

## Глава 20 Движение свободной атмосферы

В первом приближении при изучении движения атмосферы выше пограничного слоя можно не учитывать силы трения. Режим движения вне пограничного слоя тогда определяется градиентом давления, кориолисовой силой и инерционными силами. В этой главе вводятся и обсуждаются понятия геострофического ветра, вихря скорости и др., которые играют исключительно важную роль при разработке гидродинамических методов прогноза погоды.

### 1 Геострофический ветер

Выделим на каком-либо уровне в свободной атмосфере единичный объем воздуха. Если изобарические поверхности вблизи этого уровня наклонены к горизонту под некоторым углом  $\alpha_p$ , не равным нулю, то на выделенный объем действует горизонтальная составляющая градиента давления  $G_2$ . Под влиянием  $G_2$  объем воздуха начнет ускоренно перемещаться перпендикулярно изобарам в сторону низкого давления. Но, как только возникнет скорость  $c_0$ , сейчас же появится кориолисова сила  $K_s$ , направленная по нормали к  $c_0$  вправо (в северном полушарии). Под влиянием  $K_s$  изменится направление движения — отклонится от  $c_0$  вправо. Изменение направления движения будет продолжаться до тех пор, пока  $K_s$  не уравновесит  $G_2$ . Это произойдет тогда, когда воздух начнет двигаться вдоль изобар. Такое установившееся горизонтальное движение воздуха в прямолинейных и равноотстоящих изобарах при отсутствии сил трения называют *геострофическим ветром*, а соответствующую скорость движения *скоростью геострофического ветра*.

Из предыдущих рассуждений очевидно, что *скорость геострофического ветра по направлению совпадает с изобарами*, при этом *низкое давление, если встать лицом по направлению ветра, остается слева в северном и справа в южном полушарии*. Это утверждение носит название *барического закона ветра*.

Выражения для проекций скорости геострофического ветра  $(u_g, v_g)$  легко получить, если обратиться к системе уравнений движения (2.2) главы 19. Полагая в ней  $du/dt = dv/dt = 0$  (движение установившееся),  $\omega = 0$  (движение горизонтальное),

а также приравнивая нулю инерционную силу и силу трения, находим:

$$u_g = -\frac{1}{2\omega_z \rho} \frac{\partial p}{\partial y}, \quad v_g = \frac{1}{2\omega_z \rho} \frac{\partial p}{\partial x}. \quad (1.1)$$

Если ось  $x$  направить вдоль изобары, то  $\partial p / \partial x = 0$  и, следовательно,  $v_g = 0$ , т. е. геострофический ветер направлен вдоль изобары. Из выражения для  $u_g$  следует, что при  $-\partial p / \partial y > 0$  (ось  $y$  направлена в сторону низкого давления)  $u_g > 0$  в северном полушарии (где  $2\omega_z > 0$ ) и  $u_g < 0$  в южном (где  $2\omega_z < 0$ ). Если обозначить расстояние между соседними изобарами (на синоптических картах их проводят через 5 гПа, т. е.  $\Delta p = -5$  гПа) через  $\Delta n$ , то формулу для модуля скорости геострофического ветра можно записать в виде

$$c_g = a / \sin \varphi \Delta n. \quad (1.2)$$

Здесь  $a = 3,42 \cdot 10^6 / \rho$  в м<sup>2</sup>/с (если  $\rho$  — в кг/м<sup>3</sup>) — на данном уровне практически постоянная величина. Согласно (1.2),  $c_g$  растёт с уменьшением  $\Delta n$  и  $\varphi$ .

Введем в формулу (1.1) вместо давления абсолютную высоту изобарической поверхности  $\Phi$ . Так как, согласно п. 6 главы 3,  $d\Phi = (g/g_0) dz$ , а по уравнению статики  $g dz = -dp/\rho$ , то соотношения (1.1) принимают вид:

$$u_g = -\frac{g_0}{2\omega_z} \frac{\partial \Phi}{\partial y}, \quad v_g = \frac{g_0}{2\omega_z} \frac{\partial \Phi}{\partial x}. \quad (1.3)$$

Здесь  $\Phi$  — в геопотенциальных метрах (гп. м). Если ось  $x$  направить по касательной к изогипсе, то  $\partial \Phi / \partial x = 0$  и  $v_g = 0$ , т. е. геострофический ветер направлен вдоль изогипс абсолютной топографии. Обозначив через  $\Delta n'$  расстояние между соседними изогипсами (они проводятся через 40 гп. м, т. е.  $\Delta \Phi = -40$  гп. м), получим формулу для расчета  $c_g$  по данным, снимаемым с карт абсолютной топографии:

$$c_g = a' / (\sin \varphi \Delta n)', \quad (1.4)$$

где  $a' = g_0 \cdot 40 / 2\omega$  — постоянная величина в м<sup>2</sup>/с. Преимущество формулы (1.4) по сравнению с (1.2) состоит в том, что в ней  $a'$  — постоянная величина для всех изобарических поверхностей, в то время как в (1.2) параметр  $a$  изменяется (за счет  $\rho$ ) при переходе с одного уровня на другой.

Расчет  $c_g$  на практике выполняется с помощью так называемых градиентных линеек, построенных В. А. Белинским, Х. П. Погосьяном и др. на основе соотношений (1.2) и (1.4).

В реальных условиях движение атмосферы, как правило, не установившееся и не строго горизонтальное, а изобары (изогипсы) не прямолинейные и не равноотстоящие. Поэтому ветер и в свободной атмосфере не является геострофическим, и, следовательно,

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-

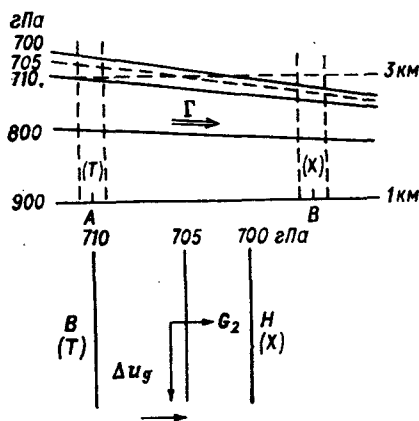


Рис. 20.1. Схема изменения геострофического ветра с высотой под влиянием горизонтального градиента температуры.

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-