

Если рассматривается движение над однородной поверхностью Земли, то последнее слагаемое в левой части (4.1) можно считать близким к нулю. (Заметим, что применительно к горам это слагаемое имеет существенное значение; оно позволяет объяснить некоторое заполнение циклонов при подходе их к вытянутым вдоль меридиана горам, например Уральским, и углубление после переваливания хребта.) Если отвлечься еще от учета адвекции тепла (бароклинного фактора) и влияния вертикальных движений ($w \approx 0$), то уравнение переноса вихря примет вид

$$\frac{\partial \Omega_z}{\partial t} + u \frac{\partial \Omega_z}{\partial x} + v \frac{\partial \Omega_z}{\partial y} + \beta v = 0 \quad (4.6)$$

или

$$\frac{\partial \Delta \psi}{\partial t} + (\psi, \Delta \psi) + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = 0, \quad (4.7)$$

где $(\psi, \Delta \psi) = \frac{\partial \psi}{\partial x} \frac{\partial (\Delta \psi)}{\partial y} - \frac{\partial \psi}{\partial y} \frac{\partial (\Delta \psi)}{\partial x}$ — якобиан.

Первое из этих уравнений можно переписать с учетом того, что

$$\frac{d(2\omega_z)}{dt} = \frac{\partial(2\omega_z)}{\partial t} + u \frac{\partial(2\omega_z)}{\partial x} + v \frac{\partial(2\omega_z)}{\partial y} = \beta v$$

в виде

$$\frac{d}{dt} (\Omega_z + 2\omega_z) = 0 \quad \text{или} \quad \Omega_z + 2\omega_z = \text{const.} \quad (4.8)$$

Сумма $\Omega_z + 2\omega_z$ носит название *абсолютного вихря*. Она представляет собой удвоенную мгновенную скорость абсолютного вращения воздушной массы вокруг вертикали (вихрь скорости равен, как известно, удвоенной скорости вращения частицы).

Таким образом, в баротропной бездивергентной атмосфере *абсолютный вихрь скорости при движении индивидуальной воздушной массы сохраняет во времени постоянное значение, т. е. является инвариантом.*

5 Особенности глобального распределения скорости ветра в атмосфере

Остановимся на объяснении закономерностей атмосферных движений, горизонтальная протяженность (масштаб) которых сравнима с размерами материков и океанов. Систему таких движений глобального масштаба принято называть *общей циркуляцией атмосферы*.

Под влиянием разности температур между низкими и высокими широтами возникает барический градиент, направленный

вдоль меридиана от экватора к полюсам. Если бы Земля не вращалась, то возникло бы движение воздуха вдоль барического градиента. Однако кориолисова сила изменяет направление движения вправо в северном полушарии и влево в южном. Равновесие между барическим градиентом и кориолисовой силой наступит тогда, когда движение воздуха будет происходить вдоль кругов широты с запада на восток в том и другом полушарии, т. е. будет наблюдаться *западный ветер*. Атмосфера, таким образом, не только полностью и на всех высотах участвует во вращательном суточном движении Земли с запада на восток с угловой скоростью $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, но и перемещается с запада же на восток по отношению к земной поверхности. Следовательно, атмосфера не только не отстает от твердого тела Земли, но и *опережает* его.

Западный перенос воздушных масс — наиболее характерная и важная черта общей циркуляции в свободной атмосфере. Из приведенных рассуждений следует, что западный перенос в атмосфере возникает вследствие разности температур между низкими (экваториальными) и высокими (полярными) широтами и поддерживается ею. Эта разность температур в свою очередь порождена различием в притоке солнечной радиации в указанные области земного шара.

В тропосфере, где в среднем горизонтальный градиент температуры направлен от низких широт к высоким, скорость западного ветра, согласно выводам п. 2, с высотой увеличивается. Она достигает максимума вблизи тропопаузы. В стратосфере горизонтальный градиент температуры, как было выяснено в главе 12, в теплую половину года направлен от высоких широт к низким. Вследствие этого термическая составляющая скорости ветра направлена с востока на запад и с высотой растет. Под влиянием этой составляющей скорость западного ветра в стратосфере с высотой уменьшается и на некоторой высоте (15—27 км) достигает минимума. Выше этого уровня, называемого *велопаузой* или *ветропаузой*, в теплую половину года преобладает над всем полушарием *восточный* ветер, скорость которого увеличивается с высотой в верхней стратосфере и мезосфере. Выше велопаузы в теплую половину года формируется обширный антициклон с центром над полярной областью; ниже этого уровня преобладает над полушарием циклоническая циркуляция.

Зимой горизонтальный градиент температуры направлен к полюсу не только в тропосфере, но и в стратосфере умеренных и высоких широт. Вследствие этого западный ветер сохраняется и продолжает усиливаться с высотой в пределах всех трех слоев — тропосферы, стратосферы и мезосферы. На рис. 20.4 приведены меридиональные вертикальные разрезы атмосферы — осредненные по времени (примерно за 10 лет) и долготе западные и восточные составляющие скорости ветра. Осредненные по долготе и, таким образом, зависящие только от широты и высоты метео-

рологические величины называются *зональными*. Согласно рис. 20.4 а, в январе над большей частью полушария преобладает западный перенос. Только в тропической зоне¹ наблюдаются во-

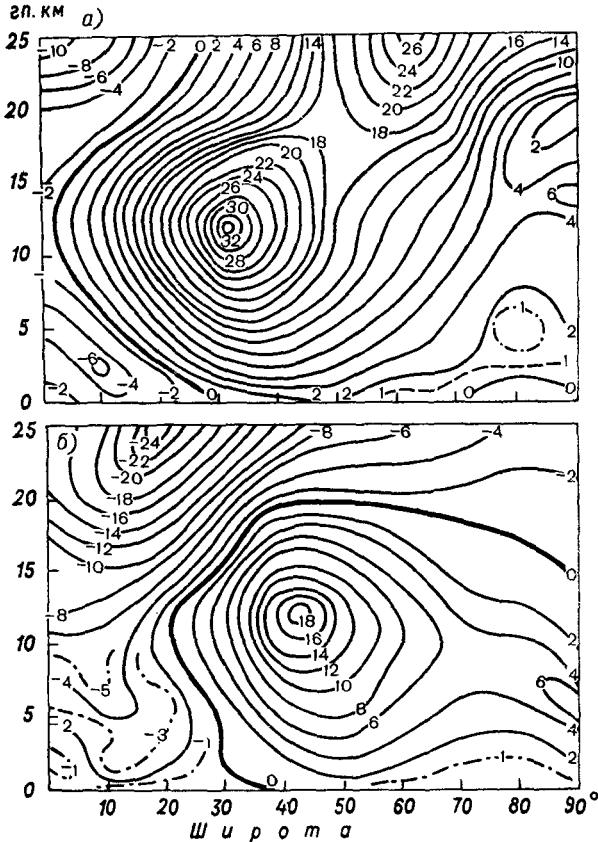


Рис. 20.4. Вертикальный разрез поля зонального ветра за январь (а) и июль (б). Северное полушарие.

Цифры у линий — скорость ветра в м/с; со знаком «минус» дана скорость восточного ветра.

сточные ветры. В нижней тропосфере это *пассатный* северо-восточный ветер, формирующийся на южной периферии субтропических антициклонов; в стратосфере восточный ветер возникает под влиянием горизонтального градиента температуры, направленного

¹ Тропической зоной принято называть область, заключенную между 25° с. ш. и 25° ю. ш. На эту зону приходится около 42 % поверхности

Земли. Океаны в тропической зоне занимают 75 % всей ее поверхности, что составляет около 44 % площади Мирового океана.

от умеренных широт к экватору. Уже по средним данным отчетливо прослеживается максимум скорости ветра на высоте около 12 км и широте 30—35°. Зональная скорость ветра (рис. 20.5) на широте 30° в тропосфере возрастает, а в стратосфере убывает; на широте 50° скорость ветра растет с высотой в тропосфере и стратосфере (следствие распределения температуры по горизонтали).

Летом, согласно рис. 20.4 б, скорость ветра почти в 2 раза меньше, чем зимой (максимальные скорости 18 и 32 м/с). Это яв-

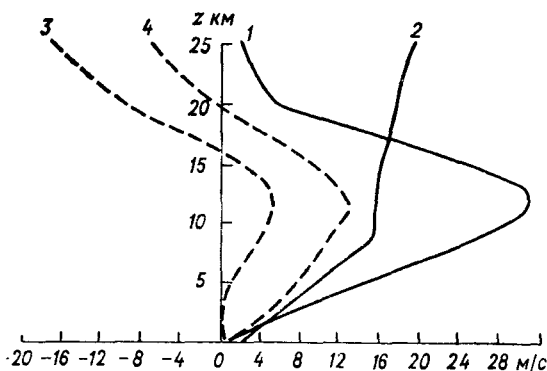


Рис. 20.5. Распределение с высотой зональной скорости ветра на широте 30° (1 и 3) и 50° (2 и 4) в январе (1 и 2) и в июле (3 и 4).

ляется следствием уменьшения разности температур в тропосфере между экватором и полюсом.

Область западных ветров летом значительно меньше, чем зимой. Она сдвинута в более высокие широты (максимум скорости ветра наблюдается на широте 40—45°). Кроме того, с высоты около 20 км над всем полушарием господствует восточный ветер, т. е. наблюдается обращение ветра с западного на восточный (велопауза по этим средним данным находится по высоте около 15 км на широте 30° и около 20 км на широте 50°).

Пассатные потоки северного полушария встречаются с пассатными (юго-восточными) потоками южного полушария в переходной зоне, которая носит название *внутритропической зоны конвергенции* (ВЗК) или *экваториальной зоны сходимости*. Иногда эта зона настолько обостряется, что представляет собой *тропический фронт*. Под влиянием сходимости в экваториальной зоне возникают сильные восходящие движения и образуется мощная кучево-дождевая облачность. В экваториальной зоне сходимости преобладают слабые, изменчивые по направлению ветры или штиль. На океанах положение зоны сходимости более устойчивое,

чем на материках. В Атлантическом океане в среднем она располагается на $0-3^{\circ}$ с. ш. в марте и на $3-11^{\circ}$ с. ш. в сентябре. Летом северного полушария зона сходимости на материках смещается до 22° с. ш. над Африкой и до 35° с. ш. над Восточной Азией. Пассатные потоки обоих полушарий над океанами — это устойчивые по направлению ветры умеренной скорости (вблизи поверхности океана $5-8$ м/с). Сведения о распространении границ пассатов над Атлантическим и Тихим океанами приведены в табл. 20.1.

Таблица 20.1. Границы распространения пассатов

Океан	Полушарие	Март	Сентябрь
Атлантический	Северное	$26-3^{\circ}$ с. ш.	$35-11^{\circ}$ с. ш.
	Южное	$0-25^{\circ}$ ю. ш.	3° с. ш.— 25° ю. ш.
Тихий	Северное	$25-5^{\circ}$ с. ш.	$30-10^{\circ}$ с. ш.
	Южное	3° с. ш.— 28° ю. ш.	7° с. ш.— 20° ю. ш.

Над материками пассаты неустойчивы и слабо выражены.

Средняя высота распространения пассата (меридиональная составляющая скорости ветра направлена к экватору) составляет около 5 км (с довольно значительными отклонениями в ту и другую сторону). Выше этого уровня преобладает движение воздуха с составляющей, направленной в сторону полюсов. Это так называемый *антипассат*, приобретающий под влиянием кориолисовой силы на широте $25-30^{\circ}$ западное направление.

На эту планетарную картину распределения воздушных течений накладываются движения, порождаемые разностями температур между материками и океанами, между различными воздушными массами, а также между неоднородностями земной поверхности более мелкого масштаба.

Под влиянием разности температур между материками и океанами возникает и развивается *муссонная циркуляция* — явление, по условиям возникновения близкое к бризовой циркуляции, но осложненное влиянием кориолисовой силы и общим (западным) переносом.

6 Струйные течения

При достаточно больших горизонтальных контрастах температур между воздушными массами, т. е. в случае хорошо выраженных в пределах всей тропосферы фронтальных зон, образуются