

Таблица 20.3. Повторяемость (число случаев) максимальных скоростей ветра

Пункт	Слой, гПа					
	500—200	200—100	100—50	50—30	30—10	10—4
Москва	631	54	22	33	69	12
Новосибирск	751	84	26	19	30	—
Хабаровск	878	333	77	31	56	11

в струйном течении увеличивается в 2—4 раза в 71 % случаев и более чем в 4 раза в 29 % случаев. Горизонтальный градиент скорости ветра в струе наиболее часто составляет 6—8 м/с на 100 км при колебаниях от 2 до 16 м/с на 100 км.

В области субтропического струйного течения, как показывают рис. 20.6 и 20.7, тропопауза, как правило, терпит разрыв: к югу от течения располагается высокая (16—17 км) и холодная (от -70 до -80°C) тропическая тропопауза, к северу — низкая (9—10 км) и относительно теплая (от -50 до -60°C) полярная тропопауза.

7 Длинные волны

Другим важнейшим атмосферным объектом, изучению которого уделяется особенно большое внимание в последние 30—40 лет, являются так называемые *длинные*, или *гироскопические*, волны.

В п. 4 доказано, что в случае горизонтального движения в баротропной атмосфере и при отсутствии сил трения абсолютный вихрь в перемещающейся воздушной массе сохраняет постоянное значение (см. формулу (4.8)). Нетрудно показать, что вихрь скорости относительного движения, т. е. скорости ветра, положителен в циклонах и ложбинах и отрицателен в антициклонах и гребнях. В самом деле, если ось x направлена по касательной к параллели на восток, а ось y — по касательной к меридиану на север, то в циклоне $\partial v/\partial x > 0$ и $\partial u/\partial y < 0$, т. е. $\Omega_z > 0$; в антициклоне $\partial v/\partial x < 0$ и $\partial u/\partial y > 0$, т. е. $\Omega_z < 0$.

Пусть под влиянием каких-либо воздействий термического (бароклинного) или механического происхождения траектория воздушной массы, которая первоначально перемещалась вдоль круга широты с запада на восток, отклонилась к северу и приобрела циклоническую кривизну (рис. 20.9 а). Но как только масса начнет перемещаться к полюсу, вихрь Ω_z , согласно формуле (4.8), должен начать уменьшаться, ибо с увеличением широты растет $2\omega_z = 2\omega \sin \varphi$. На некоторой широте Ω_z уменьшится до нуля (траектория пройдет через точку перегиба), а затем воздушная

масса будет двигаться по траектории, имеющей антициклоническую кривизну. После смещения на север, при котором направление движения будет все более приближаться к западному, воздушная масса начнет движение к югу, приближаясь к исходной широте, где она получила циклоническую завихренность. Но при движении к югу антициклонический вихрь начнет ослабевать (Ω_z растет, поскольку уменьшается $2\omega_z$), на некоторой широте обратится в нуль, а затем движение вновь будет циклоническим и т. д.

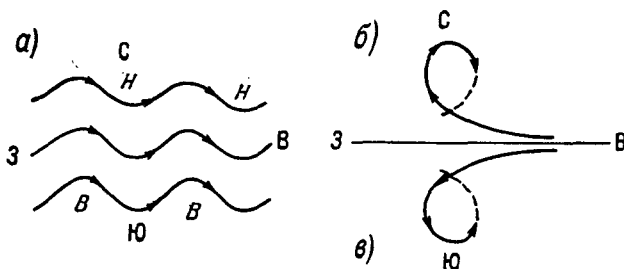


Рис. 20.9. Схема, поясняющая образование длинных волн (а), циклонов (в) и антициклонов (б) в зональном потоке.

Эти рассуждения приводят к заключению, что под влиянием возмущений и вращения Земли в западном потоке обязательно возникают волновые движения.

Рассмотрим еще случай движения воздушной массы с востока на запад (рис. 20.9 б). Если масса отклоняется к северу (поток приобретает антициклоническую кривизну), то по мере движения отрицательный вихрь скорости будет усиливаться (кривизна траектории будет увеличиваться), пока масса не начнет перемещаться к югу. Приобретя при движении к северу большей по модулю отрицательный вихрь, масса возвратится на исходную широту, имея антициклонически искривленную траекторию. Образуется, таким образом, замкнутый вихрь (антициклон). Подобные движения играют важную роль в расчленении субтропического пояса высокого давления на отдельные антициклоны (азорский над Атлантическим океаном, тихоокеанский и др.).

Если воздушная масса перемещается с востока и отклоняется к югу (рис. 20.9 в), то образуется положительный замкнутый вихрь (циклон). Такие циклоны образуются при северо-восточных вторжениях арктического воздуха в умеренные широты.

Теория, развитая Россби (в основе ее лежит уравнение (4.6)), дает для скорости движения волны c следующую формулу:

$$c = U - \frac{\beta \lambda^2}{4\pi^2}, \quad (7.1)$$

где U — зональная скорость западного переноса, λ — длина волны, $\beta = \partial(2\omega_z)/\partial y = 2\omega \cos \varphi/R$ — параметр Россби, R — радиус Земли.

Из формулы (7.1) следует, что при заданной U скорость движения волны с запада на восток тем меньше, чем больше длина волны λ . Волны с длиной λ_s , удовлетворяющей соотношению

$$\lambda_s = 2\pi \sqrt{U/\beta}, \quad (7.2)$$

неподвижны ($c = 0$). Волны, длина которых $\lambda > \lambda_s$, движутся с востока на запад ($c < 0$).

Длина неподвижных волн (λ_s), как следует из табл. 20.4, рассчитанной по формуле (7.2), составляет несколько тысяч километров. Такие стационарные волны, охватывающие огромные территории, оказывают большое влияние на условия погоды в течение длительных промежутков времени (недель и месяцев). Так, если летом над Европейской частью СССР расположена ложбина стационарной волны, то наблюдается прохладная дождливая погода, обусловленная выносами холодного воздуха с северо-запада в западной части этой ложбины. Одновременно над Западной Сибирью располагается гребень стационарной волны, в котором летом наблюдается теплая сухая погода. Если же над Европейской частью СССР располагается гребень волны, то под влиянием выноса воздушных масс с юго-запада устанавливается теплая сухая погода, нередко сопровождающаяся засухами. Отметим, что волны наиболее часто возникают в средней и верхней тропосфере; вблизи же уровня моря они нередко имеют вид циклонов и антициклонов.

Таблица 20.4. Длина (км) неподвижных (стационарных) волн

Ф ° с. ш.	U м/с				
	5	10	15	20	25
30	3150	4460	5640	6310	7050
45	3490	4940	6050	6980	7790
60	4140	5850	7180	8300	9260

Теория длинных волн получила глубокое развитие в трудах Е. Н. Блиновой. Она учла сферичность Земли, притоки тепла от материков и океанов, турбулентный перенос тепла и влаги по горизонтали и вертикали, радиационные притоки тепла. В работах Блиновой развита теория общей циркуляции атмосферы, климата и долгосрочных прогнозов погоды гидродинамическими методами. В основе ее лежит уравнение переноса вихря, записанное в сферических координатах. К нему присоединяются уравнения притока тепла и влаги, переноса радиации, уравнение теплопроводности почвы (на суше) и воды (на море).

В нашу задачу не входит подробное рассмотрение этой, в целом достаточно сложной теории. Остановимся лишь на некоторых основных моментах.

Движение атмосферы, равно как поля температуры и давления, представляется в виде суммы основного зонального потока и отклонений (возмущений) от него. Анализ фактических данных показал, что над большей частью полушария (исключение составляет лишь экваториальная область) зональную скорость на уровне 700—500 гПа можно представить в виде следующей функции широты φ :

$$U(\varphi) = ar \cos \varphi, \quad (7.3)$$

где r — расстояние до центра Земли.

Параметр α в формуле (7.3) представляет собой отношение линейной скорости движения атмосферы вдоль круга широты к расстоянию $r \cos \varphi$ до оси вращения Земли, т. е. α — угловая скорость вращения атмосферы по отношению к поверхности Земли. Этот параметр называют *индексом циркуляции*. Он принимает наибольшие значения зимой, наименьшие — летом. Индекс циркуляции α изменяется также при смене форм циркуляции, среди которых наиболее четко различаются зональная (с высоким значением α) и меридиональная (с низким значением α).

Поскольку зональное движение геострофическое, то

$$U(\varphi) = - \frac{1}{2\omega \sin \varphi r} \frac{\partial \bar{P}}{\partial \varphi}, \quad (7.4)$$

где \bar{P} — зональное давление.

Интегрируя формулу (7.4), с учетом (7.3) получаем

$$\bar{P}(\varphi) = \bar{P}_0 + \alpha r^2 \omega \cos^2 \varphi. \quad (7.5)$$

Распределение зональной температуры \bar{T} описывается формулой такого же вида:

$$\bar{T}(\varphi) = T_0 + M \cos^2 \varphi, \quad (7.6)$$

где T_0 и M — постоянные.

Отклонения величин от зональных значений представляются в виде разложений по сферическим и тригонометрическим функциям. В простейшем случае (индекс циркуляции — постоянная величина, не зависящая от высоты и широты; притоки тепла отсутствуют; отклонения малы по сравнению с зональными значениями) для угловой скорости движения волны получена формула

$$\sigma = \alpha m - \frac{2(\alpha + \omega) m}{n(n+1)}, \quad (7.7)$$

где m — число волн, укладываемых вдоль круга широты (длина волны λ и m связаны соотношением $m\lambda = 2\pi r \cos \varphi$);

$n - m$ — число точек на меридиане (от полюса до полюса), в которых амплитуда отклонений давления от зонального обращается в нуль. При больших n угловая скорость волны положительна — волна движется с запада на восток ($\sigma > 0$), при малых n волна движется на запад ($\sigma < 0$). Волны стационарны ($\sigma = 0$), если выполняется равенство

$$2 \left(1 + \frac{\omega}{\alpha} \right) - n^* (n^* + 1) = 0, \quad (7.8)$$

где n^* — значение n , соответствующее стационарному состоянию.

По соотношению (7.8) рассчитаны значения α/ω , а также значения зональной скорости на широте 45° :

n^*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$10^3 \frac{\alpha}{\omega}$	500	200	111	71	50	37	29	23	18	15	13
U м/с	164	65	36	23	16	12	9	7	6	5	4

Согласно приведенным данным, при обычно наблюдающихся значениях α ($10^3 \frac{\alpha}{\omega} = 25 \div 50$) и зональной скорости ветра (10—20 м/с) значения n^* должны лежать в довольно узких пределах (6—8).

Теория, развитая Е. Н. Блиновой, вполне удовлетворительно объясняет основные черты общей циркуляции атмосферы.

8 Тропические циклоны

Тропические циклоны (называемые на восточном побережье Азии и островах Тихого океана тайфунами, а в Северной Америке и островах Атлантики ураганами) принадлежат к числу наиболее мощных, обладающих огромной разрушительной силой и энергией, явлений природы. Согласно оценкам, выполненным специалистами, энергии, высвобождающейся за 10 дней существования тропического циклона средней интенсивности, достаточно для удовлетворения энергетических потребностей такой страны, как США в течение 600 лет. Циклон за сутки выделяет энергию примерно $5 \cdot 10^{19}$ Дж — это эквивалентно энергии 500 тыс. атомных бомб, сброшенных в конце второй мировой войны (август 1945 г.) американцами на японские города Хиросиму и Нагасаки. Во время урагана, прошедшего в сентябре 1932 г. через Пуэрто-Рико, выпало (обрушилось) $2,5 \cdot 10^9$ т осадков — это в 250 раз больше той массы воды, которая была поднята в воздух при атомном взрыве в Бикини.

Обладая столь внушительной энергией, тропические циклоны, проходя над морями, островами и прибрежными районами, вызы-