

соотношения (1.1) и (1.3) дают лишь приближенные значения для проекций ветра вне пограничного слоя. Модель движения атмосферы, в которой проекции скорости ветра принимаются равными  $u_g$  и  $v_g$ , носит название *квазигеострофической модели* (говорят также *квазигеострофическое приближение*).

Впервые И. А. Кибель показал, что для крупномасштабных процессов атмосферы (их характерный размер составляет примерно 1000 км) ветер в свободной атмосфере близок к геострофическому: отклонения ветра от геострофического примерно на порядок меньше  $c_g$ . Более того, доказано, что квазигеострофичность (вместе с квазистатическим и квазиadiaбатическим условиями) позволяет исключить (отфильтровать) из системы уравнений метеорологии те решения (волны), которые не имеют погодообразующего значения. Их нередко называют *метеорологическими шумами*.

## 2 Изменение геострофического ветра с высотой

В пограничном слое ветер изменяется с высотой в основном под влиянием земной поверхности и турбулентного трения. В свободной атмосфере скорость ветра также изменяется с высотой по модулю и направлению, но основную роль в изменении скорости здесь играют уже не силы трения, а изменение градиента давления  $G_2$  под влиянием горизонтального градиента температуры  $\Gamma$ .

Для выяснения физической стороны явления рассмотрим следующий простой случай. Пусть на некоторой высоте (например,  $z_1 = 1$  км) градиент давления  $G_2 = 0$  и, как следствие,  $c_g = 0$ , но температура столба воздуха над точкой  $A$  выше температуры столба над точкой  $B$  (рис. 20.1), т. е. выше уровня  $z_1$  наблюдается градиент температуры  $\Gamma$ , направленный от  $A$  к  $B$ . Так как, согласно п. 2 главы 3, давление в холодной массе падает с вы-

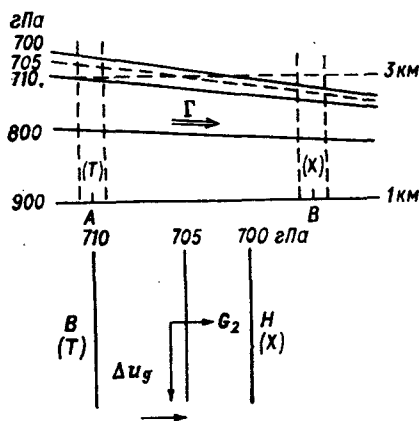


Рис. 20.1. Схема изменения геострофического ветра с высотой под влиянием горизонтального градиента температуры.

сотой быстрее, чем в теплой, то на всех уровнях выше  $z_1$  (в том числе на  $z_2 = 3$  км) будет наблюдаться градиент давления  $G_2$ , направленный от  $A$  к  $B$ . Под влиянием  $G_2$  возникает движение, которое в установившемся случае будет происходить вдоль изо-

ар. В нижней части рис. 20.1 приведено распределение давления в горизонтальной плоскости на уровне  $z_2 = 3$  км. Из рис. 20.1 и приведенных рассуждений следует, что обусловленное  $\Gamma$  приращение геострофического ветра  $\Delta u_g$  направлено по перпендикуляру к  $\Gamma$ , причем так, что область холода в северном полушарии остается слева, а область тепла — справа от направления движения (в южном — наоборот).

Для установления количественных соотношений обратимся к выражениям (1.1). Если заменить в них  $\rho$  по уравнению состояния, то получим:

$$\frac{u_g}{T} = -\frac{R}{2\omega_z} \frac{\partial \ln p}{\partial y}, \quad \frac{v_g}{T} = \frac{R}{2\omega_z} \frac{\partial \ln p}{\partial x}. \quad (2.1)$$

Дифференцируя эти уравнения по  $z$ , меняя в правой части порядок дифференцирования и привлекая уравнение статики  $-\frac{\partial \ln p}{\partial z} = \frac{g}{RT}$ , придем к соотношениям:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{u_g}{T} \right) = \frac{1}{2\omega_z} \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{g}{T} \right), \quad \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{v_g}{T} \right) = -\frac{1}{2\omega_z} \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{g}{T} \right). \quad (2.2)$$

Интегралы этих уравнений имеют вид:

$$u_g(z) = \frac{T}{T_1} u_g^{(1)} - \frac{gT}{2\omega_z} \int_{z_1}^z \frac{1}{T^2} \frac{\partial T}{\partial y} dz, \quad (2.3)$$

$$v_g(z) = \frac{T}{T_1} v_g^{(1)} + \frac{gT}{2\omega_z} \int_{z_1}^z \frac{1}{T^2} \frac{\partial T}{\partial x} dz, \quad (2.4)$$

где  $u_g^{(1)}$ ,  $v_g^{(1)}$  — проекции скорости геострофического ветра на некотором исходном уровне  $z_1$ . Формулы (2.3) и (2.4) показывают, что геострофический ветер на произвольной высоте  $z$  можно представить в виде векторной суммы, составленной из: а) геострофического ветра  $c_g^{(1)}$  на исходном уровне (множитель  $T/T_1$  практически равен единице); б) ветра, зависящего от горизонтального градиента температуры в слое от  $z_1$  до  $z$ . Последний называют *термическим ветром* ( $\Delta c_\tau$ ), проекции скорости которого, согласно (2.3) и (2.4), равны:

$$\Delta u_\tau = -\frac{gT}{2\omega_z} \int_{z_1}^z \frac{1}{T^2} \frac{\partial T}{\partial y} dz, \quad \Delta v_\tau = \frac{gT}{2\omega_z} \int_{z_1}^z \frac{1}{T^2} \frac{\partial T}{\partial x} dz. \quad (2.5)$$

Вводя вполне допустимые упрощения, эти соотношения можем переписать в виде:

$$\Delta u_{\tau} = - \frac{g}{2\omega_z T_m} \left( \frac{\partial T}{\partial y} \right)_m (z - z_1),$$

$$\Delta v_{\tau} = \frac{g}{2\omega_z T_m} \left( \frac{\partial T}{\partial x} \right)_m (z - z_1). \quad (2.6)$$

Здесь  $-(\partial T/\partial x)_m$ ,  $-(\partial T/\partial y)_m$  — проекции среднего (в слое от  $z_1$  до  $z$ ) горизонтального градиента температуры  $\Gamma_m$ . Если ось  $x$  направить по нормали к  $\Gamma_m$ , то из (2.6) получим:

$$\Delta u_{\tau} = \frac{g\Gamma_m}{2\omega_z T_m} (z - z_1), \quad \Delta v_{\tau} = 0, \quad (2.7)$$

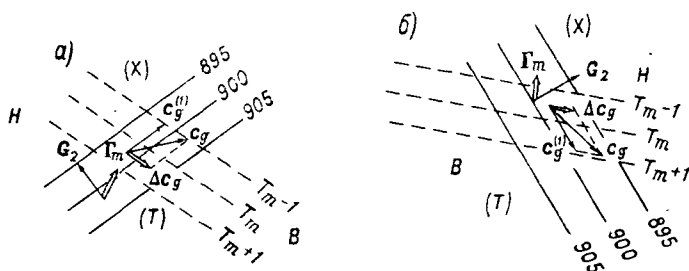


Рис. 20.2. Изменение геострофического ветра с высотой.

*a* — правый поворот при адвекции тепла, *б* — левый поворот при адвекции холода.

т. е. термический ветер направлен вдоль изотерм средней температуры слоя (при этом  $\Delta u_{\tau} > 0$  в северном и  $\Delta u_{\tau} < 0$  в южном полушарии). Модуль термического ветра пропорционален  $\Gamma_m$  и толщине слоя  $z - z_1$ . Поскольку, как было показано в п. 6 главы 3, средняя температура слоя пропорциональна относительному геопотенциалу, расчет термического ветра можно производить с помощью карт относительной топографии (термический ветер направлен вдоль изогипс последней).

В зависимости от абсолютной величины градиентов  $G_2$  на уровне  $z_1$  и  $\Gamma_m$ , а также от угла между ними наблюдается большое разнообразие вертикальных профилей геострофического ветра. Практический интерес представляют следующие принципиально различные случаи.

В первом случае (рис. 20.2 *a*) горизонтальный градиент температуры  $\Gamma_m$  отклонен вправо от градиента давления  $G_2$  на исходном уровне, а перенос происходит из области тепла (Т) в область холода (Х). Это значит, что в каждую точку пространства приходят частицы с более высокой температурой — наблюдается

*адвекция тепла.* Вектор скорости ветра с увеличением высоты поворачивает вправо, приближаясь по направлению к изотермам (штриховые линии).

Во втором случае (рис. 20.2 б) изотермы отклонены влево от изобар и вектор скорости ветра с увеличением высоты поворачивает влево, также приближаясь по направлению к изотермам средней температуры слоя.<sup>1</sup> При этом общий перенос происходит из области холода в область тепла, т. е. имеет место *адвекция холода*.

Справедливо, таким образом, следующее правило: *с правым поворотом ветра в свободной атмосфере связана адвекция тепла, с левым поворотом — адвекция холода.*

При движении циклонов и антициклонов с запада на восток адвекция тепла и правый поворот ветра с высотой обычно наблюдаются в передней (восточной) части циклона и в тыловой (западной) части антициклона; адвекция холода и левый поворот ветра — в тыловой (западной) части циклона и в передней (восточной) части антициклона.

Часто в одних слоях атмосферы наблюдается левый поворот, а в других — правый. При этом возможны два существенно различных случая. В первом случае в нижнем слое (например, от 1 до 5 км) наблюдается правый поворот и адвекция тепла, а в вышележащем слое (например, от 5 до 9 км) — левый поворот и адвекция холода. Такое распределение адвекции по высоте приводит к изменению кривой стратификации во времени: под влиянием адвекции тепла в нижнем слое (от 1 до 5 км) происходит потепление, а в верхнем слое под влиянием адвекции холода — похолодание. В целом стратификация тропосферы становится со временем более неустойчивой (вертикальный градиент температуры увеличивается со временем). Во втором случае в нижнем слое наблюдается левый поворот ветра и адвекция холода, а в верхнем — правый поворот ветра и адвекция тепла. Кривая стратификации в этом случае разворачивается в сторону большей устойчивости (вертикальный градиент температуры уменьшается).

Кроме важных выводов о связи поворота ветра с характером адвекции и изменением кривой стратификации во времени, формулы (2.3) и (2.4), которые в векторной форме можно записать в виде

$$c_g = c_g^{(1)} + \Delta c_T, \quad (2.8)$$

позволяют объяснить рассматриваемые в п. 6 особенности среднего распределения ветра с высотой в различных слоях атмосферы. Так, в тропосфере горизонтальный градиент температуры в сред-

<sup>1</sup> За положительное направление всех изолиний (изобар, изотерм и др.) принимается такое направление,

при движении по которому низкие значения остаются слева, а высокие — справа.

нем направлен от низких широт к высоким. Благодаря этому в средней и верхней тропосфере в согласии с формулой (2.7) господствующим ветром является западный ветер, усиливающийся с высотой (особенно значительно в области струйных течений, для которых характерны большие значения  $\Gamma_m$ ).

Выясним более детально, при каком состоянии атмосферы геострофический ветер изменяется с высотой. С этой целью возвратимся к уравнениям (2.1), которые после дифференцирования по  $z$  с учетом формул (1.1) и уравнения статики приводятся к виду:

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = -\frac{R}{2\omega_z p} \left( \frac{\partial p}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{\partial p}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial y} \right), \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{R}{2\omega_z p} \left( \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{\partial p}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial x} \right). \quad (2.10)$$

Необходимым и достаточным условием для  $c_g = \text{const}$  служат равенства:

$$\frac{\partial p}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{\partial p}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial y} = 0, \quad \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{\partial p}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial x} = 0. \quad (2.11)$$

Найдем углы  $\alpha_x$  и  $\alpha_y$ , которые составляет какая-либо эквискалярная поверхность (например,  $p = \text{const}$ ) с осями  $x$  и  $y$ . Для этого возьмем от  $p = \text{const}$  дифференциал

$$dp = \frac{\partial p}{\partial x} dx + \frac{\partial p}{\partial y} dy + \frac{\partial p}{\partial z} dz = 0.$$

В сечении плоскостью  $xoz$  (поскольку  $dy = 0$ )

$$\frac{\partial p}{\partial x} dx + \frac{\partial p}{\partial z} dz = 0,$$

откуда

$$\text{tg } \alpha_x = \frac{dz}{dx} = -\frac{\partial p/\partial x}{\partial p/\partial z}; \quad (2.12)$$

в плоскости  $yoz$

$$-\frac{\partial p}{\partial y} dy + \frac{\partial p}{\partial z} dz = 0,$$

откуда

$$\text{tg } \alpha_y = \frac{dz}{dy} = -\frac{\partial p/\partial y}{\partial p/\partial z}. \quad (2.13)$$

Из равенств (2.11) следует, что углы, которые составляют поверхности  $p = \text{const}$  и  $T = \text{const}$  с осями  $x$  и  $y$  в каждой точке атмосферы, одинаковы (ибо  $\partial p/\partial x : \partial p/\partial z = \partial T/\partial x : \partial T/\partial z$  и  $\partial p/\partial y : \partial p/\partial z = \partial T/\partial y : \partial T/\partial z$ ). А это в свою очередь означает,

что изобарические поверхности совпадают с изотермическим (а также с изопикническими).

Атмосфера, в которой эквискалярные поверхности  $p = \text{const}$ ,  $T = \text{const}$  и  $\rho = \text{const}$  совпадают (или параллельны друг другу), называется *баротропной*. В баротропной атмосфере каждая метеорологическая величина является функцией лишь одного параметра состояния, например  $\rho = \rho(p)$ ,  $T = T(p)$  и т. д., поскольку только в этом случае поверхности  $T = \text{const}$  одновременно являются и поверхностями  $p = \text{const}$ .

Атмосфера, в которой эквискалярные поверхности  $p = \text{const}$  и  $T = \text{const}$  пересекаются друг с другом, образуя изобаро-изотермические трубки (соленоиды), называется *бароклиной*. В бароклиной атмосфере, какой является реальная атмосфера, плотность воздуха — функция не только давления, но и температуры. Согласно формулам (2.9) и (2.10), геострофический ветер постоянен с высотой в баротропной атмосфере и изменяется в бароклиной атмосфере.

Обратим внимание на то, что геострофическая адвекция температуры и плотности обращается в нуль только в том случае, когда атмосфера баротропная. В самом деле, из (2.11) следует

$$\frac{\partial p}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial x} - \frac{\partial p}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial y} = 0 \quad \text{или} \quad -\left(u_g \frac{\partial T}{\partial x} + v_g \frac{\partial T}{\partial y}\right) = 0. \quad (2.14)$$

. Введем еще в формулы (2.12) и (2.13) проекции геострофического ветра. С учетом (1.1) и уравнения статики они принимают вид:

$$\text{tg } \alpha_x = -\frac{2\omega_z}{g} v_g, \quad \text{tg } \alpha_y = \frac{2\omega_z}{g} u_g. \quad (2.15)$$

Если ось  $x$  направлена по изобаре, то  $\alpha_x = 0$ , а  $\alpha_y = \alpha_p$ ; тогда

$$\text{tg } \alpha_p = \frac{2\omega_z}{g} c_g. \quad (2.16)$$

Эта формула используется для расчета наклона изобарических поверхностей (при  $c_g = 10$  м/с  $\text{tg } \alpha_p \approx 10^{-4}$ ).

### 3 Градиентный ветер в циклонах и антициклонах

Установившееся горизонтальное движение воздуха при отсутствии сил трения называется *градиентным ветром*. В п. 2 рассмотрен частный случай градиентного ветра — ветер при прямолинейных изобарах, или геострофический ветер.

Обратимся к случаю движения воздуха в циклоне с круговыми изобарами (рис. 20.3 а). В каждой точке циклона барический