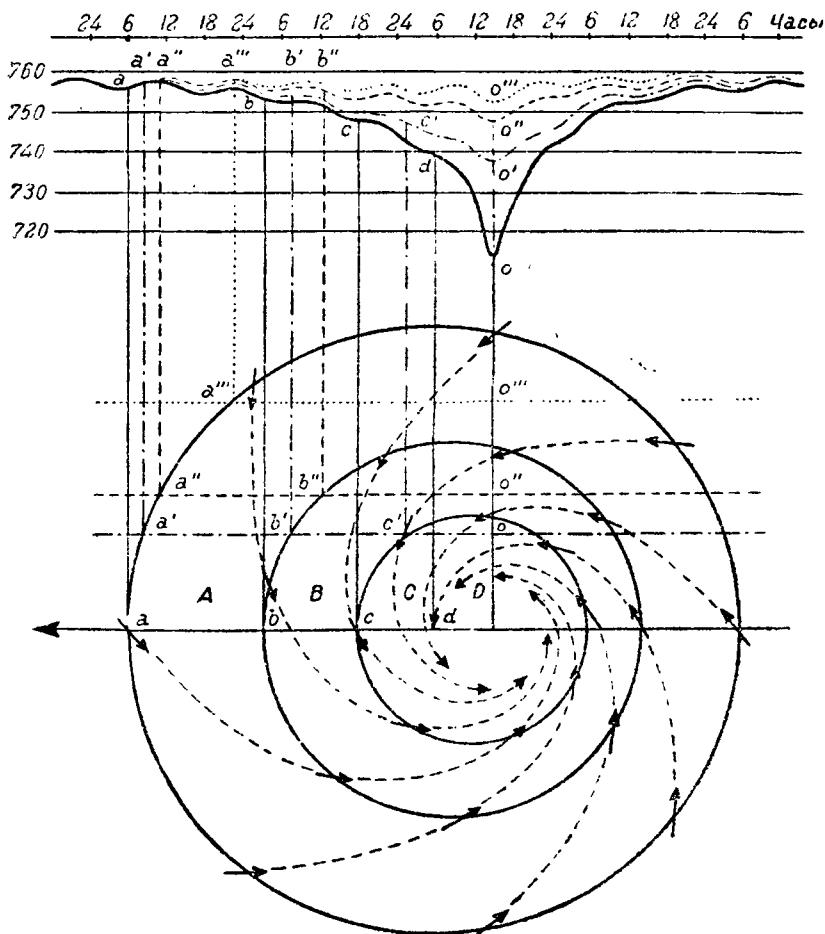


Рис 186 Схема тропического циклона северного полушария и хода атмосферного давления при его прохождении.

В Вест-Индии их местное название — **ураган**, в Китайском море — **тайфун**, в Индийском океане их называют **циклонами**.

Интересно отметить, что распределение давления и ветров в тропических циклонах было изучено ранее, чем в циклонах умеренных широт: применительно к ним и был создан термин «циклон», затем уже распространенный на аналогичные образования умеренных широт.

5) Наконец, как мы подробнее рассмотрим ниже, в то время как циклоны умеренных широт в большинстве случаев перемещаются, в общем от западной половины горизонта к восточной, тропические циклоны, пока они находятся в межтропической зоне — **перемещаются к западу и северо-западу**.

§ 122. Места зарождения и пути перемещения тропических циклонов

Тропические циклоны зарождаются над океанами, но только над определенными из районами и в определенное время, а именно на границах штилевой полосы в конце лета и в начале осени и в областях распространения муссонов во время смен муссонов, характеризующихся затишьями.

Возникают тропические циклоны в этих районах или **как волновые возмущения на тропическом фронте** или в результате достаточно значительного перегрева нижнего слоя воздуха над каким-либо районом по сравнению с окружающими, т. е. **по термическим причинам**.

Для возникновения циклона в качестве волнового возмущения на тропическом фронте необходимо, во-первых, чтобы соответствующий участок фронта лежал достаточно далеко от экватора, т. е. чтобы он проходил в широте, в которой отклоняющая сила вращения Земли имеет достаточно большую величину, и, во-вторых, чтобы разность температур двух Масс воздуха по обе стороны от этого участка тропического фронта была достаточно велика.

Напомним, что для возникновения тропического фронта необходимо, чтобы пассат (муссон) одного полушария пришел в непосредственное соприкосновение с пассатом (муссоном) другого полушария, для чего один из них должен перевалить через экватор, для чего, в свою очередь, термический экватор должен находиться в «другом» полушарии, так что пришедший из этого «другого» полушария воздушный поток может оказаться **холоднее**, чем тот пассат (муссон), с которым он затем «встречается».

Развиваясь, в общем, вполне аналогично циклонам умеренных широт, наибольшей глубины и интенсивности тропические циклоны достигают на третьей стадии их развития, т. е. уже после того, как они — в нижних слоях — превращаются в вихри термически однородного воздуха. Но процесс превращения волны на тропическом фронте в небольшой по размерам вихрь ураганной интенсивности, в отличие от процесса окклюдирования циклонов умеренных широт, протекает чрезвычайно бурно. Объясняется это тем, что воздушные массы в экваториальной зоне над океанами напластованы влажно-неустойчиво и притом близки к насыщению, что делает их напластование близким к неустойчивому. Поэтому фронтальные процессы служат только первым толчком к развитию возмущения, которое дальше протекает не столько за счет восхождения воздушных масс на его фронтальных поверхностях, сколько за счет интенсивного вспышек подъема значительных масс нагретого воздуха снизу и обрушивания значительных масс более холодного воздуха сверху. Вследствие большого запаса энергии влажно-неустойчивости в системе

напластования воздуха над экваториальной зоной океанов, эти вертикальные перемещения воздуха протекают настолько бурно, что над соответствующим районом океана вместо отдельных вертикальных конвекционных струек происходит как бы «п е р е в о р а ч и в а н и е» больших масс воздуха, выведенных «толчком» из состояния неустойчивого равновесия.

Для создания же той обстановки, которая необходима для возможности такого «переворачивания» достаточно значительных масс воздуха над достаточно обширным районом, в свою очередь, необходимо, чтобы над всем этим обширным районом нагревание воздуха снизу происходило достаточно равномерно, т. е., другими словами, чтобы подстилающая поверхность в этом районе была достаточно-

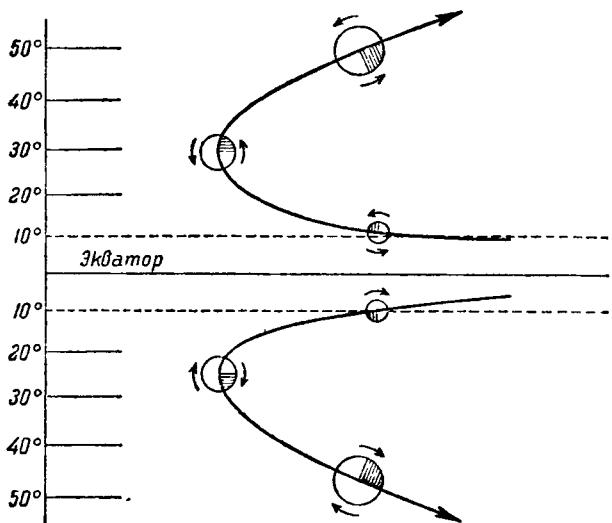


Рис. 187. Схема путей перемещения тропических циклонов.

однородной. Этим и объясняется, почему тропические циклоны возникают только над океанами: над неровной и «пестрой» по характеру поверхностью суши нагревание воздуха происходит неравномерно и возникают только конвекционные струйки, которые по образному выражению С. П. Хромова «разменивают по мелочам энергию влажноустойчивости» напластования.

Однако, при соответствующей обстановке достаточно интенсивные вихревые возмущения могут возникать и над сушей как в тропической зоне, так — летом — и в умеренных широтах. Но относительная глубина, а следовательно, и сила ветра в таких вихрях над умеренными широтами не достигают таких величин, как в экваториальной зоне.

Возникновение тропических циклонов независимо от тропического фронта совершенно аналогично возникновению термических циклонов в умеренных широтах. Необходимый для этого «перегрев» нижних слоев воздуха над каким-либо районом в экваториальной зоне океа-

нов по сравнению с окружающими может быть, например, обусловлен перегревом воздуха над каким-либо островом или группой островов. Очевидно, что и в этих случаях бурность процесса в экваториальной зоне по сравнению с умеренными широтами обусловлена большим запасом потенциальной энергии во влажнонеустойчиво напластованном воздухе в экваториальной зоне.

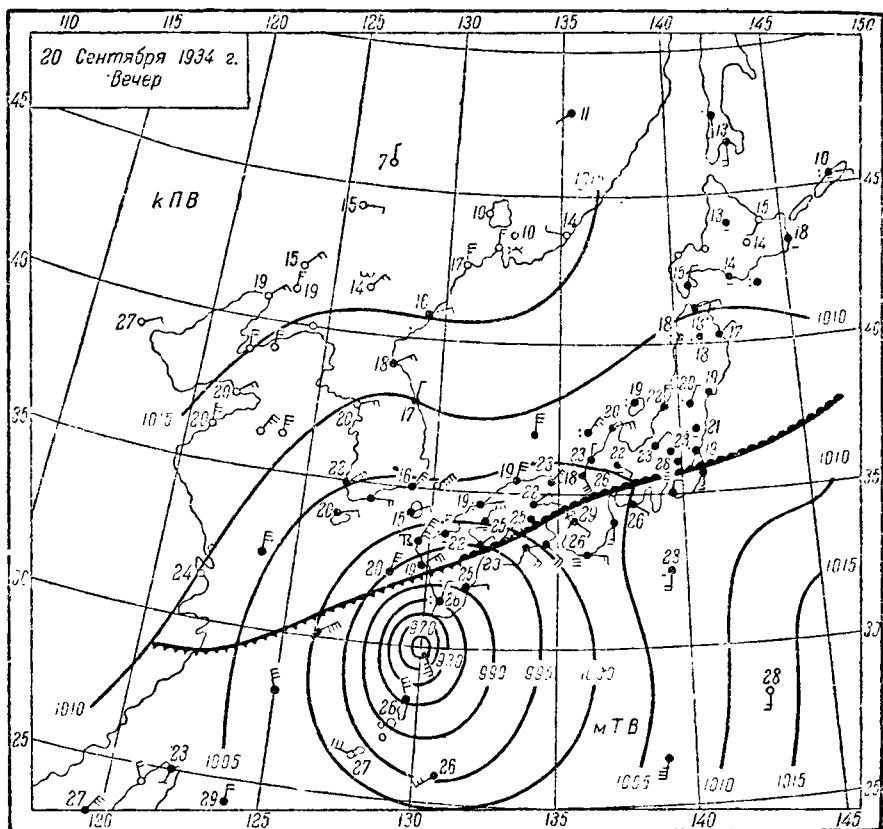


Рис. 188. Тайфун 20—21 сентября 1934 г. перед тем, как центр его «вскочил» на полярный фронт.

В отличие от циклонов умеренных широт, подавляющее большинство которых перемещается, в общем, от западной половины горизонта к восточной, возникший тропический циклон перемещается сперва к западу (рис. 187). Возможно, что причиной перемещения к западу циклонов, возникших в штилевой полосе, являются сильные восточные ветры, дующие на высоте над штилевой полосой, которые и увлекают возникший циклон к западу. Все больше и больше отклоняясь в северном полушарии вправо, а в южном полушарии — влево, тропические циклоны в северном полушарии направляются к северо-

ападу, а в южном — к юго-западу, пока не достигнут полярной границы пассатов, т. е., в общем, тридцатых широт. Если к этому времени тропический циклон еще не затух, он перемещается далее в направлении дующих здесь господствующих ветров, т. е. в северном полушарии к северо-востоку, а в южном — к юго-востоку. Таким образом, тропические циклоны, возникающие в штилевой полосе,

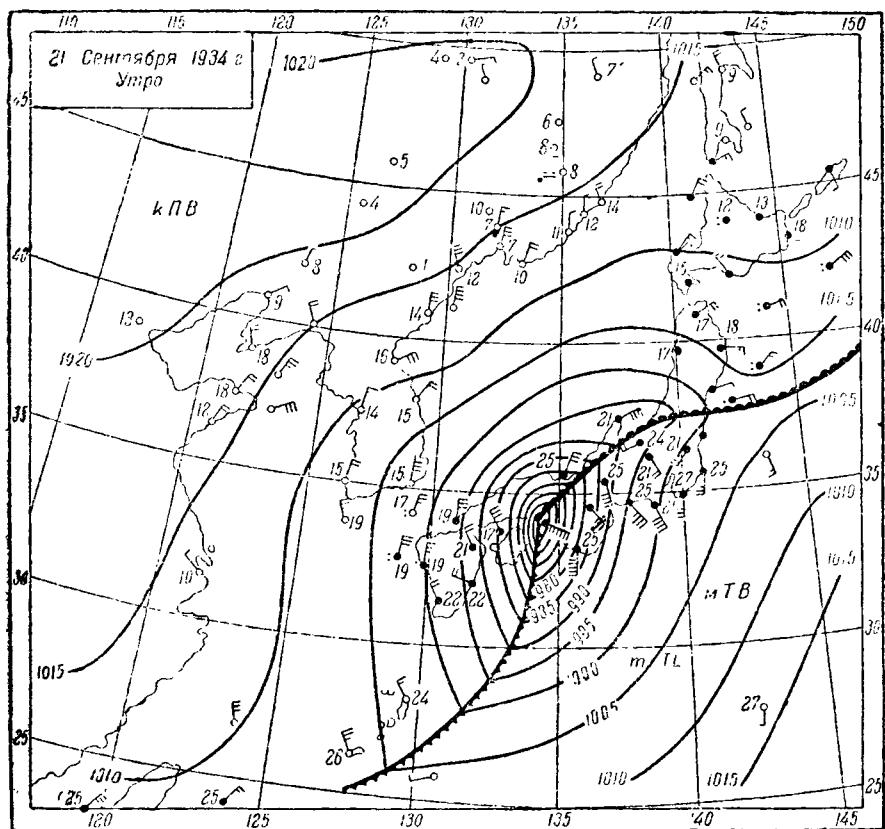


Рис. 189. Тайфун 20—21 сентября 1934 г. после его регенерации на полярном фронте.

перемещаются как бы по параболическим путям, огибаяющим соответствующий субтропический антициклон в направлении его завихрения, т. е. в северном полушарии по ходу часовой стрелки, а в южном — против часовой стрелки.

До точки в вершине параболического пути тропических циклонов скорость их поступательного движения невелика, обычно от 7 до 10 морских миль в час; за точкой же в вершине параболического пути скорость их поступательного движения, а также их горизонталь-

ные размеры, увеличиваются, величина же барических градиентов а следовательно, и интенсивность — уменьшаются, и они превращаются в «обычные» штормовые циклоны, нередко проникающие далеко в умеренные широты. В Атлантическом океане часть таких «бывших» тропических циклонов пересекает океан, но уже с запада на восток. Так, за 1924—1932 гг. Митчелль отметил пять тропических циклонов, прошедших от Антильских островов до Гренландии и Исландии, и четыре, достигших Европы.

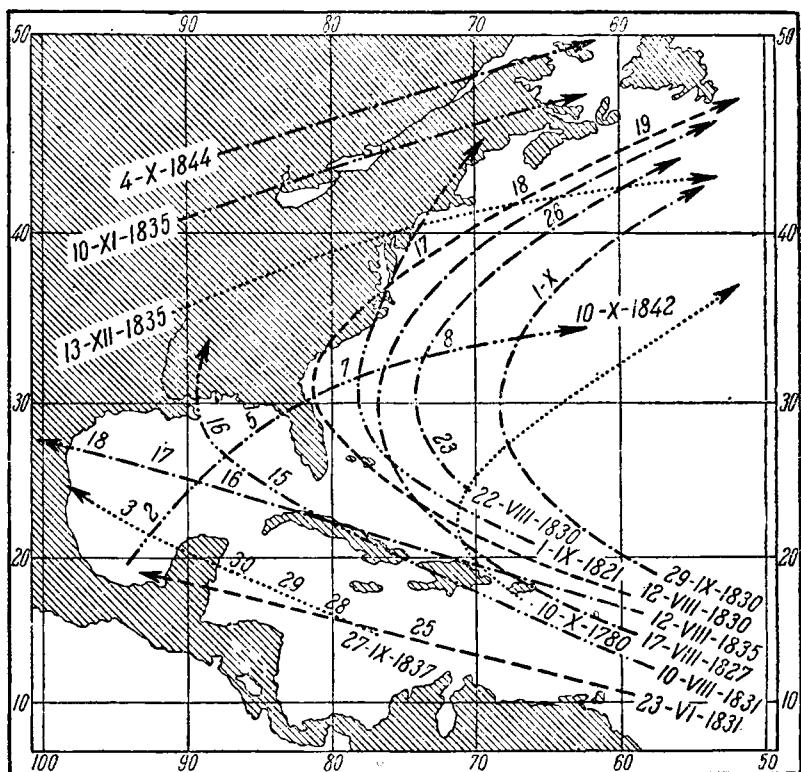


Рис. 190. Пути ураганов в западной части Атлантического океана к северу от экватора (частные случаи).

Изменение направления пути циклона в тридцатых широтах обусловлено не только соответствующим изменением направления «ведущего», т. е. более теплого воздушного потока, но и тем, что в этих широтах в тропический циклон, представлявший до этого вихрь термически однородного тропического воздуха, с полярной его стороны начинает поступать «более холодный» полярный воздух, что ведет к образованию полярного фронта между этим полярным воздухом и тропическим воздухом, усиленно «подаваемым» с юга самим циклоном. Если же поблизости (к северу или северо-западу в северном

полушарии) уже имелся участок полярного фронта, то тропический циклон, так сказать, «втягивает» его в себя и тем самым как бы «вскакивает» на этот полярный фронт.

В отдельных случаях при этом происходит резкая регенерация этого тропического циклона, вполне аналогичная регенерации на

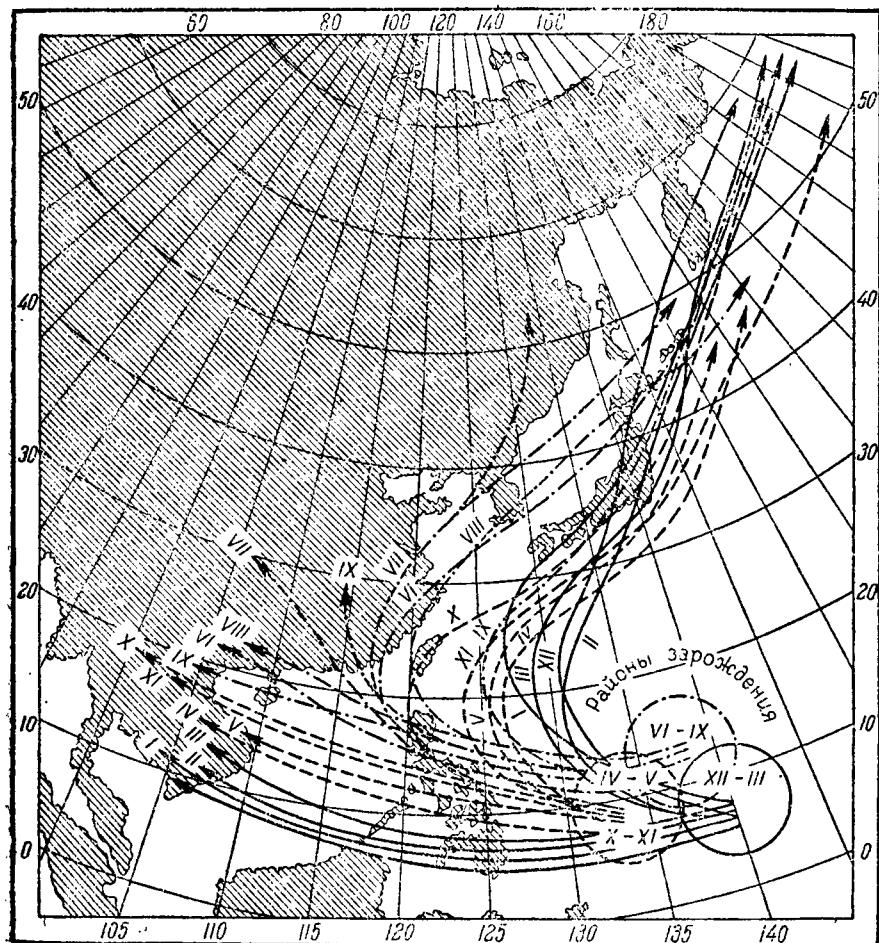


Рис. 191. Пути тайфунов в западной части Тихого океана к северу от экватора.

Арктическом фронте циклона, возникшего на полярном фронте. Такие регенерированные тропические циклоны, сохраняя свою ураганную интенсивность, могут достигать в Атлантическом океане до Исландии, а в Тихом океане — до Камчатки. На рис. 188 и 189 приведен — по С. П. Хромову — тайфун 20—21 сентября 1934 г., непосредственно перед тем как он «вскочил» на полярный фронт, и вызванная этим регенерация его, в результате которой величина градиентов и сила ветров в нем значительно возросли. С вечера 20 на утро 21 сентября,

т. е. за 12 час., давление в центре тайфуна упало с 970 мб до 960 мб. Это был один из самых сильных тайфунов, когда-либо наблюдавшихся в Японии.

Пути тропических циклонов даны по четвертям года на картах английского атласа ветров и туманов. На рис. 190 приведены пути тропических циклонов в западной части Атлантического океана к северу от экватора (по Д о в е), а на рис. 191 — в западной части Тихого океана тоже к северу от экватора (по А л г ё).

В среднем за год число тропических циклонов:

В SW части северной половины Тихого океана	23—24
“ SE	менее 1
“ Тихом океане к югу от экватора	1
“ Бенгальском заливе	7—8
“ Аравийском море	менее 1
“ Индийском океане к югу от экватора	6
“ SW части северной половины Атлантического океана	10
“ Атлантическом океане к югу от экватора	не наблюдалось

Так как в Атлантическом океане и в восточной половине Тихого океана штилевая полоса в течение круглого года расположена к северу от экватора, то все возникающие там тропические циклоны перемещаются от штилевой полосы к северо-западу, и во всей южной половине Атлантического океана и в юго-восточной части Тихого океана тропических циклонов никогда не бывает.

В Индийском океане к югу от экватора штилевая полоса располагается нашей зимой, поэтому здесь в это время года и бывают тропические циклоны. Северная половина Индийского океана и западная Тихого океана заняты муссонами, поэтому здесь тропические циклоны бывают во время смены муссонов, т. е. весной и осенью.

Из приведенных выше данных видно, что наиболее часты тропические циклоны в западной части Тихого океана к северу от экватора. Зарождаются эти тайфуны чаще всего к востоку от Филиппинских островов, пересекают Китайское море и, уклонившись к северу, доходят до Японии и нашего побережья Японского моря, а в отдельных случаях до Сахалина и даже, как уже упомянуто, до Камчатки.

§ 123. Погода в тропических циклонах

Полные данные о состоянии метеорологических элементов в тропических циклонах, в особенности в центральном их районе, были получены на много позже, чем стали известны эти циклоны. Объясняется это тем, что суда, попадавшие в центральный район тропического циклона, или совсем погибали или, во всяком случае, не имели возможности производить метеорологические наблюдения.

Однако, по наблюдениям на судах, на океанических островах и на побережьях континентов было уже известно, что в тропических циклонах, в результате восхождения больших масс очень влажного воздуха образуются мощные облачные массы ливневых облаков, из которых выпадает громадное количество осадков в виде сильнейших ливней, часто сопровождающихся грозовыми явлениями. Расходящееся движение воздуха в более высоких слоях тропических цикло-

нов выносит перистые облака далеко за пределы тропического циклона; эти перистые облака (Ci чпс. и Cc) бывают видны на расстоянии нескольких сот морских миль от его центра.

Скорость ветра, постепенно возрастающая от периферии к центральному району тропического циклона, на некотором расстоянии от него достигает наибольшей величины, порядка 50—60 м/сек., а по некоторым данным и до 100 м/сек., а затем резко ослабевает, и в самом центральном районе тропического циклона наблюдается область штиля диаметром не более 10 морских миль. В этой области штиля облака разрежаются, а иногда появляется даже просвет голубого неба, так называемый г л а з б у р и. Но штиль продолжается очень недолго, всего несколько (15—20) минут, после чего ветер сразу задувает с прежней ураганной силой, но уже от другого, в частности, от противоположного румба в зависимости от того, как именно проходит циклон над пунктом наблюдения. Область полного штиля окружена зоной (диаметром 20—30 морских миль) сравнительного затишья, прерываемого резко налетающими сильнейшими шквалами от различных направлений.

Причину уменьшения облачности в центре тропического циклона можно видеть в следующем. В результате бурного «переворачивания» пластов воздуха, в центральном районе тропического циклона сверху устремляются настолько большие массы воздуха снизу, что приток воздуха к центральному району понизу, несмотря на громадную скорость ветра, не полностью компенсирует там убыль. Вследствие чего в самом центральном районе имеет место нисходящее движение воздуха (рис. 192), что обусловливает адиабатическое его нагревание и ведет к разрушению облачного покрова в центре тропического циклона. Наличие этого процесса подтверждается тем, что в районе «глаза бури», хотя и не всегда, наблюдается резкое, но кратковременное повышение температуры и уменьшение относительной влажности, носящее таким образом «фёновый» характер.

В соответствии с силой ветра в тропических циклонах наблюдается громадное волнение, которое в разных его частях распространяется по различным направлениям в зависимости от направления ветра; поэтому в центральном районе тропического циклона в результате интерференции волн, входящих туда от всех румбов, наблюдается резвычайно беспорядочное и крутое волнение, так называемая **толка**: громадные массы воды обрушаиваются на судно, нередко снося не только все шлюпки и рангоут, но и все верхние надстройки, а часто ведя и к полной гибели даже больших океанских судов.

При прохождении тропического циклона над низкими берегами громадные волны затапливают побережье и производят опустошительные разрушения с многочисленными человеческими жертвами (см. § 3). Поэтому содействует также то, что уровень моря в центральном районе

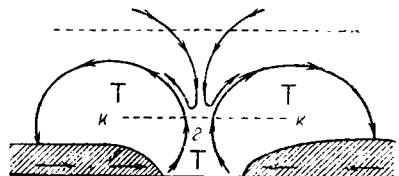


Рис. 192. Вероятная циркуляция воздуха в центральном районе тропического циклона в вертикальном разрезе (кк — уровень конденсации).

тропического циклона стоит выше, чем под его периферией, а именно на 13,6 м.м на каждый миллиметр разности атмосферного давления.

Определенные данные о состоянии метеорологических элементов в центральном районе тропического циклона и о ходе их при прохождении такого циклона над пунктом наблюдения были впервые получены после того, как 20 октября 1882 г.

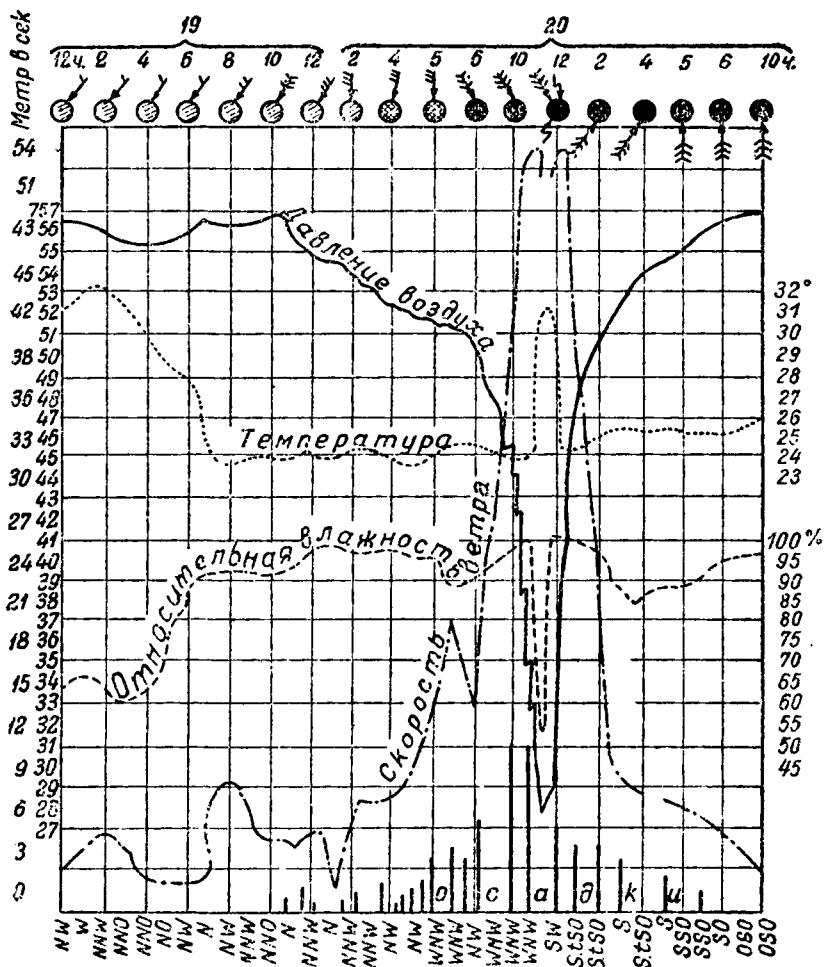


Рис. 193. Ход метеорологических элементов в Манилле во время прохождения тайфуна 19—20 октября 1882 г.

центр тайфуна прошел почти через метеорологическую обсерваторию в Манилле. На рис. 193 показан ход метеорологических элементов в Манилле во время прохождения этого тайфуна, зарегистрированный самописцами.

19 октября, до приближения тайфуна наблюдался типичный для низких широт правильный суточный ход давления. Давление воздуха изменялось совершенно правильно (см. рис. 63): с 10 час. оно падало и в 16 час. достигало наименьшей величины, после чего барометр стал подниматься. Но уже в 19 час. правильный суточный ход давления нарушился, и подъем барометра прекратился; в этих

широтах — это верный признак приближения тропического циклона. С $22\frac{1}{2}$ час. барометр стал быстро падать, а с 8 час. 20 октября его падение стало стремительным и в $11\frac{1}{2}$ час.—момент прохождения центра — давление было 728 мм (970 мб). После этого барометр стал подниматься сначала так же быстро, как падал, а затем все медленнее и медленнее, но все же быстрее, чем падал.

Ветер, дувший до тайфуна от NE с силой 1—2 балла, при его приближении сначала стих совершенно, затем стал свежеть и переходить через N к NW, причем скорость его быстро достигла 12 баллов. Анемометр показал скорость ветра 54 м/сек., после чего он был разрушен ветром. В 11 час. 46 мин. скорость ветра падает почти до пуля, а с 12 час. 2 мин. направление ветра меняется на SW, а скорость снова быстро увеличивается до 12 баллов, но уже в 15 час. скорость ветра уменьшается до 4 баллов.

С утра 19 октября небо начинает затягиваться перистыми облаками, которые постепенно «переходят» в слой As-Ns. Приблизительно с 8 час. 20 октября над Маниллой мощные Сb; около 12 час. — гроза.

По мере увеличения облачности происходит понижение температуры воздуха, которая к 20 час. 19 октября упала до 24°C и оставалась около 25°C до окончания тайфуна. И только при прохождении центра тайфуна, когда наблюдалось кратковременное затишье и прояснение (глаз бури), температура делает резкий скачок (на 7°) вверх, но затем столь же быстро падает.

Относительная влажность, равнявшаяся утром 19 октября 60%, с падением температуры поднимается до 90—100% и удерживается в этих пределах в течение всего тайфуна, только в центре его падая до 55%.

Внизу чертежа (рис. 193) утолщенными вертикальными черточками показано количество выпавшего дождя.

§ 124. Признаки приближения тропических циклонов и правила расхождения с ними

Суда, попавшие в тропический циклон, подвергаются большой опасности. Сила ветра настолько велика, что парусные суда не могут нести никаких парусов и потому лишаются возможности управляться, равно как и паровые суда с маломощными машинами. Но и для больших судов с машинами большой мощности тропические циклоны небезопасны: гребни громадных волн обрушаиваются на палубу и могут снести шлюпки и разрушить надстройки. Вблизи берегов, окруженных опасностями, суда могут оказаться в критическом положении вследствие огромного сноса, направление которого очень трудно определить, потому что в области тропического циклона соответствующим образом меняется и направление ветра и направление волны, причем направление волны в большей или меньшей степени «запаздывает» при этом по сравнению с направлением ветра, так что угол между ними может доходить до нескольких румбов. Поэтому, если корабль будет застигнут тропическим циклоном вблизи берегов, ему рекомендуется укрыться в ближайшем порту-убежище, список которых дается в лоциях; если же приближение к берегам опасно, то корабль должен поспешить отойти от берегов на безопасное расстояние и затем уже руководствоваться даваемыми ниже правилами.

Особенно опасной является центральная часть тропического циклона, в которой волнение достигает наибольшей силы, и по выходе из которой ветер не постепенно усиливается до 12 баллов, а налетает сразу с силой в 12 баллов. Поэтому суда должны принять все меры, чтобы разойтись с центральной частью тропического циклона. Для этого, прежде всего, надо заблаговременно предусмотреть приближение тропического циклона по каким-нибудь признакам. Такими

признаками приближения тропического циклона служат следующие явления:

1) Появление зыби, идущей не от того направления, от которого дует или раньше дул ветер.

Зыбь распространяется по всем направлениям от центрального района тропического циклона и ощущается на громадных расстояниях от него; в сткрытом океане — до 600 морских миль. Так как скорость распространения волны больше скорости вызвавшего ее ветра, то эта зыбь значительно опережает циклон и таким образом и служит предвестником его, причем направление, от которого идет зыбь, практически указывает направление, в котором находится центр циклона. Но там, где распространению зыби могут помешать острова, как, например, в Южном и Восточно-Китайском морях, в Желт. и Японском морях, направление зыби может значительно отличаться от направления на центр циклона, когда острова находятся между ним и наблюдателем, так как зыбь должна огибать эти острова.

2) В тропиках — нарушение правильного суточного хода давления и затем быстрое его падение, а вне тропиков — только быстрое падение давления.

3) Появление Сі иңсінис или Сс, надвигающихся с той стороны, откуда приближается тропический циклон, а позднее — появление на горизонте в той же стороне нагромождения ливневых облаков.

4) Угрожающее состояніе атмосферы, зловещие закаты или восходы Солнца, удушливая погода, затишье.

5) Частые и сильные электрические разряды в атмосфере, созданные очень сильные помехи при радиоприеме, в особенности, когда тропический циклон проходит между радиостанцией отправления и приема. Наиболее интенсивные атмосферные разряды наблюдаются в том направлении, в котором находится центр тропического циклона, так что, определив помощью радиопеленгатора направление на район наиболее интенсивных «атмосфериков», можно составить заключение и о направлении, в котором находится центр циклона, а повторяя эту операцию несколько раз, — и о направлении его перемещения.

Из всех этих признаков наиболее надежным является второй. Нарушение правильного суточного хода может начаться часов за 30, а быстрое падение давления — часов за 12 до зоны ураганного ветра тропического циклона. Остальные признаки могут наблюдаться, а могут и отсутствовать.

Если судно находится в такой части океана, где вообще бывают тропические циклоны, и барометр начинает падать, а ветер быстро свежеет, то надо считать, что приближается тропический циклон, и сейчас же определить направление, в котором находится его центр. Для этого руководствуются правилом Бейс-Балло:

Если стать спиной к ветру, то центр циклона лежит на 4—8 румбов влево в северном полушарии и на 4—8 румбов вправо — в южном полушарии.

После этого надо определить, в какой половине тропического циклона относительно пути его центра находится корабль, а для этого надо проследить за тем, как изменяется направление ветра. Чтобы это сделать как можно скорее, рекомендуется парусным судам леть

в дрейф, а паровым привести против встречи и уменьшить ход или застопорить машину и тогда следить за изменением ветра.

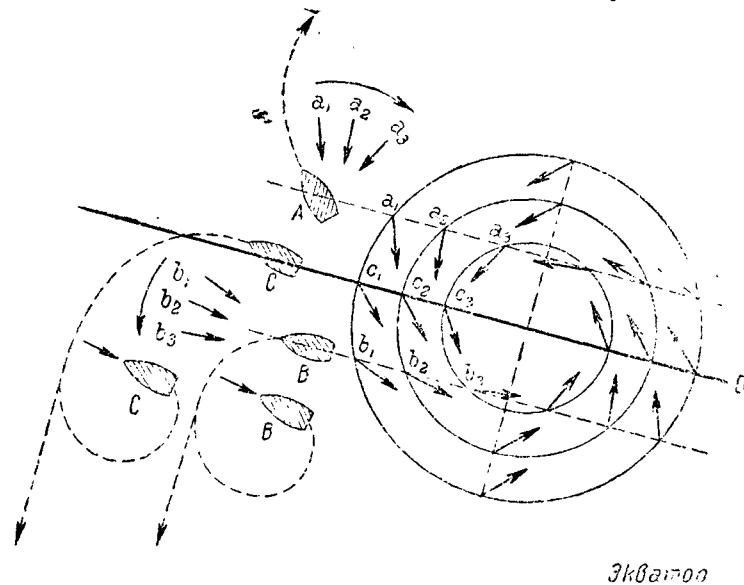


Рис. 194.

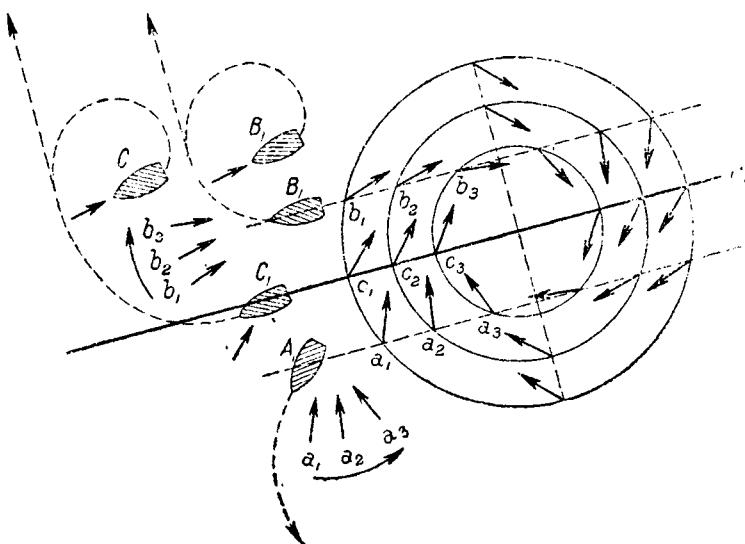


Рис. 194. Схема, иллюстрирующая правила расхождения с центром тропического циклона, по Р о и д е л е.

На рис. 194 показано несколько положений корабля относительно пути центра тропического циклона, который изображен большими стрелками. Последовательные направления ветра на судне в точ-

ках a_1 , a_2 и a_3 и соответственно в точках b_1 , b_2 и b_3 показаны у корабля стрелками, пронумерованными цифрами 1, 2 и 3.

Если корабль находится с полярной стороны траектории тропического циклона, как например, в точках A и A_1 , так что циклон проходит между кораблем и экватором, то, как это видно из чертежа, по мере надвижения циклона на корабль ветер на корабле меняется в северном полушарии по часовой стрелке, а в южном полушарии — против часовой стрелки.

Если же корабль находится с экваториальной стороны траектории тропического циклона, как например, в точке B и B_1 , так что корабль проходит между циклоном и экватором, то по мере надвижения циклона на корабль ветер на корабле меняется в северном полушарии против часовой стрелки, а в южном полушарии — по часовой стрелке.

Наконец, если судно находится как раз на пути центра тропического циклона, например, в точке C или C_1 , то по мере надвижения циклона на судно ветер быстро свежеет, направление же его не изменяется.

Из этого вытекают следующие правила для определения положения корабля относительно траектории центра тропического циклона, пока циклон находится между тропиками:

Если направление ветра на корабле меняется по часовой стрелке, то через корабль проходит: правая половина тропического циклона, т. е. в северном полушарии полярная половина тропического циклона, в южном полушарии — экваториальная его половина.

Если направление ветра на корабле меняется против часовой стрелки, то через корабль проходит левая половина тропического циклона, т. е. в северном полушарии экваториальная половина тропического циклона, а в южном полушарии — полярная его половина.

Если направление ветра на корабле не меняется, а барометр падает и сила ветра возрастает, то корабль находится на самом пути центра тропического циклона.

Когда выяснилось, что тропический циклон действительно приближается, то на любом корабле, независимо от того, какой частью пройдет циклон над кораблем, — все «могущее смещаться» должно быть основательно принайтовлено, а все люки и отверстия — основательно задраены.

Как только положение корабля относительно пути центра тропического циклона выяснено, надо взять определенный курс по отношению к ветру, руководствуясь следующими правилами:

В северном полушарии лечь на правый галс, причем:

1) Если через корабль проходит полярная половина тропического циклона — итти бейдевинд правого галса и приводить против ветра по мере того, как ветер будет отходить, до тех пор, пока барометр не начнет подниматься.

2) Если через корабль проходит экваториальная половина тропического циклона — лечь бакштаг правого галса и итти взятым курсом до тех пор, пока барометр не начнет подниматься.

3) Если корабль находится на самом пути центра тропического

циклона — лечь фордевинд и итти взятым курсом до тех пор, пока барометр не начнет подниматься.

В южном полушарии лечь на левый галс, причем:

1) Если через корабль проходит полярная половина тропического циклона — итти бейдевинд левого галса и приводить против ветра по мере того, как ветер будет отходить, до тех пор, пока барометр не начнет подниматься.

2) Если через корабль проходит экваториальная половина тропического циклона — лечь бакштаг левого галса и итти взятым курсом до тех пор, пока барометр не начнет подниматься.

3) Если корабль находится на самом пути центра тропического циклона — лечь фордевинд и итти взятым курсом до тех пор, пока барометр не начнет подниматься.

Если берега, стмели и пр. не оставляют достаточно простора, чтобы судно могло уходить от центра, правя бакштаг, то рекомендуется привести на левый галс в северном полушарии и на правый — в южном.

Во всех случаях надо править так, как указано, до тех пор, пока барометр не начнет подниматься, т. е. до тех пор, пока судно не пройдет линию центра тропического циклона. Для паровых судов правила сохраняются те же, что и для парусных, но, конечно, управляться ими легче.

Из схемы на рис. 194 понятно, что, руководствуясь указанными правилами, корабль будет удаляться от пути центра тропического циклона, но в разных случаях неодинаково быстро. Если — между тропиками — корабль находится в переднем квадранте полярной половины тропического циклона, то при курсе бейдевинд ветер и волна будут сильно сносить корабль в направлении к пути центра, так что разойтись с центром трудно. К тому же, так как направление волны всегда запаздывает относительно направления ветра, то корабль может оказаться бортом к направлению волны, что значительно увеличивает опасность. Поэтому передний квадрант полярной половины тропического циклона называется опасным.

В переднем квадранте экваториальных половин ветер и волна не мешают расхождению с центром циклона.

Однако, при положениях 2) и 3), по мере продвижения циклона, на судах, идущих указанными курсами, ветер и направление набегания волны будут все больше и больше заходить, так что через некоторое время судно начнет принимать удары волны уже своей бортовой частью. Если, вследствие большой силы волнения, это может представить опасность для судна — следует лечь бакштаг правого галса в северном полушарии и бакштаг левого галса в южном полушарии (но отнюдь не фордевинд) и приводить к ветру по мере того, как он будет заходить.

Если же — при положениях 2) и 3) — вследствие большой силы волнения опасность представляют удары волны и в кормовую часть судна, а также в тех случаях, когда путь в нужном направлении прегражден сушей, рифами или отмелю, то паровым судам с достаточно сильной машиной следует, как показано на рис. 194, сделать поворот через фордевинд и «лечь в дрейф», т. е. стать носом против волны,

имея только столько хода, сколько необходимо, чтобы удерживать судно против волн и помешать развороту его ветром, имея вместе с тем по возможности минимальное поступательное движение, которое при указанном положении будет, очевидно, приближать судно к пути центра тропического циклона. Как показывает опыт, для этого маневра судам с высоким полубаком, который облегчает им возможность держаться против волны, но увеличивает опасность разворота судна давлением ветра на его носовую часть, в отдельных случаях требовалась скорость хода до 12 узлов, причем судно имело все же поступательное движение около 3—4 узлов. Очевидно, что для маломощных паровых судов и парусников этот маневр неосуществим. Однако, и им, как сказано, приходится прибегать к аналогичному маневру, т. е. по мере возможности держаться против волны и ветра, в тех случаях, когда впереди по курсу бакштаг находится побережье или опасность.

Следует иметь в виду, что всякое маневрирование в тропическом циклоне, не говоря уже об обнаружении и опознании побережий и опасностей, значительно затрудняются тем, что **проливной дождь и густая водяная пыль**, срываемая ураганным ветром с гребней громадных волн, очень сильно **уменьшают дальность видимости**; там, где оба эти фактора действуют сообща, она может стать даже меньше 50 м.

Для современных паровых судов с большой скоростью хода, превосходящей иногда скорость перемещения самого тропического циклона, может возникнуть опасность догнать его и войти, с более или менее попутным ветром, в его центральный район — с тылу. Такой случай имел место в Индийском океане: большой пароход, зашедший таким образом в центральный район тропического циклона, выбрался из него с большим трудом и понес большие повреждения.

Для безопасности рекомендуется сразу, как только появятся признаки, что корабль **входит в область тропического циклона**, счищать себя находящимся в опасном квадранте и лечь бейдевинд **должного галса**, а затем уже, если изменение направления ветра покажет, что корабль оказался не в опасном квадранте, изменить курс на бакштаг.

Все приведенные здесь правила остаются справедливыми, но какому бы направлению ни двигался тропический циклон.

Для определения направления на центр тропического циклона и направления его перемещения иногда пользуются так называемыми **штормовыми картами** (рис. 195). Штормовая карта представляет упрощенную схему циклона, начертанную на целлюлOIDной пластинке; изобары изображены на ней концентрическими окружностями. На внешней окружности стрелками нанесены направления ветров, которые должны наблюдаться в соответствующих точках на изобаре, при приемлемом угле отклонения направления ветра от направления градиента равным 4 румбам. На картушке проведены два диаметра, соответствующих направлениям NS и WO. Когда корабль вошел в область тропического циклона, картушку накладывают на карту так, чтобы ее диаметр, соответствующий линии NS, был параллелен меридианам карты, а на счислимом месте корабля пришла бы та точка внешней окружности (внешней изобары), в которой нанесен ветер наблюдаемого в этот момент на корабле направления (истинного, конечно). Направление от места корабля на центр картушки покажет тогда направление, в котором находится центр тропического циклона.

Так как в тропических циклонах по мере приближения к центру угол отклонения ветра от направления градиента увеличивается, то на штормовой карте нанесены еще две изобары меньшего диаметра, в нескольких точках которых показаны направления ветров, считая угол отклонения равным, соответственно, 6 и 7 румбам. Еще ближе к центру угол этот составляет уже 8 румбов, и на периферии центрального района тропического циклона ветер дует уже по изобарам. Можно принять, что корабль должен считать себя на периферии зоны между внешней и второй «изобарами» — при первых признаках приближения тропического циклона; в зоне между второй и внутренней «изобарами» — когда скорость падения давления будет от 0,8 до 1,5 мм (1,1—2,0 мб) в час и «внутри» внутренней окружности, если падение барометра достигает или превосходит 2,0 мм (2,7 мб) в час.

Повторив указанную операцию несколько раз через определенные промежутки времени, можно получить представление о направлении и перемещении тропического циклона.

Нетрудно видеть, что построение штормовых картушек и использование ими основано на правиле Бейс-Байло.

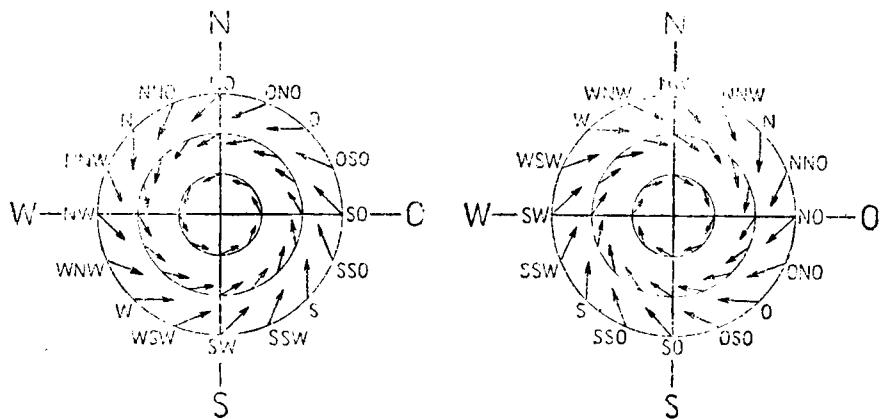


Рис. 195. Штормовые картушки.

Существенную помощь кораблевождению в тех районах океанов, в которых наблюдаются тропические циклоны, оказывает организованная теперь **Служба предупреждения кораблей в мере о местонахождении обнаруженного тропического циклона и направлении и скорости его перемещения**. Для этого все суда, обнаружившие признаки приближения тропического циклона или уже находящиеся в области тропического циклона, сообщают об этом по радио и затем периодически сообщают направление и скорость ветра, величину давления атмосферы и его падения, направление, откуда идет зыбь, и пр. Сведения эти предназначены для Бюро Погоды, обслуживающего данный район океана, но могут быть использованы и непосредственно другими судами, принявшими такое радиосообщение.

Получив эти данные от одного или от нескольких судов, Бюро Погоды наносит их на карту и по ним определяет местоположение центра тропического циклона и направление и скорость его перемещения, после чего периодически сообщает эти данные с помощью кодом по радио как для надобностей судов в море, так и для предупреждения судов в портах и населения на побережьях.

Литерную схему этого кода и коды для отдельных сообщаемых данных можно найти в полных сборниках метеорологических кодов и в соответствующих лекциях.

Кроме того, по распоряжению Бюро Погоды, в портах и в некоторых точках побережий поднимаются специальные сигналы, указывающие на приближение тропического циклона. Список этих перьев и точек на побережьях и значение сигналов приводятся в лекциях.

§ 125. Торнадо и смерчи

Иногда в тропосфере возникают вихри с вертикальной осью, очень небольшого диаметра, отличающиеся тем не менее большой разрушительной силой: таковы, например, те вихри, которые чаще всего наблюдаются в Северной Америке, где они получили испанское название — **торнадо**. Еще меньшего диаметра те вихри, которые вызывают образование на море водяных смерчей, а на суше — **песчаных и пылевых смерчей**.

При возникновении смерча и торнадо, из низкой тучи вытягивается книзу отросток в виде конуса (хобота), который постепенно удлиняется. На море под ним вода начинает волноваться, как бы кипеть, и затем появляется выступающий из воды конус; оба конуса соединяются и образуют один крутящийся водяной столб, передвигающийся вместе с тучей (рис. 196-*a* и *б*). При образовании смерча на суше в нижней его части наблюдается столб пыли или песка. Диаметр смерчей обыкновенно очень мал — несколько метров или десятков метров, диаметр торнадо — несколько сот метров и больше. Существование их продолжается от нескольких минут до 3—4 часов и движутся они со скоростью тучи над ними, т. е. по большей части медленно, но иногда со скоростью до 30—40 км/час. За это время они успевают пройти путь от нескольких сот метров до нескольких сот километров; этот путь на суше бывает отмечен громадными разрушениями. Скорость вращательного движения, и стало быть и скорость ветра, увеличивается к центру смерча и торнадо и вблизи его достигает 50, а иногда 100 м/сек.

Направление вращения большую частью такое же, как в циклонах, т. е. в северном полушарии против часовой стрелки, хотя в смерчах наблюдалось вращение и по часовой стрелке. Прохождение смерча или торнадо через какой-нибудь пункт длится всего несколько секунд, редко минут. За это время барометр обнаруживает резкое падение в несколько миллиметров и сейчас же опять поднимается. Давление в центре торнадо никогда еще не удавалось наблюдать.

Смерчи и торнадо наблюдаются чаще в малых широтах; в умеренном поясе они образуются в теплое время года и преимущественно в послеполуденные часы.

Суда должны избегать встречи со смерчами, что для паровых судов обыкновенно сделать нетрудно, так как смерчи движутся не быстро и бывают видны с достаточно большого расстояния. Большую опасность представляют смерчи для парусников, так как наблюдаются они обычно при штилевых положениях, что затрудняет или даже делает невозможным маневрирование для парусного судна.

С пылевыми и песчаными смерчами не следует смешивать пылевые и песчаные вихри, которые имеют иной характер и возникают совсем по другим причинам.

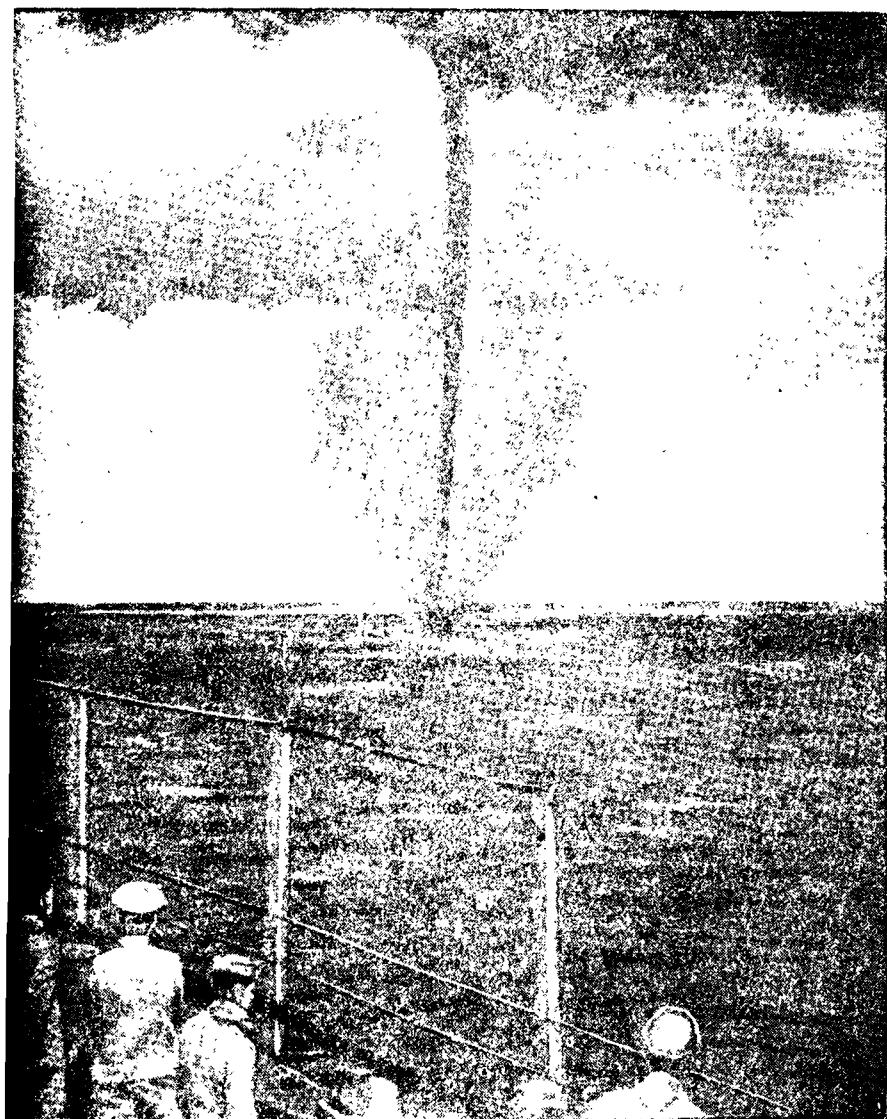


Рис. 196-а. Водяной смерч на Желтом море.

Действительно, как это можно считать доказанным, то весьма сильное ротационное движение вокруг вертикальной оси, которое присуще всем как пылевым и песчаным, так и водяным смерчам и торнадо, и которое обуславливает их сильное разрушительное действие, зарождается в слоях на высоте порядка

1,5—4 км от земной поверхности и притом в массе хорошо развитого ливневого облака, в виде весьма сильного ротационного движения в окруж г о р и з о н т а л ь н о й оси.

По причинам, еще не выясненным, один из «концов» такого вихря с горизонтальной осью загибается и вытягивается книзу в виде «хобота», увлекая книзу и часть облачной массы Сб. Вдоль оси такого хобота, вследствие весьма сильного ротационного движения, наблюдается сильное разрежение воздуха. Поэтому, когда конец хобота, вытягиваясь книзу, достаточно приближается к земной поверхности, он «всасывает» и поднимает до большой высоты соль, песок или воду (а если такие окажутся на его пути, то и солому, птицы, сломанные ветви деревьев, обломки крыш, зданий и пр.), в зависимости от того, над чем именно проходит смерч. Наблюдались случаи, что смерчи вместе с водой, всасывали кверху также рыб, лягушек и т. п. С ослаблением смерча все поднятые им предметы падают на земную поверхность; в последнем случае также рыбы и лягушки, откуда и поверия о рыбных и лягушачьих «ожаях».

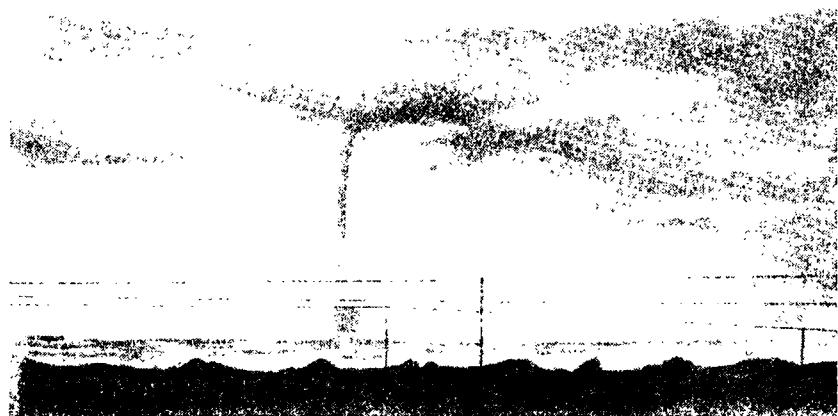


Рис. 196-б. Водяной смерч. Хорошо видна форма нижней части смерча, напоминающая «морского ежа».

Нетрудно видеть, что вращение смерча по или против часовой стрелки зависит от того, который из концов вихря с горизонтальной осью на высоте загибается и опускается книзу.

Таким образом, водяные, пылевые и песчаные смерчи (и торнадо) всегда «начинаются» сверху и всегда связаны с мощной облачной массой Сб, причем смерчи — с Сб главным образом термического происхождения, а торнадо — с Сб динамического происхождения. Пылевые же и песчаные вихри возникают, наоборот, при ясной погоде, в результате сильного восходящего движения воздуха над каким-либо небольшим участком по тем или другим причинам перегрева по сравнению с окружающими; например, вследствие отсутствия растительности, более благоприятного расположения относительно солнечных лучей по условиям неровностей местности и т. п. Таким образом, пылевые и песчаные вихри всегда «начинаются» снизу; они обычно имеют гораздо меньшую высоту, чем смерчи; гораздо меньше и скорость их ротационного движения, так что они почти не оказывают разрушительного действия.

Наконец, небольшие пылевые и песчаные, а также суговые вихорьки и вихоречки являются результатом турбулентных движений в нижнем слое воздуха.

Контрольные вопросы к главе XXIV

1. Каковы характерные признаки тропических циклонов и как эти циклоны называют в Атлантическом океане и в западной части северной половины Тихого океана?
 2. Над какими районами тропические циклоны зарождаются, какими путями обычно следуют и какие при этом претерпевают изменения?
 3. Наблюдаются ли тропические циклоны в южной половине Атлантического океана и в восточной части южной половины Тихого океана и если нет, то почему?
 4. При каких условиях зарождаются тропические циклоны в северной половине Индийского океана и в западной части Тихого океана?
 5. Какие явления могут служить признаками приближения тропического циклона?
 6. Какие из явлений, наблюдающихся в тропических циклонах и обусловливаемых ими, представляют наибольшую опасность для мореплавания?
 7. Для чего служат штормовые картушки и как ими пользуются?
 8. Какие правила выработаны для расхождения с центрами тропических циклонов?
 9. Что называют «смерчами» и «торнадо» и где они наблюдаются?
-

ГЛАВА XXV

ПРОДУКЦИЯ СЛУЖБЫ ПОГОДЫ

Характер продукции каждого Бюро Погоды определяется запросами тех государственных органов и отраслей народного хозяйства, которые это Бюро призвано обслуживать. Поэтому разновидности продукции отдельных Бюро Погоды в большей или меньшей степени отличаются друг от друга как по содержанию, так по форме и объему. При рассмотрении приводимых здесь разновидностей продукции Службы Погоды мы, в качестве образца, будем придерживаться, главным образом, продукции «Сектора Службы погоды Ленинградского Управления Гидрометеорологической Службы», или, короче, Ленинградского Бюро Погоды (по данным на ноябрь 1938 г.).

§ 126. Основные метеосводки и рабочие синоптические карты погоды

Одной из главнейших разновидностей продукции всех Бюро Погоды являются те сводки с данными результатов метеорологических и аэрологических, а частью и гидрологических наблюдений станций синоптической сети на соответствующей территории или так называемые м е т е о с в о д к и, которые предназначены, прежде всего для других Бюро Погоды. На них базируется вся текущая оперативная и исследовательская работа Службы Погоды и их можно поэтому назвать о с н о в н ы м и. Сводки эти передаются в точно установленные сроки после каждого из основных сроков наблюдений, т. е. в СССР после наблюдений в 1 час., 7 час., 13 час., и 19 час. (Во многих государствах, главным образом, для обслуживания авиации, кроме того, производятся наблюдения и передаются сводки за 4 часа, 10 час., 16 час. и 22 часа.) Все эти сводки передаются в кодированном виде по соответствующей международной схеме и, как правило, по радиотелеграфу, чаще всего и на длинных и на коротких волнах.

Как об этом уже было сказано выше, данные о кодах, сроках передачи, длине волны и прочие сведения, необходимые для приема и использования основных метеосводок, можно найти в специальных, ежегодно переиздаваемых справочниках, как например, в сборнике «Коды метеорологических и ледовых телеграмм» издания Гидрографического Управления ВМФ.

Данные о тех из основных метеосводок, которые наиболее удобны для использования на судах в плавании, можно, кроме того, найти в лоциях соответствующих морей.

Второй из главнейших разновидностей продукции Службы Погоды являются рабочие синоптические карты, составляемые

мые во всех Бюро Погоды по данным основных метеосводок. В Бюро Погоды данные на рабочие карты наносят квалифицированные техники, а дальнейшая обработка их, т. е. проведение на них изолиний, линий фронтов и пр. делается дежурными синоптиками.

В Ленинградском Бюро Погоды составляются следующие рабочие карты:

1) Четыре комплеクсы рабочие синоптические карты погоды за четыре основные срока наблюдений, а именно ночная, утренняя, дневная и вечерняя. Эти карты составляются на бланковых картах масштаба $1 : 10 \cdot 10^6$, охватывающих всю Европу, часть западной Азии, северо-восточную часть Атлантического океана, значительную часть Северного Ледовитого океана и северное побережье Африки. Наносятся — по полной международной модели — данные в общей сложности 350—400 станций. (Составление каждой из этих карт требует около $4\frac{1}{2}$ часов; отчасти потому, что данные поступают не сразу, а постепенно и с перерывами.)

2) Три карты изотенденций, а именно на 7 час., 13 час. и 19 час., на бланковых картах в масштабе $1 : 20 \cdot 10^6$. (Составление каждой из них, отчасти по той же причине, требует около $2-2\frac{1}{2}$ часов.)

3) Карта минимальных температур воздуха и — зимой — высоты снежного покрова на бланковых картах того же масштаба.

4) Карта направления и скорости ветра на различных высотах за определенный срок, составляемая по данным шаропилотных наблюдений на сети аэрологических станций (на бланковых картах того же масштаба).

К основному же рабочему материалу Бюро Погоды следует отнести также номограммы и таблицы (давление, температура и относительная влажность воздуха), составляемые сейчас во всех Бюро Погоды по данным результатов подъемов радиозондов, или же метеорографов на самолетах или змеях в нескольких пунктах (в Ленинграде, в среднем, для 8 пунктов).

Эти материалы имеют особенно большое значение при определении характера воздушных масс и, в частности, степени устойчивости их напластования.

В Центральном Институте Погоды в Москве, кроме того, ежедневно составляются синоптические карты погоды для всего северного полушария; данные на них наносят по упрощенной модели, на бланковых картах в масштабе $1 : 30 \cdot 10^6$. Фотографические снимки с этих карт в тот же день передают по бильдаппарату (телеграфный аппарат, передающий изображения) в Ленинград и в другие пункты, имеющие связанные с Москвой бильдаппараты.

§ 127. Бюллетени погоды

Для информации заинтересованных организаций и населения каждое Бюро Погоды издает Ежедневный Бюллетень Погоды. Помимо информационных целей, ежедневный бюллетень имеет большое зна-

чение в качестве учебного материала для практических занятий в тех многочисленных учебных заведениях, в которых изучается Метеорология.

На одной стороне бюллетеня помещаются следующие данные:

1) Синоптическая карта погоды за утро «сегодня» на территории, обслуживаемой данным Бюро Погоды и в прилегающих районах, на бланковой карте в масштабе 1 : 3 · 10⁶. Данные на эту карту наносятся по полной международной модели. В бюллетене Ленинградской Бюро Погоды эта карта включает Ленинградскую область, части Карело-Финской ССР, Кольский полуостров, а также Финский залив и часть Балтийского моря с их побережьями. В зимнее время на этих картах особыми условными знаками (указанными в бюллетене) наносится также состояние льда в Финском заливе.

2) Синоптическая карта погоды за вечер «вчера» на достаточно обширной территории, на бланковых картах в масштабе 1 : 20 · 10⁶. На эту карту данные наносят по упрощенной модели (направление сила и характер ветра, температура воздуха, общая облачность погода «в срок»); кроме того, на ней даны изобары, линии фронтов, индексы воздушных Mass, а нередко особыми штриховками таю, зоны осадков и туманов. В бюллетенях Ленинградского Бюро Погоды на этой карте указываются данные 200—220 станций; она охватывает же, в общем, территорию, что и рабочая комплексная карта этого Бюро Погоды.

3) Синоптическая карта погоды за утро «сегодня» — вполне аналогичная только что описанной вечерней карте погоды.

4) Карта количества осадков, выпавших на всех станциях синоптической сети обслуживаемой территории с 7 час. «вчера» до 7 час. «сегодня» — на бланковой карте в масштабе 1 : 10 · 10⁶. Количество осадков дается в миллиметрах и десятых долях миллиметра. В зимнее время на этой карте, кроме того, дается и высота снежного покрова на этих станциях, в сантиметрах. (Эти данные пишутся у станции под дробной чертой.)

5) Бланковая карта обслуживаемой территории в масштабе 1 : 20 · 10⁶ для показания тех пунктов, в которых подняты штурмовые сигналы (см. § 129). В этих пунктах поднятые сигналы и изображаются (см. приложение 1). Таблица сигналов дана в бюллетене.

6) Краткий обзор синоптического положения за утро «сегодня» над обслуживаемой территорией и прилегающими районами с указанием изменений, ожидаемых в этом положении на «завтра».

7) Прогнозы погоды на сутки от 24 час. «сегодня» до 24 час. «завтра» для районов обслуживаемой территории.

8) Периодически — в бюллетенях некоторых Бюро Погоды — прогнозы погоды на 2—3 дня и на большие сроки вперед.

На другой так называемой бланковой стороне бюллетеня помещаются следующие данные:

1) Так называемый «цифровой материал», т. е. результаты наблюдений метеорологических станций синоптической сети на обслуживаемой территории за 13 час. и 19 час. «вчера» и за 1 час и 7 час. «сегодня». Для экономии места этот цифровой материал дается в кодированном виде, по полным международным схемам.

2) Направление и скорость ветра на различных высотах в нескольких пунктах на обслуживаемой территории по данным шаропилотных наблюдений в этих пунктах.

3) Давление, температура и относительная влажность воздуха на различных высотах в одном или в нескольких пунктах на обслуживаемой территории, по данным радио-зондажей или подъемов метеографов на самолетах или змеях.

4) Цифровой материал, подробно характеризующий погоду в пункте расположения Бюро Погоды в течение предшествующих суток и за утро «сегодня», а именно — в бюллетене Ленинградского Бюро Погоды — максимальная и минимальная температура воздуха за сутки, среднесуточная температура воздуха и сличение ее с наибольшими и наименьшими среднесуточными температурами за время с 1743 г.; ход относительной влажности, продолжительность солнечного сияния, высота уровня воды в реке Нева, особые явления и т. п.

5) Условные знаки, применяемые на картах бюллетеня, и значение этих знаков и цифр.

Ежедневный бюллетень Ленинградского Бюро Погоды выходит ежедневно, кроме выходных дней, около 17 час.¹ и некоторым подписчикам доставляется сразу же, нарочными. Бюллетень за выходные дни выходит в ближайший последующий день.

В ежедневном бюллетене Центрального Института Погоды в Москве на одной сторонедается синоптическая карта погоды за утро «сегодня» для той же, примерно, территории, что и на картах погоды за вечер и утро в Ленинградском Бюллетене, но на карте в масштабе 1 : 10 · 10⁶ и с данными по полной международной модели.

На другой стороне бюллетеня ЦИП дается синоптическая карта погоды за утро «сегодня» по всему северному полушарию с данными по упрощенной модели.

Обе карты — в три краски.

Цифровой материал по сети избранных станций синоптической сети СССР (в общем около 220 станций) прилагается к бюллетеню ЦИП на отдельных листках.

Многие Бюро Погоды, помимо ежедневного бюллетеня, издают еще «Декадный Гидрометеорологический Бюллетень», который содержит материал, характеризующий состояние ход метеорологических и гидрологических элементов на обслуживаемой территории за десятидневку и влияние их на сельское хозяйство и транспорт; обзор синоптических процессов за декаду, оценку степени удачности прогнозов погоды за этот же промежуток времени и т. п.

¹ По мере того, как наносят данные на рабочую карту — один из научно-технических сотрудников Бюро наносит те же данные литографской тушью на так называемый «плюр» (тонкая прозрачная бумага, покрытая специальным составом), а другой заполняет литографской же тушью на специальной «берлинской» бумаге бланковую сторону бюллетеня. Около 15 час., помощью пантографа (принцип, позволяющий получать графическим путем пропорциональные увеличения или уменьшения любых фигур) на плюр с рабочей карты мягkim карандашом проводят изобары, линии фронтов и индексы воздушных Масс. Затем их по карандашу обводят литографской тушью — и обе стороны бюллетеня сдаются литографию.

§ 128. Служба информации и прогнозов погоды

Так как в большинстве Бюро Погоды ежедневный бюллетень выходит из печати не ранее 17 час., то он может быть получен подписчиками, в особенности иногородними, как правило, в лучшем случае на следующие сутки после выхода, когда содержащиеся в бюллетеине информационные данные и прогнозы погоды на эти сутки уже потеряли почти всю свою практическую ценность для оперативной работы потребителей. Поэтому все Бюро Погоды обеспечивают своевременное обслуживание потребителей, заинтересованных в этих данных, иными путями, а именно помощью радио, телефона и телеграфа, т. е. несут специальную службу Информации и Прогнозов Погоды, являющуюся одной из наиболее трудоемких оперативных задач этих Бюро.

Следует приветствовать опыт Севастопольского Бюро Погоды, которое последние годы в основу своей работы положило не утреннюю, а вечернюю карту и дает прогноз погоды на «завтра» по «вчерашней» вечерней и сегодняшней ночной картам. Состоит это оно и свой ежедневный бюллетень (с картами за утро и вечер «вчера») составляет ночью и ранним утром и уже около 9 час. сдает его в печать. Благодаря этому ежедневный бюллетень Севастопольского Бюро Погоды выходит из печати около 12 час. и таким образом может быть получен городскими и даже частью иногородними подписчиками в течение их рабочего дня, что позволяет им (а также населению) полностью использовать содержащийся в бюллетеине прогноз погоды на «завтра» в их оперативной работе. Этот прогноз погоды корректируется и детализируется затем по данным «сегодняшней» утренней карты и, в случае надобности, соответствующие исправления около 14—15 час., т. е. тоже еще до окончания рабочего дня, сообщаются подписчикам по телефону, телеграфу или радио.

Не останавливаясь здесь на регулярных передачах нужных информационных данных и прогнозов погоды многочисленным организациям потребителям по телефону и телеграфу (Ленинградское Бюро Погоды ежедневно обслуживает около 50 таких подписчиков) и на ответах на не менее многочисленные отдельные запросы заинтересованных органов и частных лиц, так как эти передачи не требуют ссыльных пояснений, — рассмотрим только специальные радиопередачи Бюро Погоды, которые предназначены в первую очередь для иногородних потребителей.

Большинство Бюро Погоды ежедневно около 13—14 час. по радиотелефону или радиотелеграфу, а нередко и тем и другим путем одновременно и при этом часто как на длинных, так и на коротких волнах передают специальные метеорологические сводки. Эти сводки позволяют заинтересованным потребителям составлять упрощенные синоптические карты погоды и, обычно, содержат следующие данные:

1) Цифровой материал за утро «сегодня» части станций синоптической сети на достаточно обширной территории. (В сводках Ленинградского Бюро Погоды даются данные примерно 100 станций на территории, охватываемой «вечерней» картой бюллетея). Эти

данные кодируются по одной из сокращенных схем. Если имеются, даются и данные судов.

Если хорошо усвоить расположение станций на бланковой карте, применяемый код и условные знаки, то после 3—4 недель практики можно наносить данные на карту прямо «под диктовку» репропротектора или наушников. Тогда составление карты по данным 80—100 станций потребует не больше 20—30 мин. Если это невозможно, то принимаемые данные следует заносить на бланки, заранее разграфленные соответственно применяемой схеме кода.

Аналогичная радиотелефонная сводка Центрального Института Погоды содержит данные большего числа станций (порядка 200—250) на той же, примерно, территории.

2) Краткое описание — клером — барического рельефа и характера и расположения воздушных Масс, данные о прохождении линий фронтов на утро «сегодня» и изменения, ожидаемые в синоптическом положении на «завтра».

В некоторых сводках дается *ко* *н* *с* *у* *л* *т* *а* *ц* *и* — по радио — дежурного синоптика Бюро Погоды, которая содержит, примерно, те же самые данные.

В радиотелефонных передачах некоторых Бюро Погоды между вышеуказанным цифровым материалом и этим кратким описанием или консультацией дежурного синоптика делается приблизительно десятиминутный перерыв с тем, чтобы принимающий, если он наносил данные прямо на карту, успел за это время провести на ней изобары. Тогда принимающему гораздо легче затем проследить по карте за ходом описания или за консультацией.

3) Прогноз погоды на «завтра» для обслуживаемой территории; чаще всего — по определенным ее районам — дается клером.

4) Результаты шаропилотных наблюдений и радиозондажей — кодируются по специальным схемам и кодам. Эти данные даются в радиотелефонных сводках не всех Бюро Погоды.

5) В случае надобности — **штормовые предостережения** для вод обслуживаемой территории (см. § 129).

Некоторые Бюро Погоды передают совершенно аналогичные радиотелефонные сводки и поздним вечером или в начале ночи — с соответствующими вечерними данными, а некоторые, кроме того, и ранним вечером с дневными данными и, наконец, ранним утром — с ночных данными.

К числу специальных метеосводок следует отнести следующие:

1) Сводки, подаваемые для судов в море теми Бюро Погоды, которые обслуживают соответствующий бассейн.

Эти сводки обычно содержат цифровой материал, кодированный по одной из сокращенных схем (F15—F153), краткое описание синоптического положения, ожидаемые в нем изменения и прогноз погоды на ближайшие сутки или на ближайшие 12 час., а в случае надобности — и **штормовые предостережения**.

2) Сводки для нужд судовождения на водах обслуживаемой территории, содержащие данные о направлении, силе и характере ветра

на станциях на побережьях этих вод, прогнозы погоды для эти...
вод и, в случае надобности, **штормовые предостережения**.

3) Сводки, содержащие прогнозы погоды для соответствующих
же ледоходных линий (чаще всего по заранее обусловленным квадратам на карте). Эти сводки обычно не содержат цифрового материала.

4) Сводки, содержащие прогнозы погоды по соответствующим
районам или квадратам для колхозов и совхозов; тоже
без цифрового материала.

К числу специальных метеосводок относятся и те сводки, которые периодически передаются по радио для гражданского флота Бюро Погоды, которые обслуживаются соответствующие авиационные трассы. Они содержат данные о погоде вдоль трассы и об изменениях ожидаемых в ней в течение ближайшего времени. Для этих целей метеорологические станции в зоне вдоль трассы производят наблюдения в дополнительные сроки и сразу же передают результаты их в «свое» Бюро Погоды, где по ним сразу же составляются специальные синоптические карты. Как цифровой материал, так и прогнозы в этих метеосводках передаются в кодированном по специальным авиакодам виде.

Большая и ответственная организационная, исследовательская и оперативная задача выпадает на Центральный Институт Погоды и на все Бюро Погоды вдоль трасс при обслуживании больших перелетов наших летчиков как в пределах нашего Союза, так и вне его. В эту задачу входит не только обеспечение экипажей самолетов нужными информационными данными и прогнозами во время перелета, но и в любое время более благоприятной для перелета синоптической обстановки. Вследствие громадного протяжения трасс таких перелетов, эта задача представляет большие трудности, в особенности, когда значительные участки этих трасс пролегают над территориями плохо или даже совсем неосвещенными наблюдениями, как например, над центральными районами Северного Ледовитого Океана.

Данные о сроках передачи, о длине волны, содержании и кодах и прочие сведения, необходимые для приема и использования большинства специальных метеосводок, можно найти в специальных, ежегодно переиздаваемых справочниках, как например, в уже упоминавшемся сборнике «Коды метеорологических и ледовых телеграмм» Гидрографического Управления ВМФ.

§ 129. Служба предостережений

Одной из самых важных и ответственных задач Службы Погоды является Служба Предостережений заинтересованных органов и организаций, а также населения, о таких явлениях погоды, как, например, штормы и метели, и о явлениях, непосредственно обусловливаемых погодой, как, например, ледоходы, паводки, наводнение и т. п. С этой целью, каждый раз, когда есть основание ожидать наступления одного из этих явлений, соответствующее Бюро Погоды предупреждает об этом заинтересованные учреждения по телеграфу или телефону,

а в тех случаях, когда ожидаемое явление угрожает бедствием и населению данного населенного пункта или района, оно предупреждается об этом путем широковещания.

В обязанности Службы Погоды всех стран входит предупреждение мореплавателей, летчиков и воздухоплавателей об ожидаемых усилениях ветра. Для этого, помимо предупреждения в радиотелеграфных и радиотелефонных передачах и в бюллетенях погоды — во всех портах и на всех аэродромах, а также во многих рыбачьих поселках и в некоторых яхт-клубах установлены специальные сигнальные мачты, на которых по телеграфному или телефонному распоряжению соответствующего Бюро Погоды¹ поднимаются, а затем спускаются так называемые **штормовые сигналы**. Пункты побережий, в которых поднимают штормовые сигналы, перечислены в Лоциях соответствующих морей.

Первый высказал мысль о возможности применения телеграфа (а именно, только что введенного тогда во Франции семафорного или воздушного телеграфа) для предостережения о приближающихся штормах — француз Ромм, в 1793 г. Правильно организованная служба штормовых предостережений была введена во Франции в 1860 г., благодаря настояниям известного астронома Леверье, и в том же году, по инициативе известного метеоролога Бесс-Балло — в Голландии, а в 1861 г. по инициативе моряка и метеоролога Фиц-Роя — в Англии. В России первые штормовые предостережения были посланы 10 октября 1874 г. специально организованным при Главной Физической Обсерватории (учреждена 1849 г.) «Отделением Ежедневного Метеорологического Бюллетеня и Штормовых Предостережений». Первыми работниками этого Отделения были военные моряки-гидрографы, специально выделенные для этого Гидрографическим Управлением. До организации Центрального Бюро Погоды СССР в Москве в 1929 г. это отделение выполняло и все остальные его функции.

Вскоре же после изобретения радиотелеграфа он был использован для передачи штормовых предостережений судам в море. Эти штормовые предостережения передаются соответствующими Бюро Погоды сразу же по выяснении угрожающего положения в данном бассейне или в определенной части его, а также в последующих метеосводках этого Бюро Погоды, до минования надобности. Радиостанции, обслуживающие данный бассейн, через определенные промежутки времени — обычно в самом начале «периодов молчания» радиотелеграфа — репетируют (повторяют) эти штормовые предостережения, всегда на волне 600 м (500 килоциклов в секунду). Передаются они клером или специальными кодами, приведенными в вышеуказанных справочниках. В начале их трижды повторяются литеры «с^q с^q с^q» и затем трижды даются опознавательные литеры «ТТТ».

§ 130. Ледовая Служба

Так как появление, развитие и перемещение льдов в морях находятся в теснейшей зависимости от метеорологических факторов, Бюро Погоды всех государств, в морях которых образуются или появляются льды — в зимнее время несут и так называемую Ледовую Службу. Для этого береговые станции, плывущие маяки суда в плавании ведут по специальным инструкциям наблюдения

¹ Распоряжения передаются в следующем виде: «Поднимите второй», «Спустите третий» и т. п.

над количеством и состоянием льда в их видимости и включают данные о нем, кодированные по специальному коду, в свои телеграммы и радиотелеграммы. По этим данным в Бюро Погоды составляются рабочие ледовые карты, а также карты и сводки о состоянии льда и прогнозы об ожидаемых в нем изменениях, которые помещаются в специальных ежедневных ледовых бюллетенях, как например, в ежедневном бюллете Ленинградского Бюро Погоды.

Кроме того, сведения о льдах включаются в радиотелеграфные сводки многих государств или передаются — клером или специальным кодом — в специальных радиотелеграфных и радиотелефонных передачах.

Сведение об этих передачах и специальные коды имеются в соответствующих справочниках, а также помещаются в «Извещениях мореплавателей».

Контрольная работа к главе XXV

Выбрать из соответствующего бюллетеня погоды указанные преподавателем данные.

ГЛАВА XXVI

МЕСТНЫЕ ПРИЗНАКИ ПРЕДСТОЯЩЕЙ ПОГОДЫ

§ 131. Общие указания

Во всех тех случаях, когда для суждения о предстоящей погоде нельзя получить или использовать сведения, необходимые для составления синоптических карт погоды, приходится пользоваться так называемыми **«местными признаками»**. Под местными признаками понимают те физические характеристики воздушных Масс, те изменения этих характеристик и те явления в атмосфере, которые позволяют судить о характере данной Массы и о происходящих в атмосфере процессах в результате наблюдений в данном пункте как помошью метеорологических приборов, так и без них.

Так как местные признаки, в отличие от синоптического метода, позволяют судить о характеристиках воздушной Массы только над данным пунктом и о процессах, происходящих в данном, сравнительно небольшом районе атмосферы, то местные признаки позволяют делать заключения о предстоящей погоде только для данного небольшого района и, чаще всего, на сроки не больше 6—12 час., и только в отдельных случаях на большие сроки вперед.

В тех же случаях, когда есть возможность составить на месте синоптическую карту или хотя бы получить прогноз соответствующего Бюро Погоды для данного района — местные признаки, позволяя судить о происходящих в атмосфере процессах, тем самым дают возможность проследить за тем, развиваются ли эти процессы в ту сторону и с какой скоростью, как это ожидалось по синоптическим данным, а в некоторых случаях и детализировать синоптический прогноз погоды для данного небольшого района. В частности, например, практически важной бывает такая детализация в тех случаях, когда, судя по прогнозу, полученному или составленному на месте по синоптической карте, в течение ближайших суток следует ожидать прохождения шквалов над данным районом: местные признаки позволят обнаружить приближение одного из них к данному пункту и, следовательно, заблаговременно принять соответствующие меры.

Тщательные, систематические и регулярные наблюдения всех явлений, могущих служить местными признаками и таким образом заблаговременно предупреждать о приближении явлений в атмосфере или на поверхности моря, благоприятных или, наоборот, неблагоприятных для выполнения того или другого навигационного или боевого задания, в такой же степени **обязательны для моряка, стоящего**

на вахте, как тщательные, систематические и беспрерывные наблюдения за всеми другими факторами навигационного или боевого значения.

В основе всех «местных признаков» лежат, конечно, правильно поставленные метеорологические наблюдения, а в плавании и на побережьях морей и озер и наблюдения над состоянием водной поверхности, т. е., другими словами, **правильно поставленные гидрометеорологические наблюдения**.

Так как не всем кораблям и судам положены приборы, необходимые для производства полного цикла гидрометеорологических наблюдений, то особенно большое значение имеет уменье ориентироваться в происходящих в атмосфере и на поверхности моря процессах по тем из местных признаков, которые основаны на визуальных наблюдениях и, следовательно, доступны на судах всех классов. В основе же всех бесприборных наблюдений лежит, конечно, **наблюдательность**, под которой следует понимать уменье не только видеть происходящие в атмосфере и на поверхности моря явления, но и правильно понимать их. А так как единственным верным способом развить в себе такую наблюдательность, служит практика, то можно настоятельно рекомендовать всем морякам внимательно следить за всеми явлениями в атмосфере и на поверхности моря, стараясь каждый раз определить причину их и значение, и затем проверять правильность заключений о характере предстоящей погоды, сделанных на основе местных признаков, по характеру погоды, наблюдавшейся в действительности с тем, чтобы в дальнейшем учитывать неизбежные, в особенности вначале, ошибки. Единственным же верным для этого средством является **ведение в специальной тетради регулярных записей** всех местных признаков и сделанных на основании их заключений.

Задача использования местных признаков для суждения об облике предстоящей погоды заключается:

1) В определении происхождения или во всяком случае «категории» той Массы воздуха, которая протекает или расположена над данным районом, в ориентировании в этой Массе (т. е. в разрешении вопроса о том, расположен ли над данным районом центральный район Массы или ее периферия) и в определении характера фронтальной системы, когда таковая будет обнаружена.

2) В определении направления и скорости перемещения этой Массы и, соответственно, этой фронтальной системы.

Очевидно, что разрешение многих из этих вопросов только по местным признакам представляет значительные трудности.

Наиболее трудности представляет определение размеров Массы и скорости ее перемещения, а также — в отсутствии фронтальной поверхности в поле зрения наблюдателя — степени близости фронта того или другого характера, а следовательно и степени устойчивости наблюдающейся погоды. Существенную помощь может при этом оказать ориентирование по местным признакам в барическом поле, т. е. определение характера барического образования, расположенного над данным районом или в его близости, хотя определение только по местным признакам размеров и

скорости перемещения барических образований, зачастую, также представляет большие трудности.

Как мы видели, распределение погоды в различных барических образованиях не всегда и не вполне соответствует тем упрощенным схемам, которые связывают определенный облик погоды с определенными формами барического рельефа и с отдельными районами барических образований. Однако, во многих случаях, в особенности для «старых» циклонов и типичных антициклонов, эти упрощенные схемы достаточно близко отвечают действительности.

При пользовании местными признаками, основаны ли они на изучении воздушных Масс и фронтальных систем или только упрощенных схем, необходимо твердо помнить, что как все воздушные Массы и фронты, так, конечно, и все барические образования и движения их представляют собой частные случаи. Поэтому, действительную пользу делу могут принести местные признаки только в том случае, если наблюдатель сумеет, пользуясь ими, правильно истолковать процессы, происходящие в атмосфере в данном частном случае, а не будет применять местные признаки, как некоторые пригодные на все случаи «рецепты». А для этого необходимо, чтобы он сначала основательно изучил физические и, в частности, синоптические процессы в атмосфере.

Правильные заключения о перемещениях воздушных Масс, фронтальных систем и барических образований, расположенных над данным районом или достаточно близко от него, можно делать только на основании изучения последовательности и рисходящих в атмосфере явлений. Поэтому весьма важно, чтобы наблюдатель следил за местными признаками регулярно и каждый раз, когда к этому представляется возможность, проверял правильность своих заключений о характере и о размерах Массы и барического образования и о скорости и направлении перемещения фронтальной системы и барического образования по синоптическим картам хотя бы Бюллетеней Погоды или по описаниям синоптического положения в радиопередачах Бюро Погоды.

На первое место среди местных признаков следует поставить вид неба, т. е. наблюдаемые на небосводе разновидности облаков и их количество, и изменения вида неба, вследствие эволюции наблюдавших на небосводе облачных форм, изменения их количества и смены одних разновидностей облаков другими. И это не только потому, что — как мы видели — вид неба и его изменения свидетельствуют о характере и интенсивности происходящих в атмосфере процессов и что, в частности, например, для определенных фронтальных систем типична смена облачных форм в определенной последовательности, т. е. определенные облачные системы, но и потому, что на бледении и я над облаками даже нижнего яруса, не говоря уже про облака среднего и в особенности верхнего яруса (а также над оптическими явлениями в атмосфере), значительно расширяют горизонт, доступный наблюдениям из одного пункта.

Действительно, в то время как, например, температура и влажность воздуха, измеренные обычными методами, строго говоря, поз-

воляют судить о температуре и влажности только в той точке, в которой установлены термометр и гигрометр — облака позволяют судить о соответствующих процессах во всем том нередко очень обширном районе, в котором они видны, и притом о процессах не только в приземном слое воздуха, но и на соответствующей высоте. Так например, перистые облака, находящиеся в зените данного пункта на высоте 10 км могут быть видны в районе радиусом до 385 км во круг этого пункта.

Те из разновидностей облаков, которые идут в голове фронтальных облачных систем, еще больше увеличивают радиус района «видимости» наблюдателя. Так, например (см. рис. 142), первые *Ci uncinus* в зените пункта наблюдения могут служить указанием, что передняя граница обложных осадков теплого фронта находится на расстоянии около 600 км от этого пункта, а линия теплого фронта — на расстоянии около 900 км от него.

Кроме того, наблюдения над направлением и скоростью облаков позволяют приближенно судить о направлении и скорости ветра на соответствующих высотах.

Но для того, чтобы правильно ориентироваться в атмосфере по виду неба и его изменениям, необходимо, конечно, уметь различать между собой не только виды облаков, но и разновидности, входящие в данный вид, так как, как правило, различные разновидности того же самого облачного вида свидетельствуют о совершенно различных процессах в тропосфере и «предвещают», соответственно, совершенно различный, а часто, если можно так выразиться, даже прямо «противоположный» облик погоды, как например *Ci filosus* и *Ci uncinus* или *Ac* в виде «спокойных» барашков и *Ac castellatus*.

На первое место среди «инструментальных» местных признаков следует поставить те из них, которые позволяют ориентироваться в барическом поле, т. е. наблюдения над давлением воздуха и направлением и скоростью ветра и над изменениями этих элементов во времени, хотя приближенное, а при достаточной практике и достаточно точное представление о направлении и скорости ветра может быть получено и без помощи приборов. Существеннейшую помощь в качестве местных признаков могут принести и данные аэрологических зондирований.

Ко всем местным признакам приложимы следующие общие правила:

1) Чем медленнее происходит изменение явления, наблюдавшегося в качестве местного признака — тем медленнее будет происходить изменение сопутствующей ему или предвещаемой им погоды и тем продолжительнее будет эта погода, и наоборот — чем быстрее происходит изменение явления, наблюдавшегося в качестве местного признака — тем резче произойдет смена сопутствующей ему или предвещаемой им погоды, тем резче будет характер этой погоды и тем непродолжительнее она будет.¹

2) Вероятность осуществления предвещаемой местными призна-

¹ Англичане говорят: «Long notice — long last; short warning — soon past».

ками погоды тем больше, чем большее число местных признаков, при этом подтверждение и одного какого-нибудь местного признака не всегда является безусловным предвестником того или другого явления.

3) Если несколько местных признаков друг другу противоречат — следует ожидать неустойчивой погоды или «неопределенной» погоды, свойственной промежуточным и «вялым» барическим образованиям.

§ 132. Ориентирование в барическом поле

Для того чтобы ориентироваться в барическом поле недостаточно знать величину атмосферного давления над данным пунктом в данный момент, так как та же самая абсолютная величина атмосферного давления может наблюдаться в различных барических образованиях с очень различным обликом погоды.¹

Предположим, например, что в данном пункте приведенное к уровню моря давление — 993,0 мб. Это дает нам право провести через данный пункт изобару 993 мб, но не определяет направления того участка этой изобары, который проходит через этот пункт и, таким образом, не позволяет определить ни направления, ни величины барического градиента в этом пункте (а следовательно, и характера расположенного над данным районом барического образования), ни положения данного пункта относительно его центра, т. е., в частности, не позволяет определить, передняя или тыловая часть этого образования находится над данным пунктом.

Недостаточно для этого знать и изменение атмосферного давления над данным пунктом за некоторый промежуток времени. т. е. даже записи хода давления атмосферы, полученного помостью барографа. Действительно (рис. 197), подобные, а в идеальном случае даже совершенно одинаковые барограммы должны получиться при прохождении над данным пунктом как южной части циклона по линии от *A* к *B*, так и северной его части по линии от *D* к *E* (и притом как в случае движения циклона с запада на восток, так и с востока на запад) при условии, что эти линии пересекают циклон в одинаковом расстоянии от его центра. Мало того — точно такая же барограмма получится при прохождении этого циклона над данным пунктом и по линиям *MN* и *PQ* и притом, независимо от того, смещается ли циклон с юга на север или с севера на юг — и вообще во всех случаях пересечения данного схематизированного циклона на одинаковом расстоянии от его центра. Облик же погоды и смена ее в данном пункте будут, как мы знаем, во всех этих случаях далеко не одинаковыми.

Точно так же совершенно одинаковые барограммы (рис. 197) должны получиться и при прохождении (схематизированного) циклона через данный пункт по направлению любого из его диаметров.

¹ Поэтому и встречающиеся на многих анероидах надписи: «великая сушь», «ясно», «дождь», «буря» и пр. можно принимать только, как весьма условные указания.

хотя и в этих случаях смена погоды будет носить различный характер в зависимости от того, какие именно два квадранта циклона этот диаметр пересекают.

Если **кроме величины** приведенного к уровню моря **атмосферного давления** в данном пункте (например 993,0 мб) известны также **направление и скорость ветра** в этом пункте (например, SW 5 балл-

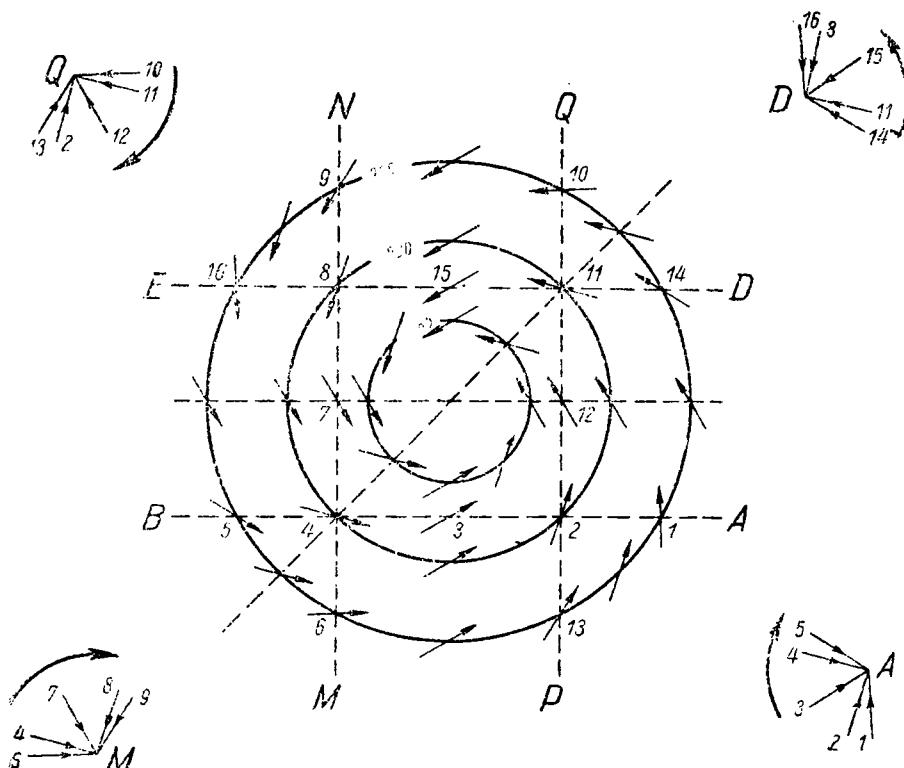


Рис. 197. Изобары и ветры циклона северного полушария (схема).

лов), то это уже позволяет, руководствуясь правилами о соотношении между направлением ветра и направлением градиента и считая силу ветра «нормальной» (см. § 74), определить, хотя и приближенно, как направление, в котором проходит данный участок изобары (993 мб), так и направление и величину барического градиента, а следовательно, наметить (на карте) и соседние кратные пяти изобары так, как это для нашего примера и показано на рис. 198. На рис. 199 показан случай для давления 1027,0 мб и для направления ветра, как и в первом случае — SW, но при силе его в 3 балла.

Для **первого случая** (рис. 198). Прежде всего, проводим изобару 993 мб так, чтобы направление ее составляло угол около 30° с направлением ветра. Очевидно, что направление градиента примерно — NNW. Затем, из выражения $G = \frac{v}{1,5}$ определяем величину барического градиента. Очевидно, что в нашем случае

$G = \frac{5}{1,5} = 3,3$ мб. Помня, что величиной барического градиента называется разность давлений атмосферы на расстоянии в 1 градус меридиана (60 морских миль) и зная теперь эту величину, нетрудно из пропорции $x : 1^\circ = 5 \text{ мб} : 3,3 \text{ мб}$, определить расстояние x между изобарами кратными пяти, т. е. в данном случае между изобарами 990 и 995. Очевидно, что

$x = 1,5^\circ = 90$ морских миль. А так как давление в нашем пункте 993 мб, то изобара 990 мб проходит от него в

расстоянии равном $\frac{993 - 990}{5}$ от 90

морских миль $= \frac{3}{5}$ от 90 морских миль, т. е. в расстоянии 54 морских миль, и притом к NNW от него, а изобара 995 мб — в расстоянии

36 морских миль ($\frac{995 - 993}{5}$ от 90,

г. е. $\frac{3}{5}$ от 90) и притом к SSE от нашего пункта.

Для второго случая (рис. 199). Направление градиента, как и в первом случае, примерно,

NNW; $G = \frac{3}{1,5} = 2,0$ мб, а $x =$

$= \frac{5 \cdot 1^\circ}{2,0} = 2^{\circ}5 = 150$ морских миль,

причем изобара 1 025 мб проходит в расстоянии 60 морских миль ($\frac{3}{5}$ от 150) и притом к NNW от нашего пункта, а изобара 1 030 мб — в расстоянии 90 морских миль ($\frac{3}{5}$ от 150) и притом к SSE от него.

Так как в первом случае давление в нашем пункте 993 мб (747 мм), то можно с некоторой вероятностью предполагать, что над нашим пунктом расположена депрессия¹ и притом юго-восточный квадрант ее; во втором же случае, при давлении 1 027 мб (774 мм) — область антициклонического характера и притом северо-западный квадрант ее.

Однако, во многих случаях только сопоставление величины атмосферного давления с видом неба, т. е. с количеством и формами облачков в момент наблюдения, позволяет решить вопрос о том, находится ли над данным пунктом область циклонического или антициклонического характера.

Более полное представление о характере расположенного над данным районом барического образования и о перемещениях его может быть получено только при сопоставлении хода атмосферного давления над данным пунктом с изменениями направления и силы наблюдавшегося в этом пункте ветра.

Действительно (рис. 197), хотя ход кривой на барограмме будет одинаков при прохождении над данным пунктом циклона как по линии от A к B , так и по линии от D к E , от M к N , от P к Q и т. д.— но смена ветра во всех этих случаях различна: при прохождении

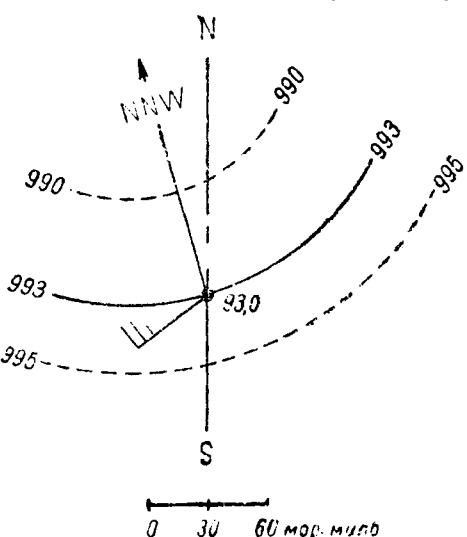


Рис. 198. Ориентирование в барическом поле по величине атмосферного давления и направлению и скорости ветра в данном пункте (схема).

¹ Что мы условно выразили формой проведенных изобар,

по линии *A* к *B* ветер будет меняться от *S* через *SW* и *W* к *NW*; при прохождении по линии от *D* к *E* — ветер будет меняться от *SE* через *E* и *NE* к *N*; при прохождении по линии от *M* к *N* — ветер будет меняться от *W* через *NW* и *N* к *NE* и т. д.

Другими словами (в северном полушарии), при прохождении через пункт наблюдения I и III квадрантов; т. е. правой половины циклона — направление ветра меняется в пункте наблюдения по движению солнца, а изображение его на карте — по часовой стрелке, как для примера для случая прохождения по линии *AB* показано на рис. 197 справа внизу; для прохождения по линии *MN* — слева внизу, а для

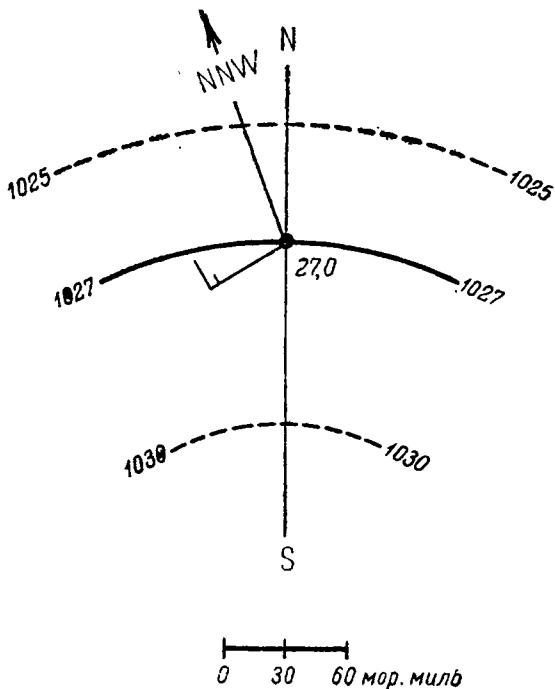


Рис. 199. Ориентирование в барическом поле по величине атмосферного давления и направлению и скорости ветра в данном пункте (схема).

ра (нередко с постепенным усилением его), затем более или менее резкое ослабление ветра, иногда до полного штиля (прохождение центрального района циклона), возобновление ветра в идеальном случае, от прямо-противоположного румба и, наконец, постепенное ослабление его одновременно с ростом барометра при неизменном (новом) направлении ветра.

Таким образом, сопоставление хода атмосферного давления со сменой направления ветра в данном пункте позволяет определить как направление, в котором находится центр циклона от этого пункта, так и направление его движения.

Рекомендуем читателям самим определить, как будет изменяться направление ветра в данном пункте, при прохождении над ним цик-

прохождения по линии *QP* — слева вверху. При прохождении же через пункт наблюдения II и IV квадрантов, т. е. левой половины циклона — направление ветра меняется в пункте наблюдения против движения солнца, а изображение его на карте против часовой стрелки, как для примера для случая прохождения по линии *DE*, показано на рис. 197 справа вверху.

Различной будет смена ветра и при прохождении циклона над данным пунктом по направлению различных его диаметров. Как это видно из рис. 197, характерным для прохождения по диаметру циклона является падение барометра при неизменяющемся направлении вет-

лона (рис. 197) по линиям *NM*, *PO*, *AN*, *PE*, *MD* и т. д. и по различным его диаметрам.

Совершенно так же, по смене направления ветра и по ходу атмосферного давления можно следить за перемещениями расположенных над данным районом антициклонов, ложбин, клиньев и других барических образований, а следовательно, делать заключения — в первом приближении — и о предстоящем облике погоды над данным районом, в течение ближайших 6—12 час., а иногда и более.

Понятно поэтому, что ход изменения атмосферного давления и сопутствующие ему смены направления и скорости ветра являются одними из основных местных признаков, причем следует помнить, что правильное представление о характере расположенного над данным районом барического образования могут дать только величины атмосферного давления, приведенные к уровню моря.

Быстрое изменение направления ветра свидетельствует о малом радиусе кривизны изобары, проходящей через пункт наблюдения, что, в свою очередь, свидетельствует или о малых размерах барического образования или о том, что проходит часть его, близкая к центру.

Так как без барограммы трудно составить себе правильное представление о ходе атмосферного давления, то следует настоятельно рекомендовать всем, не имеющим в своем распоряжении барографа, строить себе барограммы по данным хотя бы срочных наблюдений по ртутному барометру или анероиду, предварительно приведя их к уровню моря.¹ Ломаная линия, изображающая ход атмосферного давления на такой «искусственной» барограмме, дает, конечно, гораздо более наглядное представление о ходе давления, чем записи в книжке наблюдений.

Картина становится еще более наглядной, если на такой искусственной барограмме наносить синоптическими знаками направление и скорость ветра в соответствующие сроки; тогда сразу видно различие, при совершенно одинаковом виде барограммы, для случаев прохождения, например, правой половины циклона и левой половины циклона.²

При отсутствии барометрических данных можно, приблизенно, ориентироваться в барическом поле, пользуясь правилом Бейс-Балло:

Если стать спиной к ветру, то в северном полушарии центр пониженного давления лежит на 4—8 румбов влево³ впереди наблюдателя, а центр повышенного давления — на 12—8 румба вправо⁴ позади наблюдателя, как это легко проверить на схемах распределения наземных ветров и давления в различных барических образованиях.

¹ Удобнее всего строить такую барограмму на лентах для недельного барографа, которые можно приобретать в соответствующих метеорологических учреждениях.

² Можно наносить на такие барограммы также количество и вид облаков в разные сроки и отмечать моменты начала и окончания осадков, появления и рассеяния тумана и пр.

³ В южном полушарии — вправо.

⁴ В южном полушарии — влево.

Можно рекомендовать следующий порядок при пользовании местными признаками, основанными на изучении упрощенных схем:

1) Прежде всего следует определить, какой квадрант (или хотя бы какая половина), какого именно барического образования расположен над данным районом, и как именно и с какой скоростью перемещается это образование относительно данного района.

2) Затем следует определить, нет ли признаков нахождения вблизи данного района другого барического образования, и если есть, то а) какого именно; б) в каком направлении находится центр его, а по возможности, и насколько далеко; в) как и с какой скоростью перемещается оно относительно данного района; г) какой именно своей частью (квадрантом) надвигается оно на данный район.

3) И уже после этого, сопоставляя собранные таким образом указания, делать заключения о характере предстоящей погоды.

Так как достаточно точное ориентирование в атмосфере по одним местным признакам все же довольно сложная и трудная задача, то особенно хорошие результаты могут дать местные признаки в тех случаях, когда удается в дополнение к ним или составить синоптическую карту по радиотелеграфной или радиотелефонной сводке одного из Бюро Погоды или хотя бы принять передаваемое в некоторых из этих сводок краткое описание барического рельефа и предполагаемое изменение его в течение ближайших суток. Особенно трудно, в большинстве случаев, судить только по одним местным признакам о размерах надвигающегося на данный район барического образования, а следовательно, и о степени продолжительности тех изменений погоды, которые оно в этом районе вызовет.

Поэтому-то, в большинстве случаев, местные признаки позволяют делать заключения о характере погоды только на ближайшие 6–12 часов.

Независимо от этого, сопоставление заключений о положении в барическом поле, сделанных по местным признакам с синоптическими картами за соответствующие дни (хотя бы и впоследствии), позволяет проверить правильность этих заключений, выяснить допущенные ошибки и, таким образом, избежать их в дальнейшем. Но для этого как местные признаки, так и сделанные на основании их заключения должны быть, конечно, зафиксированы (в специальной тетради).

§ 132. Специальные местные признаки

Не меньший интерес и не меньшее практическое значение, чем те местные признаки, о которых говорилось выше и которые можно назвать общими местными признаками, поскольку они применимы, вообще говоря, во всем поясе умеренных широт — имеют и те местные признаки, которые, в отличие от этих последних, применимы только в данном пункте или небольшом районе, и которые можно поэтому назвать специальными местными признаками. Таким образом, специальными местными признаками мы условимся называть такие разновидности метеорологических

явлений, которые обусловлены местными и особенностями (местоположением, орографическими условиями и пр.) данного пункта или района и поэтому характерны только для этого пункта или небольшого района. (Аналогичные специальные местные признаки могут наблюдаться и в других пунктах или районах, находящихся с данным пунктом или районом в аналогичных условиях.)

В качестве примера такого специального местного признака приведем следующую выдержку из «Фрегат Паллада» И. А. Гончарова.¹ «С одного места из сада открывается глазам вся Столовая гора. ² Меня опять поразила эта громада, когда мы были у ее подошвы. Солнце обливало ее лучами; наверху прилипло в одном месте облако и лежало там покойно, не шевелясь, как глыба снегу... Только что мы вошли в улицу, кто-то сказал: — «Посмотрите на Столовую гору». Все оглянулись и остановились в изумлении: половины горы не было. Облако, о котором я говорил, разрослось, пока мы шли садами, и густым слоем, точно снегом, покрыло плотно и непроницаемо всю вершину и спускалось по бокам ровно: это *стол накрывался скатертью*. Я ждал, не будет ли бури, тех стремительных ветров, которые наводят ужас на стоящие на рейде суда; но жители Капшатские говорят, что этого не бывает: Столовая гора может хоть вся закутаться в саван — они не боятся. Беда, когда *Лев накинет чепчик*. Я после сам имел случай проверить это собственным наблюдением».

Обнаружение специальных местных признаков в различных пунктах нашего Союза, проверенных достаточным числом наблюдений (случаев) — явится ценным вкладом в дело изучения погод СССР и существенным подспорьем для суждения о характере предстоящей в этих пунктах погоды.

Контрольные вопросы и работы к главе XXVI

1. Что называют «местными признаками»?
2. Достаточно ли, как правило, данных об абсолютной величине атмосферного давления в данном пункте для ориентирования в барическом поле и, если нет, то почему?
3. Какие данные необходимы, как минимум, для ориентирования в барическом поле?
4. Как сформулировано правило Бейс-Балло?
5. Как сменяется направление ветра в данном пункте при прохождении над ним правой половины циклона, движущегося с запада на восток?
6. Как сменяется направление ветра в данном пункте при прохождении над ним левой половины циклона, движущегося с запада на восток?
7. Как сменяется направление ветра в данном пункте при прохождении над ним диаметра циклона, движущегося с юга на север?
8. Как сменяется направление ветра в данном пункте при прохождении над ним правой половины циклона, движущегося с юго-запада на северо-восток?
9. Как сменяется направление ветра в данном пункте при прохождении над ним правой половины циклона, движущегося с юго-востока на северо-запад?
10. Разберите еще несколько аналогичных случаев смены направления ветра

¹ Том I, глава IV.

² Table Mountain — известная гора на юге Африки, близ города Капштадта; рядом с ней расположена Львиная гора (Lion's Head).

- и данном пункте при прохождении над ним циклонов, а также антициклонов и других барических образований, движущихся в различных направлениях.
11. Почему местные признаки, как правило, не позволяют делать заключений о предстоящей погоде на сроки, большие 6—12 час. вперед?
 12. Перечислите главнейшие из местных признаков перехода к погоде циклонического характера.
 13. Перечислите главнейшие из местных признаков перехода к погоде антициклонического характера.
 14. Перечислите главнейшие из местных признаков установившейся погоды циклонического характера.
 15. Перечислите главнейшие из местных признаков установившейся погоды антициклонического характера.
 16. Перечислите главнейшие из местных признаков погоды неустойчивого характера.
 17. Перечислите главнейшие из местных признаков длительного усиления ветра.
 18. Перечислите главнейшие из местных признаков приближения шквала.
 19. Перечислите главнейшие из местных признаков кратковременного «ухудшения» погоды.
 20. Перечислите главнейшие из местных признаков кратковременного «улучшения» погоды.
 21. Перечислите главнейшие из местных признаков шквалистого характера ветра.
 22. Решите несколько задач по составлению прогноза погоды на ближайшие 6—12—24 часа для заданного пункта или небольшого района по местным признакам, подобранным преподавателем в качестве иллюстрации дальнейшего развития процессов на серии синоптических карт.
 23. Т о же, по не имея синоптических карт, т. е. только по местным признакам.

С П И С О К

ДОПОЛНИТЕЛЬНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ ПО МЕТЕОРОЛОГИИ ИЗ ЧИСЛА ИЗДАННОЙ ЗА ПОСЛЕДНИЕ ГОДЫ

1. К. М. Бенуа, Руководство по метеорологии для судоводителей. Изд-во «Водный Транспорт», 1938.
2. Н. Р. Бернштейн и В. Брюкман, Введение в метеорологию (перевод), ОНТИ, 1935.
3. В. Н. Оболенский, Основы метеорологии. Сельхозгиз, 1935 г.
4. А. Вегенер, Термодинамика атмосферы (перевод). ОНТИ, 1935 г.
5. В. Н. Оболенский. Метеорология. Гидрометиздат; часть I, 1938 г. и часть II, 1939 г.
6. П. А. Молчанов, Аэрология. Гидрометиздат, 1938 г.
7. С. П. Хромов, Введение в синоптический анализ. Гидрометиздат, 1937 г.
8. П. А. Молчанов, Аэрология в применении к синоптической метеорологии. Гидрометиздат, 1938 г.
9. Д. Брент, Физическая и динамическая метеорология (перевод). Гидрометиздат, 1939 г.
10. Б. Извеков и А. Н. Коchin, Динамическая метеорология. Гидрометиздат; ч. I, 1935 г.; ч. II, 1937 г.
11. Н. Н. Калитин, Активометрия. Гидрометиздат, 1938 г.
12. Л. С. Берг, Основы климатологии. Учпедгиз, 1938 г.
13. В. Н. Кедроливанский, Метеорологические приборы. Гидрометиздат, 1937 г.
14. Х. П. Погосян и Г. В. Колоколов, Применение аэрологических данных о службе погоды. Гидрометиздат, 1938 г.
15. В. М. Курганская и П. Г. Пчелко, Метеорологические условия обледенения самолетов. Гидрометиздат, 1938 г.
16. А. Б. Калиновский, В. П. Некрасов, Х. П. Погосян, Использование аэрологических данных в анализе и прогнозе погоды. Гидрометиздат, 1939 г.
17. И. П. Смирнов, Распределение плотности в атмосфере. Гидрометиздат, 1939 г.
18. А. П. Лондис и В. А. Ханиевский, Начальная метеорология. Гидрометиздат, 1939 г.
19. П. А. Молчанов, Аэрология в применении к синоптической метеорологии. Гидрометиздат. 1939 г.
20. Шталь, Справочник метеоролога ВВС РККА. Воениздат, 1939 г.
21. П. Н. Тверской, Курс геофизики. ГОНТИ, 1939 г.
22. Г. Кошмидер, Динамическая метеорология. ГОНТИ, 1938 г.
23. Н. В. Колобков, Грозы и шквалы. Гидрометиздат, 1939 г.
24. Карельский, Погода и ее предсказание. Гидрометиздат, 1937 г.

ИНСТРУКЦИИ, РУКОВОДСТВА И СПРАВОЧНИКИ ПО СЛУЖБЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ И СЛУЖБЕ ПОГОДЫ НА СУДАХ

1. Правила сигнализирования о штормах и сильных ветрах (Гидрометиздат, 1939).
2. Инструкция для производства основных судовых гидрометеорологических наблюдений (Гидрометиздат, 1937).
3. Инструкция для производства судовых наблюдений над волнением в море (Гидрометиздат, 1937).
4. Руководство для гидрометеорологических наблюдений на судах (ГУ РККФ, 1938).
5. Международный атлас облаков и текст к нему (ЦУЕГМС, 1933).
6. Руководство к составлению ежедневных метеорологических телеграмм (Гидрометиздат, 1938).
7. Коды метеорологических телеграмм (ГУ РККФ, 1938).
8. Руководство для составления синоптических карт и характеристик гидрометеорологической обстановки (ГУ УМС РККФ, 1937).
9. Лоция соответствующего бассейна.

ШКАЛА

Баллы Бофорта	Словесное обозначение	Скорость ветра в м/сек (в скобках—округленная средняя скорость)	Округленная средняя скорость ветра в км/час (верхняя цифра) и в мор. милях в час (нижняя цифра)	Округленное среднее давление в кг на 1 м ² поверхности нормальной к ветру	Паруса, которые может нести современное парусное судно с разрезными мачтами и его ход.
0	Полный штиль . . . (Calm)	0,0—0,5 (0)	0 0-1	0	Хода нет; судно не слушается руля.
1	Очень легкий (тихий) ветер . . . (Light Air)	0,6—1,7 (1)	4 1-3	0,1	Судно под всеми парусами имеет едва заметный ход и только-только слушается руля.
2	Легкий ветер . . . (Slight Breeze)	1,8—3,3 (2,5)	9 4-6	0,5	1—2 узла, полным ветром под всеми парусами.
3	Слабый ветер . . . (Gentle Breeze)	3,4—5,2 (4,5)	16 7-10	2	3—4 узла, полным ветром под всеми парусами.
4	Умеренный ветер (Moderate Wind)	5,3—7,4 (6,5)	23 10-14	4	5—6 узлов, полным ветром под всеми парусами.
5	Свежий ветер (Fresh Wind)	7,5—9,8 (8,5)	31 15-19	6	Судно еще может нести бом-брам-сели.
6	Сильный ветер . . . (Strong Wind)	9,9—12,4 (11)	40 19-21	10	Судно еще может нести брамсели.

БОФОРТА

ПРОДОЛЖЕНИЕ →

Шкала Бонфорта, применительно к обычным однодматчовым рыболовным парусникам	Влияние ветра на поверхность моря	Сила волнения в открытом море и бухтах	Влияние ветра на наземные предметы	Bаллы Бонфорта					
				0	1	2	3	4	5
Хода нет; не слушается руля.	Зеркальное море.		0 Дым поднимается вертикально, вымпелы и листья на деревьях неподвижны.	0					
Под всеми парусами едва-едва слушается руля	Образуются небольшие, чешуеобразные волны без пенящихся гребней (баращков).		1 Дым поднимается не вполне вертикально, указывая направление ветра (флюгер не устанавливается по ветру). Листья и вымпели неподвижны.	1					
Ветер хорошо наполняет паруса и дает — под всеми парусами — ход в 1—2 узла	Короткие, хорошо выраженные волны; гребни их начинают опрокидываться, но пена не белая, а стекловидная.		2 Ощущается лицом как легкое дуновение. Слегка колеблет флаги и вымпелы; листья временами шелестят.	2					
Под всеми парусами имеют ход в 3—4 узла и начинают крениться.			3 Листья, небольшие покрытые листьями ветки деревьев и флаги непрерывно колеблются. Рябит поверхность стоячих вод.	3					
Под всеми парусами имеют хороший ход и значительный крен.	Волны становятся длиннее; местами образуются пенящиеся "баращки". Прибой сопровождается непродолжительным шумом.		4 Вытягивает вымпел, колеблет ветки деревьев и без листвы. Поднимает с земли пыль и обрывки бумаги.	4					
Уменьшают количество парусов.	Волны становятся длиннее. Все море покрывается "баращками"; шум прибоя становится сильнее и воспринимается, как безостановочное бормотание.		5 Вытягивает большие флаги и начинает колебать большие покрытые листьями деревья. Образует небольшие волны на поверхности стоячих вод. Свистит в ушах.	5					
Берут вторые рифы на гроте; должны соблюдать осторожность во время рыбной ловли.	Начинают образовывать гребни большей высоты, пенящиеся вершины которых занимают большие поверхности. Прибой сопровождается глухими раскатами.		6 Колеблет большие сучья, свистит около домов и других неподвижных предметов; слышно гудение телеграфных проводов. На гребнях волн в стоячих водах образуются отдельные "баращки". Сильно затрудняет пользование зонтиками.	6					

	Словесное обозначение	Скорость ветра в м/сек (в скобках—округленная средняя скорость)	Округленная средняя скорость ветра в км/час (верхняя цифра) и в мор. милях в час (нижняя цифра)	Округленное среднее давление в кг на 1 м ² поверхности нормальной к ветру	Паруса, которые может нести современное парусное судно с разрезными марселями и его ход
7	Крепкий ветер (High Wind)	12,5—15,2 (14)	50 25-30	16	Судно еще несет марсели и кливеры.
8	Шторм (Gale)	15,3—18,2 (17)	60 30-35	23	Судно еще несет зарифленные верхние марсели и нижние паруса.
9	Сильный шторм (Strong Gale)	18,3—21,5 (20)	72 30-42	32	Судно еще несет нижние марсели и нижние паруса.
10	Крепкий шторм (Whole Gale)	21,6—25,1 (23)	84 42-49	42	Судно еще несет нижний грот-марсель и зарифленный фок.
11	Жестокий шторм (Storm)	25,2—29,0 (27)	97 50-56	58	Судно может нести только штормовые стаксели.
12	Ураганный шторм (Hurricane)	более 29,0	более 105 км/час	более 67 кг/м ²	Судно не может нести никаких парусов, но имеет ход, благодаря давлению ветра на его корпус, мачты и такелаж.

Шкала Бофорта, применительно к обычным одномачтовым рыболовным парусникам

Влияние ветра на поверхность моря

Сила волнения
в открытом море
в баллах

Влияние ветра на наземные предметы

Баллы Бофорта

Не выходят в море, а находящиеся в море—ложатся в дрейф.

Все, находящиеся в море, направляются в укрытое место, если оно близко.

Волны громоздятся и производят разрушения. Ветер срывает с гребней белую пену и стелет ее полосами по встречу. Шум прибоя слышен на значительном расстоянии.

Высота и длина волн заметно увеличиваются. Пена "барашков" ложится по-ветру более густыми полосами. Шум в открытом море приобретает характер раскатов.

Высокие гороподобные волны с длинными опрокидывающимися гребнями. От пены становится белой вся поверхность моря. Раскаты в открытом море усиливаются и приобретают характер толчков.

Высота волн настолько велика, что находящиеся в поле зрения корабли временами скрываются за ними. Море покрыто белыми, вытянутыми по-ветру полосами пены. Верхушки гребней срываются, в виде водяной пыли. Раскаты в открытом море превращаются в сплошной грохот.

Срываемая с гребней водяная пыль становится настолько густой, что значительно уменьшает видимость.

6 Колеблет стволы небольших деревьев и без листвы. На гребнях волн в стоячих водах образуются многочисленные "барашки". Заметно затрудняет ходьбу против ветра.

7 Колеблет большие деревья, ломает ветви и сучья. Заметно задерживает всякое движение против ветра.

8 Ломает большие голые сучья деревьев; сдвигает с места легкие предметы, повреждает крыши.

9 Вырывает с корнем деревья и производит значительные разрушения. На суше, вдали от побережий, наблюдается редко.

10 11 Производит большие разрушения. На суше, вдали от побережий, наблюдается очень редко.

12 Производит опустошения. На суше вдали от побережий наблюдается как редкое исключение.

7

8

9

10

11

12

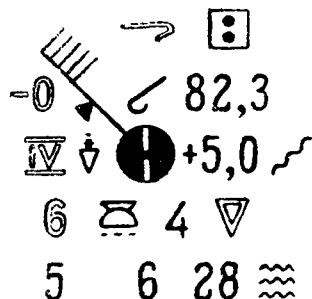
Приложение II

СХЕМЫ РАСПОЛОЖЕНИЯ ДАННЫХ ОКОЛО ПУНСОНОВ СТАНЦИЙ НА СИНОПТИЧЕСКИХ КАРТАХ

	C_h	$(E)K_d$
TT	C_m	PPP
Vww	(N)	$\pm ppa$
U	$C_l N_h$	W(w)
tt	h	(RR)S

Схема расположения данных в пунсоне и около пунсона станции на комплексной рабочей синоптической карте.

Красным наносят данные для: C_h , TT, $T_s T_s$, V, V_s , W и ppa, когда тенденция отрицательная.

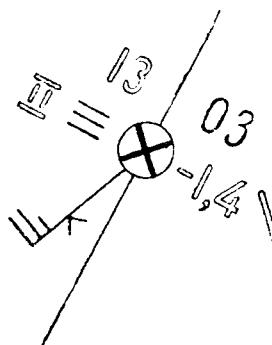


Пример расположения данных в пунсоне и около пунсона станции на комплексной рабочей синоптической карте (частный случай).

Увелич.

TT		PPP
Vww	(N)	$\pm ppa$

Схема расположения данных в пунсоне и около пунсона станции на одной из разновидностей упрощенных карт.



Пример расположения данных в пунсоне и около пунсона станции на одной из разновидностей упрощенных карт (частный случай). Увелич.

Сплошной линией показано направление меридиана.

**УПРУГОСТЬ ВОДЯНОГО ПАРА (E_p), НАСЫЩАЮЩЕГО ПРОСТРАНСТВО,
ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ТЕМПЕРАТУРАХ (t) НАД ВОДОЙ¹ И НАД ЛЬДОМ,²
И ВЕС НАСЫЩАЮЩЕГО ПАРА (Q_p)**

Темпера- турса в °C	Упругость в лн		Вес в г/м³	Темпера- турса в °C	Упругость в лн		Вес в г/м³
	над водой	над ледом			над водой	над ледом	
-40	0,28	0,38	0,46	0	4,58	4,84	
-29	0,31	0,42	0,50	1	4,93	5,18	
-28	0,34	0,45	0,54	2	5,29	5,54	
-27	0,38	0,50	0,59	3	5,68	5,92	
-26	0,42	0,55	0,65	4	6,10	6,33	
-25	0,47	0,60	0,71	5	6,51	6,94	
-24	0,52	0,66	0,77	6	7,01	7,22	
-23	0,58	0,72	0,81	7	7,51	7,70	
-22	0,64	0,79	0,91	8	8,01	8,22	
-21	0,70	0,86	0,99	9	8,61	8,76	
-20	0,77	0,91	1,08	10	9,21	9,33	
-19	0,85	1,02	1,17	11	9,81	9,93	
-18	0,94	1,11	1,27	12	10,52	10,57	
-17	1,03	1,21	1,38	13	11,23	11,25	
-16	1,13	1,32	1,49	14	11,99	11,96	
-15	1,21	1,43	1,61	15	12,79	12,71	
-14	1,31	1,55	1,71	16	13,63	13,50	
-13	1,49	1,68	1,88	17	14,53	14,31	
-12	1,63	1,83	2,03	18	15,18	15,22	
-11	1,78	1,98	2,19	19	16,18	16,14	
-10	1,95	2,11	2,36	20	17,54	17,12	
-9	2,12	2,32	2,55	21	18,65	18,14	
-8	2,32	2,51	2,71	22	19,33	19,22	
-7	2,53	2,71	2,95	23	21,07	20,35	
-6	2,76	2,93	3,17	24	22,38	21,54	
-5	3,01	3,16	3,41	25	23,76	22,80	
-4	3,28	3,40	3,66	26	25,21	24,11	
-3	3,57	3,67	3,93	27	26,74	25,49	
-2	3,88	3,95	4,21	28	28,35	26,93	
-1	4,22	4,26	4,51	29	30,01	28,45	
				30	31,82	30,04	

¹ В том числе в соприкосновении с хотя бы мельчайшими, ранее образованными капельками воды (в облаках, в тумане) в свободной атмосфере.

² В том числе и в соприкосновении с хотя бы мельчайшими кристалликами льда (ледяными иглами, снежинками) или градинками в свободной атмосфере.

ТАБЛИЦА ДЛЯ ПЕРЕВОДА В МИЛЛИБАРЫ ВЕЛИЧИН АБСОЛЮТНОЙ ВЛАЖНОСТИ И ДЕФИЦИТА ВЛАЖНОСТИ,
ВЫРАЖЕННЫХ В МИЛЛИМЕТРАХ

Целые мм	Д е с я т ы е д о л и м									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	мб	мб	мб	мб	мб	мб	мб	мб	мб	мб
0	0,0	0,1	0,3	0,4	0,5	0,7	0,8	0,9	1,1	1,2
1	1,3	1,5	1,6	1,7	1,9	2,0	2,1	2,3	2,4	2,5
2	2,7	2,8	2,9	3,1	3,2	3,3	3,5	3,6	3,7	3,9
3	4,0	4,1	4,3	4,4	4,5	4,7	4,8	4,9	5,1	5,2
4	5,3	5,5	5,6	5,7	5,9	6,0	6,1	6,3	6,4	6,5
5	6,7	6,8	6,9	7,1	7,2	7,3	7,5	7,6	7,7	7,9
6	8,0	8,1	8,3	8,4	8,5	8,7	8,8	8,9	9,1	9,2
7	9,3	9,5	9,6	9,7	9,9	10,0	10,1	10,3	10,4	10,5
8	10,7	10,8	10,9	11,1	11,2	11,3	11,5	11,6	11,7	11,9
9	12,0	12,1	12,3	12,4	12,5	12,7	12,8	12,9	13,1	13,2
10	13,3	13,5	13,6	13,7	13,9	14,0	14,1	14,3	14,4	14,5
11	14,7	14,8	14,9	15,1	15,2	15,3	15,5	15,6	15,7	15,9
12	16,0	16,1	16,3	16,4	16,5	16,7	16,8	16,9	17,1	17,2
13	17,3	17,5	17,6	17,7	17,9	18,0	18,1	18,3	18,4	18,5
14	18,7	18,8	18,9	19,1	19,2	19,3	19,5	19,6	19,7	19,9
15	20,0	20,1	20,3	20,4	20,5	20,7	20,8	20,9	21,1	21,2
16	21,3	21,5	21,6	21,7	21,9	22,0	22,1	22,3	22,4	22,5
17	22,7	22,8	22,9	23,1	23,2	23,3	23,5	23,6	23,7	23,9
18	24,0	24,1	24,3	24,4	24,5	24,7	24,8	24,9	25,1	25,2
19	25,3	25,5	25,6	25,7	25,9	26,0	26,1	26,3	26,4	26,9

20	26,7	26,8	26,9	27,1	27,2	27,3	27,5	27,6	27,7	27,9
21	28,0	28,1	28,3	28,4	28,5	28,7	28,8	28,9	29,1	29,2
22	29,3	29,5	29,6	29,7	29,9	30,0	30,1	30,3	30,4	30,5
23	30,7	30,8	30,9	31,1	31,2	31,3	31,5	31,6	31,7	31,9
24	32,0	32,1	32,3	32,4	32,5	32,7	32,8	32,9	33,1	33,2
25	33,3	33,5	33,6	33,7	33,9	34,0	34,1	34,3	34,4	34,5
26	34,7	34,8	34,9	35,1	35,2	35,3	35,5	35,6	35,7	35,9
27	36,0	36,1	36,3	36,4	36,5	36,7	36,8	36,9	37,1	37,2
28	37,3	37,5	37,6	37,7	37,9	38,0	38,1	38,3	38,4	38,5
29	38,7	38,8	38,9	39,1	39,2	39,3	39,5	39,6	39,7	39,9
30	40,0	40,1	40,3	40,4	40,5	40,7	40,8	40,9	41,1	41,2
31	41,3	41,5	41,6	41,7	41,9	42,0	42,1	42,3	42,4	42,5
32	42,7	42,8	42,9	43,1	43,2	43,3	43,5	43,6	43,7	43,9
33	44,0	44,1	44,3	44,4	44,5	44,7	44,8	44,9	45,1	45,2
34	45,3	45,5	45,6	45,7	45,9	46,0	46,1	46,3	46,4	46,5
35	46,7	46,8	46,9	47,1	47,2	47,3	47,5	47,6	47,7	47,9
36	48,0	48,1	48,3	48,4	48,5	48,7	48,8	48,9	49,1	49,2
37	49,3	49,5	49,6	49,7	49,9	50,0	50,1	50,3	50,4	50,5
38	50,7	50,8	50,9	51,1	51,2	51,3	51,5	51,6	51,7	51,9
39	52,0	52,1	52,3	52,4	52,5	52,7	52,8	52,9	53,1	53,2

СОТЫЕ ДОЛИ

Пример 1. Величина абсолютной влажности, вычисленная по психрометрическим таблицам, 13,6 м.м. Для перевода ее в миллибары в первом левом столбце отыскивают целые миллиметры, т. е. 13, а в верхней горизонтальной строке отыскивают доли миллиметра, т. е. 6. На пересечении найденных строк горизонтальной „13“ и вертикальной „6“ находится величина 18,1 мб, соответствующая абсолютной влажности 13,6 м.м.

Пример 2. Для перевода в миллибары величины максимальной упругости пара, выраженной в сотых долях миллиметра (а также абсолютной влажности), пользуются дополнительной табличкой, помещенной слева внизу.

Максимальная упругость пара 2,78 м.м

2,7	м.м	3,6	мб
0,08	"	0,11	"
2,78	м.м	3,71	мб

**ТАБЛИЦА ДЛЯ ПЕРЕВОДА ВЕЛИЧИНЫ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ, ВЫРАЖЕННОГО В МИЛЛИМЕТРАХ —
В МИЛЛИБАРЫ**

Согни и десятки мм	Единицы мм										Десятые доли	
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	мм	мб
680	906,6	907,9	909,2	910,6	911,9	913,2	914,6	915,9	917,2	918,6		
690	919,9	921,2	922,6	923,9	925,2	926,6	927,9	929,2	930,6	931,9	0,1	0,1
700	933,2	934,6	935,9	937,2	938,6	939,9	941,2	942,6	943,9	945,2	0,2	0,3
710	946,6	947,9	949,2	950,6	951,9	953,2	954,6	955,9	957,2	958,6	0,3	0,4
720	959,9	961,2	962,6	963,9	965,2	966,6	967,9	969,2	970,6	971,9	0,4	0,5
730	973,2	974,6	975,9	977,2	978,5	979,9	981,2	982,6	983,9	985,2	0,5	0,7
740	986,6	987,9	989,2	990,6	991,9	993,2	994,6	995,9	997,2	998,6	0,6	0,8
750	999,9	1001,2	1002,6	1003,9	1005,2	1006,6	1007,9	1009,2	1010,6	1011,9	0,7	0,9
760	1013,2	1014,6	1015,9	1017,2	1018,6	1019,9	1021,2	1022,6	1023,9	1025,2	0,8	1,1
770	1026,6	1027,9	1029,2	1030,6	1031,9	1033,2	1034,6	1035,9	1037,2	1038,6		
780	1039,9	1041,2	1042,6	1043,9	1045,2	1046,6	1047,9	1049,2	1050,6	1051,9		
790	1053,2	1054,6	1055,9	1057,2	1058,6	1059,9	1061,2	1062,6	1063,9	1065,2		
800	1066,6	1067,9	1069,2	1070,5	1071,9	1073,2	1074,6	1075,9	1077,2	1078,6		

Пример 1. Отсчет по барометру, после введения поправок и приведения к уровню моря — 717,7 мм. Для того, чтобы перевести эту величину в миллибара, отыскиваем в первом слева вертикальном столбце таблицы — сотни и десятки мм, т. е. 740, а в первой вверху горизонтальной строке — единицы мм, т. е. 7. На пересечении горизонтальной строки „740“ и вертикальной строки „7“ находим 995,9 что соответствует 747 мм. К найденному числу необходимо прибавить еще число, полученное от перевода в миллибара 0,7 мм. Из таблички справа, надписанной „десяти доли“, находим, что 0,7 мм соответствует 0,9 лб, и следовательно:

747 <i>м.и.</i>	995,9 <i>мб</i>
0,7 " "	0,9 "
717,7 <i>м.и.</i>	996,8 <i>мб</i>

Пример 2. Исправленный поправками и приведенный к уровню моря отсчет барометра 7713 *мм*:

$$\begin{array}{rcc} 771 & M.M. & 1027,9 \text{ } m\beta \\ 0,3 & " & 0,4 " \\ \hline 771,3 & M.M. & 1028,3 \text{ } u\beta \end{array}$$

Приложение VI

**ТАБЛИЦА ДЛЯ ПЕРЕВОДА ВЕЛИЧИНЫ БАРИЧЕСКОЙ ТЕНДЕНЦИИ,
ВЫРАЖЕННОЙ В МИЛЛИМЕТРАХ — В ПЯТЬЮ ДОЛИ МИЛЛИБАРА**

Целые мм	Десятые доли мм									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	00	01	01	02	03	03	04	05	05	06
1	07	07	08	09	09	10	11	11	12	13
2	13	14	15	15	16	17	17	18	19	19
3	20	21	21	22	23	23	24	25	25	26
4	27	27	28	29	29	30	31	31	32	33
5	33	34	35	35	36	37	37	38	39	39
6	40	41	41	42	43	43	44	45	45	46
7	47	47	48	49	49	50	51	51	52	53
8	53	54	55	55	56	56	57	58	59	59
9	60	61	61	62	63	63	64	65	65	66
10	67	68	68	69	69	70	71	72	72	73

Пример. Величина барической тенденции 1,3 мм. Для того чтобы перевести эту величину в миллибары, отыскиваем в первом слева вертикальном столбце целые мм, т. е. 1, а в первой вверху горизонтальной строке—десятые доли мм, т. е. 3. На пересечении горизонтальной строки „1“ с вертикальной строкой „3“ находим 09, т. е. $\frac{9}{10}$ мб.

Если тенденция больше 10,9 мм, например 14,3 мм, то ее следует рассматривать как сумму 10,0 мм и 4,3 мм и, превратив в пятые доли мб каждое из слагаемых, взять сумму.

Приложение VII

**ТАБЛИЦА ДЛЯ ПЕРЕВОДА ВЕЛИЧИНЫ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ,
ВЫРАЖЕННОЙ В МИЛЛИБАРАХ — В МИЛЛИМЕТРЫ**

Mб	Mм	Mб	Mм	Mб	Mм	Mб	Mм	Mб	Mм
935	701,3	965	723,8	995	746,3	1025	768,8	1055	791,3
940	705,1	970	727,6	1000	750,1	1030	772,6	1060	795,1
945	708,8	975	731,3	1005	753,8	1035	776,3	1065	798,8
950	712,6	980	735,1	1010	757,6	1040	780,1	1070	802,6
955	716,3	985	738,9	1015	761,3	1045	783,8	1075	806,3
960	720,1	990	742,6	1020	765,1	1050	787,6	1080	810,1

ФОРМА ЛИСТА СУДОВОЙ МЕСЯЧ

(для больших

1	194	г. месяц	число	$\varphi =$	$\lambda =$	в полдень				
2	GG	Час наблюдений по	поясу	00 ч.	04 ч.	08 ч.	12 ч.	16 ч.	20 ч.	
3	φφφ	Место наблюден.	Широта	$\varphi =$						
4	λλλ		Долгота	$\lambda =$						
5	d _s	Корабль	Курс (истинный) . . .							
6	V _s	Корабль	Ход (скорость в узлах) . . .							
7		Ветер	Направление							
8			Анемометр { 1-й отчет							
9			2-й отчет							
10			Разность/скорость м/сек	/	/	/	/	/	/	
11	DD	Истинный	Направление румб . . .							
12	F		Скорость м/сек баллы .	/	/	/	/	/	/	
13		Давление воздуха	Термом. при анероиде .							
14			Отсчет анероида							
15			Поправки анероида . . .							
16	PPP	Давление воздуха	Исправлен- ное и приве- денно к давле- нию воздуха	м.м. миллибар						
17	(BBB)									
18	a		Барометрическая							
19	bb		тенденция							
20	V		Видимость в морских милях							
21		Температура воздуха	Сухой	Отсчет						
22				Поправка						
23	TT			Исправлен. величина .						
24			Смоченный	Отсчет						
25				Поправка						
26				Исправлен. величина .						
27		Влажность	{	абсолютная . . .						
28		воздуха		относительная . . .						
29		Темпера-		Отсчет						
30		тура воды		Поправка						
31				Исправлен. величина .						
32	t _d			Разность температуры воды и воздуха (31—23)						

Приложение VIII

**НОЙ КНИЖКИ НАБЛЮДЕНИЙ
кораблей)**

На ходу из		в		На якоре					
		Продолжение срока наблюдений		00 ч.	04 ч.	08 ч.	12 ч.	16 ч.	20 ч.
33		Сост. моря	Ветровое волнение в баллах						
34	K		Зыбь в баллах						
35	Dк		Направление зыби (откуда)						
36	N/NL		Количество: общее/нижних		/	/	/	/	/
37	C	Облачность	Преобладающих						
38	Ch		Верхнего яруса						
39	Cm	Форма	Среднего яруса						
40	Cl		Нижнего яруса						
41	W		Погода промежутка						
42	ww		Погода в срок наблюдений						
43		Примечание							
44	Подпись наблюдателя		00 ч.		12 ч.				
			04 ч.		16 ч.				
			08 ч.		20 ч.				
45		Подпись штурмана							
М Е Т Е О - Т Е Л Е Г Р А М М А									
PQLL	λλ GG	DDFww	BBVTT	3C _L C _M CHN	TdKDkWNL	dsvsabb	Подпись	Время отправки	

Приложение IX

ФОРМА ЛИСТА СУДОВОЙ МЕСЯЧНОЙ КНИЖКИ НАБЛЮДЕНИЙ
 (для малых кораблей)

Год _____ месяц _____ число _____

	00	04	08	12	16	20
Место наблюд.	Широта					
	Долгота					
Ветер	Курс корабля					
	Скорость в узлах					
	Направление					
	Скорость					
Примечание	Состояние моря в баллах					
	Видимость в милях					
	Облачность в баллах					
Отметка об изменении маневренных и эволюционных качеств корабля и действия его оружия и средств от условий погоды и состояния моря.						
наблюдатели	00 ч.		12 ч.			
	04 ч.		16 ч.			
	08 ч.		20 ч.			

Подпись штурмана

Приложение X

УСЛОВНЫЕ ЗНАКИ ДЛЯ НАНЕСЕНИЯ ДАННЫХ НА РАБОЧИЕ КОМПЛЕКСНЫЕ КАРТЫ ПОГОДЫ

ww	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	W	N	C _L	C _M	C _H	C	a	S	Kd
00					=	∞	$\overline{\wedge}$	=	(=)			.	.	.	-	/		0	
10	 			V	\wedge	\wedge)		9			D	<	→	/	—	—	1	
20	 	[•	*	*	*	V	V	R]	R]				≤	→	≤	wave	—	2
30		$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$			3	→	3	/	wave	—	
40													4	→	4	/	wave	—	
50	(,	,	,	,	,	,	,	,	,	,	,		5	→	5	wave	—	—	
60		•	••	••	••	••						---	X	<	~	/	wave	—	
70		*	* *	*	*	*	*	*	*	*			6	→	6	wave	—	—	
80		•	•	V	V	V	V	V	V	V			7	—	7	wave	—	—	
90		R	R	R	R	R	R	R	R	R			8	—	8	wave	X	—	

Приложение XI

УСЛОВНЫЕ ЗНАКИ, ПРИМЕНЯЕМЫЕ НА СИНОПТИЧЕСКИХ КАРТАХ БЮЛЛЕТЕНЕЙ ПОГОДЫ

WW	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	W	N	C _L	C _M	C _H	a
00					=	∞	◐	<	= (≡)		○				/ 0	
10	(*) (R)	(S)	V	Λ	Λ)			6		○	D	<	-	/ 1	
20	(*)	,	•	*	*	V	V	V	R		○	D	≤	→	w 2	
30		S						+		S	○	D	3	-	/ 3	
40	≡	≡	.				≡			≡	○	D	1	✓	4	
50		,				≡	;			,	○	w	2-		/ 5	
60		•				•	*			•	○	---	X	✓	/ 6	
70		*				≡		↔		*	○	D	6	w	7	
80	V	V	*	*	V	*	V	V	V	V	●	B	H	-	/ 8	
90	R	R	R*	R	R	R	R	R	R	R	⊗	B	6	w	9	

Приложение XII

УСЛОВНЫЕ ЗНАКИ ДЛЯ НАНЕСЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК СОСТОЯНИЯ ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ

	E
0	□
1	●
2	;
3	□
4	*
5	2
6	*■
7	*
8	*■
9	*■
	\\

Приложение XIII

УСЛОВНЫЕ ЗНАКИ, ПРИМЕНЯЕМЫЕ НА НЕКОТОРЫХ УПРОЩЕННЫХ КАРТАХ ПОГОДЫ

N	ww	a
0	00-19	0
1	20-29	1
2	30-34	2
3	35-39	3
4	40-49	4
5	50-59	5
6	60-69	6
7	70-79	7
8	80-89	8
9	90-99	9

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение

	Стр.
§ 1. Предмет Метеорологии	3
§ 2. Понятие о погоде и климате	5
§ 3. Влияние погоды и климата на деятельность человека	8
§ 4. Значение погоды и климата в военном деле	10
§ 5. Задачи Метеорологии	11

Контрольные вопросы к введению

ОТДЕЛ ПЕРВЫЙ

АТМОСФЕРА, ЕЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В НЕЙ

Глава I. Изучение атмосферы

§ 6. Метеорологические наблюдения	14
§ 7. Сеть метеорологических станций	17
§ 8. Исследование высоких слоев атмосферы	19
§ 9. Метеорологическая служба СССР	22
§ 10. Обработка результатов наблюдений	23
§ 11. Понятие об изоповерхностях и изолиниях	27
§ 12. Понятие о градиенте и ступени	30

Контрольные вопросы к главе I

Глава II. Высота, состав и строение атмосферы

§ 13. Высота атмосферы	34
§ 14. Состав атмосферы	—
§ 15. Строение газов	40
§ 16. Диффузия газов	41
§ 17. Атмосфера как коллоид	42
§ 18. Вертикальное строение атмосферы	43

Контрольные вопросы к главе II

Глава III. Основные физические свойства воздуха

§ 19. Теплоемкость воздуха	46
§ 20. Теплопроводность воздуха	47
§ 21. Прозрачность и теплопрозрачность воздуха	48
§ 22. Внутреннее трение в воздухе	50

Контрольные вопросы к главе III

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение

	Стр.
§ 1. Предмет Метеорологии	3
§ 2. Понятие о погоде и климате	5
§ 3. Влияние погоды и климата на деятельность человека	8
§ 4. Значение погоды и климата в военном деле	10
§ 5. Задачи Метеорологии	11

Контрольные вопросы к введению

ОТДЕЛ ПЕРВЫЙ

АТМОСФЕРА, ЕЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В НЕЙ

Глава I. Изучение атмосферы

§ 6. Метеорологические наблюдения	14
§ 7. Сеть метеорологических станций	17
§ 8. Исследование высоких слоев атмосферы	19
§ 9. Метеорологическая служба СССР	22
§ 10. Обработка результатов наблюдений	23
§ 11. Понятие об изоповерхностях и изолиниях	27
§ 12. Понятие о градиенте и ступени	30

Контрольные вопросы к главе I

Глава II. Высота, состав и строение атмосферы

§ 13. Высота атмосферы	34
§ 14. Состав атмосферы	—
§ 15. Строение газов	40
§ 16. Диффузия газов	41
§ 17. Атмосфера как коллоид	42
§ 18. Вертикальное строение атмосферы	43

Контрольные вопросы к главе II

Глава III. Основные физические свойства воздуха

§ 19. Теплоемкость воздуха	46
§ 20. Теплопроводность воздуха	47
§ 21. Прозрачность и теплопрозрачность воздуха	48
§ 22. Внутреннее трение в воздухе	50

Контрольные вопросы к главе III

Глава IV. Вес, давление и плотность воздуха

Стр.

§ 23. Некоторые основные законы	52
§ 24. Вес воздуха	54
§ 25. Давление воздуха	55
§ 26. Плотность воздуха	59
§ 27. Закон Архимеда в приложении к воздуху	60
§ 28. Значение плотности воздуха в военном деле	62

Контрольные вопросы к главе IV

Глава V. Приходо-расход энергии в атмосфере

§ 29. Солнечная радиация и причины изменения ее напряженности	66
§ 30. Излучение земной поверхности и атмосферы	71
§ 31. Нагревание и охлаждение тропосферы	74
§ 32. Адиабатические процессы в атмосфере	76
§ 33. Степень устойчивости напластования воздушных масс в атмосфере	81
§ 34. Конвекционные токи в атмосфере	85

Контрольные вопросы к главе V

Глава VI. Температура воздуха

§ 35. Измерение температуры воздуха	92
§ 36. Суточный и годовой ход температуры воздуха	96
§ 37. Географическое распределение температуры воздуха в нижнем слое атмосферы	100
§ 38. Распределение температуры воздуха в атмосфере по вертикали	106
§ 39. Значение температуры воздуха в военном деле	109

Контрольные вопросы к главе VI

Глава VII. Приходо-расход водяного пара в атмосфере

§ 40. Испарение, улетучивание, конденсация и сублимация	113
§ 41. Насыщение пространства и условия, необходимые для конденсации и сублимации	116
§ 42. Продукты конденсации и сублимации водяного пара в атмосфере	119
§ 43. Процессы, могущие обусловить выделение части водяного пара, содержащегося в атмосфере, и типичные для них гидрометеоры	124

Контрольные вопросы к главе VII

Глава VIII. Влажность воздуха

§ 44. Измерение влажности воздуха	131
§ 45. Суточный и годовой ход влажности воздуха	135
§ 46. Изменение влажности воздуха с высотой	136
§ 47. Значение влажности воздуха в военном деле	137

Контрольные вопросы к главе VIII

<i>Глава IX. Облачность и облака</i>	Стр.
§ 48. Наблюдения над облачностью и облаками	138
§ 49. Виды и главнейшие разновидности облаков и их описания .	141
§ 50. Суточный и годовой ход облачности и ее географическое распределение	159
§ 51. Значение облачности в военном деле	163
<i>Контрольные вопросы к главе IX</i>	
<i>Глава X. Осадки</i>	
§ 52. Наблюдения осадков	165
§ 53. Разновидности осадков	166
§ 54. Характер осадков	170
§ 55. Суточный и годовой ход осадков и географическое распределение осадков	171
§ 56. Значение осадков в военном деле	175
<i>Контрольные вопросы к главе X</i>	
<i>Глава XI. Туманы и видимость</i>	
§ 57. Разновидности туманов	177
§ 58. Распределение туманов на земной поверхности	183
§ 59. Видимость	185
<i>Контрольные вопросы к главе XI</i>	
<i>Глава XII. Давление воздуха</i>	
§ 60. Измерение давления воздуха	188
§ 61. Суточный и годовой ход давления воздуха	196
<i>Контрольные вопросы к главе XII</i>	
<i>Глава XIII. Ветер</i>	
§ 62. Определение направления ветра	199
§ 63. Измерение скорости ветра	200
§ 64. Наблюдения над ветром на ходу корабля	205
§ 65. Строение и характер ветра; волны в атмосфере.	208
§ 66. Влияние земной поверхности на ветер.	212
§ 67. Суточный и годовой ход ветра	215
§ 68. Значение ветра в военном деле	216
<i>Контрольные вопросы к главе XIII</i>	
<i>Глава XIV. Причина ветра и силы, действующие на воздушные потоки</i>	
§ 69. Причина ветра	224
§ 70. Барический градиент	227
§ 71. Изобары и определение величины барического градиента . .	229
§ 72. Приведение величины атмосферного давления к определенному уровню	231
§ 73. Линии тока	233
§ 74. Силы, действующие на воздушные потоки	234
<i>Контрольные вопросы к главе XIV</i>	

Глава XV. Географическое распределение атмосферного давления и ветров на земном шаре

§ 75. Разновидности воздушных потоков и форм барического рельефа	234
§ 76. Географическое распределение давления воздуха и ветров на земной поверхности	258
§ 77. Пассаты, штилевая полоса, господствующие ветры и муссоны .	264
§ 78. Розы ветров и карты ветров	267
§ 79. Общая циркуляция атмосферы	268
§ 80. Местные ветры	273

Контрольные вопросы к главе XV

Глава XVI. Световые, звуковые и электрические явления в атмосфере

§ 81. Световые явления в атмосфере	280
§ 82. Звуковые явления в атмосфере	289
§ 83. Электрические явления в атмосфере	293

Контрольные вопросы к главе XVI

ОТДЕЛ ВТОРОЙ

ОСНОВЫ ПОГОДОВЕДЕНИЯ

Глава XVII. Организационно-технические основы синоптического метода

§ 84. Организация Службы Погоды	300
§ 85. Сеть синоптических станций	301
§ 86. Метеорологические радиосводки	303
§ 87. Метеорологические коды	304
§ 88. Нанесение данных на карты	307
§ 89. Предварительный анализ упрощенной рабочей карты	316

Контрольные работы к главе XVII

Глава XVIII. Основные Массы воздуха

§ 90. Формирование физического облика воздушных Масс и классификация их	325
§ 91. Арктический воздух	328
§ 92. Тропический воздух	329
§ 93. Полярный воздух	332

Контрольные вопросы к главе XVIII

Глава XIX. Перерождающиеся Массы воздуха

§ 94. Перерождение Масс воздуха	337
§ 95. Теплые Массы	338
§ 96. Холодные Массы	340
§ 97. Понятие о репрезентативности	344

Контрольные вопросы к главе XIX

Глава XX. Поверхности раздела между Массами воздуха	Стр.
§ 98. Поверхности раздела	348
§ 99. Квазистационарные фронты	351
§ 100. Теплые фронты	355
§ 101. Холодные фронты	364
<i>Контрольные вопросы к главе XX</i>	
Глава XXI. Возникновение циклонов, их развитие и затухание	
§ 102. Циклоны в стадии волны.	380
§ 103. Циклон в стадии идеального циклона	384
§ 104. Окклюдирование и затухание циклонов	388
§ 105. Серии циклонов	405
§ 106. Термические и динамические циклоны	407
<i>Контрольные вопросы к главе XXI</i>	
Глава XXII. Антициклонические образования в умеренных широтах	
§ 107. Возникновение антициклонических образований в умеренных широтах	410
§ 108. Облик погоды в антициклонических образованиях в умеренных широтах	413
§ 109. Основные разновидности антициклонических образований в отношении их подвижности	415
<i>Контрольные вопросы к главе XXII</i>	
Глава XXIII. Некоторые правила и методы, применяемые при анализе синоптических карт погоды	
§ 110. Общие замечания	419
§ 111. Перемещения циклонов	420
§ 112. Перемещения ложбин и частных циклонов	425
§ 113. Перемещения коридоров пониженного давления	427
§ 114. Перемещения антициклонов	—
§ 115. Перемещения барических клиньев	428
§ 116. Перемещение отрогов и ядер повышенного давления	430
§ 117. Перемещения перемычек повышенного давления	—
§ 118. Перемещение седел	431
§ 119. Перемещения систем прямолинейных изобар	432
§ 120. Барические тенденции и их характеристики	—
<i>Контрольные работы к главам XVIII–XXII</i>	
Глава XXIV. Тропические циклоны, торнадо и смерчи	
§ 121. Тропические циклоны	438
§ 122. Места зарождения и пути перемещения тропических циклонов	440
§ 123. Погода в тропических циклонах	446
§ 124. Признаки приближения тропических циклонов и правила расхождения с ними	449
§ 125. Торнадо и смерчи	456
<i>Контрольные вопросы к главе XXIV</i>	

Глава XXV. Продукция Службы Погоды

Стр.

§ 126. Основные метеосводки и рабочие синоптические карты погоды	460
§ 127. Бюллетени погоды	461
§ 128. Служба информации и прогнозов погоды	464
§ 129. Служба предостережений	466
§ 130. Ледовая Служба	467

Контрольные работы к главе XXV

Глава XXVI. Местные признаки предстоящей погоды

§ 131. Общие указания	469
§ 132. Ориентирование в барическом поле	473
§ 133. Специальные местные признаки	478

Контрольные вопросы и работы к главе XXVI

Список дополнительной литературы по метеорологии

481

ПРИЛОЖЕНИЯ

I. Шкала Бофорта	482
II. Схемы расположения данных около пунсонов на синоптических картах	486
III. Таблица значений E_t и Q_t при различных температурах (t)	487
IV. Таблица для перевода в мб величин e и d , выраженных в мм	488
V. Таблица для перевода давления из мм в мб	490
VI. » » » тенденций в пятые доли мб	491
VII. » » » давления из мб в мм	—
VIII. Форма листа судовой месячной книжки наблюдений (большой корабль)	492
IX. Форма листа судовой месячной книжки наблюдений (малый корабль)	494
X. Условные знаки для нанесения данных на рабочие комплексные карты погоды	495
XI. Условные знаки, применяемые на синоптических картах бюллетеней погоды	496
XII. Условные знаки для нанесения характеристик состояния поверхности почвы	497
XIII. Условные знаки, применяемые на некоторых упрощенных картах погоды	—

Редактор капитан 3 ранга С. И. Челпанов.

Издание 2-е, исправленное. Подписано к печати 18/1 1941 г. ГМ 145519. 31 $\frac{1}{2}$ печ. л. + 2 вклейки. Уч.-авт. л. 37,94. 54000 тип. зн. в печ. л. Цена книги в переплете 10 р. 75 к., без переплета 9 р. 50 к.
Заказ № 465.

2-я типография ОГИЗа РСФСР треста „Полиграфкнига“ „Печатный Двор“ им. А. М. Горького. Ленинград, Гатчинская, 26.

