

$z = 0$); $\text{rot}_z \tau$ — символ вертикальной проекции вихря ($\text{rot}_z \tau = \partial \tau_y / \partial x - \partial \tau_x / \partial y$, где $\tau_x = \rho k \partial u / \partial z$, $\tau_y = \rho k \partial v / \partial z$).

На верхней границе H пограничного слоя τ обращается в нуль. Формула (4.2) для этого уровня принимает вид

$$\omega_H = \frac{1}{2\omega_z \rho} \left(\frac{\partial \tau_{0y}}{\partial x} - \frac{\partial \tau_{0x}}{\partial y} \right). \quad (4.3)$$

В том случае, когда распределение скорости ветра описывается по модели Экмана—Окерблома ($k = \text{const}$), формула (4.3) приобретает вид формулы А. Ф. Дюбюка

$$\omega_H = D \left(\frac{\partial^2 p_0}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p_0}{\partial y^2} \right) = D \Delta p_0, \quad (4.4)$$

где $D = ka(2\omega_z)^2 \rho$, $a = \sqrt{\omega_z / k}$, Δp_0 — лапласиан давления на уровне моря.

5 Местные ветры

Местные ветры относятся к атмосферным явлениям, горизонтальная протяженность (масштаб) которых изменяется от нескольких сотен метров до десятков и первых сотен километров. Такие явления и процессы, наблюдаемые в атмосфере, называют *мезометеорологическими*. Возникают местные ветры под влиянием воздействия неоднородностей земной поверхности на воздушный поток более крупного масштаба.

Существуют два вида воздействий земной поверхности на атмосферу — термическое и механическое. Различие в теплофизических, радиационных и других свойствах соседних частей земной поверхности ведет к возникновению горизонтальной разности температуры, которая в свою очередь порождает барический градиент, являющийся непосредственной причиной возникновения ветра. К таким ветрам относятся бризы, горнодолинные (склоновые) и ледниковые ветры. Эти ветры выражены тем отчетливее, чем меньше скорость воздушного потока более крупного масштаба.

Под влиянием механических воздействий со стороны местных препятствий (гор, возвышенностей, лесов, строений) воздушный поток также испытывает возмущения: на наветренной стороне он совершает восходящие, на подветренной — нисходящие движения; в долинах, горных ущельях скорость потока увеличивается и т. п.

Местные ветры выражены тем отчетливее, чем больше скорость набегающего на препятствие воздушного потока. Эти ветры носят название фёна, боры, стокового ветра и ветра горных проходов. Наибольших значений скорость ветра достигает в тех частях препятствий, где воздух совершает нисходящее движение.

Местные ветры термического происхождения обладают хорошо выраженной периодичностью: в течение суток изменяется не только скорость ветра, но и направление.

Закономерности суточного хода и распределения с высотой метеорологических величин над неоднородной земной поверхностью существенно отличаются от рассмотренных в предыдущих параграфах закономерностей изменения этих величин над однородной поверхностью.

Рассмотрим краткий механизм возникновения наиболее широко распространенных местных движений воздуха.

В утренние часы, после восхода Солнца, суша и воздух над ней нагреваются значительно быстрее, чем море. Так как в более теплом воздухе давление падает с высотой медленнее, чем в холодном, изобарические поверхности приобретают наклон в сторону моря (рис. 21.8), тем более значительный, чем выше расположена изобарическая поверхность. Под влиянием барического градиента G_2 на высотах начинается отток воздуха с суши на море (стрелка 1), а над сушей возникает восходящее движение (стрелка 2). Вследствие увеличения массы воздуха над морем давление здесь на нижних уровнях повысится, а изобарические поверхности приобретут наклон в сторону суши. Под влиянием барического градиента в нижнем слое возникает движение воздуха с моря на сушу (стрелка 3) — ветер, который носит название *дневного бриза*. Таким образом, когда установится замкнутая циркуляция, называемая *бризовой*, изобарические поверхности будут располагаться так, как показано на рис. 21.8: одна из поверхностей (p^*) горизонтальна, а выше нее поверхности наклонены в сторону моря, ниже — в сторону суши.

В слое от земной поверхности до высоты в среднем около 200 м (на которой располагается изобарическая поверхность p^*) ветер направлен с моря на сушу (дневной, или морской, бриз), в слое от 200 м до 1—1,5 км — с суши на море (антибриз). В глубь суши и моря бризовая циркуляция распространяется в зависимости от разности температур между сушей и водоемом на 10—20 км (иногда до 100 км). Скорость ветра при морском бризе в среднем составляет 3—5 м/с.

Ночью вследствие сильного выхолаживания суши возникает циркуляция, противоположная по направлению дневной: в нижнем слое ветер направлен с суши на море (ночной бриз), в верхнем —

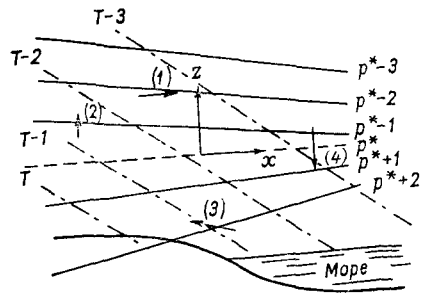


Рис. 21.8. Схема, поясняющая возникновение и развитие бризовой циркуляции.

с моря на сушу. В тропических широтах бризовая циркуляция наблюдается круглый год, в умеренных и высоких широтах — только летом.

Горно-долинным (склоновым) ветром называется ветер, возникающий под влиянием горизонтальной разности температур между склоном горы и атмосферным воздухом на той же высоте над долиной. Днем склоны гор, обращенные в сторону Солнца, имеют более высокую температуру, чем воздух на той же высоте над

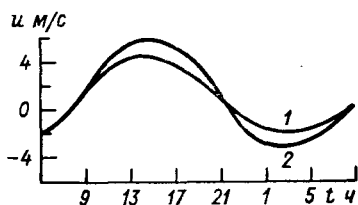


Рис. 21.9. Суточные колебания составляющей скорости ветра, параллельной оси Ахангоранской долины.

1 — Ахангоран, 2 — Турке.

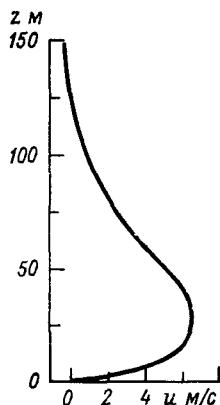


Рис. 21.10. Вертикальный профиль составляющей скорости ветра, перпендикулярной оси долины, в момент максимального развития дневной циркуляции в Ахангоранской долине.

долиной, т. е. наблюдается горизонтальный градиент температуры, направленный от склона горы в сторону долины. Под влиянием этого градиента возникает замкнутое движение (циркуляция) воздуха: в нижнем слое ветер направлен из долины вдоль склона горы, в верхнем — от склона горы в сторону долины. Ночью склоны горы охлаждаются быстрее, чем воздух на той же высоте. Следствием этого процесса является движение воздуха, которое по направлению противоположно дневному.

На рис. 21.9 приведены результаты наблюдений за скоростью ветра вблизи земной поверхности в двух пунктах, расположенных в Ахангоранской долине Тяньшанского горного массива (один из них — Ахангоран — расположен в центре долины, а второй — Турке — в ее верхней части). Видно, что составляющая скорости

ветра вдоль оси долины меняет в течение суток знак: она положительна (направлена вдоль долины в сторону гор) днем и отрицательна (направлена от гор в нижнюю часть долины) ночью.

На рис. 21.10 изображен вертикальный профиль составляющей скорости ветра, перпендикулярной оси долины, в момент максимального развития горно-долинной циркуляции, осредненной за 5 суток наблюдений в Ахангоране. Согласно этому рисунку, скорость ветра направлена из долины к склону горы до высоты около 125 м. Выше этого уровня днем воздух движется в обратном направлении: от склона горы к оси долины.

Обратим внимание на то, что, поскольку долины, как правило, не горизонтальны, а имеют уклон в ту или другую сторону, то, наряду с составляющей скорости ветра, перпендикулярной оси долины, возникает движение воздуха вдоль оси долины: в сторону подъема долины днем и в обратном направлении ночью.

В том случае, когда склоны горы покрыты ледником, горизонтальный градиент температуры днем и ночью направлен от долины в сторону ледника. Поэтому *ледниковый* ветер в нижнем слое всегда направлен от ледника к долине, в верхнем — от долины к леднику, при этом над ледником наблюдается нисходящее, а над долиной — восходящее движение воздуха. Скорость ветра увеличивается ночью и уменьшается днем (под влиянием термических факторов).

Более строгое объяснение возникновения местных ветров можно получить на основе уравнения вихря скорости. Чтобы получить последнее, нужно воспользоваться уравнениями движения. Запишем их в таком виде:

$$-\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}, \quad \frac{\partial \omega}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g. \quad (5.1)$$

При этом предполагаем, что все другие члены малы по сравнению с выписанными. Ось x направлена по нормали к береговой черте в сторону моря, ось z — по вертикали вверх (см. рис. 21.8). Если первое из уравнений (5.1) продифференцировать по z , второе — по x , а затем вычесть, то получим

$$\frac{\partial \Omega_y}{\partial t} = \frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial z} \right), \quad (5.2)$$

где

$$\Omega_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial \omega}{\partial x}. \quad (5.3)$$

Эта величина представляет собой проекцию на ось y (перпендикулярную плоскости рис. 21.8) вихря скорости движения Ω . Если еще воспользоваться уравнением состояния воздуха, со-

гласно которому $\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial s} = \frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial s} - \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial s}$ (s равно x или z), то уравнение (5.2) приведем к виду

$$\frac{\partial \Omega_y}{\partial t} = -\frac{1}{\rho T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial z} \right). \quad (5.4)$$

Оценка порядка величины показывает, что основную роль в правой части (5.4) играет второе слагаемое, содержащее производную $\partial T/\partial x$. Поскольку воздух над сушей теплее, чем над морем, то, согласно рис. 21.8 (на котором наряду с изобарами изображены также изотермы), $\partial T/\partial x < 0$. Поскольку всегда $\partial p/\partial z < 0$, то на основе уравнения (5.4) получаем

$$\partial \Omega_y / \partial t > 0. \quad (5.5)$$

Если в начальный момент движение отсутствовало (а наши рассуждения относятся именно к этому моменту), то неравенство (5.5) означает, что в последующие моменты времени $\Omega_y > 0$.

Нетрудно видеть, что правая часть (5.3) положительна тогда, и только тогда, когда движение (циркуляция) воздуха происходит так, как показано на рис. 21.8. В самом деле, в этом случае $\partial u/\partial z > 0$ (в верхней части $u > 0$, в нижней $u < 0$) и $\partial \omega/\partial x < 0$ (над морем $\omega < 0$, над сушей $\omega > 0$), а $\Omega_y > 0$.

Ночью изотермические поверхности приобретают наклон в сторону суши, вследствие чего $\partial T/\partial x > 0$ (над морем теплее, чем над сушей). В этом случае, как показывает уравнение (5.4), $\partial \Omega_y / \partial t < 0$.

Так с помощью уравнения вихря скорости объясняется возникновение местных циркуляций термического происхождения.

На развитие местных ветров большое влияние оказывают силы трения и инерционные силы. Поэтому строгую теорию местных ветров можно построить путем решения системы уравнений, в которых сохранены эти силы.

Из местных ветров механического происхождения кратко остановимся лишь на фёне и боре.

Пусть воздушный поток встречает на своем пути некоторый горный хребет. При вынужденном подъеме по наветренному склону хребта воздух будет охлаждаться сначала сухоадиабатически, а затем (выше уровня конденсации) псевдоадиабатически. Из образовавшегося на наветренном склоне облака должен выпадать дождь с тем, чтобы понизилось влагосодержание воздуха. Последующее опускание воздуха по подветренному склону будет происходить сухоадиабатически, если вся капельная вода выпала на наветренном склоне. В результате к основанию подветренного склона хребта воздух придет более теплым и сухим, чем пришел к основанию наветренного склона. Этот теплый и сухой воздух на

подветренном склоне хребта и называют *фёном* или *фёновым ветром*.

Так, если на некотором уровне $p = 970$ гПа, $T = 25^\circ\text{C}$ и $f = 60\%$ ($s = 12\%$), то после подъема и опускания температура воздуха повысится до $34,6^\circ\text{C}$, а относительная влажность упадет до 20% (при условии, что при подъеме за счет выпадения осадков массовая доля водяного пара уменьшилась до 7%).

Следует подчеркнуть, что для возникновения фёнового ветра необходимо не только наличие горы, но и вполне определенное распределение атмосферного давления в горизонтальной плоскости, а именно: оно должно быть высоким по одну сторону хребта и низким — по другую. Так, когда южнее Альп располагается антициклон, а севернее — циклон, то на южных склонах гор наблюдаются осадки, а на северных дует сильный и сухой фён с юга. При повышенном давлении к северу от Альп и пониженном к югу от них на северных склонах выпадают сильные осадки, а на южной стороне Альп наблюдается безоблачная погода при северном, сухом и горячем ветре. Иногда фёном называют движение, возникающее под влиянием общего опускания воздуха в антициклоне, в этом случае фён наблюдается на обеих сторонах горного хребта (можно только отметить, что в этом случае высокие температуры и низкая относительная влажность наблюдались бы и при отсутствии гор).

Следует иметь в виду, что подъем воздуха по склону горы сопровождается уменьшением кинетической энергии, которая переходит в потенциальную. Вследствие этого скорость движения воздуха по мере подъема по склону замедляется и на некотором уровне обращается в нуль, в результате чего происходит накопление воздуха и растет давление на наветренном склоне хребта. Поэтому нередко, помимо переваливания воздушного потока через горы, часть его начинает стекать обратно по горному склону навстречу общему направлению переноса воздушной массы. При этом воздух также нагревается и иссушается, а скорость ветра может достигать больших значений (таково происхождение известного своей сухостью и порывистостью сильного юго-восточного ветра в районе Алма-Аты).

Продолжительность фёна колеблется от нескольких часов до нескольких суток; периоды усиления ветра сменяются периодами ослабления; наибольших значений скорость ветра достигает в долинах, по которым на подветренной стороне хребта поток стекает в виде струй.

Характерная особенность фёна — образование плотных облаков, которые наблюдаются на наветренной стороне хребта и нависают в виде шапки (стены) на подветренной стороне, где их нижняя граница и вертикальная поверхность резко очерчены. Иногда фёновые облака имеют вид вала (воротника), висящего над горным хребтом. Отметим, что фёновое облако только внешне

кажется неподвижно висящим над горным хребтом. В действительности, происходит непрерывное обновление этого облака: воздушным потоком капли выносятся на подветренную сторону и, опустившись ниже уровня конденсации, испаряются; на наветренной же стороне и над хребтом образуются все новые и новые капли.

Под влиянием осадков на наветренной и отчасти на подветренной стороне хребта, высоких температур и сухости воздуха при фёне наблюдается стремительное таяние и испарение снежного покрова, сопровождающиеся наводнениями, обвалами и селевыми потоками в горах. Фёновые явления широко распространены на всех материках планеты.

В усилении ветров механического происхождения большую роль играет сила тяжести. Это относится к *боре* — штормовому холодному ветру, дующему вдоль склона горы или возвышенности в сторону моря (например, в районе Новороссийска). Бора формируется преимущественно зимой, когда над холодным материком устанавливается антициклон, а над теплым водоемом — область низкого давления (на Черном море — это чаще всего глубокий циклон, пришедший со Средиземного моря). Воздушный поток, переваливший через невысокий хребет, будет усиливаться при опускании вдоль поверхности склона, если стратификация атмосферы над морем неустойчивая (такие условия как раз и наблюдаются зимой): в этом случае кинетическая энергия возрастает за счет энергии неустойчивости.

Скорость ветра при боре достигает 30—40 м/с, порывы ее могут быть вдвое и даже втрое сильнее.

За последние 50 лет в Новороссийске отмечено 636 случаев боры, при этом в среднем ежегодно хотя бы один шторм носил катастрофический характер. Особо жесткой бывает фронтальная бора, связанная с прохождением холодного фронта. Согласно одной из морских лоций Черного моря, «...осенью и зимой северо-восточные ветры часто превращаются в ураганы. . . Вихри рвут воду и гонят ее брызгами, так что все пространство Цемесской бухты покрыто туманом. В Новороссийске в это время невозможно выходить на улицы: мелкие камни, поднимаемые ветром, бьют с силою в лицо и могут изувечить. Довольно прочные каменные здания колеблются от напора ветра. . .» Известны случаи, когда бора продолжалась больше недели. Температура воздуха при боре опускается до -20°C и ниже. Первым признаком боры служат сплошные облака, нависающие в виде шапки над горами. Опустившись по подветренному склону примерно до середины горного хребта, эти облака тают. Штормовой ветер поднимает с залива огромную массу брызг, вызывающих сильное обледенение судов и зданий.

Мощный поток холодного воздуха, вырвавшись на морской простор, иногда по северной периферии циклона распространяется

вплоть до западных берегов Черного моря, где также вызывает немалые разрушения.

Как и фён, бора наблюдается во многих районах земного шара.

6 Закономерности распределения метеорологических величин в приземном слое атмосферы на основе теории подобия и размерности

Выше указывалось, что логарифмические формулы, описывающие распределение метеорологических величин в приземном слое, справедливы при стратификации, близкой к безразличной. При сильно устойчивой и неустойчивой стратификации наблюдаются систематические отклонения профилей скорости ветра, температуры и влажности воздуха от логарифмических (см. рис. 21.2). Однако при всех условиях профиль скорости ветра и других метеорологических величин при приближении к земной поверхности асимптотически переходит в логарифмический ($c \sim \lg z$). Этот переход происходит тем выше, чем ближе стратификация к безразличной.

В последние десятилетия предпринимались многочисленные попытки построить такую теорию, которая учитывала бы влияние стратификации на профиль метеорологических величин. Наиболее полное решение упомянутая проблема получила на основе представлений теории подобия и размерности. Эта теория применительно к исследованию строения приземного слоя была развита А. М. Обуховым и А. С. Мониним.

Анализ размерных величин, которые входят в уравнения, определяющие изменение температуры и скорости ветра с высотой в приземном слое, позволил сделать заключение: безразмерные температура (т. е. отношение T/T_*) и скорость ветра (отношение c/u_*) являются универсальными функциями безразмерного отношения — параметра статической устойчивости.

$$\zeta = z/L^*. \quad (6.1)$$

Здесь L^* — масштаб высоты Монина—Обухова:

$$L^* = \frac{u_*^2}{\kappa^2 \beta T_*}, \quad (6.2)$$

где u_* — скорость трения (масштаб скорости), T_* — масштаб температуры:

$$T_* = - \frac{Q_0}{\kappa \rho_0 u_*}, \quad (6.3)$$

$\beta = g/T$ — параметр плавучести (g — ускорение свободного падения), κ — постоянная Кармана.