Доклады Академии Наук СССР
1937. Том XV, № 6—7

ГЕОФИЗИКА

В. В. ШУЛЕЙКИН, член-корреспондент Академии Наук СССР

ОСНОВЫ ТЕОРИИ МУССОНОВ

Муссонные потоки, возникающие в зимнее время над теплым морем и холодным материком, могут быть с достаточным приближением определены аналитически, применительно к морю круглой формы, обрамленному со всех сторон материком (или круглому материку, обрамленному океаном). В цилиндрической системе координат с осью, проходящей через центр моря, радиальная слагающая скоростей воздуха выражается уравнением:

$$u = U \cdot f(z), \tag{1}$$

где U представляет собой функцию одного лишь радиуса-вектора вида:

$$U = -m \cdot r^{\nu} \cdot e^{-r}. \tag{2}$$

Для удобства r выражен в безразмерных единицах: единичным отрезком ρ считается $(\nu+1)$-ая доля радиуса моря.

В прибрежной полосе U оказывается просто связанным с градиентом давления $\frac{\partial p}{\partial r}$, плотностью воздуха δ и проекцией $\overline{\omega}$ угловой скорости вращения земли ω на вертикаль в данной точке земного шара. Именно:

$$U = \frac{\frac{\partial p}{\partial r}}{2\delta\overline{\omega}\rho}. \tag{3}$$

Что касается функции $f(z)$ одной лишь высоты над уровнем моря (выражаемой также в безразмерных единицах), то точный вид этой функции будет определен в последующей особой работе([3]). Пока же, схематизируя строение потоков, можно будет положить:

$$f(z) = \sin az. \tag{4}$$

Константа a связана с так называемой глубиной трения D посредством соотношения: $a = \frac{\pi\rho}{D}$. В свою очередь сама глубина трения по Экману ([1]) выражается соотношением:

$$D = \pi\sqrt{\frac{\mu}{\delta\overline{\omega}}},$$

где через μ обозначен коэффициент турбулентной вязкости воздуха. Вертикальная слагающая скоростей может быть представлена так:

$$w = \frac{m}{a} [(\nu + 1) r^{\nu - 1} - r^{\nu}] e^{-r} (1 - \cos az). \qquad (5)$$

Тангенциальная слагающая v в случае круглого моря (или материка) не имеет никакого значения, ибо все частные производные по азимуту здесь обращаются в нуль. Исходя из (1), (2), (4) и (5), легко найти уравнение семейства линий тока (точнее, их проекций на вертикальную плоскость). Уравнение это будет таково:

$$z = \frac{D}{\pi \rho} \arccos\left(1 - C \frac{e^r}{r^{\nu+1}}\right), \qquad (6)$$

где C — параметр семейства линий.

Климатологический градиент атмосферного давления связан с градиентом средней температуры посредством соотношения:

$$\operatorname{grad} p = -\Pi \cdot \operatorname{grad} \bar{\vartheta}, \qquad (7)$$

причем

$$\Pi = \frac{p_0}{T_0} \cdot \frac{gH}{RT_0 - gH}. \qquad (8)$$

Здесь в свою очередь H обозначает высоту слоя, охваченного муссоном, g — ускорение в поле тяжести, R — газовую постоянную, T_0 — некоторую абсолютную температуру, а p_0 — давление, принимаемые за нормальные. Средняя температура $\bar{\vartheta}$ деятельного слоя воздуха по мере удаления от центра моря меняется по закону:

$$\bar{\vartheta} = \Theta \left[1 - \frac{(\nu, r)!}{\nu!}\right] + \vartheta_{\infty}. \qquad (9)$$

Здесь ϑ_{∞} — температура в самой холодной точке материка, а Θ — разность температур воздуха между самой теплой точкой моря и самой холодной точкой материка.

Максимальное значение $U_{\max}$ радиальной скорости оказывается связанным с величиной Π (8) и с величиной Θ:

$$U_{\max} = \frac{\left(\frac{\nu}{e}\right)^{\nu}}{2\nu!} \cdot \frac{\Pi \Theta}{\bar{\delta\omega} \rho}. \qquad (10)$$

Таким образом величину Θ можно рассматривать как нечто, аналогичное разности потенциалов, обусловливающей собой и движение воздушных масс и потоки тепла.

Вертикальное распределение температур воздуха в прибрежной зоне приблизительно выражается так:

$$\vartheta = \frac{\beta}{a}\left(z - \frac{1}{a} \sin az - 1\right) + \bar{\vartheta}; \qquad (11)$$

более точное выражение найдется тотчас же по уточнении вида функции $f(z)$ в (1). В уравнение (11) неявным образом входит функция U, ибо

$$\frac{\beta}{a} = \frac{2}{\pi} \cdot \frac{\bar{\delta\omega} \cdot D}{K' \Pi} U^2. \qquad (12)$$

Здесь K' обозначает величину, аналогичную температуропроводности и выражаемую в нашей безразмерной системе так:

$$K' = \frac{\rho \cdot k}{c \cdot \delta};$$

попрежнему ρ обозначает единичный отрезок.

Количество тепла Q, переносимого воздушными потоками внутри сектора с центральным углом ϕ за единицу времени, может быть представлено равенством:

$$Q = \frac{3}{\pi^2} \cdot \frac{c \cdot \overline{\omega}\delta^2}{K'\Pi} D^2\rho^2\phi \cdot U^3. \tag{13}$$

Количество тепла, отдаваемого атмосфере морем или отнимаемого от атмосферы материком (смотря по значению r), выражается соотношением:

$$dq = \frac{9}{\pi^2} \cdot \frac{c \cdot \overline{\omega}\delta^2}{K'\Pi} D^2\rho^2\phi U^2 \cdot \frac{\partial U}{\partial r} \cdot dr, \tag{14}$$

причем это количество тепла отнесено к участку кольцевой полоски шириной в dr, ограниченному с двух сторон радиусами, составляющими между собой попрежнему угол ϕ.

Автоматически удовлетворяется условие, согласно которому количество тепла, отданное морем, должно равняться количеству тепла, поглощенному материком (если исключить эффект потери тепла в межпланетное пространство, элиминируемый в настоящем исследовании).

В самом деле, условие это на основании (14) можно записать так:

$$\int_0^\infty d\,(U^3) = 0. \tag{15}$$

Но (15) соблюдается при любом виде функции U, обращающейся в нуль при $r = 0$ и $r = \infty$.

Хорошо вяжется с непосредственными наблюдениями формула (11). Исключив из записей радиозондов на морских полярных (береговых) станциях эффект потери тепла в межпланетное пространство и сравнив результаты с (11), можно получить указания на путь, по которому должно итти уточнение уравнения (4).

Скорость U, вычисленная на основании (3) по карте климатических изобар для зимних месяцев, совпадает по своему порядку с величинами, непосредственно измеренными на морских полярных станциях.

В природных условиях роль градиента температур, рассмотренного в теории, начинают играть градиенты температурных аномалий. По теоретическим соображениям можно было ожидать полного сходства между картами климатических изобар и, с другой стороны, картами температурных изаномалей [2] для тех же самых зимних месяцев. Сопоставление этих двух групп карт показывает действительное сходство между ними, вплоть до деталей.

Вычислив по картам для одной определенной береговой точки градиент давления и градиент температурной аномалии для соответствующих месяцев, можно построить две кривые, соответственно выражающие изменение обеих величин во времени (от месяца к месяцу). Обе кривые оказываются совершенно однотипными и сдвинутыми на 1.5 месяца, т. е. на одну восьмую периода, как и следовало ожидать, в виду нестационарности процессов в природных условиях.

Сопоставление этих кривых позволяет на основании соотношения, аналогичного (7), вычислить важную величину П, фигурирующую в теории. Определив же ее, легко по формуле:

$$H = \frac{\nu \Pi R T_0^2}{g\,(p_0 + \Pi T_0)}, \tag{16}$$

вытекающей из (8), вычислить теоретическую высоту деятельного слоя (охваченного муссонными потоками). Вычисленная высота оказывается такого же порядка (2 км), как и определяемая путем непосредственных измерений в природе.

То же числовое значение П, будучи подставлено в (10), позволяет определить порядок ожидаемой максимальной скорости $U_{\max}$ (радиальной). Что касается величины Θ, входящей в (10), то ее числовое значение определяется непосредственно по картам температурных изаномалей.

Сопоставление вычисленной величины $U_{\max}$ с непосредственно измеренной в природе обнаруживает хорошее согласие между ними при значении показателя степени $\nu = 2$ в основных уравнениях.

Количество тепла Φ_2, проносящегося над каждым погонным сантиметром береговой черты с моря на материк в холодное время года за один месяц, можно выразить так:

$$\Phi_2 = 2.6 \cdot 10^6 \cdot \eta c \delta H U \cdot \Delta\vartheta. \tag{17}$$

Здесь $\Delta\vartheta$ обозначает разность температур между верхней и нижней границами деятельного слоя, полученную после элиминирования эффекта потерь тепла в межпланетное пространство. Числовой коэффициент η близок к 0.5.

Подстановка численных значений других величин в (17) дает для Φ_2 порядок 10^{12}, т. е. тот же, какой был мной определен посредством совершенно иного приема,—путем исследования некоторой условной теплопроводности (статистической) воздуха ([2]).

Институт географии Академии Наук СССР,
Отдел теоретической геофизики.

Поступило
5 V 1937.

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

[1] V. W. Ekman, Ark. Math. Astr. oh Fys., 2, 11 (1905). [2] В. В. Шулейкин, ИМЕН, № 8—9, 997 (1935) (серия Физ.-мат.).