

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ  
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ  
им. А. И. ВОЕЙКОВА

06  
Т78

Т Р У Д Ы

ВЫПУСК 257

ФИЗИКА  
ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ  
АТМОСФЕРЫ

243206

Под редакцией  
канд. физ.-мат. наук  
А. С. ДУБОВА

**БИБЛИОТЕКА**  
Ленинградского  
Гидрометеорологического  
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ЛЕНИНГРАД • 1970

В сборник включены статьи по анализу влияния радиационных процессов на структуру пограничного слоя, исследованию роли нестационарности и горизонтальной неоднородности полей температуры и ветра в формировании характеристики турбулентного обмена. Анализируются процессы обмена теплом и количеством движения над морем.

Сборник рассчитан на научных работников, аспирантов и студентов старших курсов, специализирующихся в области физики пограничного слоя и океанологии.

Л. Р. ОРЛЕНКО

## О РАСЧЕТЕ КАСАТЕЛЬНОГО НАПРЯЖЕНИЯ НАД ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ В ЗАДАЧЕ ПРОГНОЗА ЛЕНИНГРАДСКИХ НАВОДНЕНИЙ

Разработанный в ЛОГОИНе [1—3] метод прогноза ленинградских наводнений основан на численном интегрировании уравнений движения вязкой несжимаемой жидкости (одномерная задача) при известном значении поверхностного напряжения трения  $\tau_0$ . Обзор современного состояния вопроса о расчете касательного напряжения кратко излагается в работах [3, 4].

В задаче прогноза величина касательного напряжения определяется по известному значению горизонтального градиента давления (геострофического ветра), рассчитываемого по прогностическому барическому полю. При этом использованы два подхода к определению  $\tau_0$ :

а) по данным о поле давления на основе эмпирических формул рассчитывается ветер над водой, а затем определяется касательное напряжение на основе соотношений вида  $\tau_0 = C_u \rho c_z^2$ , где  $c_z$  — скорость ветра на уровне  $z$ ,  $C_u$  — получаемый эмпирическим путем так называемый коэффициент сопротивления морской поверхности;

б) расчет  $\tau_0$  по полю давления на основе теоретических соотношений.

1. При обобщении экспериментальных данных над водной поверхностью должны быть учтены следующие основные факторы: скорость геострофического ветра  $V_g$ , стратификация в пограничном слое, характер адвекции и нестационарность, расстояние от берега. При этом анализ влияния каждого из указанных факторов должен производиться при одних и тех же значениях остальных параметров.

Соотношения  $c_{10}/V_g$ , полученные путем статистической обработки многочисленного материала без детального учета определяющих факторов, фактически характеризуют некоторые средние условия (стационарные, безадвективные и близкие к равновесным, если не выделены различные состояния устойчивости атмосферы), и поэтому

возможность использования эмпирических формул при прогнозе уровня определяется тем, как существенно реальные условия отличаются от средних.

В разработанной ранее схеме прогноза уровня для расчета  $c_{10}$  использовались формулы Л. А. Хондожко (для Балтийского моря) [5] и Н. И. Бельского (для Финского залива) [6].

Для Балтийского моря имеются еще данные М. М. Зубовой [7] и Н. А. Лаврова [8]. Анализ этих данных показал, что в формулах Л. А. Хондожко зависимость  $c_{10}/V_g$  от  $V_g$  учитывается более полно, в частности, с ростом скорости ветра отношение  $c_{10}/V_g$  уменьшается, что соответствует физическим представлениям. Это позволяет из имеющихся формул отдать предпочтение формулам Хондожко.

Сопоставление формул Хондожко и Бельского показало, что для южных и восточных ветров они дают близкие результаты, для северных и западных направлений по формулам Бельского значение скорости при одних и тех же условиях несколько выше, чем по формулам Хондожко, хотя следовало бы ожидать обратное соотношение (из-за возможного влияния берега). В связи с тем, что при получении формул Бельским не учитывалась стратификация, указанные расхождения можно отнести за счет систематической погрешности в формулах Бельского.

С точки зрения возможности распространения на Финский залив формул Хондожко, полученных для Балтийского моря, представляют интерес данные Зубовой и Лаврова, согласно которым при западных и северных направлениях ветра практически нет различий между  $c_z/V_g$  для Балтийского моря и Финского залива. Наибольшие расхождения имеют место при южных ветрах и, по-видимому, обусловлены влиянием берега (при обобщении данных расстояние от берега не учитывалось).

В связи с тем, что в условиях наводнений преобладают ветры западных направлений и, кроме того, ось залива достаточно удалена от берега, при расчетах уровня можно рекомендовать для Финского залива соотношения, справедливые для открытого моря.

Как уже отмечалось выше, для расчета касательного напряжения, кроме скорости ветра, необходимо знать коэффициент сопротивления морской поверхности ( $C_u$ ). Величина его зависит от ряда факторов.

С помощью анализа размерностей безразмерные скорость ветра на уровне  $z$  и касательное напряжение могут быть представлены [9] в виде

$$c_z/V_g = \varphi_1\left(\frac{z l}{V_g}, \mu, R_0\right), \quad (1)$$

$$v_* / V_g = \varphi_2(\mu, R_0), \quad (2)$$

где  $v_* = \sqrt{\tau_0/\rho}$ ,  $R_0 = \frac{V_g}{l z_0}$  — число Россби,  $\rho$  — плотность воздуха,  $z_0$  — параметр шероховатости,  $l = 2\omega \sin \varphi$  — параметр Кориолиса,

$\omega$  — угловая скорость вращения земли,  $\mu$  — безразмерный параметр стратификации.

На основании (1) — (2) можно записать

$$C_u = \frac{\tau_0/\rho}{c_z^2} = f\left(\frac{z_l}{V_g}, \mu, R_0\right). \quad (3)$$

Из последнего соотношения следует, что коэффициент сопротивления зависит от стратификации в приводном слое, скорости геострофического ветра ( $z_0$  является функцией тех же параметров) и уровня наблюдений за скоростью ветра.

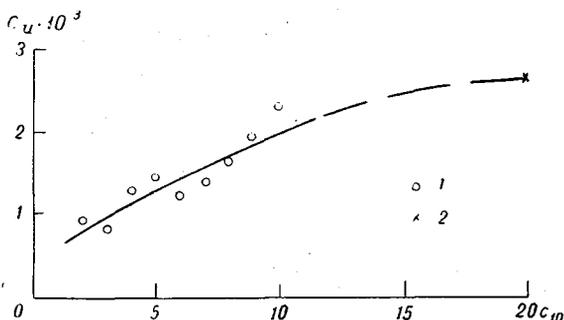


Рис. 1. Зависимость коэффициента сопротивления морской поверхности от скорости ветра (м/сек.) на  $z=10$  м.

1 — осредненные данные структурных измерений [10],  
2 — осредненные данные измерений по наклону уровня [11].

В отличие от  $c_{10}/V_g$  и  $C_u$  отношение  $v_*/V_g$  зависит только от двух параметров, а при нейтральной стратификации практически только от  $V_g$ . В связи с этим целесообразно исследовать связь касательного напряжения непосредственно со скоростью геострофического ветра. Однако для морской поверхности связь  $v_*$  с  $V_g$  по экспериментальным данным исследовалась недостаточно. Величина же коэффициента сопротивления исследовалась в ряде работ по данным градиентных и структурных наблюдений и по наклону уровня. Сводка результатов о коэффициенте сопротивления по данным прямых измерений  $\tau_0/\rho$  дается в работе [10]. На рис. 1 воспроизводится полученная в указанной работе зависимость  $C_u$  от скорости ветра на  $z=10$  м ( $c_{10}$ ) в интервале скоростей от 2 до 10 м/сек. (сплошная кривая). Для больших скоростей коэффициент сопротивления определялся либо по данным градиентных наблюдений, либо по наклону уровня. Сводка этих работ дается в работе Уилсона [11]. Среднее значение  $C_u$  по данным о наклоне уровня составляет  $2,6 \cdot 10^{-3}$ . Указанное значение  $C_u$  относится к скорости ветра 20—25 м/сек. и может быть рекомендовано для больших скоростей. В интервале скоростей от 10 до 20 м/сек. коэффициент сопро-

тивления можно, по-видимому, интерполировать с достаточной точностью (рис. 1, пунктирная кривая).

В соединении с эмпирическими методами расчета ветра над водой приведенная кривая может быть использована для расчета касательного напряжения. Осредненная по большому числу наблюдений кривая, представленная на рис. 1, характеризует некоторые средние условия, и, в частности, не отражает влияние стратификации, которое может быть существенным при слабых ветрах. При больших скоростях ветра (характерных для условий наводнений) влияние стратификации может не учитываться.

В разработанной ранее схеме прогноза уровня зависимость  $C_w$  от скорости ветра не учитывалась, значение  $C_w$  принималось равным  $2,5 \cdot 10^{-3}$ . Как следует из рис. 1, такое допущение справедливо при скоростях ветра более 12—15 м/сек.

2. Теоретические методы расчета  $\tau_0$  основаны на решении замкнутой системы уравнений для пограничного слоя атмосферы. Преимущество этого пути заключается в возможности учета большего числа определяющих факторов. Если рассматривать водную поверхность как шероховатую с заданным параметром шероховатости, то расчет ветра и касательного напряжения над водой делается аналогичным такому же расчету над сушей.

Постановка указанной задачи подробно описана в работе [4], в которой также приводится решение исходных уравнений и оперативная методика определения  $c_{10}$ ,  $\tau_0/\rho$  и  $\alpha_0$  (угла отклонения ветра от изобары) для равновесных условий.

Нами были введены некоторые изменения в постановке задачи, направленные на уточнение результатов. Кроме того, были сделаны некоторые упрощения задачи, не сказывающиеся на результатах расчетов в приводном слое. Эти изменения сводились к следующему.

1. Коэффициент турбулентности задавался трехслойной моделью, обеспечивающей линейный рост его с высотой в нижнем логарифмическом подслое и постоянство в верхней части пограничного слоя.

2. При решении уравнений движения в качестве граничного условия использовалось равенство скорости ветра скорости геострофического ветра не на бесконечности, как это принималось во всех выполненных ранее работах, а на верхней границе пограничного слоя. Полученное решение и анализ его излагаются подробно в работе [12].

3. Внесены также изменения в задание параметра шероховатости морской поверхности. Ранее использовалась полученная Р. С. Бортковским зависимость  $z_0$  от  $c_{10}$  в виде  $z_0 = 0,65 \cdot 10^{-5} c_{10}^2$ . В работе [13] используется зависимость  $z_0$  от  $\tau_0/\rho$  в виде  $z_0 = m \frac{\tau_0/\rho}{g}$ , где  $g$  — ускорение силы тяжести,  $m = 0,05$ . По данным различных авторов, величина  $m$  колеблется в значительных пределах, от 0,01 до 0,1, что, как следует из приведенного соотношения, должно су-

ществено сказаться на величине  $\tau_0/\rho$ . В связи с этим дополнительно был рассмотрен вопрос о выборе параметра шероховатости.

Для определения  $z_0$  была использована приведенная на рис. 1 зависимость коэффициента сопротивления морской поверхности от скорости ветра.

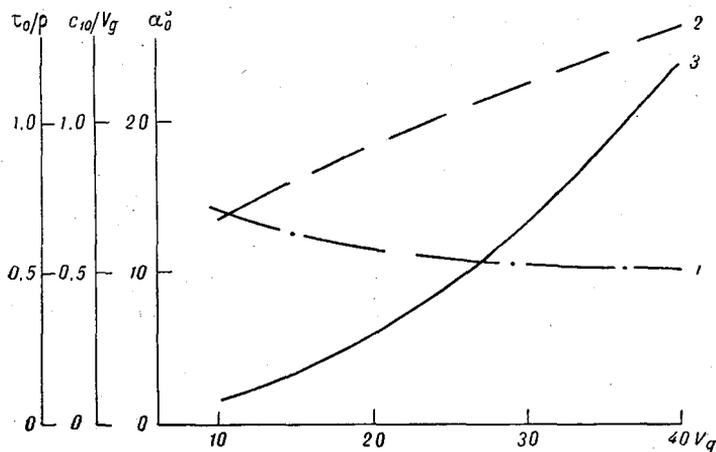


Рис. 2. Зависимость  $c_{10}/V_g$ ,  $\alpha_0$  и  $\tau_0/\rho$  от скорости геострофического ветра для равновесных условий ( $\varphi=60^\circ$ ).

1)  $c_{10}/V_g$ , 2)  $\alpha_0$ , 3)  $\tau_0/\rho$  м<sup>2</sup>/сек<sup>2</sup>.

Если, кроме того, учесть, что в теоретической схеме  $\tau_0/\rho$  определяется из соотношения

$$\tau_0/\rho \cong \frac{z^2(c_1 - c_T)^2}{\ln^2 z_1/z_0}, \quad (4)$$

где  $c_T$  — скорость поверхностного течения воды, то при  $z=10$  м величина  $z_0$  может быть определена на основе соотношения

$$\ln z_0 = \ln 10 - \frac{z(1 - c_T/c_{10})}{\sqrt{c_u}}. \quad (5)$$

В теоретической схеме указанная зависимость учитывалась последовательными приближениями.

Введенные изменения в постановке задачи наиболее существенно сказались на профиле ветра на больших высотах. Характеристики приводного слоя изменились мало. Полученная зависимость  $\tau_0/\rho$ , а также  $c_{10}/V_g$  и  $\alpha_0$  от  $V_g$  (для  $\varphi=60^\circ$ ) для равновесных условий приводится на рис. 2. На рис. 3 приводится полученная в

результате указанных расчетов зависимость  $z_0$  от  $c_{10}$ . Для сравнения на том же рисунке приводятся аналогичные зависимости по данным других авторов.

Расчеты показали, что  $\frac{\tau_0/\rho}{V_g^2}$  очень мало зависит от скорости геострофического ветра. По-видимому, это объясняется малым диапазоном изменения числа Россби при изменении  $V_g$  в связи с тем, что шероховатость водной поверхности сама является функцией  $V_g$ . Таким образом, практически можно задать

$$\frac{\tau_0/\rho}{V_g^2} \approx f(\mu),$$

где  $\mu$  — параметр стратификации. Для равновесных условий ( $\mu=0$ ) значение  $f(\mu)$  составляет  $0,80 \cdot 10^{-3}$ .

Приведенная на рис. 2 зависимость  $\tau_0/\rho$  от  $V_g$  использовалась в дальнейшем в расчетах уровня. В связи со слабой зависимостью угла  $\alpha_0$  от  $V_g$  значение  $\alpha_0$  для всех  $V_g$  принималось равным  $20^\circ$ .

3. Итак, нами были рассмотрены два подхода к определению касательного напряжения — на основе эмпирических и теоретических соотношений. Представляет интерес сопоставить их между собой.

На рис. 4 представлена зависимость  $\tau_0/\rho$  от  $V_g$  по различным данным. Кривые 1а, 1б и 2а характеризуют зависимости, которые использовались в оперативном прогнозе. Они получены на основании формул Хондожко и Вельского и рекомендованы для Балтийского моря и Финского залива соответственно. Коэффициент  $C_{и\mu}$

Рис. 3. Зависимость параметра шероховатости  $z_0$  от скорости ветра  $c_{10}$  м/сек. по данным различных авторов.

1 — рассчитанная по данным о  $C_{и\mu}$  из соотношения (5), 2 — по данным Д. Л. Лайхтмана [13], 3 — по данным Р. С. Бортковского [4] с учетом поверхностного трения.

принимался равным  $3,2 \cdot 10^{-6}$  (как это принято в работах по расчету штормового нагона).

Кроме методики, разработанной в ГГО (кривая 3), для сопоставления приводится также теоретическая зависимость  $\tau_0/\rho$  от  $V_g$  из работы [13] (кривая 4).

Как следует из этих данных, методика ГГО и рассчитанные зна-

чения  $\tau_0/\rho$  при использовании формул Хондожко, характерных для открытого моря (кривая 1а), различаются незначительно.

По данным Д. Л. Лайхтмана, величины  $\tau_0/\rho$  получаются несколько большими. Указанные различия обусловлены как различиями теоретической схемы, так и выбором параметров схемы, в частности параметра шероховатости. О причине возможного за-

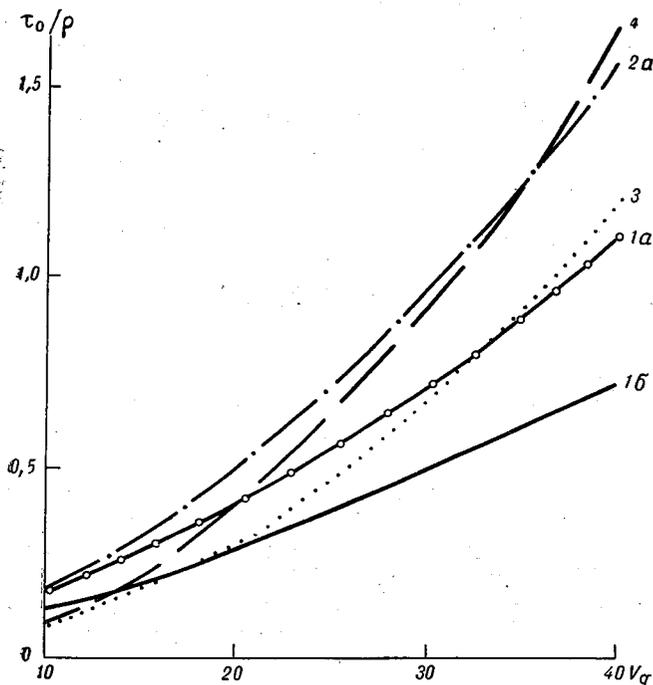


Рис. 4. Зависимость  $\tau_0/\rho$  м<sup>2</sup>/сек.<sup>2</sup> от  $V_g$  м/сек. по данным различных авторов.

1а)  $C_u = 3,2 \cdot 10^{-6}$ ,  $c_{10}/V_g$  по формулам Хондожко, для западных и северных направлений ветра; 1б)  $C_u = 3,2 \cdot 10^{-6}$ ;  $c_{10}/V_g$  по формулам Хондожко, для южных направлений ветра; 2а)  $C_u = 3,2 \cdot 10^{-6}$ ,  $c_{10}/V_g$  по формулам Бельского, для западных и северных направлений ветра; 3) по методике ГГО; 4) по данным Д. Л. Лайхтмана [13].

вышения  $\tau_0/\rho$  при использовании формул Бельского говорилось выше.

Вопрос о выборе методики расчета  $\tau_0/\rho$  для целей прогноза уровня может быть решен двумя способами:

- а) сопоставлением рассчитанных и экспериментальных значений  $c_z/V_g$ ;
- б) сопоставлением наблюдаемого уровня с рассчитанным при использовании различных методик расчета  $\tau_0/\rho$ .

Сопоставление  $c_{10}/V_g$  по данным различных авторов приводится в табл. 1. Как следует из нее, значения  $c_{10}/V_g$ , по данным Д. Л. Лайхтмана, получаются несколько большими. По-видимому, это и обусловило большие значения  $\tau_0/\rho$  по сравнению с методикой ГГО.

Таблица 1

Соотношение ветра над водой и геострофического ветра ( $c_{10}/V_g$ ) по данным различных авторов (равновесные условия)

$V_g$ м/сек.	Хондожко		Бельский		Лайхтман	ГГО
	а	б	а	б		
10	0,86	0,74	0,88	0,69	0,73	0,71
15	0,72	0,61	0,77	0,59	0,69	0,63
20	0,64	0,55	0,71	0,54	0,66	0,58
25	0,59	0,51	0,67	0,51	0,64	0,55
30	0,56	0,49	0,65	0,49	0,62	0,53
40	0,53	0,46	0,62	0,46	0,59	0,52

Примечание. а — для западных направлений ветра, б — для южных.

Расчеты уровня при использовании для расчета  $\tau_0/\rho$  эмпирического метода и методики ГГО и сопоставление результатов расчетов с наблюдаемыми уровнями воды в Ленинграде были выполнены в ЛОГОИНе при испытании метода прогноза ленинградских наводнений. Расчеты не выявили существенных преимуществ того или иного метода. Это объясняется тем, что при стационарных и безадекватных условиях (как это следует из рис. 4) различия между ними незначительные.

4. Выполненные расчеты показали также, что в большинстве случаев рассчитанные и наблюдаемые уровни удовлетворительно согласуются между собой. Несоответствие в рассчитанных и наблюдаемых уровнях в ряде случаев можно отнести за счет неполного учета метеорологических факторов при расчете  $\tau_0/\rho$ , в частности адекватности температуры и нестационарности.

Влияние адекватности и нестационарности на величину  $\tau_0$  может быть учтено введением некоторых поправок к решению для стационарных и горизонтально-однородных условий. Рекомендации по учету указанных факторов будут даны дополнительно.

Следует отметить, что ни существующие теоретические, ни эмпирические методы не могут учесть все многообразие действующих факторов. В частности, до настоящего времени не учтено фронтальное усиление ветра. В этой связи ценные результаты получены Е. П. Веселовым [14], который проанализировал влияние фронта по экспериментальным данным. Полученные им поправки могут

быть использованы в схеме прогноза, если будет надежно прогнозироваться перемещение фронта. Неучет этого обстоятельства может привести к некоторому занижению расчетного уровня. Можно, однако, ожидать, что на ходе уровня, обусловленном ветровым режимом на всей акватории, неучет фронтального усиления ветра существенно не скажется.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вольцингер Н. Е., Симони Л. М. Численное интегрирование уравнений мелкой воды в целях прогноза ленинградских наводнений. Тр. ГОИН, вып. 74, 1963.
2. Вольцингер Н. Е., Пясковский Р. В. Численные эксперименты для математической модели невыходных наводнений. Тр. ГОИН, вып. 79, 1966.
3. Вольцингер Н. Е., Пясковский Р. В. Основные океанологические задачи теории мелкой воды. Гидрометеиздат, Л., 1968.
4. Бортковский Р. С., Орленко Р. Л., Цейтин Г. Х. К расчету ветра и касательного напряжения над водной поверхностью. Тр. ГГО, вып. 187, 1966.
5. Хондошко Л. А. Расчет скорости ветра в открытой части Балтийского моря. Тр. ЛГМИ, вып. 14, 1963.
6. Бельский Н. И. Синоптические условия ленинградских наводнений. Тр. ГОИН, вып. 27 (39), 1954.
7. Зубова М. М. Зависимость скорости ветра от градиента атмосферного давления. Тр. ГОИН, вып. 70, 1962.
8. Лавров Н. А. Расчет скорости ветра над Балтийским морем. Сб. работ Таллинской ГМО, вып. 3. Гидрометеиздат, Л., 1965.
9. Курпакова Т. А., Орленко Л. Р. О закономерностях распределения температуры и ветра в пограничном слое. Тр. ГГО, вып. 205, 1967.
10. Ботнер З. К., Бортковский Р. С. О методах определения турбулентных потоков количества движений и тепла над морем. Тр. ГГО, вып. 226, 1969.
11. Уилсон Б. О поверхностном ветровом напряжении над водой при малых и больших скоростях ветра. Сб. «Численные методы расчета штормовых нагонов», под ред. М. С. Грушевского. Гидрометеиздат, Л., 1964.
12. Орленко Л. Р., Цейтин Г. Х. Об исследованиях строения пограничного слоя атмосферы на основе «интегральной схемы». Тр. ГГО, вып. 241, 1969.
13. Лайхтман Д. Л. Динамика пограничных слоев атмосферы и моря с учетом взаимодействия и нелинейных эффектов. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, т. 2, № 10, 1966.
14. Веселов Е. П. О прогнозе скорости ветра на Белом море. Метеорология и гидрология, № 2, 1967.

Б. Г. ВАГЕР, В. В. СИМОНОВ

## К ВОПРОСУ О РАСЧЕТЕ СТРОЕНИЯ МЕЛКОГО ВОДОЕМА

При решении многих прикладных задач точность определения температуры поверхности воды и величины теплообмена водоема с атмосферой оказывается вполне достаточной, если воспользоваться или средними по глубине значениями коэффициента турбулентности [1, 2], или какими-либо эмпирическими соотношениями, привлечение которых не требует рассмотрения интенсивности турбулентного перемешивания в воде [3]. Но при исследовании, например, влияния лучистого притока тепла на формирование и суточную изменчивость профиля температуры и скорости дрейфового течения необходимо учесть хотя бы основные особенности вертикального распределения характеристик турбулентного обмена. Процессы перемешивания в мелком водоеме исследованы еще весьма слабо, и изучение этих особенностей естественно начинать с рассмотрения случая нейтральной стратификации.

Пусть имеется непроточный мелкий водоем, в котором под действием ветра установился стационарный режим течений и волнения. Если не принимать во внимание прибрежную полосу, то можно считать, что в центральной части водоема, которая и будет рассматриваться в дальнейшем, структура потока является горизонтально однородной. Волновые движения вызывают массоперенос в направлении распространения волн, аналогичный дрейфовому течению. Обозначим эту волновую составляющую полной скорости переноса через  $u_w$ . Если при полном отсутствии ветра искусственно создать волнение, то прибор зафиксирует некоторую среднюю скорость, которая и представляет собой величину  $u_w$ . Как показали эксперименты [4, 19], движение воды в этом случае является турбулентным. При наличии только ветра и полном отсутствии волнения будет наблюдаться дрейфовая компонента  $u_d$ . В общем случае можно принять, что полная скорость среднего переноса  $u(z) = u_d(z) + u_w(z)$ .

Для определения коэффициента турбулентности в области глубин, расположенных под подошвами волн, воспользуемся уравнением баланса турбулентной энергии, которое с учетом полуэмпирических соотношений А. Н. Колмогорова записывается в виде

$$-v_*^2(z) \frac{du}{dz} = c \frac{b^{3/2}}{l} - \alpha_b \frac{d}{dz} a \frac{db}{dz}, \quad (1)$$

$$a = l \sqrt{b}, \quad (2)$$

где  $l$  — масштаб турбулентности;  $a$  — коэффициент турбулентности;  $z$  — направленная вниз вертикальная координата, начало отсчета которой расположено под подошвами волн; под  $b$  и  $v_*$ , согласно [5], понимается энергия турбулентности и динамическая скорость, связанные только с чисто турбулентными пульсациями скорости;  $c$  и  $\alpha_b$  — константы.

Наличие свободной водной поверхности обуславливает уменьшение интенсивности турбулентного перемешивания, а следовательно, и масштаба турбулентности [6]. Поэтому модели  $l(z)$ , которые не дают максимума где-то в центральной части потока, вряд ли можно считать перспективными при изучении особенностей турбулентного перемешивания в ограниченных водоемах. По этой причине пришлось отказаться, например, от предложенной в работе [7] формулы

$$l = \kappa \frac{\sqrt{b}l}{\frac{d}{dz}(\sqrt{b}l)},$$

из которой следует

$$l = \kappa \left[ z_* + \sqrt{b} \int_z^{h-z_*} \frac{dz}{\sqrt{b}} \right],$$

т. е. масштаб турбулентности монотонно растет от дна к поверхности водоема. Здесь  $h$  — глубина водоема;  $z_*$  — шероховатость дна, а  $\kappa$  — постоянная Кармана. Можно предложить несколько моделей для масштаба турбулентности, которые давали бы уменьшение  $l$  при  $z \rightarrow 0$  и  $z \rightarrow h$  и, в частности, формулу

$$l = \kappa h \left( \frac{l_1/\kappa + z}{h} \right)^\alpha \left( 1 - \frac{z}{h} \right)^\beta,$$

где  $l_1$  — масштаб турбулентности при  $z=0$ . Принимая, что в непосредственной близости от дна, а при отсутствии волн ( $l_1 \rightarrow 0$ ) и вблизи водной поверхности масштаб турбулентности должен быть линейной функцией глубины, получаем  $\alpha = \beta = 1$ . Расчеты, проведенные для целого набора значений  $\alpha$  и  $\beta$ , подтвердили, что наиболее разумные результаты одновременно для нескольких характе-

ристик получаются при  $\alpha$  и  $\beta$  порядка единицы. Поэтому, полагая в дальнейшем  $\alpha = \beta = 1$  и обозначая  $\tilde{l}_1 = \frac{l_1}{xh}$ , окончательно имеем

$$l = xh \left( \tilde{l}_1 + \frac{z}{h} \right) \left( 1 - \frac{z}{h} \right). \quad (3)$$

Уравнение движения при принятых допущениях можно записать в виде

$$\frac{d}{dz} \alpha \frac{du}{dz} = \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dx},$$

где  $\rho$  — плотность воды,  $p$  — давление. Если пренебречь горизонтальным градиентом давления воздуха, то

$$\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dx} = g \frac{dh}{dx}.$$

Проинтегрируем уравнение движения по  $z$  в пределах от 0 до  $(h - z_*)$  и введем широко используемый при обработке и интерпретации результатов наблюдений параметр  $N = \frac{1 - v_{*1}^2/v_{*0}^2}{1 - z_*/h}$ , который отражает соотношение придонного и поверхностного касательного напряжения. Тогда уравнение движения запишется в следующем виде:

$$\alpha \frac{du}{dz} = v_{*0}^2 \left( N \frac{z}{h} - 1 \right). \quad (4)$$

Сформулируем теперь граничные условия. В замкнутом, непроточном водоеме расход жидкости при наличии напряжения трения на поверхности раздела равен нулю, т. е.

$$\int_0^{h-z_*} u(z) dz = 0. \quad (5)$$

На уровне донной шероховатости выполняется условие прилипания

$$u|_{z=h-z_*} = 0. \quad (6)$$

При решении уравнения (1) будем пока считать, что

$$b|_{z=h-z_*} = b_*. \quad (7)$$

Таким образом, система уравнений (1) — (4) и граничных условий (5) — (7) оказывается замкнутой относительно неизвестных функций  $b(z)$  и  $u(z)$ . Получение решения исходной системы уравнений при использовании интегрального граничного условия (5) связано с значительными математическими трудностями. Поэтому уравнение (1) решается при заданном значении турбулентной энергии  $b_H$  при  $z=0$ , величина которой определяется из интегрального уравнения баланса турбулентной энергии, полученного с учетом (5).

Для того чтобы исключить  $b_*$  из числа параметров задачи, воспользуемся решением уравнения (1) в слое шероховатости. Интенсивность диссипации и распределение турбулентной энергии в этом подслое тесно связаны с размерами и структурой пространственного расположения тех неровностей и препятствий, которые создают данную шероховатость. Примем, что процесс перемешивания в слое шероховатости с достаточной степенью точности описывается уравнением баланса турбулентной энергии

$$c \frac{b^{3/2}}{l} = \alpha_b \frac{d}{dz} a \frac{db}{dz} \quad (8)$$

при следующих граничных условиях:

$$b|_{z=h-z_*} = b_*, \quad b|_{z=h} = 0.$$

Особенности структуры шероховатости можно учесть выбором модели для масштаба турбулентности. Если шероховатость обусловливается главным образом неровностями донного рельефа, то можно думать, что и при отсутствии основного переноса масштаб турбулентности будет линейно расти с удалением от стенки:

$$l = \kappa(h - z). \quad (9)$$

Из уравнения (3) на этом же уровне  $l = \kappa z_* (1 + \tilde{l}_1 - \frac{z_*}{h})$ , т. е. отсутствует склейка масштабов турбулентности. Но так как и  $\tilde{l}_1$  и  $\frac{z_*}{h}$  много меньше единицы и, кроме того, они входят в формулу с разными знаками, различие в результатах будет пренебрежимо малым. В то же время при использовании для слоя шероховатости формулы (9) получается значительно более простое аналитическое решение уравнения (8):

$$b = b_* \left( \frac{h - z}{z_*} \right)^{\frac{1}{2}} \sqrt{\frac{2c}{3\alpha_b}}. \quad (10)$$

Примем теперь, что на уровне шероховатости выполняются условия непрерывности  $b$  и склейка потоков турбулентной энергии:

$$-\alpha_b a \frac{db}{dz} \Big|_{z=h-z_*+0} = -\alpha_b a \frac{db}{dz} \Big|_{z=h-z_*-0}.$$

Тогда, согласно (10), получим

$$-\alpha_b a \frac{db}{dz} = \sqrt{\frac{2\alpha_b c}{3}} b^{3/2} \quad \text{при } z = h - z_*. \quad (11)$$

Условия (11) и  $b(0) = b_{\Pi}$  будут использованы при решении уравнения (1).

Введем следующие функции и безразмерные переменные:

$$\varphi = b^{3/2}, \quad E_{\pi} = -\alpha_b a \frac{db}{dz} \Big|_{z=0}, \quad F_* = -\alpha_b a \frac{db}{dz} \Big|_{z=h-z_*}, \quad (12)$$

$$\tilde{z} = \frac{z}{h}, \quad \tilde{z}_* = \frac{z_*}{h}, \quad \tilde{l} = \frac{l}{h \sqrt{\frac{3c}{2\alpha_b}}}, \quad \tilde{u} = \frac{\varphi_{\pi}^{1/3} \sqrt{3c}}{v_{*0}^2 \sqrt{2\alpha_b}} u,$$

$$\tilde{\varphi} = \frac{\varphi}{\varphi_{\pi}}, \quad \tilde{F} = \frac{F\sqrt{3}}{\sqrt{2\alpha_b c} \varphi_{\pi}}, \quad \tilde{x} = x \sqrt{\frac{2\alpha_b}{3c}}. \quad (13)$$

Система уравнений и граничных условий в новых переменных примет вид

$$\tilde{l} \tilde{\varphi}^{1/3} \frac{d\tilde{u}}{d\tilde{z}} = N\tilde{z} - 1, \quad \tilde{u} \Big|_{\tilde{z}=1-\tilde{z}_*} = 0; \quad (14)$$

$$\tilde{\gamma} \frac{(N\tilde{z} - 1)^2}{\tilde{l} \tilde{\varphi}^{1/3}} = \frac{\tilde{\varphi}}{\tilde{l}} - \frac{d}{d\tilde{z}} \tilde{l} \frac{d\tilde{\varphi}}{d\tilde{z}}, \quad \tilde{\varphi} \Big|_{\tilde{z}=0} = 1, \quad -\tilde{l} \frac{d\tilde{\varphi}}{d\tilde{z}} = \tilde{\varphi} \Big|_{\tilde{z}=1-\tilde{z}_*}; \quad (15)$$

$$\tilde{l} = \tilde{x} (\tilde{l}_1 + \tilde{z}) (1 - \tilde{z}), \quad \tilde{\gamma} = \frac{v_{*0}^4}{c \varphi_{\pi}^{4/3}},$$

$$N = \int_0^{1-\tilde{z}_*} \frac{\sqrt{d\tilde{v}}}{\tilde{l} \tilde{\varphi}^{1/3}} \left[ \int_0^{1-\tilde{z}_*} \frac{\sqrt{d\tilde{v}}}{\tilde{l} \tilde{\varphi}^{1/3}} \right]^{-1}. \quad (16)$$

Для решения нелинейной системы (14)—(16) заменим непрерывные переменные в дифференциальных уравнениях дискретными. В средней части рассматриваемого слоя жидкости расположим

100 узлов с постоянным шагом  $\Delta\tilde{z}$ . В верхнем и нижнем слоях помещается по 75 узлов, расположенных таким образом, чтобы шаг сетки оставался постоянным в логарифмическом масштабе. Выбор неравномерной сетки объясняется наличием очень больших градиентов искомых функций у поверхности раздела и у дна. Решение полученной конечно-разностной системы ищется методом последовательных приближений. Схема расчета сводится к следующему.

Задается произвольный профиль  $\tilde{\varphi}$  и параметр  $\tilde{\gamma}$ . По формуле (16) вычисляется значение  $N$ , а затем и всей левой нелинейной части уравнения (15). Линеаризованное таким образом уравнение (15) решается методом прогонки. Для определения значения  $\tilde{\gamma}$  в сле-

дующем приближении используется проинтегрированное в пределах от 0 до  $(1-\tilde{z}_*)$  с учетом (5) уравнение (15):

$$\tilde{F}_n = \tilde{F}_* + \int_0^{1-\tilde{z}_*} \frac{\tilde{\varphi}}{\tilde{l}} d\tilde{z} - \gamma \tilde{u}_n. \quad (17)$$

Процесс итераций продолжается до тех пор, пока профиль  $\tilde{\varphi}$  и значения величин  $\gamma$  и  $N$ , полученных в двух последовательных приближениях, не совпадут с заданной степенью точности.

Наибольший интерес представляет возможность расчета строения мелкого водоема по характеристикам, которые в данной постановке задачи являются внешними. В нашем случае все величины определяются двумя параметрами: шероховатостью дна  $\tilde{z}_*$  и начальным масштабом турбулентности  $\tilde{l}_1$ . Если первый из них можно считать заданным, то второй сам зависит от внешних факторов.

Связь величины  $\tilde{l}_1$  с внешними параметрами следует искать в сопоставлении результатов расчета с экспериментальными данными. Примем, что для установившегося волнения и участков акватории водоема, где длина разгона практически не сказывается на характеристиках волнения, определяющими параметрами являются: динамическая скорость  $v'_{*0}$ ,  $h$ ,  $z_*$  и ускорение силы тяжести  $g$ . При рассмотрении вопроса о строении мелкого водоема все эти характеристики являются внешними. В таком случае из соображений размерности получаем

$$l_1 = h f_1 \left( \frac{v'_{*0}}{\sqrt{gh}}, \tilde{z}_* \right), \quad u_n = v'_{*0} f_2 \left( \frac{v'_{*0}}{\sqrt{gh}}, \tilde{z}_* \right). \quad (18)$$

Здесь под  $v'_{*0}$  понимается измеряемая при экспериментальных исследованиях суммарная динамическая скорость в воздухе, которая, как правило, определяется или по профилю ветра на некотором удалении от водной поверхности, или по величине нагона. В решение задачи входит динамическая скорость  $v_{*0}$ , которая имеет место на уровне  $\tilde{z}=0$ , т. е. под подошвами волн. Трудно пока сказать что-либо определенное о связи  $v_{*0}$  и  $v'_{*0}$ . В нашем случае можно лишь принять, что  $v_{*0}$  есть функция тех же аргументов:

$$v_{*0} = \sqrt{\frac{\rho_a}{\rho}} v'_{*0} f_3 \left( \frac{v'_{*0}}{\sqrt{gh}}, \tilde{z}_* \right),$$

где  $\rho_a$  — плотность воздуха.

Отсутствие необходимой информации о функции  $f_3$  не позволяет получить зависимость  $\tilde{l}_1$  от  $\frac{v'_{*0}}{\sqrt{gh}}$  для широкого диапазона скоростей ветра. Однако для случаев не слишком развитого волнения,

когда на поверхности воды не наблюдается образования белых «барашков» и опрокидывания волн, можно надеяться, что в переходном слое не происходит заметных изменений потока количества движения и функция  $f_3$  близка к единице. Тогда, определив по экспериментальным данным функцию  $f_2$ , а по полученным формулам связь  $\tilde{l}_1$  и  $u_{II}/v_{*0}$ , легко найти для фиксированного  $\tilde{z}^*$  зависимость масштаба турбулентности  $\tilde{l}_1$  от величины  $v_{*0}/\sqrt{gh}$ . По мере уточнения наших представлений о закономерностях перераспределения энергии и импульса в волнах или при получении достаточно надежных измерений непосредственно величины  $v_{*0}$  искомая зависимость может быть получена и для условий хорошо развитого волнения.

Сопоставление результатов расчета с натурными данными необходимо также для проверки приемлемости всей постановки задачи в целом и в первую очередь гипотезы для масштаба турбулентности. Экспериментов по исследованию динамики течений и особенно характеристик турбулентности в мелком водоеме крайне мало. Кроме того, трудно подобрать удовлетворяющие требованиям теоретической модели условия проведения опытов. Подобного рода недостатков лишены лабораторные эксперименты, проводящиеся в ветровых лотках при тщательно контролируемых внешних условиях, которые в случае необходимости легко воспроизвести. Но встает вопрос о правомерности использования в естественных условиях результатов, полученных по лабораторным данным. Для выяснения этого вопроса попробуем воспользоваться методами теории подобия. Примем, как это делается в научной литературе уже длительное время [8—11], что с достаточной степенью точности уравнение движения для воды применительно к лоткам записывается в виде, аналогичном уравнению (1). Тогда можно надеяться, что критерии подобия, полученные при анализе этого упрощенного уравнения, могут служить основой для выяснения возможностей распространения результатов лабораторных экспериментов на природные объекты. Если за характерные масштабы скорости, коэффициента турбулентности и глубины принять соответственно величины  $u_{II}, h v_{*0}$  и  $h$  и переписать соотношение (1) в безразмерном виде, то получим:

$$\frac{d}{dz} \tilde{a} \frac{d\tilde{u}}{d\tilde{z}} = N \frac{1}{Re_T}, \quad -\tilde{a} \frac{d\tilde{u}}{d\tilde{z}} \Big|_{\tilde{z}=0} = \frac{1}{Re_T}, \quad \tilde{u} \Big|_{\tilde{z}=1-\tilde{z}^*} = 0, \quad (19)$$

$$\text{где } Re_T = \frac{u_{II}}{v_{*0}}.$$

Таким образом, явление на модели и в натуре будет идентичным, если будут одинаковыми параметры  $N$  и  $Re_T$  и, кроме того, имеет место геометрическое подобие [12]. За исключением специаль-

ных исследований, ветровые лотки в отличие от естественных водоемов имеют гладкое дно. Строго говоря, требуется подобие и по параметру  $\tilde{z}_*$ . Но, как показали расчеты и результаты экспериментов [10], шероховатость начинает существенно сказываться только при очень мелкой воде и больших скоростях ветра. В дальнейшем все расчеты и сравнения проводятся для фиксированного значения относительной шероховатости, равного  $10^{-4}$ . В этом случае при определении вида функциональных зависимостей (18) параметр  $\tilde{z}_*$  выпадает из числа аргументов.

Остановимся кратко на характерных значениях параметров  $N$  и  $Re_T$ . При изучении динамики течений замкнутого водоема, как правило, не проводится комплекс наблюдений, достаточный для определения отношения  $N/Re_T$ . Типичным примером таких исследований может служить работа [13]. При лабораторных измерениях определению этих параметров уделяется значительно большее внимание. Несмотря на это вряд ли можно говорить о полной ясности в этом вопросе и сделать окончательное заключение о величине и зависимости  $N$  и  $Re_T$  от внешних условий. По данным, например, работы [10] в случае гладкого дна отношение придонного касательного напряжения  $\tau_1$  к поверхностному  $\tau_0$  меняется от  $+0,3$  до  $-1,2$ . Положительный знак этого отношения может иметь место только при отсутствии обратного компенсационного течения. Так как подобная ситуация маловероятна, приходится констатировать факт, что точность определения параметра  $N$  даже при лабораторных экспериментах далеко не ювелирная. Если «осреднить» имеющиеся соображения о величине  $N$ , то наиболее вероятный диапазон ее изменения лежит в пределах  $1,0-1,2$  [9], т. е. отношение  $\tau_1/\tau_0$  составляет порядка 10%. Наши расчеты показали, что  $N$  практически не зависит от параметра  $\tilde{l}_1$  и при увеличении  $\tilde{z}_*$  от  $10^{-5}$  до  $10^{-2}$  увеличивается от 1,03 до 1,18. Таким образом, рассматриваемая схема дает вполне удовлетворительные значения отношения донного и поверхностного касательного напряжения.

Параметр  $Re_T$  можно представить в виде  $\frac{u_n}{V} \frac{V}{v_{*0}}$ , что является по сути дела отношением ветрового коэффициента  $c_u$  к величине, связанной с коэффициентом сопротивления  $c_d = \frac{v_{*0}^2}{V}$ . Относительно последнего имеется достаточно обширный экспериментальный материал, полученный как по лабораторным, так и по натурным измерениям. Результаты различных исследований, собранные, например, в работах [14, 15], хотя и имеют значительный разброс, показывают, что коэффициент сопротивления примерно одинаков для лабораторных и естественных условий. Относительно ветрового коэффициента  $c_u$  можно сказать, что, по-видимому, для морей и океанов он составляет величину  $0,020-0,030$  [16, 17], а для ограниченных водоемов  $0,015-0,016$  [17]. Под  $V$  понимается скорость

ветра на высоте порядка 10 м. По лотковым измерениям, при которых под  $V$  понимается скорость ветра на высоте порядка 10 см, ветровой коэффициент несколько выше.

В качестве примера можно привести значения 0,033 [11] и 0,048 [18], относящиеся к состоянию «насыщения», т. е. когда  $c_u$  перестает зависеть от скорости ветра. Средние значения, пересчитанные на высоту 10 м, будут близки, по-видимому, к натурным. Причины разброса экспериментальных данных могут быть самые разнообразные и в том числе различие в плотностях воздуха при проведении опытов [9].

Т а б л и ц а 1

Автор	Длина $L$ (м)	Глубина $h$ (см)	Ширина $S$ (см)	$\frac{h}{L}$	$\frac{h}{S}$
Гиди [9] . . . . .	12	7,6	6,1	0,0063	0,12
Сибул [10] . . . . .	16	6,0	30,5	0,0037	0,20
Кайлеген [11] . . . . .	20	9,0	11,3	0,0045	0,80
Бу [18] . . . . .	14	122	150	0,087	0,81
Бейнс [8] . . . . .	10,5	30,5	91,5	0,029	0,33

Подводя итог вышесказанному, можно, видимо, считать, что диапазоны изменения величин  $N$  и  $Re_T$  в лаборатории и натуре в значительной степени перекрываются. Таким образом, по этим параметрам не накладывается существенных ограничений на возможность моделирования процессов перемешивания в мелком водоеме.

Как уже указывалось, кроме подобия по критериям  $N$  и  $Re_T$ , должно иметь место и геометрическое подобие. В табл. 1 приводятся характерные размеры некоторых ветровых лотков. Видно, что заметно выделяется по своим размерам экспериментальная установка [18]. Не исключено, что большая глубина воды и ширина лотка являются одной из причин, приведших к получению в этом исследовании относительно высокого значения  $c_u$ .

В естественных условиях форма и размеры водоемов могут быть самыми разнообразными. Для грубых оценок примем, что длина и ширина их имеют порядок 1—10 км, а глубина 1—10 м, т. е.  $h/S$  и  $h/L$  равны примерно  $10^{-4}$ — $10^{-2}$ . Из сравнения этих значений с данными таблицы видно, что для нашей задачи наиболее правильно использовать результаты первых двух работ. К сожалению, в [10] не приводятся характеристики волнения и поверхностная скорость и поэтому в дальнейшем за основу приняты результаты [9].

На рис. 1 приводятся экспериментальные точки, снятые с сглаженных зависимостей работы [9], и проведенная по ним кривая 1, отражающая связь  $u_n/\overset{\cdot}{v}_{*0}$  и  $\overset{\cdot}{v}_{*0}/\sqrt{gh}$ . Сопоставляя эту кри-

вую с расчетной зависимостью  $\tilde{l}_1$  от  $u_n/v_{*0}$ , находим вид функции  $f_1$ , которая представлена на этом же рисунке кривой 2. Еще раз подчеркнем, что данная зависимость получена в предположении  $v_{*0} = \sqrt{\frac{\rho a}{\rho}} v_{*0}'$  и кроме того использован очень скудный экспериментальный материал. Поэтому приведенный график следует рас-

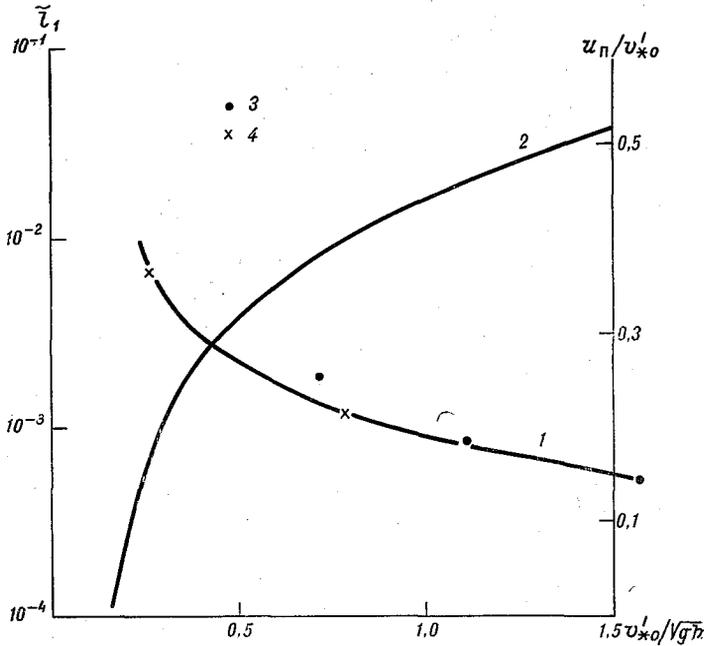


Рис. 1. Связь  $\frac{u_n}{v_{*0}}$  и  $\frac{v_{*0}'}{\sqrt{gh}}$  по результатам эксперимента [9]

(1) и зависимость параметра  $\tilde{l}_1$  от  $\frac{v_{*0}'}{\sqrt{gh}}$  (2).

3)  $h = 5,1$  см, 4)  $h = 10,2$  см.

считать скорее как иллюстративный, чем рабочий. В дальнейшем в качестве определяющего используется параметр  $\tilde{l}_1$ , при этом предполагается, что в принципе связь величин  $\tilde{l}_1$  и  $v_{*0}'/\sqrt{gh}$  имеется.

На рис. 2 приводятся два рассчитанных профиля скорости течения и результаты экспериментальных исследований Бейнса и Кнеппа [8]. Профили, представленные кривой 1, рассчитаны по формулам данной работы при  $\tilde{l}_1 = \tilde{z}_* = 10^{-4}$ , а кривая 2 представляет

профиль, взятый из статьи Бейнса и Кнеппа и соответствующий формуле Рейда. Как видно из графика, обе формулы дают значения скорости, неплохо согласующиеся с измеренными величинами. К сожалению, авторы не смогли достать оригинальной статьи и им не удалось выяснить постановку задачи и модель для масштаба турбулентности, рассмотренных Рейдом. Обе кривые и экспериментальные точки указывают на наличие у поверхности раздела и дна

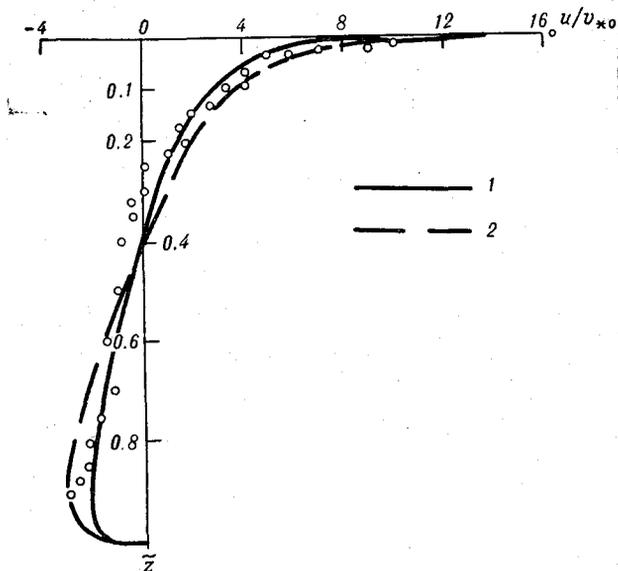


Рис. 2. Сравнение рассчитанных (1) и измеренного [8] (2) профилей скорости течения.

областей с большими вертикальными градиентами скорости. Естественно ожидать, что здесь будет существенным трансформационный член в уравнении (1), описывающий образование турбулентной энергии вследствие взаимодействия напряжений Рейнольдса с градиентом средней скорости. В области  $z=0,9$  наблюдается нулевой градиент средней скорости и турбулентность поддерживается только за счет притока энергии из близлежащих слоев. Трансформационный член здесь равен нулю, а диффузионный в точности соответствует диссипации. Все это подтверждает рис. 3, где представлены вертикальные профили членов уравнения баланса турбулентной энергии в безразмерной форме:  $\sigma_{*0}^2 \frac{du}{dz}$  — кривая 1,  $cb^{3/2}/l$  — кривая 2,  $\alpha_b \frac{d}{dz} a \frac{db}{dz}$  — кривая 3.

На рис. 4 приведены безразмерные профили турбулентной энергии и коэффициента обмена. Почти во всей водной толще энергия турбулентности меняется примерно по линейному закону и лишь вблизи границ ее градиенты заметно увеличиваются. Коэффициент турбулентности по мере увеличения глубины монотонно возрастает, достигает максимума где-то в районе  $\tilde{z}=0,4$ , а затем плавно уменьшается до нулевого значения при  $\tilde{z}=1,0$ .

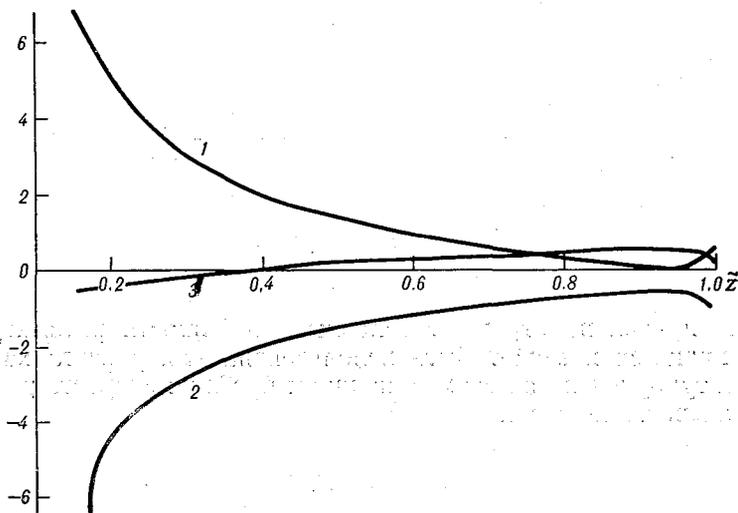


Рис. 3. Вертикальные профили составляющих уравнения баланса турбулентной энергии.

1 — трансформация, 2 — диссипация, 3 — диффузия.

Если принять  $a_b=2,0$ ,  $c=0,3$ , что представляет собой нечто среднее между приведенными в [7] значениями ( $a_b=0,73$ ;  $c=0,046$ ) и использованными в работе [5] ( $a_b=16,0$ ;  $c=1,0$ ), то для некоторых характерных масштабов имеем:  $a_0=0,6v_*h\gamma^{-1/4}$ ,  $b_0=1,85v_{*0}^2\gamma^{-1/2}$ ,  $\epsilon=5,4v_{*0}^3h^{-1}\gamma^{-3/4}$ . При  $\tilde{l}_1=\tilde{z}_*=10^{-4}$ ,  $\gamma=1$  и  $h=10,2$  см с помощью рис. 1 получаем  $v_{*0}=\sqrt{\frac{\rho a}{\rho}}v'_*=0,53$  см/сек. Отсюда, например, при  $\tilde{z}=0,5$  имеем:  $a=0,55$  см<sup>2</sup>/сек.,  $b=0,91$  см<sup>2</sup>/сек<sup>2</sup>,  $\epsilon=0,132$  см<sup>2</sup>/сек<sup>3</sup>. С увеличением  $\tilde{l}_1$  все эти величины увеличиваются.

Удовлетворительное согласование рассчитанного и измеренного профилей скорости и отношения придонного и поверхностного касательных напряжений позволяет сделать вывод, что предлагаемая

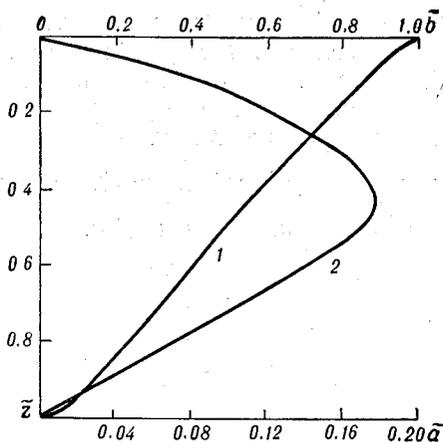


Рис. 4. Вертикальные профили энергии турбулентности (1) и коэффициента обмена (2).

1)  $\bar{z}$ , 2)  $\bar{\alpha}$ .

модель правильно отражает основные особенности рассматриваемого процесса и может быть использована для расчета характеристик турбулентного перемешивания и профиля скорости в малом, ограниченном водоеме.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Каган Б. А., Утина З. М. О термодинамическом взаимодействии моря и атмосферы. Океанология, вып. 9, 1963.
2. Лайхтман Д. Л., Каган Б. А. Схема предвычисления гидрологических характеристик на поверхности моря. Метеорология и гидрология, № 5, 1965.
3. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Гидрометеиздат, Л., 1963.
4. Phillips O. M. The dynamics of the upper ocean. Cambridge Univ. Press, 1966.
5. Китайгородский С. А., Миропольский Ю. З. О диссипации турбулентной энергии в поверхностном слое моря. Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, т. IV, № 6, 1968.
6. Симонов В. В. К вопросу о расчете характеристик турбулентного обмена в мелком водоеме. Тр. ГГО, вып. 241, 1969.
7. Зилитинкевич С. С., Лайхтман Д. Л., Монин А. С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, т. III, № 3, 1967.
8. Baines W. D. and Knapp D. J. Wind-driven water currents. Proc. ASCE (Journal of the Hydraulics Division), vol. 91, No. HY2, 1965.
9. Hidy G. M. and Plate E. J. Wind action on water standing in a laboratory channel. J. Fluid Mech., vol. 26, pt 4, 1966.
10. Sibul O. J. and Johnson J. W. Laboratory study of wind tides in shallow water. Proc. ASCE (Journal of the Waterways and Harbors Division), vol. 83, No. WW1, 1957.
11. Keulegan G. H. Wind tides in small closed channels. J. Res. Nat. Bur. Standards, vol. 46, No. 5, 1951.

12. Кирпичев М. В. Теория подобия. Изд. АН СССР, М., 1953.
13. Будков Г. Д. Натурные исследования ветровых течений Лукомльского озера и сопоставление их с расчетными величинами. Тр. ГГИ, вып. 147, 1968.
14. Преображенский Л. Ю. Расчет коэффициента турбулентного обмена в приповерхностном слое воздуха над морем. Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, т. V, № 6, 1969.
15. Бортковский Р. С., Бютнер Э. К. О методах определения турбулентных потоков количества движения и тепла над морем. Тр. ГГО, вып. 226, 1968.
16. Бортковский Р. С., Орленко Л. Р., Цейтин Г. Х. К расчету ветра и касательного напряжения над водной поверхностью. Тр. ГГО, вып. 187, 1966.
17. Знаменский В. А., Кудряшова Р. Б. Моделирование дрейфовых течений. Тр. ГГИ, вып. 147, 1968.
18. Wu J. Laboratory studies of wind-wave interactions. J. Fluid Mech., vol. 34, pt 1, 1968.
19. Harris D. L. The wave-driven wind. J. Atm. Sci., vol. 23, No 6, 1966.

## О НЕКОТОРЫХ ИНТЕГРАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ ТУРБУЛЕНТНОЙ ЭНЕРГИИ В МЕЛКОМ ВОДОЕМЕ

В работе [1] приводятся постановка и решение задачи о строении мелкого, ограниченного, нейтрально-стратифицированного водоема при наличии напряжения трения на поверхности раздела. Рассматривается область глубин, расположенная непосредственно под подошвами волн, где и находится начало отсчета направленной вниз вертикальной координаты  $z$ . Задача решается для случая установившегося режима течений и волнения. Для определения средней скорости течения и интенсивности вертикального турбулентного перемешивания используются уравнения движения и баланса турбулентной энергии:

$$\frac{d}{dz} a \frac{du}{dz} = \frac{\tau_{*0}^2 - v_{*1}^2}{h - z_*},$$

$$-v_*^2(z) \frac{du}{dz} = c \frac{b^{3/2}}{l} - \gamma_b \frac{d}{dz} a \frac{db}{dz}, \quad a = l\sqrt{b},$$

которые решаются при следующих граничных условиях:

$$-a \left. \frac{du}{dz} \right|_{z=0} = v_{*0}^2, \quad u \Big|_{z=h-z_*} = 0,$$

$$\int_0^{h-z_*} u(z) dz = 0, \quad -\alpha_b a \left. \frac{db}{dz} \right|_{z=h-z_*} = \sqrt{\frac{2}{3} \alpha_b c b^{3/2}} \Big|_{z=h-z_*}.$$

Система уравнений замыкается параболической моделью для масштаба турбулентности  $l(z)$ :

$$l(z) = (l_1 + \alpha z) \left(1 - \frac{z}{h}\right).$$

Здесь  $a(z)$  — коэффициент турбулентности;  $h$  — глубина водоема;  $z_*$  — шероховатость дна;  $l_1$  — масштаб турбулентности при  $z=0$ ;  $v_{*1}$  и  $v_{*0}$  — донная и поверхностная динамическая скорость;  $\alpha$ ,  $a_b$  и  $c$  — универсальные константы. Все рассматриваемые выше характеристики зависят от параметра  $\tilde{\alpha}$ , который представляет собой комбинацию  $\alpha \sqrt{\frac{a_b}{3c}}$ . Расчет проведен при  $\tilde{\alpha}=0,9$ .

Под величиной  $u(z)$  понимается полная скорость среднего переноса, которая складывается из чисто дрейфовой ( $u_d$ ) и волновой ( $u_w$ ) компонент.  $u_d$  — скорость, которую зафиксирует прибор при воздействии ветра на гладкую поверхность воды:  $u_w$  — скорость среднего массопереноса при наличии волнения и полном отсутствии ветра. Таким образом,  $u(z) = u_d(z) + u_w(z)$ , а на поверхности выполняется равенство  $u_n = u_d^0 + u_w^0$ . Учитывая результаты работы [2], принимаем, что энергия турбулентности  $b(z)$  и динамическая скорость  $v_*(z)$  формируются только чисто турбулентными пульсациями скорости, т. е. ниже переходного слоя взаимодействие между потенциальными волновыми движениями и турбулентностью пренебрежимо мало.

Проинтегрируем уравнение баланса турбулентной энергии по всей глубине от 0 до  $(h - z_*)$ :

$$F_n + v_{*0}^2 u_n = F_* + c \int_0^{h-z_*} \frac{b^{3/2} dz}{l}. \quad (1)$$

Здесь под  $F_*$  понимается поток турбулентной энергии при  $z = h - z_*$ , а величина  $F_n$  — поток этой же субстанции на верхней границе рассматриваемой области. При установившемся режиме волнения основной причиной образования потока турбулентной энергии  $F_n$  является, по-видимому, разрушение волн, энергия которых переходит непосредственно в энергию турбулентности нижележащих слоев воды [2, 3]. В данном случае механизм формирования этого потока не имеет существенного значения. Главное состоит в том, что в предлагаемой постановке величина  $F_n$  не задается, а рассчитывается в зависимости от определяющих параметров задачи  $\tilde{z}_* = \frac{z_*}{h}$

и  $\tilde{l}_1 = \frac{l_1}{\alpha h}$ , связь которых с внешними характеристиками находится из сопоставления результатов расчета и эксперимента [1]. Из решения задачи определяются также все остальные члены интегрального энергетического баланса (1). В этом уравнении произведение

$v_{*0}^2 u_n$  есть суммарное производство турбулентной энергии в слое жидкости глубиной  $(h - z_*)$  вследствие взаимодействия напряжений Рейнольдса с градиентом средней скорости общего переноса. Величина потока  $F_*$  численно равна той энергии, которая диссипирует во всем слое шероховатости, а с  $\int_0^{h-z_*} \frac{b^{3/2} dz}{l} = D$  — диссипация в потоке со сдвигом.

Проведенные расчеты показывают, что при увеличении шероховатости дна и уменьшении масштаба турбулентности  $\tilde{l}_1$  величина  $F_*$  растет. Например, при изменении  $z_*$  от  $10^{-4}$  до  $10^{-2}$   $F_*$  увеличивается почти на порядок. Причем такие заметные изменения наблюдаются при всех  $\tilde{l}_1$ . Наоборот, влияние  $\tilde{l}_1$  проявляется только в случае относительно гладкого дна. При  $z_* = 10^{-4}$  и увеличении  $\tilde{l}_1$  от  $10^{-5}$  до  $10^{-2}$   $F_*$  уменьшается примерно в два раза, а при  $z_* = 10^{-2}$  изменение  $\tilde{l}_1$  на те же три порядка почти не сказывается на величине потока через верхнюю границу слоя шероховатости. Если сопоставить диссипацию турбулентной энергии ниже уровня шероховатости и аналогичную величину в основной водной толще, то оказывается, что для всех рассмотренных комбинаций  $z_*$  и  $\tilde{l}_1$  выполняется неравенство  $F_* \ll D$ . В противоположность величине  $F_*$  отношение  $F_*/D$  растет не только с увеличением шероховатости, но и с ростом  $\tilde{l}_1$ . Однако даже при  $z_* = 10^{-2}$  и  $\tilde{l}_1 = 5 \cdot 10^{-2}$  это отношение лишь немногим превышает 1%. Отсюда следует, что потери турбулентной энергии в слое шероховатости — пренебрежимо малая величина в общем энергетическом бюджете потока жидкости со сдвигом, а использование нулевого граничного условия для  $F_*$  на уровне  $z = h - z_*$  при решении уравнения баланса турбулентной энергии не приведет к заметным искажениям реальной картины.

Основная часть турбулентной энергии содержится и диссипирует в приповерхностном слое жидкости, где одновременно наблюдаются большие значения напряжения трения и градиента средней скорости. Поэтому величина суммарной диссипации  $D$  во многом зависит от состояния этого верхнего слоя. Усиление волнения приводит, с одной стороны, к возрастанию интенсивности перемешивания и увеличению потока энергии  $F_n$ , с другой, — к уменьшению вертикальных градиентов средней скорости. Второй процесс оказывается более ярко выраженным и суммарная диссипация при всех  $z_*$  с ростом  $\tilde{l}_1$  уменьшается. Несколько иная картина, которой довольно трудно дать простое и наглядное объяснение, наблюдается при изменении  $z_*$ . При малых  $\tilde{l}_1$  и увеличении шероховатости диссипация  $D$  уменьшается, хотя это скорее лишь тенденция, чем ре-

альное изменение. При больших  $\tilde{l}_1$ , наоборот, увеличение шероховатости приводит к заметному росту суммарной диссипации.

Из интегрального уравнения (1) видно, что основными механизмами энергоснабжения турбулентности в воде под впадинами волн являются взаимодействие напряжений Рейнольдса с градиентом средней скорости переноса ( $E_0$ ) и поступление турбулентной энергии из переходного в нижележащие слои воды ( $F_{\Pi}$ ).

Независимо от величины  $\tilde{l}_1$  шероховатость дна существенно влияет на поток  $F_{\Pi}$ , который уменьшается примерно на порядок при увеличении  $\tilde{z}_*$  от  $10^{-4}$  до  $10^{-2}$ . Но при этом  $F_{\Pi}$  начинает играть заметную роль в балансе турбулентной энергии лишь при достаточно высоких значениях параметра  $\tilde{l}_1$ . Характерные черты изменения производства суммарной энергии  $E_0$  очень близки к закономерностям изменения величины  $D$ .

Представляется небезынтересным сопоставить на основе полученных результатов эффективность механизмов энергоснабжения, что позволит выявить возможные пути упрощения задачи о взаимодействии водоема с атмосферой. Следуя терминологии работ [2, 3], можно сказать, что при  $F_{\Pi} \ll E_0$  имеет место чисто дрейфовая, а при  $F_{\Pi} \gg E_0$  — диффузионная модель энергоснабжения турбулентности в водоеме. На рис. 1 приводится отношение

$\mu = \frac{F_{\Pi}}{E_0}$  для  $\tilde{z}_* = 10^{-4}$  в зависимости от параметра  $\tilde{l}_1$  (кривая 1). На рис. 2 кривая 1 иллюстрирует изменение  $\mu$  в зависимости от  $\tilde{z}_*$  для  $\tilde{l}_1 = 5 \cdot 10^{-2}$ .

Как видно из рис. 1, только при  $\tilde{l}_1 = 0,063$  величина  $\mu$  достигает единицы. Для большинства ситуаций, во всяком случае при  $\tilde{l}_1 < 0,01$ ,

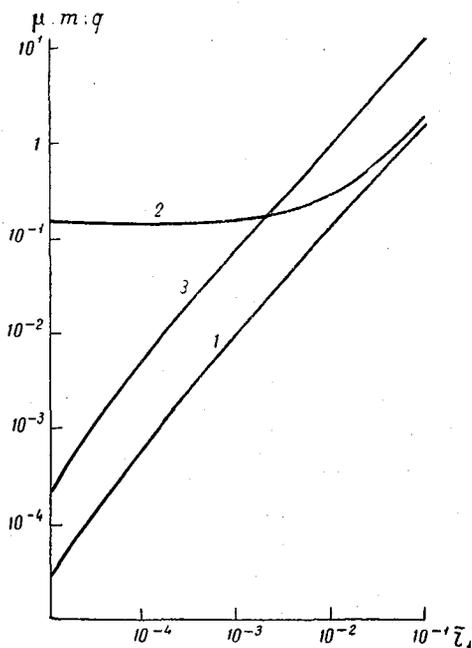


Рис. 1. Зависимость параметров  $\mu$ ,  $m$  и  $q$  от  $\tilde{l}_1$ .

1)  $\mu$ , 2)  $m$ , 3)  $q$ .

поток энергии через поверхность  $z=0$  значительно меньше энергии турбулентности, образующейся путем обычного взаимодействия напряжений трения с градиентом средней скорости. Отсюда следует, что для ограниченных, хорошо перемешиваемых водоемов единственно возможным упрощением уравнения баланса турбулентной энергии является пренебрежение диффузионным членом.

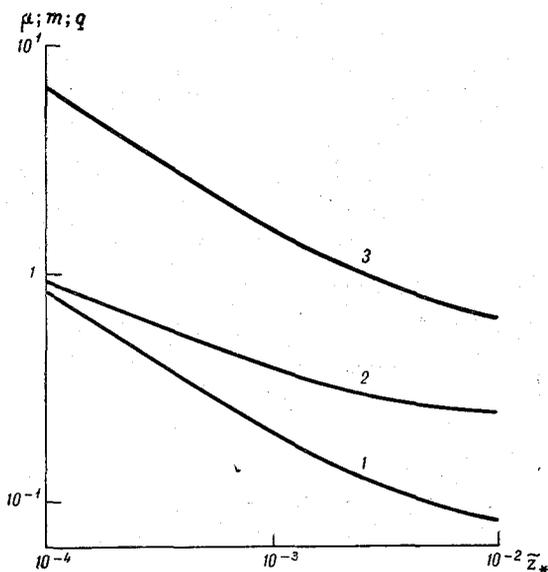


Рис. 2. Зависимость параметров  $\mu$ ,  $m$  и  $q$  от  $z_*$ .  
1)  $\mu$ , 2)  $m$ , 3)  $q$ .

Если считать, как это делается в работах [2, 3], что основным механизмом взаимодействия между волнами и турбулентностью является поток  $F_{\text{П}}$ , то из приведенных выше результатов следует вывод: энергия, передаваемая ветром непосредственно волнам ( $E_w$ ), при  $l_1 < 10^{-2}$  пренебрежимо мала по сравнению с энергией  $E_d$ , которая идет на создание течений. Но основой упомянутых работ С. А. Китайгородского и Ю. З. Миропольского служит прямо противоположная концепция, согласно которой в случае хорошо развитого волнения доминирующее значение имеет энергия  $E_w$ . В научной литературе можно найти также мнение, что  $E_w \ll E_d$  [4, 5]. Попробуем с помощью некоторых дополнительных гипотез оценить соотношение энергий  $E_w$  и  $E_d$  по результатам данной работы.

Над взволнованной водной поверхностью общее напряжение трения  $\tau_0$  можно представить в виде суммы  $\tau_d + \tau_w$ , где  $\tau_d$  и  $\tau_w$  —

потоки импульса, передаваемые дрейфовому течению и волнам. Соответственно записывается и суммарная энергия  $E'_0$ , поступающая из воздуха в воду:  $E'_0 = E'_d + E'_w$ . При стационарном волнении вся энергия  $E'_0$  диссипирует в слое жидкости под физической поверхностью воды. Обозначая через  $\Delta E$  величину энергии, которая теряется вследствие диссипации волн выше уровня  $z=0$ , можем написать:

$$E'_0 = \Delta E + D + F_*. \quad (2)$$

Сравнивая (2) с интегральным уравнением баланса (1), получаем

$$E'_0 = \Delta E + E_0 + F_{\Pi}.$$

Как уже говорилось,  $u_{\Pi} = u_d^0 + u_w^0$ . Если ввести  $\sigma = \frac{u_w^0}{u_{\Pi}}$ , то из равенства  $E_0 = \tau_0 u_{\Pi}$  следует:

$$E_0 = E_d + E_w;$$

$$E_d = (1 - \sigma) E_0; \quad E_w = \sigma E_0.$$

Таким образом, производство суммарной энергии  $E_0$  складывается из взаимодействия напряжений Рейнольдса с градиентом дрейфовой ( $E_d$ ) и градиентом волновой ( $E_w$ ) скорости. Примем, что на создание волновой компоненты  $u_w$  и компенсацию той части энергии волн ( $\Delta E$ ), которая теряется при их диссипации выше уровня  $z=0$  и переходит в мелкомасштабную турбулентность нижележащих слоев воды  $F_{\Pi}$ , тратится энергия, поступающая от ветра непосредственно к волнам. В то же время поток энергии к среднему течению является причиной только дрейфовой составляющей скорости  $u_d$  и не участвует в волнообразовании. Тогда

$$E'_d = E_d; \quad E'_w = E_w + F_{\Pi} + \Delta E.$$

Величина  $\Delta E$ , по-видимому, мала по сравнению с другими статьями расхода энергии  $E'_w$  и при расчетах ею пренебрегают. Поток турбулентной энергии  $F_{\Pi}$  определяется из решения задачи, а  $E_w$  можно оценить, привлекая соображения о величине волновой компоненты скорости. Эту составляющую легко рассчитать по известной крутизне и фазовой скорости волны. В недавно опубликованной работе [6] подтверждается, что скорость волнового массопереноса на поверхности с достаточной степенью точности можно получить по формуле Стокса для невязкой жидкости. По данным Хайди и Плейта [7] для четырех значений динамической скорости были рассчитаны величины  $\sigma$ . Оказалось, что при глубине воды 5,1 см и увеличении  $v_{*0}$  от 27 до 110 см/сек.  $\sigma$  уменьшается примерно от 0,28 до 0,13. При  $h=10,2$  см тенденция изменения сохранилась, а значения  $\sigma$  оказались еще выше. Если рассчитать  $\sigma$  по результатам измерений, представленных в работе [8], то характер

изменения ее со скоростью ветра оказывается противоположным полученному по экспериментам Хайди и Плейта. В наших расчетах для этой величины было принято рекомендуемое в [8] значение 0,13.

На рис. 1 кривая 2 показывает зависимость отношения  $m = \frac{E'_w}{E'_d} = \frac{\sigma + \mu}{1 - \sigma}$  от масштаба турбулентности при  $\tilde{z}=0$ . Как видно из графика, при малых  $\tilde{l}_1$  основная часть поступающей из воздуха энергии передается течениям, а при сильном волнении  $E'_w$  и  $E'_d$  примерно одного порядка. Таким образом, можно сказать, что для ограниченных водоемов ситуацию  $E'_w \gg E'_d$  следует рассматривать как нереальную. Эти расчеты проведены при  $z_* = 10^{-4}$ , что никак нельзя считать верхним пределом шероховатости дна реальных водоемов. При увеличении же  $z_*$ , как вытекает из рис. 2, относительный вес поступающей к волнам энергии уменьшается и все вероятнее становится неравенство  $E'_w \ll E'_d$ .

Если рассмотренные выше гипотезы достаточно правильно отражают реальное положение вещей, то величины  $E_w$  и  $F_{\Pi}$  характеризуют эффективность тех механизмов, которые перекачивают энергию волнения в энергию турбулентности воды. На тех же рис. 1 и 2 кривые 3 показывают отношение  $q = F_{\Pi}/E_w$  в зависимости от начального масштаба турбулентности (при  $z_* = 10^{-4}$ ) и шероховатости (при  $\tilde{l}_1 = 5 \cdot 10^{-2}$ ). Из рис. 1 следует, что при  $\tilde{l}_1 < 0,0012$  параметр  $q < 0,1$ , т. е. взаимодействие волнения и турбулентности осуществляется в основном через взаимодействие напряжений Рейнольдса с градиентом средней скорости волнового массопереноса. Значения  $q > 10$  наблюдаются только при максимальных, порядка 0,1 значениях  $\tilde{l}_1$ , которые вряд ли имеют место в естественных условиях. Отсюда следует, что поступившая из воздуха к волнам энергия идет в значительной степени на создание волновой компоненты скорости. Взаимодействие градиента этой скорости с напряжениями Рейнольдса является существенным механизмом трансформации энергии волнения в энергию турбулентности даже в случае очень сильного ветра. При увеличении  $z_*$  полученные выводы будут еще более резко выраженными, что подтверждает рис. 2.

В работе [1] приводится зависимость масштаба турбулентности  $\tilde{l}_1$  от составленного из внешних параметров безразмерного аргумента  $\frac{v_{*0}}{\sqrt{gh}}$ . При лабораторных экспериментах, когда наблюдаются скорости ветра 10—15 м/сек. и более, а глубина воды составляет всего 5—15 см, величина этого аргумента достигает значений 1,5—1,6. Но даже при  $\frac{v_{*0}}{\sqrt{gh}} = 1,5$  величина  $\tilde{l}_1$ , по дан-

ным Хайди и Плейта, равняется 0,038. Если воспользоваться результатами работы [8], в которой эксперименты проводились на глубокой воде ( $h=122$  см), то при скоростях ветра более 8,5 м/сек., когда наблюдается образование белых гребешков и опрокидывание волн, предельные значения  $\tilde{l}_1$  из сопоставления расчетных и измеренных отношений  $u_{II}/v'_{*0}$  оказываются еще меньше.

В естественных условиях динамическая скорость  $v'_{*0}$  вряд ли превышает значения 1 м/сек. Тогда даже при глубине водоема  $h$ , равной всего 2 м, для  $\frac{v'_{*0}}{\sqrt{gh}}$  получается значение 0,226, что приводит, по лабораторным данным, к величине  $\tilde{l}_1$  менее  $10^{-3}$ . Зависимость  $\tilde{l}_1$  от  $\frac{v'_{*0}}{\sqrt{gh}}$  получена по ограниченному числу экспериментов, причем только лабораторных, и не исключена вероятность, что аналогичная связь для реальных водоемов может быть несколько иной. Если в естественных условиях максимально возможные  $\tilde{l}_1$  будут больше даже на порядок, то и тогда верхним пределом для масштаба турбулентности является значение  $10^{-2}$ . В этом случае можно заметно уточнить некоторые выводы. В частности, следует, по-видимому, признать, что для мелких, ограниченных водоемов чисто дрейфовая модель турбулентного перемешивания в воде оказывается вполне разумным приближением при любых состояниях поверхности раздела. Другими словами, поступление турбулентной энергии через верхнюю границу мало по сравнению с энергоснабжением турбулентности за счет взаимодействия напряжений Рейнольдса с градиентом средней скорости основного переноса.

К отношению потоков энергий  $E_w$  и  $E_a$  следует подходить с известной осторожностью, так как расчеты проводились при постоянном для всех скоростей ветра значении  $\sigma=0,13$ . Однако думается, что для мелких водоемов основная часть поступающей из воздуха энергии передается все-таки течением, а не волнам. Подобная оговорка касается и параметра  $q$ . Если же уточнение зависимости  $\sigma$  от внешних факторов и выбор других значений универсальных констант не приведет к коренным изменениям полученных результатов, то можно сказать, что основным механизмом трансформации энергии волнения в энергию турбулентности является взаимодействие напряжений Рейнольдса с градиентом волновой компоненты средней скорости переноса.

В заключение хочется еще раз подчеркнуть, что приведенные выше результаты относятся, во-первых, к мелким водоемам, в которых ветровое перемешивание распространяется до дна и в первом приближении можно пренебречь силой Кориолиса, во-вторых, к ограниченному по горизонтали водным объектам, в которых напряжение трения на поверхности раздела приводит к образованию компенсационного градиентного течения.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Вагер Б. Г., Симонов В. В. К вопросу о расчете строения мелкого водоема. См. наст. сб.
2. Китайгородский С. А., Миропольский Ю. З. О диссипации турбулентной энергии в поверхностном слое моря. Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, т. IV, № 6, 1968.
3. Китайгородский С. А., Миропольский Ю. З. К теории турбулентного обмена в верхнем пограничном слое океана. Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, т. III, № 11, 1967.
4. Каган Б. А. Оценка диссипации энергии турбулентности в чисто дрейфовых морских течениях. Океанология, т. 4, № 1, 1964.
5. Лайхтман Д. Л. Динамика пограничных слоев атмосферы и моря с учетом взаимодействия и нелинейных эффектов. Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, т. II, № 10, 1966.
6. Chang M.-S. Mass transport in deep-water long-crested random gravity waves. J. Geoph. Res., vol. 74, No 6, 1969.
7. Hidy G. M., Plate E. J. Wind action on water standing in a laboratory channel. J. Fluid Mech., vol. 26, pt 4, 1966.
8. Wu J. Laboratory studies of wind-wave interactions. J. Fluid Mech., vol. 34, pt. 1, 1968.

С. П. МАЛЕВСКИЙ-МАЛЕВИЧ

## ВЛИЯНИЕ «ХОЛОДНОЙ ПЛЕНКИ» НА ТЕПЛОБМЕН ОКЕАН — АТМОСФЕРА

Наличие «холодной пленки» на поверхности океана является причиной появления определенных погрешностей в расчетах теплообмена вода — воздух ввиду того, что принятая в практике гидрологических наблюдений методика определения величины температуры поверхности  $T_0$  при помощи ртутного поверхностного термометра не может обеспечить получение достаточно надежных данных о температуре на границе раздела.

В работе автора [2] показано, что величина  $T_0$  может быть определена на основании данных о температуре воды на уровне стандартных гидрологических измерений  $T_H$  и о величинах тепловых потоков вода — воздух, вызывающих появление «холодной пленки». При этом показано, что для расчета холодной пленки можно воспользоваться в первом приближении величинами не самих потоков тепла турбулентного теплообмена вода — атмосфера  $P$ , затрат тепла на испарение  $LE$  и эффективного излучения  $E_{эф}$ , а метеорологических параметров, определяющих эти потоки, — перепадом температуры вода — воздух  $\Delta\theta$ , перепадом влажности  $\Delta e$  и баллом нижней облачности  $n$ . Поэтому вероятностные характеристики величин  $(T_0 - T_H)$  могут быть рассчитаны на основании фактических данных о вероятностных характеристиках распределения  $\Delta\theta$ ,  $\Delta e$  и  $n$  над океаном и оценок вероятности одновременного появления различных значений указанных параметров. Для этой цели воспользуемся данными наблюдений четырех кораблей погоды в Северной Атлантике: В ( $\varphi = 56^\circ$  с. ш.,  $\lambda = 51^\circ$  з. д.), D ( $44^\circ$  с. ш.,  $41^\circ$  з. д.), J ( $52^\circ$  с. ш.,  $20^\circ$  з. д.) и K ( $45^\circ$  с. ш.,  $16^\circ$  в. д.) за 3 года наблюдений (1955—1957) по двум месяцам — февралю и августу (эти данные предоставлены в наше распоряжение Л. А. Строкиной).

Для проведения необходимой обработки данных с целью расчета величины перепада температуры в поверхностном слое воды

( $T_0 - T_H$ ) (холодной пленки) следует из общего количества рассматриваемых данных исключить случаи сильных ветров, при которых отсутствует четко выраженная граница раздела вода — воздух и определение холодной пленки теряет свой смысл. Обработка данных непосредственных измерений величины ( $T_0 - T_H$ ) показала, что перепады температуры в поверхностном слое воды сохраняются

Т а б л и ц а 1

Корабль	Месяц	Всего случаев	Количество наблюдений при $u > 10$ м/сек.	
			число случаев	в % к общему числу
B	II	292	163	56
	VIII	372	89	24
D	II	295	174	59
	VIII	372	53	14
I	II	290	160	55
	VIII	372	74	20
K	II	310	148	48
	VIII	372	51	14

не только при спокойной поверхности моря, но и при слабых и умеренных ветрах [3]. Это явление объясняется Х. Роллем [4] тем, что при наличии волнения пленка разрушается лишь на гребнях волн, восстанавливаясь между ними. На основании экспериментальных данных, приведенных в [3], в качестве границы максимальных значений скоростей ветра, при которых пленка сохраняется несмотря на наличие волнения, используется значение  $u = 10$  м/сек. При этом в интервале скоростей ветра 0—10 м/сек. значения перепадов температур ( $T_0 - T_H$ ) определяются термическими факторами (теплообменом вода — воздух), а при  $u > 10$  м/сек. эти перепады пренебрежимо малы, благодаря определяющему действию волнения.

Результаты обработки данных указанных кораблей погоды по скорости ветра приведены в табл. 1.

Из табл. 1 следует, что повторяемость значений  $u \leq 10$  м/сек. в зимний период составляет 40—50%, в летний — 75—85%.

На рис. 1—4 представлены гистограммы значений перепадов температур вода — воздух  $\Delta\theta^\circ$  и влажности  $\Delta e$  мм для указанных кораблей при  $u \leq 10$  м/сек. При этом данные о температуре и влажности воздуха относятся к высоте приблизительно 10 м.

Отсутствие подробных данных о нижней облачности не позволяет провести подобную обработку для этого элемента. Для оценки вероятности появления различных значений  $n$  в рассматриваемых районах воспользуемся данными климатического атласа США для Северной Атлантики [6]. Данные о нижней облачности представлены в нем в виде изолиний повторяемости значений  $n$  от 0 до 2 баллов

и от 6 до 10 баллов. Данные, снятые с карт этого атласа для районов выбранных кораблей погоды, приведены в табл. 2 в процентах повторяемости.

Для определения величины повторяемости балла облачности внутри интервала 6—10 баллов воспользуемся кривой обеспеченности балла облачности для условий Северной Атлантики, приведенной Р. С. Бортковским [1].

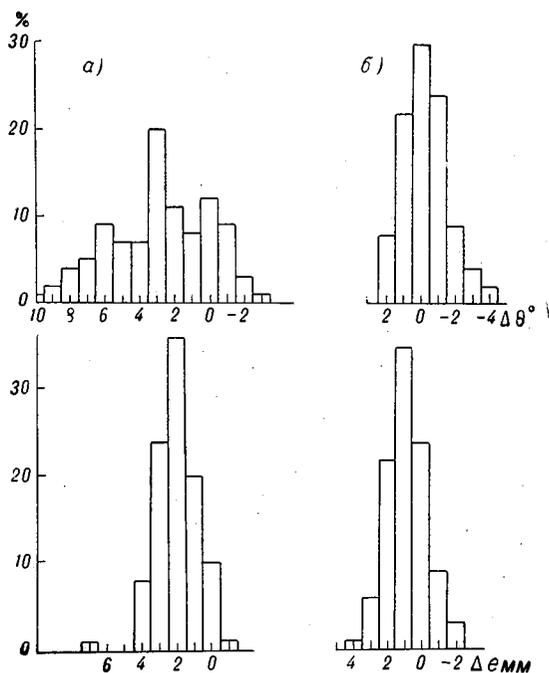


Рис. 1. Гистограммы  $\Delta\theta^\circ$  и  $\Delta\epsilon$  мм для корабля погоды В.

а — февраль, б — август.

Результаты, следующие из рассмотрения этой кривой, позволяют в первом приближении сделать вывод о том, что в половине случаев наличия облачности в пределах указанного интервала наблюдается сплошная облачность (10 баллов) и появление любых других значений балла облачности равновероятно. Последнее предположение использовано и для оценки вероятности наличия балла облачности в пределах 0—6. Введение этих предположений позволяет на основании данных табл. 2 представить вероятность появления любого балла нижней облачности.

Для вычисления вероятности появления различных значений ( $T_0 - T_H$ ) необходим расчет вероятности одновременного появления

конкретных величин  $\Delta\theta$ ,  $\Delta e$  и  $n$ . При этом в первом приближении можно считать некоррелируемыми следующие пары параметров:  $n$  и  $\Delta\theta$ ,  $n$  и  $\Delta e$ . В условиях суши между этими параметрами имеется вполне определенная зависимость вследствие того, что изменение состояния закрытости облаками диска Солнца, связанное с количеством облаков, сказывается на величине  $T_0$ , а следовательно, и на

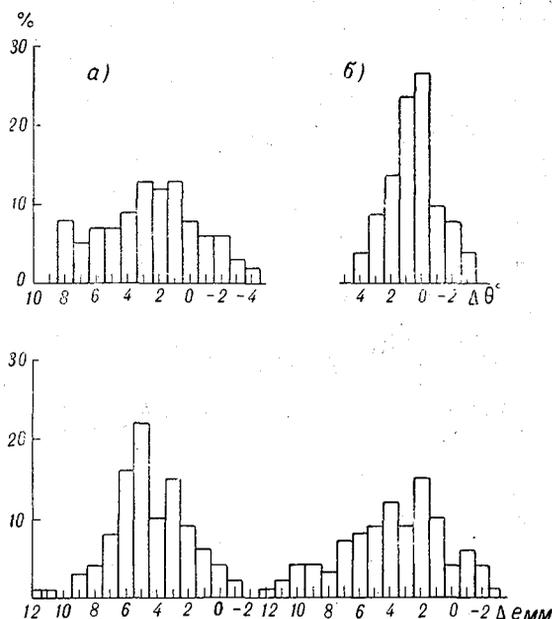


Рис. 2. Гистограммы  $\Delta\theta^\circ$  и  $\Delta e$  мм для корабля погоды D.

а — февраль, б — август.

$\Delta\theta$ . В условиях же водной поверхности изменение интенсивности приходящей солнечной радиации практически не сказывается на величине температуры поверхности, а следовательно, и на величинах  $\Delta\theta$  и  $\Delta e$ . Влияние облачности, вообще говоря, сказывается на величине  $T_0$  через эффективное излучение [2], однако этот эффект проявляется лишь в изменении интенсивности «холодной пленки», не оказывая влияния на величину  $T_H$ , которая использована при построении гистограмм в качестве величины  $T_0$ . Тогда вероятность совместного появления отдельных сочетаний величин рассматриваемых параметров связана с вероятностью появления отдельных значений  $n$  и  $\Delta\theta$  или  $n$  и  $\Delta e$  следующим образом:

$$\left. \begin{aligned} p_{\Delta\theta, n} &= p_{\Delta\theta} p_n \\ p_{\Delta e, n} &= p_{\Delta e} p_n \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

В то же время величины  $\Delta\theta$  и  $\Delta e$  между собой тесно связаны ввиду высокой корреляции температуры и влажности воздуха над океаном. Связь эту можно выразить известным отношением Боуэна  $B_0 = P/LE$ . Анализ данных наблюдений над океаном показывает, что при рассмотрении месячных интервалов времени величина  $B_0$  мало меняется от года к году, в то же время отмечается заметная изменчивость среднемесячных величин внутри года. Это положение

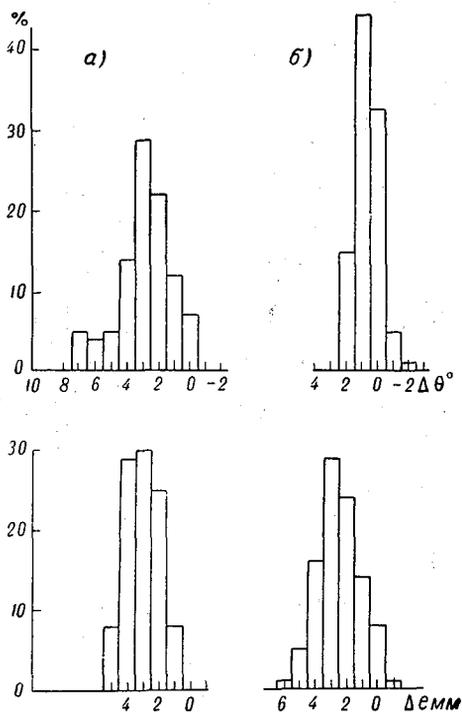


Рис. 3. Гистограммы  $\Delta\theta^\circ$  и  $\Delta e$  мм для корабля погоды I.  
а — февраль, б — август.

можно проиллюстрировать на основании данных Боума [5], обработавшего материалы трех кораблей погоды Северной Атлантики (А, I, М) за 10 лет наблюдений (1949—1958) и вычислившего среднемесячные величины  $B_0$  для каждого года наблюдений. Средняя за эти 10 лет величина отношения Боуэна для февраля равна 0,58 с дисперсией 0,005, для августа  $B_0 = 0,17$  с дисперсией 0,025. Ввиду наличия тесной связи между величинами  $\Delta\theta$  и  $\Delta e$  можно, выразив одну из этих величин через другую, свести число параметров, определяющих интенсивность холодной пленки, до двух ( $\Delta\theta$  или  $\Delta e$  и  $n$ ) и рассматривать в дальнейшем выбранную пару значений

как несвязанную, т. е. рассматривать в отдельности действие турбулентного и лучистого теплообмена на формирование холодной пленки.

Влияние испарения и турбулентного теплообмена с атмосферой на формирование холодной пленки будет определяться следующим образом [2]:

$$-(T_0 - T_H)_{LE+P} = \frac{H}{\lambda} \left( \rho c_p C u \Delta \theta + \rho c_p C u \frac{\Delta \theta}{B_0} \right), \quad (2)$$

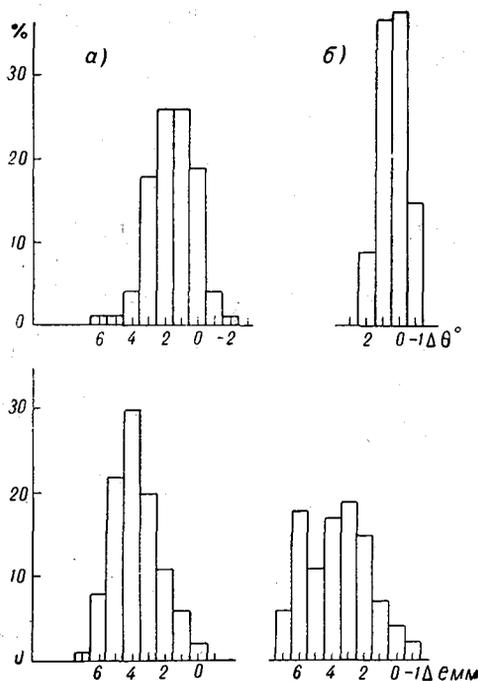


Рис. 4. Гистограммы  $\Delta\theta^\circ$  и  $\Delta e$  мм для корабля погоды К.

а — февраль, б — август.

где  $\lambda$  — средний коэффициент теплопроводности воды в слое  $0-H$ ,  
 $C$  — коэффициент теплообмена и влагообмена вода — атмосфера.  
 Обозначив

$$\Delta \theta^* = \Delta \theta \left( 1 + \frac{1}{B_0} \right), \quad (3)$$

получим

$$-(T_0 - T_H)_{LE+P} = \frac{H}{\lambda} \rho c_p C u \Delta \theta^*. \quad (4)$$

Здесь  $\Delta\theta^*$  — некоторый «эффективный» перепад температур вода — воздух, численно равный температурному перепаду, формирующему поток тепла, равный по величине сумме  $LE+P$ .

Таким образом, расчет суммарного турбулентного теплообмена в явной и скрытой форме ( $LE+P$ ) можно провести на основании данных о величинах отношения Боуэна, зная величину  $\Delta\theta$ .

Т а б л и ц а 2

Месяц	Градации	Корабль			
		B	D	I	K
II	$\geq 6$	30	60	55	50
	$2 \gg$	20	20	20	20
VIII	$\geq 6$	50	50	50	50
	$2 \gg$	20	20	20	20

Для этого воспользуемся результатами обработки величин  $B_0$  при различных  $\Delta\theta$ , по данным кораблей погоды, выполненной Гордоном и приведенной в монографии Ролля [4]. К результатам Гордона можно присовокупить уже упомянутые данные Боума, полученные на основании обширного материала наблюдений.

Все эти данные позволяют представить зависимость  $B_0(\Delta\theta)$  в виде кривой, приведенной на рис. 5. При этом полученная зависимость несколько отличается от зависимости, приведенной Роллем, за счет того, что данные Боума по величинам  $B_0$  несколько превышают данные Гордона (примерно на 0,1 при  $\Delta\theta = 2 \div 5^\circ$ ).

Используя связь величин  $B_0$  и  $\Delta\theta$ , представленную на рис. 5, можно рассчитать распределение величин  $\Delta\theta^*$  на основании гистограмм  $\Delta\theta$  (рис. 1—4) и оценить таким образом влияние турбулентного тепло- и влагообмена на формирование  $T_0 - T_H$ , используя выражение (4) с учетом значений  $\lambda$ , приведенных в работе [2].

Используя затем данные о повторяемости балла нижней облачности, можно рассчитать влияние лучистого теплообмена (эффективного излучения) на формирование холодной пленки:

$$-(T_0 - T_H)_{E_{эф}} = \frac{H}{\lambda} E_{эф}. \quad (5)$$

Определив таким образом величины  $(T_0 - T_H)_{LE+P}$  и  $(T_0 - T_H)_{E_{эф}}$  и используя условие (1), можно рассчитать гистограммы значений холодной пленки  $(T_0 - T_H)$  для выбранных кораблей погоды. Эти гистограммы приведены на рис. 6.

Следует отметить, что такие расчеты не дают возможности получить величины  $(T_0 - T_H)$  в случае сильных инверсий ввиду отсутствия данных о величинах  $B_0$  при  $\Delta\theta < -1^\circ$  (рис. 5). Можно полагать, что при  $\Delta\epsilon < 0$  (такие условия маловероятны при рассмотрении

среднемесячных величин  $\Delta e$ , но, как показывают данные кораблей  $B$  и  $D$  (рис. 1 и 2), встречаются в летние месяцы примерно в 10% случаев наблюдений) величина  $B_0$  вновь изменяет знак на положительный, так как конденсация водяного пара в условиях океана возможна лишь в инверсионных условиях (т. е.  $P < 0$ ,  $LE < 0$  и  $B_0 > 0$ ).

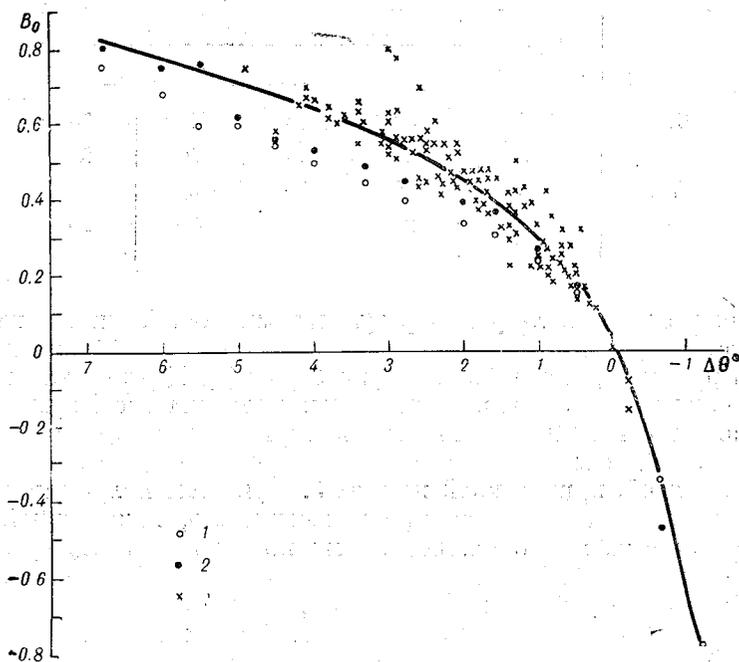


Рис. 5. Зависимость величины отношения Боуэна  $B_0$  от перепада температур вода — воздух.

1 — данные Гордона (ветер 4 балла), 2 — данные Гордона (ветер 8 баллов), 3 — данные Боума.

На основании (3) путем экстраполяции зависимости  $\Delta\theta^*$  ( $\Delta\theta$ ) можно сделать вывод, что величина  $\Delta\theta^*$  становится равной нулю (т. е.  $LE + P = 0$ ) при  $\Delta\theta = -(1,5 \div 2^\circ)$ , а при более сильных инверсиях сумма  $LE + P$  становится отрицательной величиной. Таким образом, при  $\Delta\theta \leq -2^\circ$  условия тепло- и влагообмена между водой и атмосферой приводят к превращению «холодной» пленки в «теплую», если этому не препятствует действие эффективного излучения. Согласно рис. 1—4, в среднем по четырем кораблям погоды повторяемость таких инверсий составляет в летние месяцы 7% (зимой такие случаи практически отсутствуют). Если учесть, что смена знака ( $T_0 - T_H$ ) на положительный возможна при наличии таких

инверсий лишь при близких к нулю величинах эффективного излучения (т. е. при высоком балле облачности), то, учитывая результаты табл. 2, можно сделать вывод, что вероятность появления тепловой пленки не превышает 2—3% в летние месяцы и практически равна нулю в зимние.

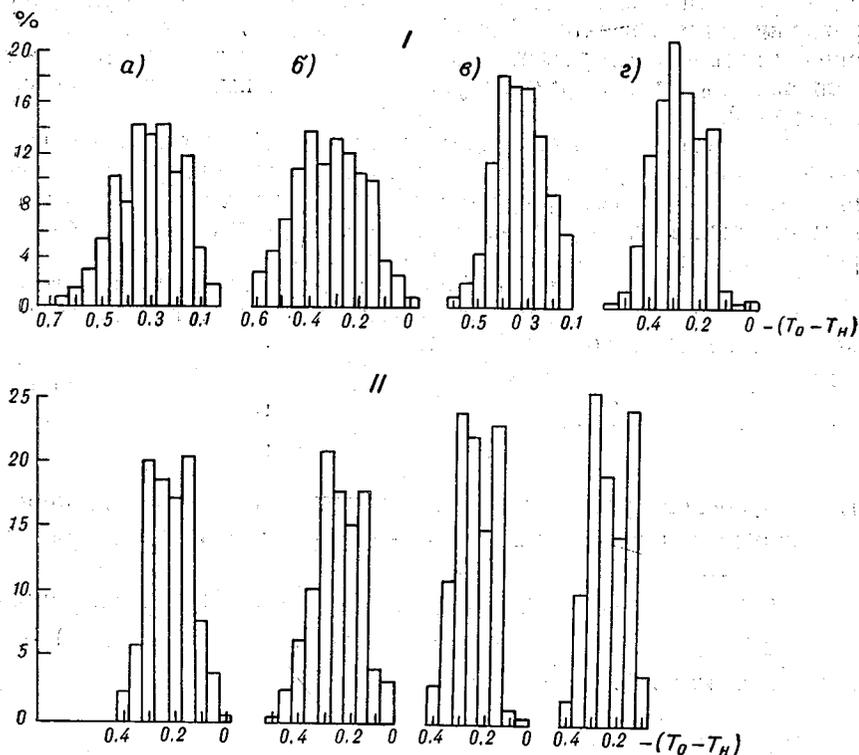


Рис. 6. Гистограммы  $(T_0 - T_H)$ .

I — февраль, II — август; а — корабль В, б — корабль Д, в — корабль I, з — корабль К.

Следует напомнить, что все эти вероятностные характеристики относятся к условиям слабого и умеренного ветра, поэтому для оценок средних величин  $(T_0 - T_H)$  за определенные промежутки времени нужно учесть в гистограммах  $(T_0 - T_H)$ , представленных на рис. 6, процент повторяемости скоростей ветра в пределах 0—10 м/сек. за эти промежутки.

Так, для определения среднемесячных величин  $(T_0 - T_H)$  на основании гистограмм, представленных на рис. 6, следует в полученные величины повторяемостей ввести соответствующий множитель

согласно данным последней графы табл. 1. Значения этого множителя (повторяемости в долях единицы значений скорости ветра в пределах 0—10 м/сек.) являются одновременно вероятностью факта появления холодной пленки любой интенсивности.

Сопоставление гистограмм  $\Delta\theta$  и  $(T_0 - T_H)$  дает возможность оценить величину относительной погрешности расчета потока тепла с поверхности океана при наличии холодной пленки и при пренебрежении этим эффектом. Такой расчет можно рассматривать как оценку погрешности расчета потоков при использовании в качестве величины  $T_0$  температуры на уровне стандартных гидрологических измерений.

При таком расчете необходимо учесть, во-первых, повторяемость скоростей ветра, при которых существует холодная пленка и, во-вторых, то обстоятельство, что сами величины потоков при сильных ветрах, когда пленка уничтожается, больше, чем при слабых и умеренных ветрах, когда пленка существует.

Поэтому, полагая линейной зависимость потока от скорости ветра, можно выразить погрешность расчета  $P$  за счет наличия в некоторых случаях холодной пленки в виде

$$\frac{\Delta P}{P} = \frac{(T_0 - T_H)}{\Delta\theta} p_{u < 10} \frac{\bar{u}_{< 10}}{u_{> 10}}, \quad (6)$$

где  $p_{u < 10}$  — повторяемость скоростей ветра 0—10 м/сек. в процентах от общего числа случаев;  $\bar{u}_{< 10}$  — средняя скорость ветра в диапазоне 0—10 м/сек.;  $\bar{u}_{> 10}$  — средняя скорость ветра в случаях, когда она превышает 10 м/сек. в рассматриваемый интервал времени.

Результаты расчета  $\frac{\Delta P}{P}$ , проведенного на основании (6), приведены в табл. 3.

Таблица 3

Месяц	Корабль			
	В	Д	1	К
II	-0,02	-0,02	-0,03	-0,02
VIII	0,20	-0,29	-0,24	-0,20

Таким образом, при расчете турбулентного потока тепла с поверхности океана неучет холодной пленки дает погрешность 2—3% для зимних месяцев и 20—30% для летних. Столь значительные погрешности расчетов  $P$  для летних месяцев объясняются в первую очередь малыми абсолютными величинами  $P$ .

Влияние холодной пленки на расчет полного турбулентного потока тепла  $LE + P$  можно оценить, определив средние значения  $\Delta\theta^*$  по гистограммам  $\Delta\theta$ .

Результаты расчетов погрешности определения  $LE+P$  за счет наличия пленки, проведенные на основании выражения

$$\frac{\Delta(LE+P)}{LE+P} = \frac{(T_0 - T_H)}{\Delta \theta^*} \rho_{u < 10} \frac{\bar{u}_{< 10}}{u_{> 10}}, \quad (7)$$

приведены в табл. 4.

Таблица 4

Месяц	Корабль			
	В	Д	І	К
II	-0,01	-0,01	-0,01	-0,02
VIII	-0,07	-0,10	-0,08	-0,07

Видно, что учет холодной пленки для климатологических расчетов несуществен в зимний период и может несколько уточнить расчеты для летнего периода.

Здесь нужно отметить следующее, соображение. Существует два обстоятельства, осложняющих расчет теплообмена вода — атмосфера: наличие холодной пленки и дополнительный теплообмен, возникающий за счет присутствия в воздухе водяных брызг при штормовых условиях, причем одновременное действие этих явлений невозможно. При расчете потоков тепла вода — воздух неучет этих факторов приводит к погрешностям разных знаков — преувеличение потоков за счет неучета холодной пленки и преуменьшение их за счет пренебрежения теплообменом между водяными брызгами и атмосферой.

Поэтому попытка ввода в схемы климатологических расчетов лишь одного из этих факторов может привести в некоторых случаях не к уменьшению погрешностей расчета теплообмена, а к увеличению их.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бортковский Р. С. Методы расчетов потоков тепла и солей в океане на примере избранных районов Атлантического океана. Тр. ИОАН, т. LVI, 1962.
2. Малевский - Малевич С. П. Формирование отрицательных температурных градиентов вблизи водной поверхности. Метеорология и гидрология, № 5, 1969.
3. Тимофеев М. П., Малевский - Малевич С. П. Закономерности термического режима поверхностного слоя воды. Метеорология и гидрология, № 2, 1967.
4. Ролль Х. У. Физика атмосферных процессов над морем. Гидрометеиздат, 1968.
5. Boyum G. The energy exchange between sea and atmosphere et ocean Weather Stations M, I and Geolysiske publicasjoner, vol. XXVI, No. 7, 1966.
6. Navy U. S. Marine Climatic Atlas of the World. Vol. 1. Washington, 1955.

## ХАРАКТЕРИСТИКА ГОДОВОГО ХОДА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В МОРЕ

В широком спектре временных колебаний океанологических элементов годовая периодичность температуры воды в умеренных широтах наиболее очевидна. Однако количественные характеристики этой периодичности — число гармоник, существенных в общем ходе, амплитуды и фазы этих гармоник, их соотношение и изменение с глубиной — остаются недостаточно изученными. В. Б. Штокман одним из первых определил эти характеристики с помощью гармонического анализа [1], используя полученные результаты для вычисления коэффициентов перемешивания. Позднее в целом ряде работ аналогичная задача также решалась с вспомогательными целями. Между тем результаты гармонического анализа могут иметь самостоятельное значение, указывая на физические свойства исследуемой периодичности. Так, определение характеристик суточного и годового хода температуры воздуха занимает важное место в физике приземного слоя атмосферы [2]. Кроме того, известные в литературе результаты гармонического анализа годового хода температуры воды в море получены по малому числу (как правило, по 12) ординат, что обусловило их невысокую точность.

Задача состоит в определении амплитуд и фаз ряда гармоник в тригонометрическом разложении, которым описывается годовой ход температуры воды на различных глубинах в море:

$$t(\tau) = \theta_0 + \sum_{k=1}^m \theta_k \cos\left(k \frac{2\pi}{T} \tau - \varphi_k\right), \quad (1)$$

где  $t$  — температура;  $\tau$  — время;  $k=1, 2, \dots, m$  — номер гармоники;  $T$  — исследуемый период (год),  $\theta_0$  — среднее значение температуры;  $\theta_k = \sqrt{a_k^2 + b_k^2}$  — амплитуда  $k$ -той гармоники;  $\varphi_k = \arctg \frac{b_k}{a_k}$  — фаза;  $a_k, b_k$  — коэффициенты ряда Фурье.

Для более точного определения гармоник и их соотношений в годовом ходе расчеты следует выполнять по значительному количеству ординат. При этом весьма существенно возрастает объем вычислительных операций. Наши расчеты выполнялись на специализированной вычислительной машине [3], предназначенной только для определения коэффициентов тригонометрических рядов по следующим формулам:

$$a_k = \frac{2}{p} \sum_{n=0}^{p-1} t_n \cos k \frac{2\pi}{p} n, \quad (2)$$

$$b_k = \frac{2}{p} \sum_{n=0}^{p-1} t_n \sin k \frac{2\pi}{p} n, \quad (3)$$

где  $t_n$  — ордината температуры;  $p$  — некоторое целое число, на которое разбивается период  $T$ ,  $n=0, 1, 2, \dots, p-1$ .

Гармонический анализ температуры воды в море встречает затруднения из-за недостатка исходных данных. Известно, насколько редки и нерегулярны наблюдения в открытых районах морей и океанов, вследствие чего при их обобщении возникают трудно учитываемые погрешности. Малочисленность наблюдений ограничивает точность результатов гармонического анализа, не позволяя выполнить расчеты по достаточному числу ординат.

Для изучения закономерностей годового хода температуры воды весьма подходящими, на наш взгляд, являются систематические наблюдения на финских плавучих маяках Балтийского моря, выполняемые в течение многих лет приблизительно ежедекадно на различных глубинах.

Нами использованы данные плавучего маяка Утё ( $\varphi=59^{\circ}47'$  с. ш.,  $\lambda=21^{\circ}22'$  в. д.), осредненные за период 1948—1957 гг. [4], а также за отдельные годы в пределах этого десятилетия (1949 г. [5] и 1955 г. [6]). Такой подбор исходного материала связан со стремлением получить результаты, имеющие режимное значение и характеризующие некоторые средние и аномальные условия в Северной Балтике.

Отклонения от средних условий устанавливались по характеру хода температуры воды на поверхности моря в теплое время года. Представляется, что знак летней аномалии на поверхности моря характеризует поток тепла на границе вода — воздух, в значительной мере определяющий интенсивность сезонного термоклина и специфические особенности периодического хода температуры воды деятельного слоя. В данной задаче летняя аномалия более показательна, чем например, сопоставление исходных данных по средним годовым температурам. В избранные годы (рис. 1) имели место специфические условия на поверхности моря в летнее время: в 1949 г. устойчивый ход температуры со значениями, близкими (несколько ниже) к десятилетней норме, а в 1955 г. резкое повышение

относительно нормы. Естественно, что в отдельные годы, кроме отклонений от среднего, отмечается существенная нерегулярность на фоне годового хода температуры воды.

Применение вычислительной машины позволило наиболее полно использовать исходные данные. Укажем, что по техническим требованиям вычисления производятся при количестве ординат, кратном

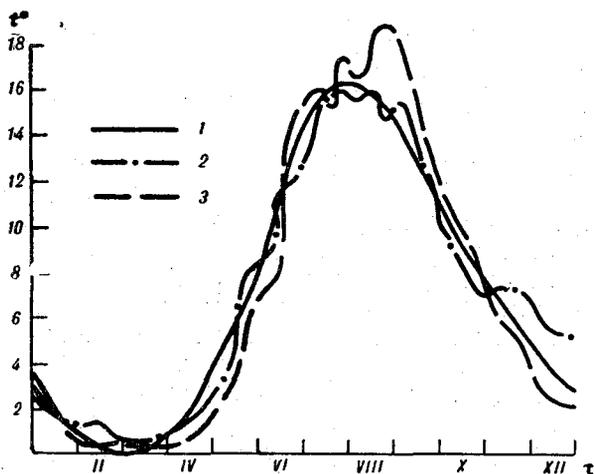


Рис. 1. Годовой ход температуры воды на поверхности моря по данным плавучего маяка Утё за 1948—1957 гг. (1), 1949 г. (2) и 1955 г. (3).

десяти. В наших расчетах принято  $p=40$ , т. е. число равноотстоящих ординат практически соответствует количеству ежедекадных наблюдений над температурой воды. Это весьма важно, поскольку при таком  $p$  не имеет место потеря или заметное искажение фактических данных.

Рассмотрим полученные результаты. Прежде всего интересно установить характер изменения амплитуд кратных гармоник по мере увеличения их номера. На рис. 2. показан график  $\theta_k = f(k)$  для наблюдений на поверхности моря по осредненным данным и в отдельные годы. Исследуя разложение (1) до высоких гармоник ( $m=20$ ), можно обнаружить, что их амплитуды уменьшаются по закону, близкому к  $1/k^2$ . Это указывает на абсолютную и равномерную сходимость тригонометрического ряда, в виде которого представляется годовой ход температуры воды [1]. Такое свойство исследуемой функции важно учитывать при теоретической постановке задач о распространении тепла в море.

Как видно из рис. 2, анализ осредненных данных не обнаруживает практической роли высших гармоник. По данным отдельных

лет обнаруживается некоторое возрастание амплитуд при  $4 \leq k \leq 6$ , что является следствием короткопериодных колебаний температуры воды. Причем, согласно рис. 2, амплитуды и периоды этих колебаний в 1949 г. оказываются больше, чем в 1955 г. В этом проявляется одна из аномальных особенностей летнего теплового режима на поверхности моря в избранные годы. Однако величина амплитуд мала, она составляет менее 10% амплитуды первой гармоники на верхних горизонтах и не более 25% — на нижних. Результаты определения относительно высоких гармоник вполне надежны, поскольку анализ выполнялся по большому числу ординат. Несущественная роль этих гармоник позволяет уделить основное внимание рассмотрению характеристик годовой и полугодовой волн.

На рис. 3 показаны вертикальные профили средних значений  $\theta_0$ , амплитуды  $\theta_1$  и фазы  $\varphi_1$  первой гармоники по различным исходным данным. Средние годовые величины температуры воды  $\theta_0$  на всех горизонтах в 1955 г. оказываются ниже (несмотря на положительную аномалию в летние месяцы на поверхности моря), а в 1949 г. — выше средних многолетних. Специфичность теплового состояния в отдельные годы следует также из рассмотрения вертикальных профилей характеристик основной гармоники. Так, амплитуды  $\theta_1$  в 1955 и 1949 гг. в верхних слоях превышали средние значения, а в нижних не достигали их. Особенно резким является вертикальное изменение  $\theta_1$  по данным 1955 г., что свидетельствует о существенном различии теплового режима по глубине. Это в свою очередь может указывать на наличие четко выраженного термоклина в 1955 г. Таким образом, летняя аномалия теплового режима на поверхности моря определяет характер изменения температуры с глубиной.

Согласно теоретическим моделям распространения тепла в море и атмосфере [1, 2], изменение с глубиной амплитуды и фазы основной гармоники позволяет судить о характере вертикального перемешивания. Так, постоянному коэффициенту обмена соответствует экспоненциальное изменение амплитуды и линейное изменение фазы первой гармоники по вертикали. Результаты, представленные на рис. 3, показывают, что даже для осредненных данных профили

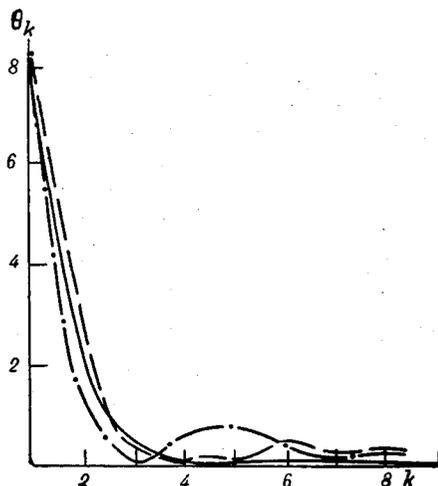


Рис. 2. Изменение амплитуд  $\theta_k$  последовательных гармоник.  
Усл. обозн. см. рис. 1.

$\theta_1(z)$  и  $\varphi_1(z)$  отклоняются от указанных законов. Это подтверждает необходимость использования модели с переменным коэффициентом обмена. В настоящее время такие задачи реализуются, как правило, численными методами.

Величина характеристик первой гармоники и их вертикальное изменение имеют совершенно ясный физический смысл, связанный с годовым циклом в поступлении солнечной радиации к поверхности

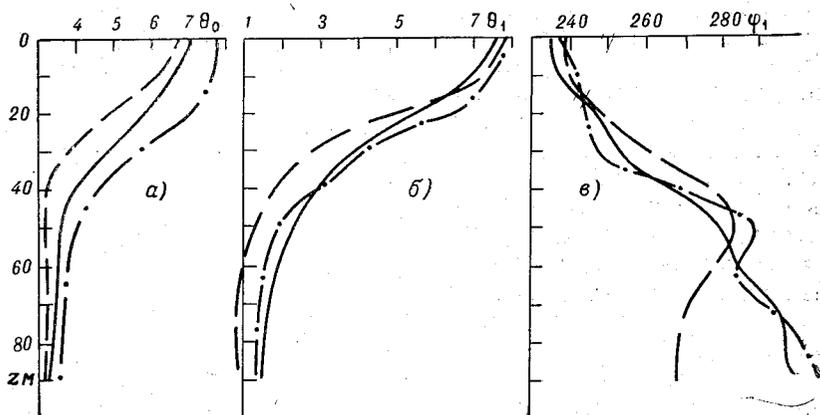


Рис. 3. Изменение с глубиной средней температуры воды  $\theta_0$  (а), амплитуды  $\theta_1$  (б) и фазы  $\varphi_1$  (в) первой гармоники.

Усл. обозн. см. рис. 1.

моря. Естественно, что амплитуда колебаний годовой температурной волны затухает по вертикали, а максимумы температуры на различных глубинах наступают позже, чем на поверхности моря.

Характеристики второй гармоники представлены на рис. 4. Очевидно, что амплитуды  $\theta_2$  существенно меньше  $\theta_1$ , а фазы  $\varphi_2$  имеют сложный вертикальный профиль. Представляет интерес рассмотрение соотношения амплитуд второй и первой гармоник:  $r = \theta_2/\theta_1$ , приведенного в табл. 1.

На всех горизонтах  $r < 1$ , что указывает на преобладание годовой температурной волны в общем ходе температуры. Обращают на себя внимание минимальные значения  $r$  на глубинах 20—30 м и закономерное увеличение  $r$  ниже этого слоя. Это свидетельствует об определяющей роли первой гармоники в слое, расположенном выше сезонного термоклина. Здесь годовой ход температуры воды может быть приближенно описан простой косинусоидой. Температурный режим этого слоя в основном определяется потоком тепла через поверхность моря, имеющим годовой цикл, что и обуславливает существенное преобладание годовой гармоники.

На глубинах, превышающих 30 м, годовой ход температуры воды в исследуемом районе моря не может быть представлен достаточно точно одной гармоникой. Увеличение роли полугодовой волны вызвано, по-видимому, влиянием переноса тепла течениями. В какой-то мере такое предположение подтверждается графиком  $\varphi_2(r)$ , свидетельствующим о том, что максимум второй гармоники

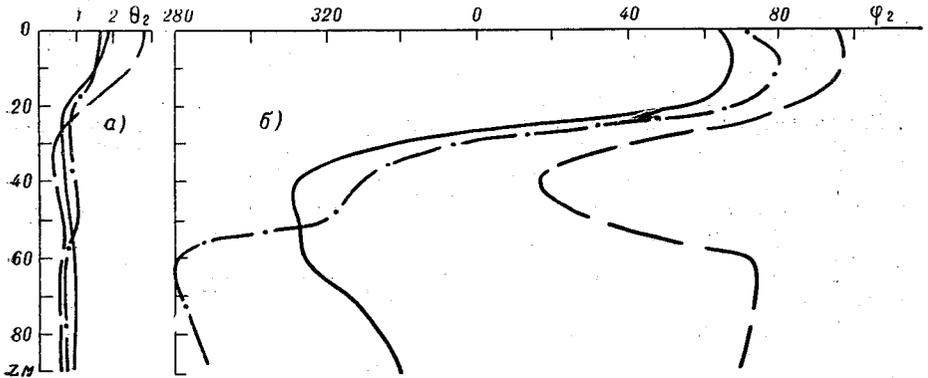


Рис. 4. Изменение с глубиной амплитуды  $\theta_2$  (а) и фазы  $\varphi_2$  (б) второй гармоники. Усл. обозн. см. рис. 1.

сначала наступает в слое 40—60 м, а затем с запаздыванием распространяется к поверхности и дну моря. Во всяком случае, физический смысл и причины полугодовой периодичности температуры воды в море не являются вполне очевидными и служат предметом самостоятельных исследований.

Из рис. 3 следует, что средняя годовая температура  $\theta_0$  остается постоянной в придонном слое 70—90 м. На этом основании горизонт 70 м можно приближенно считать нижней границей деятельного слоя моря. Однако значения  $\theta_1$  и  $\theta_2$  указывают, что малые колебания температуры воды (менее  $1^\circ$ , что составляет около 30% средних величин) распространяются до самого дна.

Таблица 1

Значения  $r = \theta_2/\theta_1$  для плавучего маяка Утё по различным данным

Годы	Глубина, м									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
1948—1957	0,25	0,23	0,16	0,13	0,24	0,39	0,43	0,60	0,62	0,63
1949	0,20	0,20	0,14	0,21	0,32	0,53	0,55	0,56	0,56	0,57
1955	0,36	0,36	0,26	0,15	0,28	0,54	0,65	0,65	0,65	0,66

Полученные результаты показывают также, что все характеристики годового хода температуры воды на различных глубинах испытывают межгодовые колебания, изучение которых представляет самостоятельную задачу с привлечением других методов анализа.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Штокман В. Б. Вертикальное распространение тепловых волн в море и косвенные методы определения коэффициента теплопроводности. Тр. ИОАН, т. 1, 1946.
2. Сеттон О. Г. Микрометеорология. Гидрометеиздат, 1958.
3. Меньшиков Г. Г., Юровский А. В. Гармонический анализ на специализированных цифровых вычислительных машинах (учебное пособие Ленинградского электротехнического института связи им. Бонч-Бруевича), ЛЭИС, 1965.
4. Ahl n ä s K. Average sea temperatures at the Finnish coastal stations 1948—57. Merentut. Yulkaisu, No 207, Helsinki, 1962.
5. G r a n q v i s t G. Regular observations of temperature and salinity in the seas around Finland. Merentut. Yulkaisu, No 150, Helsinki, 1951.
6. K o r o l e f f F. Temperature and salinity at the fixed Finnish stations. Merentut. Yulkaisu, No 192, Helsinki, 1959.

## К МЕТОДИКЕ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ТЕМПЕРАТУРНО-ВЕТРОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

В настоящее время накоплен многочисленный материал наблюдений за температурой и ветром в пограничном слое (экспедиционные наблюдения, наблюдения на мачтах, данные радиозондирования). Для обобщения полученного в различных условиях материала наблюдений желательно разработать единую методику, отвечающую современным представлениям о строении пограничного слоя атмосферы.

Основные требования, которые ставились нами при разработке методики, сводились к следующему:

а) обобщение должно производиться с учетом основных факторов, определяющих распределение метеорологических элементов в пограничном слое;

б) определяющие параметры должны быть рассчитаны непосредственно по экспериментальным данным. Такой подход изложен в работе [1]. В данной статье рассматриваются некоторые методические вопросы, значительное внимание уделяется подбору и группировке экспериментального материала.

Если в качестве определяющих параметров при нейтральной стратификации выбрать скорость геострофического ветра  $V_g$ , параметр шероховатости подстилающей поверхности  $z_0$ , параметр Кориолиса  $l$  (указанные параметры являются внешними по отношению к пограничному слою) и высоту  $z$ , а для учета стратификации параметр плавучести  $\frac{g}{T}$  и перепад температур в пограничном слое в виде  $T_0 - T_H - \gamma_H H$ , то из анализа размерностей получаем следующие соотношения [1]:

$$\frac{u_z}{V_g} = f_1 \left( \frac{zl}{V_g}, Ro, \mu \right); \quad (1)$$

$$\frac{v_z}{V_g} = f_2\left(\frac{zl}{V_g}, \text{Ro}, \mu\right); \quad (2)$$

$$\frac{T_0 - T_z - \gamma_H z}{T_0 - T_H - \gamma_H H} = f_3\left(\frac{zl}{V_g}, \text{Ro}, \mu\right). \quad (3)$$

Здесь  $u_z$  и  $v_z$  — составляющие скорости ветра по осям  $x$  и  $y$  соответственно (ось  $x$  направлена по геострофическому ветру).  $\text{Ro} = V_g/lz_0$  — число Россби,  $l = 2\omega \sin\varphi$  ( $\omega$  — угловая скорость вращения земли,  $\varphi$  — широта места),  $\mu$  — параметр стратификации:

$$\mu = \frac{g}{\bar{T}} \frac{T_0 - T_H - \gamma_H H}{V_g l}, \quad (4)$$

где  $\bar{T}$ ,  $T_H$  и  $T_0$  — средняя температура слоя, температура воздуха на верхней границе пограничного слоя ( $z=H$ ) и у подстилающей поверхности соответственно,  $\gamma_H$  — градиент температуры в свободной атмосфере,  $g$  — ускорение силы тяжести.

Функции  $f_i\left(\frac{zl}{V_g}, \text{Ro}, \mu\right)$  подлежат определению по экспериментальным данным.

При изменении геострофического ветра с высотой необходимо дополнительно учесть влияние горизонтального температурного градиента на распределение метеорологических элементов и особенно на распределение ветра в пограничном слое. Если ввести в качестве определяющей характеристики составляющие среднего в слое горизонтального температурного градиента, то безразмерными параметрами, учитывающими изменение геострофического ветра с высотой, будут [2]

$$\frac{g}{\bar{T} l^2} \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} \quad \text{и} \quad \frac{g}{\bar{T} l^2} \frac{\partial \bar{T}}{\partial y},$$

и в таком случае подлежат экспериментальному определению функции пяти параметров. Задача эта не только громоздкая, она требует также большого объема наблюдений, полученных в различных условиях. Упростить задачу можно следующим образом. Из всех безразмерных параметров наиболее существенно влияние параметра  $zl/V_g$ . Это позволяет весь экспериментальный материал разбить на группы, в пределах которых остальные параметры меняются незначительно, и проанализировать для каждой из таких групп зависимость распределения ветра и температуры от параметра  $zl/V_g$ . Каждую из полученных групп можно характеризовать средним значением остальных параметров. Некоторые рекомендации по группировке данных будут даны ниже.

## Подготовка исходной информации

Подготовка исходной информации сводится к определению необходимых данных (скорости и направления геострофического ветра, параметра стратификации, горизонтального температурного градиента и шероховатости подстилающей поверхности) и группировке материалов наблюдений.

Приведенные выше соотношения справедливы для стационарных условий и при отсутствии конденсации в пограничном слое. Поэтому исходные данные прежде всего должны отвечать указанным ограничениям.

а) *Выбор стационарных условий.* Нестационарность барического поля приводит к отклонениям наблюдаемого в свободной атмосфере ветра от геострофического. В связи с тем, что указанные отклонения различны как по величине, так и по знаку, при значительном осреднении их влияние может не учитываться. В отличие от этого, изменением метеорологических элементов в суточном ходе, обусловленным суточным ходом коротковолновой радиации, пренебречь нельзя.

Для характеристики стационарного распределения метеорологических элементов в пограничном слое могут применяться лишь наблюдения в сроки, близкие к моментам экстремальных значений температуры, когда условия в пограничном слое с достаточной точностью можно считать стационарными. При отсутствии выраженного суточного хода радиационного баланса могут быть использованы наблюдения в любые сроки.

б) *Учет облачности.* Влияние облачности на распределение метеоэлементов в пограничном слое существенно зависит от ее высоты. Если нижняя граница облачности лежит вне пограничного слоя, то влияние облачности проявляется косвенно, через стратификацию воздуха, и, таким образом, нет необходимости специально учитывать влияние высокой облачности.

При наличии конденсации в пограничном слое характер распределения ветра и температуры существенно меняется (отмечаются нарушения в ходе метеорологических элементов, особенно в ходе температуры). В связи с этим случаи с низкой облачностью (нижняя граница облаков менее 1,5—2 км) следует анализировать отдельно. При группировке данных по характеру облачности можно также воспользоваться косвенными признаками: при отсутствии облачных слоев градиент температуры в пограничном слое обычно меняется монотонно. При задании этого условия как необходимого будут исключаться и случаи с приподнятой инверсией, если последняя связана с суточным ходом температуры или фронтальными поверхностями раздела.

в) *Группировка по состоянию подстилающей поверхности.* Определение числа Россби затруднено следующими обстоятельствами. Во-первых, не всегда имеются данные, позволяющие определить параметр шероховатости ( $z_0$ ). Во-вторых, полученное по данным:

наблюдений в приземном слое значение параметра  $z_0$  характеризует шероховатость однородной подстилающей поверхности. В случае неоднородной подстилающей поверхности распределение метеозлементов определяется некоторой средней по территории шероховатостью подстилающей поверхности. Последняя не может быть определена только по наблюдениям в одной точке.

В связи с трудностями определения параметра  $z_0$  целесообразно группировать материал наблюдений по косвенным признакам. Одним из таких признаков является состояние подстилающей поверхности. При анализе данных практически можно выделить два сезона: теплый (в основном это вегетационный период) и холодный, характеризуемый устойчивым снежным покровом. В течение каждого из указанных периодов шероховатость также изменяется, особенно в теплый период. Эти изменения можно учесть, если известна высота растительного покрова. Практически, однако, эти изменения могут не учитываться при обобщении данных, т. е. каждый период может характеризоваться некоторым средним значением параметра шероховатости.

При группировке данных желательно учитывать также неоднородность подстилающей поверхности по различным направлениям, особенно при использовании данных радиозондирования. Пункты радиозондирования, как правило, расположены на незначительном удалении от крупных городов, и влияние города не может не сказаться на распределении ветра в пограничном слое. В таких случаях целесообразно производить группировку данных наблюдений в зависимости от направления ветра. Анализ распределения метеозлементов в зависимости от направления ветра особенно необходим, если станция удалена от города в направлении преобладающих ветров.

В соответствии с определением (4) число Россби меняется при изменении  $V_g$  и  $z_0$ , поэтому следует анализировать данные наблюдений в зависимости от скорости геострофического ветра. Влияние, по-видимому, будет более существенным в теплый период, поскольку при наличии растительного покрова шероховатость подстилающей поверхности существенно уменьшается с ростом скорости ветра [3]. В связи с тем, что характер стратификации в пограничном слое также зависит от скорости ветра, группировка данных по скорости геострофического ветра будет рассмотрена одновременно с группировкой по стратификации атмосферы.

г) *Учет горизонтального градиента температуры.* Как известно, при наличии горизонтального градиента температуры геострофический ветер меняется с высотой. Об изменении геострофического ветра в пограничном слое можно судить по данным наземной синоптической карты и карты АТ<sub>850</sub>.

При массовой обработке материалов следует исходить из данных непосредственных наблюдений. Как показал анализ, изменения геострофического ветра в слое 0—1,5 км довольно хорошо коррелируют (как по знаку, так и по величине) с изменениями геострофи-

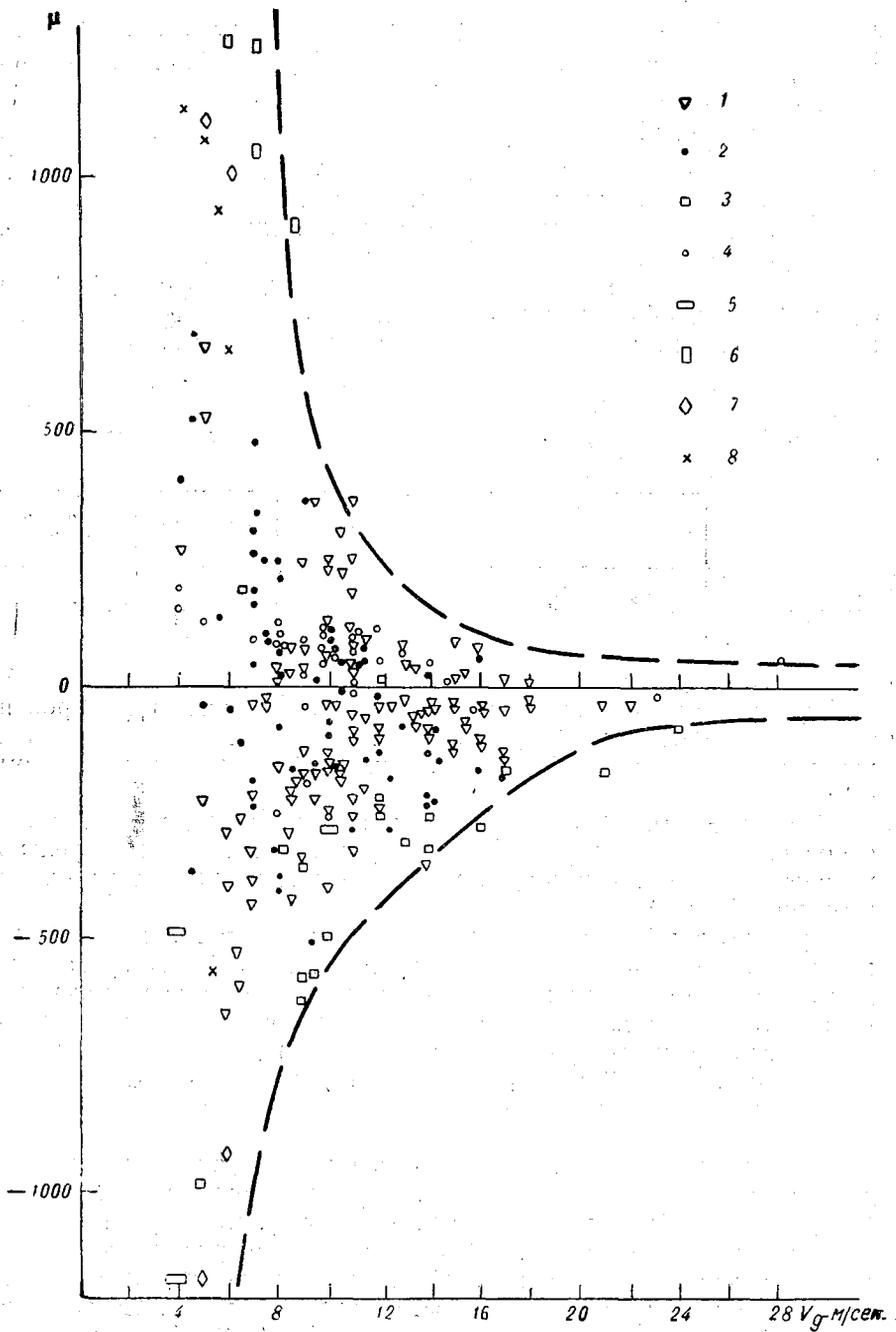


Рис. 1. Область наиболее вероятных значений  $\mu$  при различных  $V_g$ .  
 1 — Воейково, 2 — Александровская, 3 — СП-4, 4 — в/с «Шокальский», 5 — Пахта-Арал, 6 — Цимлянск, 7 — Махталы, 8 — Жовтневое.

ческого ветра в слое 1,5—3 км [4]. Это позволяет при анализе данных судить о наличии горизонтального градиента температуры в пограничном слое по изменению скорости и направления ветра в свободной атмосфере.

Очевидно, что при анализе прежде всего должны быть разделены случаи с левым и правым поворотами ветра, а также случаи, характеризующиеся убыванием или возрастанием скорости ветра в слое 1—3 км. Безадвективными ( $V_g(z) = \text{const}$ ) можно считать случаи, если в нижнем километровом слое имеет место правый поворот ветра и возрастание скорости ветра с высотой, а в слое 1—3 км осредненный профиль характеризуется постоянством скорости и направления ветра или незначительными изменениями.

Т а б л и ц а 1

Группировка наблюдений по стратификации атмосферы

	Состояние				
	сильно неустойчивое	неустойчивое	равновесное	устойчивое	сильно устойчивое
Пределы $\mu$	$\geq 500$	$100 < \mu < 500$	$-100 \leq \mu \leq < 100$	$-100 > \mu > > -500$	$\mu \leq -500$

При механизированной обработке данных для группировки экспериментального материала следует задать допустимые пределы изменения скорости ( $\Delta c$ ) и направления ( $\Delta d$ ) ветра в некотором слое.

В связи с тем, что скорость и направление ветра определяются с большой случайной ошибкой, для ее исключения желательно использовать осредненные по нескольким промежуточным слоям значения  $\Delta c$  и  $\Delta d$ .

Пределы изменений скорости и направления ветра для различных групп могут быть заданы в зависимости от поставленных задач. Для безадвективной группы величина их определялась нами на основе статистической обработки экспериментального материала (использовался подобранный для безадвективных условий материал наблюдений). В слое толщиной 1 км величина  $\Delta c$  и  $\Delta d$  для безадвективных случаев составила  $\pm 2$  м/сек. и  $\pm 10^\circ$  соответственно.

д) *группировка данных по стратификации в пограничном слое и скорости геострофического ветра.* При группировке данных по характеру стратификации следует иметь в виду, что стратификация в пограничном слое очень тесно связана со скоростью ветра. На рис. 1 представлена область наиболее часто встречающихся значений  $\mu$  при разных скоростях геострофического ветра. Из рисунка следует, что при небольших скоростях ( $V_g \approx 4 \div 9$  м/сек.) на суше в теплый период равновероятны все состояния. При группировке лет-

них данных удобно выделить пять групп; пределы изменения параметра  $\mu$  для них даются в табл. 1.

При средних скоростях ветра ( $V_g \approx 10 \div 17$  м/сек.), следуя табл. 1, можно выделить только неустойчивые, равновесные и устойчивые условия, а при больших скоростях ( $V_g \geq 18$  м/сек.) стратификация атмосферы практически является нейтральной. При наличии снежного покрова отмечаются только равновесные и устойчивые состояния.

### Некоторые замечания к методике расчета

а) Предложенная выше группировка данных предполагает известными скорость ( $V_g$ ) и направление ( $d_g$ ) геострофического ветра и параметр стратификации  $\mu$ . При отсутствии горизонтального градиента температуры за величину  $V_g$  и  $d_g$  принимаются скорость и направление действительного ветра в слое, где эти величины практически не меняются с высотой. Выполненные в [5] исследования показали, что ветер достигает значения геострофического на разных высотах в зависимости от скорости геострофического ветра и стратификации в пограничном слое. Практически, однако, можно использовать в качестве  $V_g$  и  $d_g$  скорость и направление ветра на уровне  $z=1000$  м и  $z=1500$  м соответственно или (для исключения случайных ошибок) среднее значение из соответствующих величин в некотором слое вблизи указанных высот.

При изменении геострофического ветра с высотой  $V_g$  и  $d_g$  должны характеризовать скорость и направление геострофического ветра на некотором начальном уровне. В качестве такого уровня целесообразно выбрать уровень  $z=1500$  м в связи с тем, что этот уровень близок к поверхности 850 мб, на которой ветер в настоящее время легче прогнозируется. Этим повышается практическое значение получаемых результатов.

б) Параметр стратификации  $\mu$  определяется по данным радиозондирования на основании соотношения (4). Для определения  $\gamma_H$  можно использовать при неустойчивом состоянии слой 2000—4000 м, при устойчивом — слой 1000—3000 м. При отсутствии данных в указанных слоях для  $\gamma_H$  можно взять среднее значение, равное  $0,6^\circ/100$  м. Для определения  $T_0 - T_H - \gamma_H H$  можно брать температуру на некотором фиксированном уровне выше пограничного слоя ( $z_1$ ), поскольку в этом случае  $T_0 - T_H - \gamma_H H = T_0 - T_{z_1} - \gamma_H z_1$ .

При отсутствии наблюдений на почве определяется параметр

$$\mu_{2-H}^{\gamma_H} = \frac{g}{T} \frac{T_2 - T_H - \gamma_H H}{V_g l}, \quad (5)$$

где  $T_2$  — температура воздуха на уровне  $z=2$  м. Связь  $\mu$  и  $\mu_{2-H}^{\gamma_H}$  дается в табл. 2.

Связь различных параметров стратификации

Параметр	$\mu$											
	-500	-400	-300	-200	-100	0	100	200	300	500	700	900
$\mu_{2-H}^H$	-450	-350	-250	-160	-75	0	35	60	90	130	170	200
$\epsilon$	0,34	0,28	0,22	0,16	0,08	0	-0,05	-0,09	-0,12	-0,17	-0,21	-0,23
$\mu_p$	-0,10	-0,084	-0,065	-0,045	-0,024	0,01	0,13	0,28	0,43	0,82	1,20	1,69
$\frac{T_{0,5}-T_2}{c_1^2}$	-0,088	-0,070	-0,054	-0,040	-0,020	0,005	0,025	0,043	0,056	0,077	0,088	0,096
$\frac{T_{0,2}-T_{1,5}}{c_1^2}$	-0,128	-0,102	-0,079	-0,058	-0,029	0,007	0,036	0,053	0,082	0,112	0,128	0,140
$T_2-T_{500}$	-6,8	-4,8	-3,0	1,0	0,8	3,0	3,8	4,6	5,0	5,7	6,1	6,4
$T_0-T_{500}$	-10,0	-8,0	-5,5	-2,5	0	3,0	6,0	9,0	12,0	16,3	19,8	22,3

Примечание.  $c_1$  — скорость ветра на уровне  $z=1$  м.

При отсутствии данных температурного зондирования стратификацию в пограничном слое можно характеризовать распространенными в настоящее время параметрами, определяемыми по наблюдениям в приземном слое: параметром  $\epsilon$ , характеризующим кривизну профиля в обобщенно степенном законе Д. Л. Лайхтмана [6], безразмерным параметром

$$\mu_p = \frac{g}{T} \frac{P_0 / \rho c_p}{V_g^2 l},$$

где  $P_0$  — турбулентный поток тепла [7], числом Ричардсона и его аналогами  $\frac{T_{z_1} - T_{z_2}}{c_z^2}$  [8, 9], безразмерными параметрами, предложенными в работах [10, 11]. Связь некоторых из указанных характеристик с введенным выше параметром  $\mu$ , полученная по материалам экспедиционных наблюдений и данных градиентных наблюдений на ст. Колтуши, приводится в табл. 1.

Наконец при группировке данных можно приближенно характеризовать каждое состояние некоторым перепадом температур в пограничном слое. Полученная по экспедиционным данным и по данным ст. Воейково связь параметра  $\mu$  с  $T_0 - T_{500}$  и  $T_2 - T_{500}$  для теплого периода также представлена в табл. 2.

Как уже отмечалось выше, при  $V_g \geq 18$  м/сек. параметр  $\mu$  близок к нулю и может не определяться.

в) Для расчета среднего профиля ветра и температуры на основе соотношений (1) — (3) Е. Д. Ковалевой была составлена и реализована на ЭВМ «Урал-4» программа и выполнен ряд расчетов. Программа использовалась также для отработки методических вопросов. В частности, была рассмотрена возможность использования при обобщении экспериментальных данных имеющейся перфокартотеки наблюдений в пограничном слое атмосферы и счетно-аналитических машин.

Выполненные в [12, 13] теоретические оценки показали, что внутри небольшого интервала  $V_g$  скорость ветра в пограничном слое с достаточной точностью можно считать линейной функцией  $V_g$ . Это позволяет для каждой из указанных выше групп находить средний профиль ветра и температуры в размерных координатах, а средний поворот ветра определять как среднее отклонение от направления ветра на некотором фиксированном уровне. Этот уровень должен быть близок к высоте слоя, выше которого при безадвективных условиях направление ветра практически не меняется. Как уже указывалось выше, лучше всего для этой цели взять  $z = 1500$  м.

Полученные в результате такого осреднения размерные профили ветра и температуры могут быть использованы для определения

средних для данной группы значений геострофического ветра и параметра стратификации, а также для получения соответствующих профилей в безразмерной форме. Выполненные нами оценки подтвердили возможность такого подхода.

### Заключение

Изложенная методика может быть использована для обобщения материалов как эпизодических наблюдений, так и в климатологических расчетах. Следует подчеркнуть, что если для ряда прикладных задач нет необходимости детального учета влияния различных факторов, то при исследовании физических закономерностей в пограничном слое такой подход крайне необходим. В частности, такой подход следует использовать при получении данных, необходимых для проверки теоретических схем.

В связи с тем, что подбор экспериментальных данных и подготовка их для счета на машине занимает много времени, при массовых расчетах целесообразно с учетом изложенного разработать методику, позволяющую при использовании имеющейся перфокартотеки по пограничному слою механизировать не только обработку, но и группировку материалов наблюдений.

Предложенная выше группировка позволяет проанализировать влияние различных параметров по данным одной станции. При недостаточном же числе случаев такая группировка позволяет объединить данные наблюдений нескольких станций, если они расположены в одинаковых условиях по характеру подстилающей поверхности.

Некоторые результаты расчетов с использованием предлагаемой методики приводятся в работе [14].

### ЛИТЕРАТУРА

1. Курпакова Т. А., Орленко Л. Р. О закономерностях распределения температуры и ветра в пограничном слое. Тр. ГГО, вып. 205, 1967.
2. Утина З. М. О распределении ветра в пограничном слое. Тр. ГГО, вып. 187, 1966.
3. Пристли С. Х. Б. Турбулентный перенос в приземном слое атмосферы. Гидрометеоздат, Л., 1964.
4. Труды ГГО и УкрНИГМИ, вып. 144/40, 1963. Приложения.
5. Лазарева Н. А., Орленко Л. Р. Анализ некоторых характеристик пограничного слоя по экспериментальным данным. Тр. ГГО, вып. 205, 1967.
6. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Гидрометеоздат, Л., 1961.
7. Орленко Л. Р. О равновесном градиенте температуры. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, т. III, № 7, 1967.
8. Орленко Л. Р. О соотношении между наземным и геострофическим ветром. Тр. ГГО, вып. 107, 1961.
9. Огнева Т. А. Некоторые особенности теплового баланса деятельной поверхности. Гидрометеоздат, Л., 1955.

10. Бобылева И. М., Зилитинкевич С. С., Лайхтман Д. Л. Турбулентный режим в термически стратифицированном планетарном пограничном слое атмосферы. Сб. «Атмосферная турбулентность и распределение радиоволн». Изд. «Наука», М., 1967.
11. Казанский А. Б., Монин А. С. О турбулентном режиме выше приземного слоя воздуха. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1960.
12. Лайхтман Д. Л., Орленко Л. Р., Цейтин Г. Х. Методы оценки ветровых ресурсов по полю давления. Сб. «Методы разработки ветроэнергетического кадастра». Изд. АН СССР, М., 1963.
13. Бортковский Р. С., Орленко Л. Р., Цейтин Г. Х. К расчету ветра и касательного напряжения над водной поверхностью. Тр. ГГО, вып. 187, 1966.
14. Курпакова Т. А., Орленко Л. Р. Профиль ветра в пограничном слое атмосферы по экспериментальным данным. См. наст. сб.

Т. А. КУРПАКОВА, Л. Р. ОРЛЕНКО

## ПРОФИЛЬ ВЕТРА В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

В работах [1, 2] рассматривается методика обобщения данных температурно-ветрового зондирования пограничного слоя атмосферы с учетом определяющих параметров, которые могут быть найдены непосредственно по экспериментальным данным. В работе [1] приводятся также некоторые предварительные результаты такого обобщения.

При выполнении данной работы ставилась задача: а) отработать упрощенную методику, позволяющую использовать имеющийся массив перфокарт материалов радиозондирования в пограничном слое и механизировать расчеты; б) проанализировать на полученном экспериментальном материале влияние различных факторов на распределение метеорологических элементов в пограничном слое.

### 1. Характеристика и группировка исходного материала. Методика расчета

Для анализа использовался материал радиозондовых наблюдений на ст. Воейково за 5 лет (1958—1962 гг.) и данные градиентных наблюдений на ст. Колтуши, расположенной в 3 км от ст. Воейково (скорость ветра по измерениям с помощью контактных анемометров в слое 0,25—8 м, температура воздуха на уровнях 0,5 и 2 м и температура поверхности почвы).

При отсутствии выраженного суточного хода радиационного баланса использовались данные четырех сроков наблюдений. Согласно исследованиям Т. А. Огневой [3], такому условию на ст. Воейково отвечает период ноябрь—февраль. В период с апреля по октябрь использовались данные наблюдений в периоды, близкие ко времени наступления экстремальных значений температуры (2—4 и 13—16 час. местного времени).

Март характеризуется сложным профилем дневной температуры: при наличии значительной инверсии в пограничном слое в дневные часы в самых нижних слоях воздуха часто отмечается распределение температуры, характерное для неустойчиво стратифицированного воздуха, поэтому в марте использовались данные только ночного срока.

Для анализа весь материал наблюдений разбивался на группы в соответствии с рекомендациями, изложенными в [2], при этом исключались случаи очень слабых скоростей ( $c|_{z=1 \text{ км}} \leq 3$  м/сек.) и случаи, когда в пределах пограничного слоя имела место резкая температурная неоднородность (облачные слои, поднимаемая инверсия или слои с малыми температурными градиентами).

В годовом ходе выделены два периода: теплый (апрель — октябрь) и холодный, характеризуемый наличием снежного покрова. В переходные периоды (апрель, ноябрь — декабрь) строго учитывалось состояние подстилающей поверхности. Станция Воейково удалена от г. Ленинграда и Ладожского озера на достаточное расстояние (около 15 км). Поэтому возможным влиянием указанных объектов пренебрегалось и распределение ветра анализировалось независимо от направления.

Характеристикой изменения геострофического ветра с высотой служило изменение скорости и направления наблюдаемого ветра в слое 1500—4000 м для неустойчивого и равновесного состояний и в слое 1000—3000 м для инверсионных условий. В зависимости от изменения направления ветра в указанных слоях материал разбит на три группы: а)  $-10^\circ < \Delta d < 10^\circ$ , б)  $\Delta d < -10^\circ$  (левый поворот ветра — адвекция холода), в)  $\Delta d > 10^\circ$  (правый поворот ветра — адвекция тепла). Здесь  $\Delta d$  означает средний угол поворота ветра в слое толщиной 1 км. Первая группа включает, таким образом, случаи, когда геострофический ветер не меняется с высотой (будем называть их безадвективными), и случаи при меняющемся с высотой геострофическом ветре, когда изобары и изотермы параллельны (скорость геострофического ветра увеличивается с высотой) или антипараллельны (скорость геострофического ветра уменьшается с высотой).

Характер стратификации атмосферы определялся по перепаду температур в 500-метровом слое. Характерные перепады температуры в теплый период для каждого состояния приведены в табл. 1.

По скорости геострофического ветра  $V_g$  материал наблюдений разбивался на три группы: а) 4—10 м/сек. (слабый ветер), б) 11—16 м/сек. (умеренный ветер), в) 17 м/сек. (сильный ветер). Все три группы удалось подобрать лишь для равновесных условий для холодного и теплого периодов. Анализ их позволит ответить на вопрос, необходимо ли при обобщении материала наблюдений учитывать изменение скорости геострофического ветра.

Для группировки материала по скорости ветра нет необходимости точного определения  $V_g$ , поскольку каждая группа характе-

ризуется некоторым интервалом  $V_g$ , среднее же значение геострофического ветра может быть определено по среднему профилю ветра. В связи с этим группировка материала наблюдений производилась по скорости наблюдаемого ветра на уровне  $z=1000$  м.

Следует, однако, заметить, что при таком подходе оказалось существенным влияние ограниченности выборки. Для исключения указанного влияния целесообразно вместо случайного значения на некотором фиксированном уровне использовать среднее значение скорости ветра в некотором слое.

Таблица 1

**Характерные периоды температур для стратифицированного пограничного слоя (теплый период)**

	Состояние				
	сильно неустойчивое	неустойчивое	равновесное	устойчивое	сильно устойчивое
$T_2 - T_{500}$	>6	6,0—4,1	4,0—1,1	1,0—(-6,0)	<-6,0
$T_0 - T_{500}$	>18	18,0—6,0	6,0—0,0	0—(-10)	<-10,0

Анализ числа случаев для каждой из выделенных групп показал, что наибольшую повторяемость (даже при больших скоростях) имеют безадвективные случаи. Достаточно обеспеченными оказались равновесные группы для различных  $V_g$  как для теплого, так и для холодного периода, группы неустойчивого и устойчивого состояний для слабых и умеренных ветров для теплого периода, а также группы устойчивого и сильно устойчивого состояний для холодного периода. Сильно неустойчивые состояния летом редки, а неустойчивые состояния в холодный период практически не наблюдались.

Из адвективных случаев наиболее обеспечены группы, характеризующиеся ростом скорости ветра при правом и левом поворотах ветра с высотой для равновесных условий в теплый период и для устойчивого состояния в холодный. Недостаточно обеспеченными в теплый период оказались группы, характеризующиеся убыванием геострофического ветра с высотой, а в холодный период такие случаи практически отсутствовали.

Для достаточно обеспеченных групп средние профили температуры, скорости ветра и направления рассчитывались с помощью счетно-аналитических машин на счетной фабрике НИИАКа. При осреднении исключались случаи, когда в слое 0—4 км направление ветра переходило через  $360^\circ$ .

Корректировка данных машинной обработки производилась вручную. Необходимость корректировки была вызвана следующими причинами: а) ошибками в среднем направлении ветра из-за пропуска наблюдений на некоторых уровнях. В этом случае среднее

направление определялось по среднему повороту ветра в нижележащем или вышележащем слое; б) влиянием ограниченности выборки при группировке данных по скорости ветра на  $z=1000$  м. Для исключения указанного влияния потребовалась некоторая перегруппировка данных. В группу умеренных ветров были дополнительно включены случаи, когда по наблюдениям отмечалась скорость 11—16 м/сек. на одном из уровней в слое 1000—2000 м. Были также исключены ошибочно включенные случаи с резко выраженной температурной неоднородностью по высоте.

Средний профиль направления использовался в дальнейшем для определения среднего направления геострофического ветра и угла отклонения ветра от геострофического, а средний профиль ветра и температуры — для оценки определяющих параметров: скорости геострофического ветра и параметра стратификации, определяемого,

согласно [1], из соотношения  $\mu = \frac{g}{T} \frac{T_0 - T_{z_1} - \gamma_H z_1}{V_g l}$ , где  $\bar{T}$ ,  $T_{z_1}$ ,

$T_0$  — средняя температура слоя, температура воздуха на некотором уровне  $z_1$  (за пределами пограничного слоя) и у подстилающей поверхности соответственно;  $\gamma_H$  — градиент температуры в свободной атмосфере;  $l = 2\omega \sin \varphi$  — параметр Кориолиса;  $\omega$  — угловая скорость вращения земли;  $\varphi$  — широта места;  $g$  — ускорение силы тяжести.

При такой группировке по данным станции представляется, таким образом, возможным проследить влияние следующих факторов (при прочих равных условиях): стратификации в пограничном слое атмосферы, скорости геострофического ветра, горизонтальной температурной неоднородности и характера подстилающей поверхности. Ниже будут приведены некоторые результаты такого анализа.

## 2. Анализ полученных данных

а) При исследовании распределения ветра в пограничном слое приходится иметь дело с данными наблюдений, выполненных различными методами. Наблюдения однотипными приборами в настоящее время можно обеспечить лишь в слое толщиной 200—300 м, если использовать для этой цели телевизионные или специальные метеорологические мачты. Наиболее же распространенными остаются аэрологические методы — шаропилотные и радиозондовые наблюдения.

К сожалению, в настоящее время не имеется таких наблюдений за ветром в пограничном слое, которые позволили бы сопоставить между собой данные измерений различными способами. В связи с этим мы попытались оценить возможность стыковки наблюдений, анализируя профиль ветра, характер изменения которого в приземном слое достаточно хорошо изучен.

На рис. 1 в полулогарифмической системе координат представлены средние профили ветра по измерениям различными методами

для равновесных условий (рис. 1 а) и в стратифицированном пограничном слое (рис. 1 б). Из анализа приведенных данных следует, что при достаточно большом осреднении данные радиозондирования (точки) довольно хорошо стыкуются с измерениями ветра в приземном слое (кружки). Более наглядно иллюстрирует это рис. 1 а. Таким образом, представляется возможным привлечь для исследования профиля ветра в пограничном слое многочисленные данные радиозондирования.

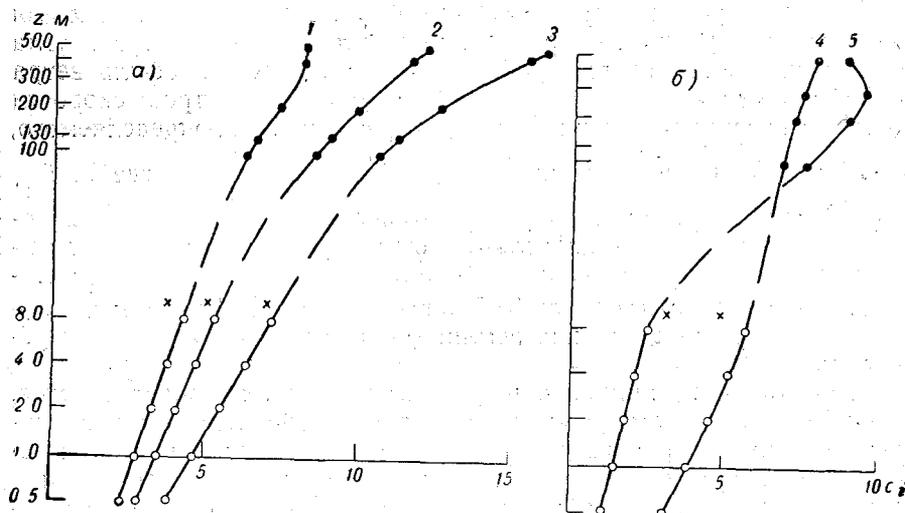


Рис. 1. Профили ветра (м/сек.) по измерениям различными методами при равновесных условиях (а) и в стратифицированной атмосфере (б).

1)  $V_g = 8,1$  м/сек.; 2)  $V_g = 13,0$  м/сек.; 3)  $V_g = 18,4$  м/сек.; 4) неустойчивое состояние; 5) устойчивое состояние.

Как видно из рисунка, в интервале скоростей 3—7 м/сек. флюгер дает несколько заниженные результаты по сравнению с контактными анемометрами. На это обстоятельство, отмеченное Т. А. Огневой [4], указывает ряд других авторов. Обращают на себя внимание малые расхождения между результатами, полученными указанными приборами при устойчивом состоянии, и увеличение расхождений с ростом неустойчивости и, следовательно, порывистости ветра. Указанное обстоятельство следует учитывать при использовании наблюдений по флюгеру для расчетов сдвигов ветра, коэффициентов нарастания скорости ветра с высотой и т. п.

б) Наибольший интерес для нас представляют данные, полученные при отсутствии адвекции температуры. Эти данные крайне необходимы для проверки теоретических схем (последние, как правило, получены для постоянного по высоте значения геострофического ветра) и для оценки различных параметров теоретических

схем. Надежные экспериментальные данные необходимы для определения параметра макрошероховатости [1]. Наконец, безадвективные условия позволяют исключить из рассмотрения один из параметров — горизонтальный температурный градиент — и, таким образом, проследить более надежно влияние других параметров, в частности влияние величины скорости геострофического ветра и стратификации в пограничном слое атмосферы на профили метеороло-

Таблица 2

Средние профили ветра при равновесных условиях

z м	n=38, $V_g=8,1$ м/сек.			n=59, $V_g=13$ м/сек.			n=46, $V_g=18,4$ м/сек.		
	c	$\alpha$	t	c	$\alpha$	t	c	$\alpha$	t
0,25	1,9		16,6	2,3			3,0		10,1
0,5	2,3		13,8	2,8			3,8		10,0
1,0	2,8			3,4			4,6		
2,0	3,3		13,8	4,1			5,5		10,0
4,0	3,8			4,7			6,4		
8,0	4,4			5,3			7,2		
Флюгер	3,8	34	13,2	5,1	26	10,2	7,0	22	9,7
100	6,3	24	—	8,6	18	—	10,6	18	—
130	6,6	22	12,5	9,1	18	9,7	11,2	18	9,2
200	7,4	17	—	9,9	15	—	12,6	17	—
430	8,2	10	10,6	11,7	8	8,0	15,6	11	7,3
500	8,1	8	—	12,2	6	—	16,0	9	—
930	8,3	5	7,4	13,1	1	5,1	18,1	4	4,8
1430	8,7	0	4,2	13,0	0	2,6	18,4	2	1,9
1930	8,9	-2	1,0	12,7	1	0,0	18,3	0	-1,0
2930	9,3	1	-4,7	13,3	-1	-4,9	18,7	0	-6,1

Примечание. Здесь и в табл. 3  $c$  — модуль скорости ветра (м/сек.),  $\alpha$  — угол отклонения ветра от геострофического (град.),  $t$  — температура воздуха (град. С),  $n$  — число случаев, использованных при осреднении.

гических элементов. В табл. 2 приводятся средние профили ветра и температуры в пограничном слое для равновесных условий при различных значениях  $V_g$ . На рис. 2 приводятся соответствующие им годографы ветра. Приведенные данные прежде всего подтверждают необходимость анализа экспериментальных данных с учетом скорости геострофического ветра. Действительно, в зависимости от  $V_g$  меняется не только сдвиг ветра. Существенно меняется угол отклонения ветра от геострофического, характер изменения его с высотой и такие безразмерные характеристики, как  $c_z/V_g$  и  $c_z/c_{10}$

( $c_z$  и  $c_{10}$  — модуль скорости ветра на уровне  $z$  и  $z = 10$  соответственно). О влиянии  $V_g$  на отношение  $c_z/c_{10}$  можно судить на основании рис. 3 а, на котором представлена зависимость  $c_z/c_{10}$  от высоты для двух значений геострофического ветра.

Следует заметить, если при малых  $V_g$  различия в  $c_z/c_{10}$  велики, то при увеличении  $V_g$  различия уменьшаются, что наглядно иллюстрирует рис. 2. Полученные нами данные подтверждают теорети-

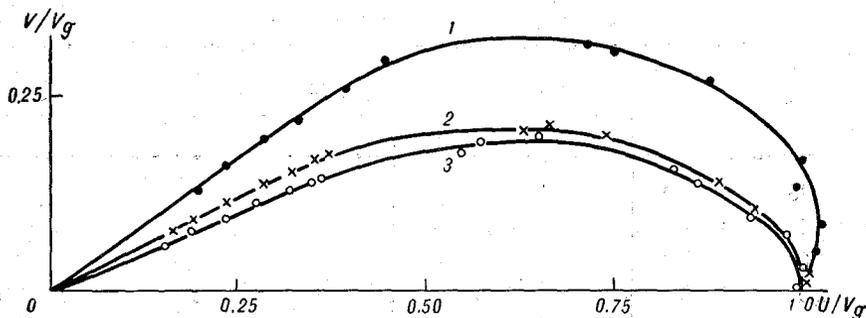


Рис. 2. Годографы ветра при равновесных условиях.  
1)  $V_g = 8,1$  м/сек.; 2)  $V_g = 13$  м/сек.; 3)  $V_g = 18,4$  м/сек.

ческий вывод [5, 6], что отношение  $c_z/c_{10}$  при больших скоростях мало зависит от  $V_g$ . Полученные, однако, при  $V_g \approx 15 \div 20$  м/сек. значения  $c_z/c_{10}$  нельзя экстраполировать на максимальные скорости. Необходимые при расчетах ветровых нагрузок коэффициенты нарастания скоростного напора  $(c_z/c_{10})^2$  необходимо исследовать дополнительно, так как профили сильного ветра могут быть существенно нестационарны.

в) Влияние стратификации на профиль ветра и температуры подробно анализируется в работе [1]. В табл. 3 приводятся профили ветра и температуры для стратифицированного пограничного слоя атмосферы, осредненные по большему числу случаев.

В качестве иллюстрации на рис. 3 б приводится зависимость  $c_z/c_{10}$  от высоты для различных состояний атмосферы. Следует отметить существенное влияние стратификации на угол отклонения наземного ветра от геострофического  $\alpha$ . Большие значения угла поворота ветра в пограничном слое при инверсии (около  $40-50^\circ$ ) подтверждаются данными Г. М. Машковой [7], полученными по измерениям на Обнинской вышке. Заметим также, что профили метеорологических элементов при различной стратификации в теплый период фактически характеризуют особенности распределения ветра и температуры в суточном ходе.

г) Рисунок 3 хорошо иллюстрирует также влияние стратификации и скорости геострофического ветра на толщину слоя, в котором

имеет место нарастание скорости ветра. Этот слой определяется высотой динамического пограничного слоя  $H$ , определяемой как уровень, на котором не сказывается динамическое влияние подстилающей поверхности на скорость ветра.

Влияние стратификации на высоту динамического пограничного слоя анализировалось в работе [8]. Полученные в этой работе

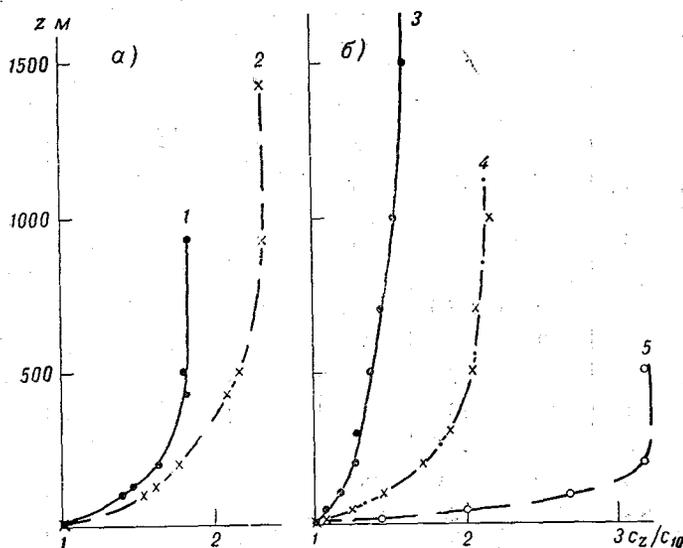


Рис. 3. Зависимость  $c_z/c_{10}$  от скорости геострофического ветра и стратификации.

а) равновесные условия; б)  $V_g \approx 10$  м/сек.; 1)  $V_g = 8$  м/сек.,  $\mu \approx 0$ ; 2)  $V_g = 13$  м/сек.,  $\mu \approx 0$ ; 3) неустойчивое состояние ( $\mu = 312$ ); 4) равновесные условия ( $\mu = 16$ ); 5) устойчивое состояние ( $\mu = -236$ ).

данные позволили проследить влияние на высоту пограничного слоя не только стратификации, но и скорости геострофического ветра. Эти данные приводятся в табл. 4.

В отличие от высоты динамического пограничного слоя, высота, на которой ветер устанавливается по направлению ( $H_d$ ), мало зависит от скорости геострофического ветра и стратификации. Поворот ветра в слое 0—1500 м, как следует из табл. 4, с достаточной точностью характеризует угол отклонения наземного ветра от геострофического при различных условиях.

В табл. 4 приводятся также данные о среднем коэффициенте турбулентности  $\bar{k}$  при различных условиях и границы слоев, к которым эти данные относятся. Для определения коэффициента

Таблица 3

## Профили ветра и температуры в стратифицированном пограничном слое

$V_g=9,5$ м/сек.; $\mu=311,5$				$V_g=10,5$ ; $\mu=16$			$V_g=9,2$ ; $\mu=-236,3$		
$z$	$c$	$\alpha$	$t$	$c$	$\alpha$	$t$	$c$	$\alpha$	$t$
0			26,4	0		12,1	0		8,8
0,25	2,4		—	2,0		—	0,8		—
0,5	3,1		19,7	2,5		11,5	1,1		10,0
1,0	3,8		—	3,0		—	1,4		—
2,0	4,5		19,3	3,6		11,5	1,7		10,2
4,0	5,1		—	4,2		—	2,1		—
8,0	5,7		—	4,7		—	2,5		—
Флюгер	4,8	39	19,2	4,6	36	11,5	3,1	46	10,3
Конт. анем. 10 м	5,8			4,9			2,8		
20	5,4	36	19,0	5,2	33	11,4	4,0	40	10,5
50	6,1	33	18,6	6,1	30	11,3	5,6	34	11,1
100	6,8	31	18,0	7,1	25	11,1	7,5	22	11,3
200	7,3	26	17,0	8,4	19	10,9	8,9	17	12,5
300	7,4	20	16,3	9,3	15	10,0	9,5	9	13,1
500	7,9	14	14,6	10,1	9	8,7	8,9	1	11,9
700	8,3	9	13,0	10,2	4	7,5	8,8	0	10,5
1000	8,9	3	10,6	10,6	2	5,6	9,1	0	8,3
1500	9,3	0	7,4	10,4	0	3,0	8,8	2	4,5
2000	9,4	-1	4,1	10,4	0	0	9,2	0	1,5
3000	9,8	1	-1,6	11,7	-4	-5,8	10,6	5	-3,7

турбулентности использовались данные табл. 2 и 3 и методика, предложенная в [9].

Следует отметить, что высота пограничного слоя и средний коэффициент турбулентности определяются свойствами подстилающей поверхности на значительной территории, поэтому приведенные в табл. 4 данные (так же как и данные табл. 1) могут быть использованы для оценки параметра макрошероховатости (с привлечением теоретических схем).

В данной статье рассмотрено, таким образом, влияние стратификации и скорости геострофического ветра на профиль ветра и интегральные характеристики пограничного слоя — средний коэффициент турбулентности и высоту пограничного слоя. Особенности в распределении метеорологических элементов при изменении геострофического ветра с высотой, а также влияние характера подстилающей поверхности будут рассмотрены дополнительно.

Высота пограничного слоя и средний коэффициент турбулентности  $\bar{K}$  по экспериментальным данным

$V_g$	$\mu$	$H$	$Hd$	$\bar{K}$	Слой
Влияние $V_g$					
8,1	0	500	1500	4,8	
13,0	0	950	1500	6,03	100—700
18,4	0	1200	2000	11,3	100—1000
Влияние $\mu$					
9,3	312	1500	1500	21,5	100—700
10,4	16	900	1500	6,7	100—700
9,0	-236	300	900	2,0	50—300

## ЛИТЕРАТУРА

1. Курпакова Т. А., Орленко Л. Р. О закономерностях распределения температуры и ветра в пограничном слое. Тр. ГГО, вып. 205, 1967.
2. Орленко Л. Р. К методике обработки данных температурно-ветрового зондирования в пограничном слое атмосферы. См. наст. сб.
3. Огнева Т. А. Некоторые особенности теплового баланса деятельной поверхности. Гидрометеоиздат, Л., 1955.
4. Метеорологический режим озера Севан (§ 2, гл. I). Под ред. М. П. Тимофеева. Гидрометеоиздат, Л., 1960.
5. Орленко Л. Р., Цейтин Г. Х. Об исследованиях строения пограничного слоя атмосферы на основе «интегральной» схемы. Тр. ГГО, вып. 241, 1969.
6. Ключникова Л. А., Честная И. И. Расчет профиля больших скоростей ветра в нижнем 100-метровом слое атмосферы по наземным данным. Тр. ГГО, вып. 226, 1968.
7. Машкова Г. Б. О структуре инверсионных слоев. Тр. ИПГ, вып. 10, 1967.
8. Лазарева Н. А., Орленко Л. Р. Анализ некоторых характеристик пограничного слоя по экспериментальным данным. Тр. ГГО, вып. 205, 1967.
9. Лайхтман Д. Л. Новый метод определения коэффициента турбулентной вязкости в пограничном слое атмосферы. Тр. ГГО, вып. 37(99), 1952.

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВОЗДУШНЫХ ПОТОКОВ В КАРЬЕРАХ

В горнодобывающей промышленности нашей страны все более широкое применение находит открытый способ разработки месторождений полезных ископаемых, имеющий ряд преимуществ перед шахтным. Одним из основных преимуществ этого способа, наряду с его экономичностью, являются лучшие санитарно-технические условия труда в открытых карьерах. Однако по мере разработки карьеров, связанной с их углублением и увеличением крутизны бортов, условия работы в них становятся тяжелее. Поэтому одной из актуальнейших задач открытого способа добычи является сейчас создание нормальных условий труда, т. е. надежной вентиляции карьера.

Первым шагом к решению поставленной задачи является всестороннее изучение естественной вентиляции. До сих пор метеорологические наблюдения в карьерах производились вблизи бортов, но такие наблюдения не отражают фактические условия внутри карьера. В связи с этим отделом физики пограничного слоя ГГО были организованы микроаэрологические наблюдения в Коркинском угольном карьере—одном из самых крупных карьеров Советского Союза.

Как известно (см., например, [1]), проветривание карьера определяется как динамическими факторами, обуславливающими вынос примесей воздушным потоком в горизонтальном и вертикальном направлениях, так и термическими, обуславливающими вынос в вертикальном направлении. В обычных условиях основную роль в проветривании карьеров играет динамический фактор, но при некоторых погодных условиях, главным образом при слабом ветре, начинает существенно сказываться роль термического фактора.

Для изучения ветрового режима в карьерах применялся метод базисных шаропилотных наблюдений. Давая шарам-пилотам малую подъемную силу и сократив время между отсчетами до нескольких

секунд, мы могли получать довольно полную картину движений шаров-пилотов в карьере и, следовательно, ветровых условий в нем.

Материалы наших наблюдений, проводившихся в разные сезоны в Коркинском карьере, позволили получить средние характеристики для Коркинского карьера при различных схемах циркуляции. Ре-

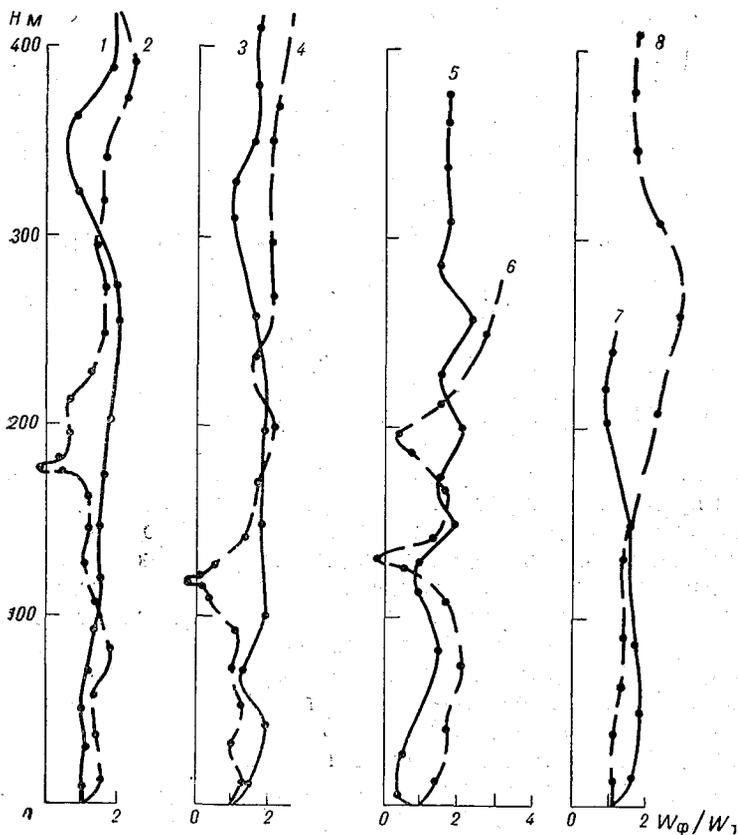


Рис. 1. Изменение скорости подъема шаров-пилотов с высотой 24 августа 1968 г. при выпуске шаров-пилотов с первого (1, 3, 5, 7) и второго (2, 4, 6, 8) пунктов.

1) 9 ч. 00 м., 2) 9 ч. 07 м., 3) 10 ч. 00 м., 4) 10 ч. 00 м., 5) 18 ч. 00 м., 6) 18 ч. 10 м., 7) 19 ч. 00 м., 8) 19 ч. 05 м.

зультаты исследований будут опубликованы в специальном сборнике. Отдельные случаи при этом не рассматривались и особенности поведения шаров-пилотов в отдельные дни или сроки не отмечались. При анализе и обобщении материала главное внимание обращалось на характеристики горизонтального переноса и турбулент-

ности. Однако для решения задачи проветривания карьеров, особенно глубоких, большой интерес представляют также упорядоченные вертикальные движения, с которыми связаны вынос из карьера или, наоборот, засасывание в него примесей.

Как показывают наблюдения за движением уравновешенных шаров-пилотов, в карьерах часты случаи (особенно при малых скоростях) резких изменений ветра от срока к сроку и от точки к точке. Такие местные течения и мелкомасштабная турбулентность не

Таблица 1

		Высота над дном карьера, м													
		25	50	75	100	125	150	175	200	225	250	275	300	350	400
		9 час. 00 мин.													
$dd^\circ$ . . . . .		167	170	179	186	213	287	320	003	015	012	349	316	346	340
$v$ м/сек. . . . .		2,2	1,1	1,2	1,2	0,7	0,8	1,5	1,5	1,5	1,2	1,4	2,9	3,8	3,9
		9 час. 07 мин.													
$dd^\circ$ . . . . .		230	221	185	146	040	326	334	320	327	008	357	336	329	330
$v$ м/сек. . . . .		1,0	1,0	0,6	0,3	1,7	2,9	1,6	1,9	1,8	2,7	2,6	2,7	3,3	3,4

играют большой роли в проветривании карьера. Гораздо больший интерес представляют устойчивые вертикальные потоки, наблюдавшиеся в отдельные дни: иногда они охватывают всю площадь карьера или большую часть его, а иногда, наоборот, резко локализованы. В качестве примера такого локализованного вертикального потока приводятся данные наблюдений 24 августа 1968 г. За этот день было произведено несколько пар параллельных выпусков шаров-пилотов с двух пунктов базы. Оба пункта находились в западной половине карьера: первый — в более глубокой его части, у западного (крутого) борта, второй — в 285 м восточнее первого.

В каждой паре таких выпусков первый шар-пилот выпускался с первого пункта и сразу, как только прекращались наблюдения за ним, выпускался второй, уже со второго пункта. По условиям погоды в этот день наблюдения были короткими, между выпусками с первого и второго пунктов проходило не более 5—10 минут и практически их можно считать одновременными. Направление ветра на борту в этот день было почти перпендикулярно к направлению базы, угол между ними составлял  $87^\circ$ .

Наблюдения показали, что в то время как шар, выпущенный с первого пункта, поднимался в карьере со скоростью, близкой к расчетной (или немного превышающей ее), шар, выпущенный со второго пункта и поднимающийся со старта также со скоростью, близкой к расчетной, с некоторой высоты замедлял подъем и временами даже начинал опускаться. Такая картина наблюдалась во всех парных выпусках этого дня и лишь в вечерние часы (около

19 час.) нисходящих потоков больше не обнаруживалось и подъем над обоими пунктами проходил одинаково.

На рис. 1 показан ход вертикальных скоростей в этих парных выпусках. Для удобства сравнения разных выпусков даны не сами скорости подъема, а отношение фактической скорости к теоретической  $W_{\phi}/W_T$ . Сплошными линиями показаны подъемы шаров-пилотов с первого пункта, пунктирными — со второго. Для всех пар, кроме последней, над вторым пунктом хорошо прослеживается убывание скорости подъема. На некоторой высоте обнаруживаются нисходящие движения.

Это говорит о том, что над районом второго пункта образовалась устойчивая зона нисходящих движений, настолько сильных, что они не только затрудняли подъем шара, но в какой-то момент даже обуславливали его опускание и, лишь вырвавшись из такой зоны, шар снова приобретал обычные скорости.

Вертикальные профили ветра (скорость и направление) над обоими пунктами также различаются между собой. В табл. 1 приводится для примера характер изменения ветра с высотой для первой пары параллельных выпусков.

На рис. 2 приводится сопоставление вертикального профиля  $W_{\phi}/W_T$  и вектора скорости ветра для второй пары шаров-пилотов. Стрелками показаны скорость и направление ветра: они направлены по ветру и длина их соответствует скорости ветра.

Как следует из рис. 2, резкое различие скоростей и направления ветра для шаров, выпущенных с разных пунктов, имеет место в слое 80—180 м, где, по данным наблюдений, отмечались нисходящие движения над вторым пунктом.

В табл. 1 виден разный ход скоростей и особенно направлений ветра: правый поворот над первым пунктом и левый над вторым.

Случаи с отрицательными или очень малыми положительными

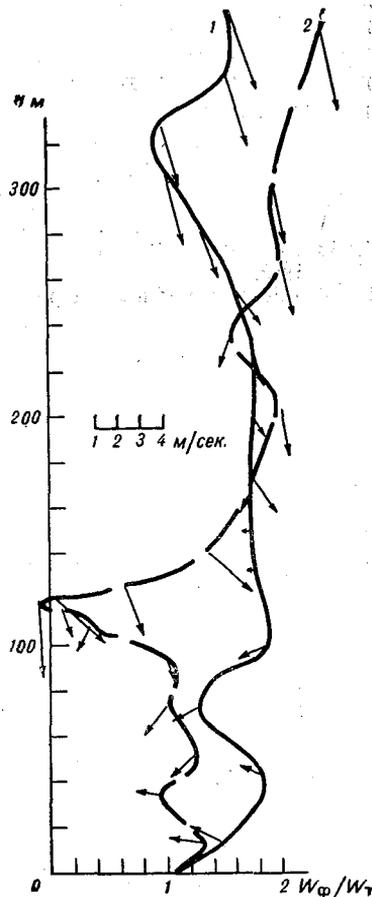


Рис. 2. Изменение скорости ветра с высотой 24 августа 1968 г. по наблюдениям за шарами-пилотами, выпущенными с первого (1) и второго (2) пунктов.

1) 10 ч. 00 м., 2) 10 ч. 10 м.

скоростями подъема шаров-пилотов на отдельных участках встречались и в другие дни, но при обычном режиме работы (выпуске шаров из одной точки) такая резкая неоднородность не могла быть обнаружена.

Из приведенных данных следует, что для более полного исследования особенностей поля ветра внутри карьера необходима дальнейшая микроаэрологическая съемка, с обеспечением выпусков шаров-пилотов одновременно в нескольких точках, и анализ полученных данных с учетом рельефа, поля температуры и синоптического положения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Битколов Н. З., Никитин В. С. Проветривание карьеров. Госгортехиздат, 1963.
2. Сб. «Воздухообмен и микроклимат в карьерах». Челябинский НИИОГР, 1969.

## **ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕТРА МОДЕЛИ СТАНДАРТНОЙ АТМОСФЕРЫ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ**

В настоящее время во всех странах широко применяются таблицы средних значений параметров атмосферы, рассчитанные на основе экспериментальных данных и некоторых теоретических представлений, сведенные в единую систему. Такие таблицы называются таблицами стандартной атмосферы.

Начало работам по стандартизации атмосферы было положено в США исполнительным комитетом NASA, по рекомендации которого в 1922 г. была составлена первая стандартная атмосфера до высоты 10 км. В последующие годы таблицы стандартной атмосферы перерабатывались и дополнялись новыми параметрами. В 1961 г. был издан отчет подготовительной группы по разработке международных рекомендаций. В отчете содержатся таблицы параметров атмосферы до высоты 800 км [8, 9].

В Советском Союзе до последнего времени официально действовала стандартная атмосфера, изданная в 1948 г. Она охватывала высоты только до 30 км.

Развитие авиационной техники привело к необходимости создания расширенной и уточненной стандартной атмосферы. В 1960 г. были опубликованы таблицы временной стандартной атмосферы (ВСА-60), рассчитанные до высоты 200 км [1].

Накопленный обширный материал по аэрологии и введение в практику счетно-аналитических машин дали возможность уточнить закономерности распределения основных метеорологических элементов, определить их повторяемость, сезонные и широтные вариации, оценить отклонения реальных распределений характеристик от их аппроксимированных значений. Работа по построению модели стандартной атмосферы с характеристиками температуры, ветра, давления и плотности воздуха для широтных поясов северного

полушария выполнена в отделе аэрологии НИИАКа и в 1963 г. вышла в свет [2].

Что касается самого нижнего слоя атмосферы, то по целому ряду причин до последнего времени таблицы стандартной атмосферы для слоя 50—2000 м отсутствуют, хотя для решения многих практических задач современной метеорологии необходимо учитывать погодные условия этого слоя. Такими причинами было плохое качество радиовеетровых наблюдений, большая разобщенность в сроках наблюдений, что затрудняет учет суточного хода метеорологических элементов, наличие которого является одной из особенностей пограничного слоя. Введение новых типов радиотеодолитов на сети станций в значительной мере улучшило качество наблюдений, а производство четырехразовых регулярных наблюдений позволило провести более полный анализ экспериментальных данных.

Основная трудность составления стандартной атмосферы для слоя 50—2000 м связана с необходимостью учета особенностей строения этого слоя, которые, как известно, обусловлены суточным ходом коротковолновой радиации и связанной с ней стратификацией воздуха, изменчивостью геострофического ветра и шероховатостью подстилающей поверхности.

Модель стандартной атмосферы пограничного слоя должна содержать данные о средних значениях ветра, температуры и влажности и их возможных изменениях. Эти данные представляются в виде вертикальных профилей средних значений, а также в виде границ доверительных интервалов возможных вариаций характеристик ветра до высоты 2000 м.

В связи с тем, что материалы по пограничному слою должны быть приведены в соответствие с данными существующей стандартной атмосферы [1], целесообразно принять следующие статистические характеристики ветра.

1. Средняя скалярная скорость ветра  $V_s$  — наиболее простой и распространенный показатель ветра:

$$\bar{V}_s = \frac{1}{n} \sum_1^n V_i,$$

где  $\sum_1^n V_i$  — сумма всех членов ряда,  $n$  — число членов ряда. Величина  $\bar{V}_s$  определяет положение центра тяжести распределения фактически измеренных величин скорости ветра. Вместе с тем  $V_s$  является неполным показателем ветра, поскольку он не отражает изменчивости скорости ветра.

2. Среднее квадратическое отклонение ветра

$$\sigma_s = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_1^n (V_i - V_s)^2}, \quad \text{или} \quad \sigma_s = \sqrt{\bar{V}_i^2 - \bar{V}_s^2},$$

где  $V_i$  — отдельное значение скорости ветра. Величина  $\sigma_s$  характеризует рассеяние скорости ветра относительно средней независимо от направления.

3. Повторяемость различных градаций скорости ветра. Этот показатель представляет собой число случаев за определенный период времени, когда были отмечены скорости, относящиеся к данной градации.

4. Повторяемость различных направлений ветра. Повторяемость обычно вычисляют для каждого из 8, 12 или 16 румбов и выражают, включая штили, от общего числа случаев либо от числа случаев, когда отмечался ветер (без штилей). Особенно бывают полезны данные о повторяемости направлений ветра, если известна также и скорость, соответствующая тому или иному направлению.

5. Обобщающим показателем ветра, учитывающим одновременно и скорость и направление, является результирующий вектор ветра.

$$V_r = \frac{1}{n} \sum_1^n V_i,$$

где  $V_i$  — индивидуальный вектор ветра. Вектор  $V_r$  показывает преобладающее направление переноса воздуха и его величину за определенный период.

Средняя скорость ветра и модуль результирующего вектора ветра не тождественны между собой. Между ними имеет место соотношение  $V_s \geq V_r$ . Средний результирующий вектор ветра вычислялся аналитическим способом, при котором все индивидуальные векторы предварительно раскладывались на составляющие по ортогональным осям  $x$  и  $y$ .

6. Среднее квадратическое отклонение вектора ветра  $\sigma_r$ . Оно характеризует рассеяние индивидуальных значений скорости ветра около среднего вектора ветра. Более точно векторное квадратическое отклонение может быть вычислено с использованием среднего квадрата из индивидуальных значений согласно выражению

$$\sigma_r = \sqrt{\overline{V_i^2} - V_r^2}.$$

7. Показатель устойчивости ветра  $q$ . Величина  $q$  характеризует относительную степень колебания направлений ветра во времени и выражается в процентах:

$$q = \frac{V_r}{V_s} 100\%.$$

При обработке аэрологических данных основные показатели ветра вычисляют для стандартных высот или главных изобарических поверхностей.

## Характеристика исходных данных

Исходным материалом для составления стандартной атмосферы пограничного слоя послужили радиоветровые наблюдения на 35 станциях Европейской территории СССР (ЕТС) за период с 1959 по 1963 г., обработанные под руководством канд. геогр. наук В. М. Склярова и изданные НИИАК в виде справочного пособия по ветру.

Усовершенствование радиолокационных средств аэрологических наблюдений позволило с середины 50-х годов заметно улучшить качество радиоветровых наблюдений, хотя первичные данные все еще страдает существенными погрешностями. Эти погрешности связаны в первую очередь с наличием в рядах наблюдений значительного числа случайных ошибок. Однако при осреднении многолетних данных эти ошибки частично или полностью компенсируют друг друга. Что касается систематической ошибки, то при правильной установке прибора и умелой эксплуатации они мало влияют на многолетние характеристики ветра [3]. Рассматриваемые характеристики ветра вычислены по данным за сравнительно короткий период радиозондирования, поэтому необходимо оценить их репрезентативность относительно более длинных рядов наблюдений. Такие оценки проведены В. М. Скляровым [5]. Оказалось, что средняя скорость ветра, по данным наблюдений в Москве за период 1959—1963 гг., на 1—5% меньше многолетней нормы. Это обстоятельство следует учитывать при использовании результатов. Однако оно не является настолько существенным, чтобы вызвать сомнение в достоверности статистических характеристик ветра, полученных при использовании наблюдений за указанный период.

В качестве меры точности вычисления средних значений скалярной скорости ветра обычно принимают среднюю квадратическую ошибку  $\sigma'_s = \frac{\sigma_s}{\sqrt{n}}$  где  $\sigma_s$  — среднее квадратическое отклонение скалярной скорости ветра,  $n$  — число наблюдений [4].

По оценкам [6], ошибки многолетних средних суточных величин скорости ветра, полученных для отдельных сроков наблюдений по данным радиозондирования за период 1959—1963 гг., составляют 0,2—0,3 м/сек. для уровня 100 м и 0,3—0,4 м/сек. для уровня 1000 м. Аналогичные характеристики в масштабе сезонного осреднения имеют среднюю ошибку, вдвое меньшую. Заметим, что, согласно общим положениям статистики, данное среднее значение надежно в пределах  $\sigma'_s$  с вероятностью 67%. Вполне надежным это значение является только в пределах  $3\sigma'_s$ , когда вероятность составляет 99%.

При составлении модели стандартной атмосферы пограничного слоя мы исходили из указанных выше оценок, принимая, что средняя скорость ветра определяется с ошибкой  $\pm 0,8$  м/сек.

Чтобы получить стандартные профили среднегодовых и сезонных характеристик ветра, было проведено осреднение данных за

пятилетний период по 35 станциям ЕТС. Средние значения скалярной скорости ветра были подсчитаны как средние взвешенные из всех наблюдений 35 станций; последние получены из заданного числа случаев. Средние характеристики ветра рассчитывались в НИИАК с помощью счетно-аналитических машин. Составляющие среднемесячного результирующего вектора ветра и параметры  $\delta_s$  и  $\delta_r$  получены на электронно-вычислительных машинах.

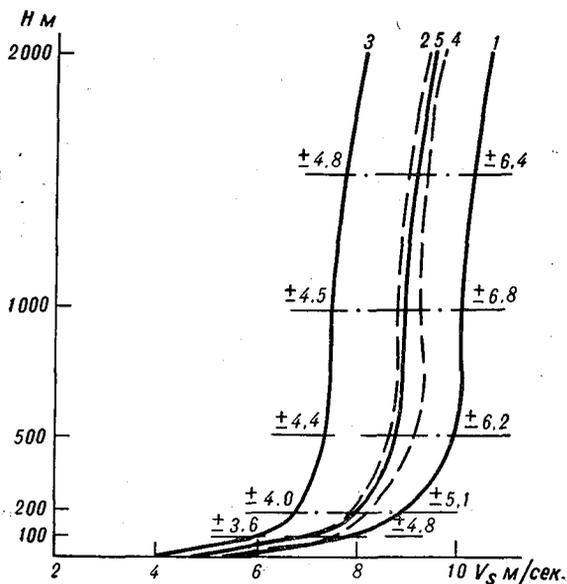


Рис. 1. Распределение с высотой средней по ЕТС скалярной скорости ветра.

1 — зима, 2 — весна, 3 — лето, 4 — осень, 5 — год.

На рис. 1 приводятся профили скалярной скорости ветра (среднегодовые и сезонные), а также среднеквадратические отклонения скорости ветра. Анализ профилей скорости ветра дает основание рассматривать и приводить в материалах по стандартной атмосфере лишь профили скалярной скорости ветра за январь, июль и год, так как расхождения в значениях скоростей ветра в переходные периоды по сравнению со среднегодовыми не превышают точности вычисления средних. Для построения профилей ветра брались следующие уровни от поверхности земли: флюгер, 100, 200, 500, 1000, 1500, 2000 м.

Для того чтобы учесть влияние характера подстилающей поверхности на профили основных метеорологических элементов, было проведено районирование ЕТС. Районирование проводилось

совместно с Л. Р. Орленко. Для этого использовались отношения скорости ветра на уровне 100 м к скорости геострофического ветра. Как известно, на высоте примерно 100 м происходит обращение скорости ветра, т. е. влияние стратификации мало и результаты наблюдений в данном случае можно отнести к нейтральным условиям в атмосфере. Это позволяет провести районирование ЕТС по

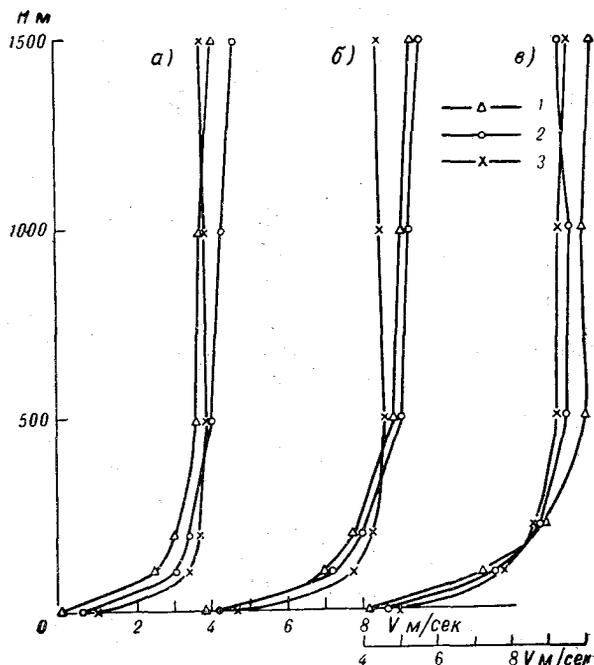


Рис. 2. Распределение с высотой средней по районам скалярной скорости ветра.

а — июль, б — год, в — январь; 1 — район 1, 2 — район 2, 3 — район 3.

величине  $C_z/V_g$ , вычисленной по климатологическим данным. На ЕТС было выделено три района. Район 1 занимает побережье Белого и Баренцева морей, равнинную часть Кольского полуострова, а также территории республик Прибалтики, Белоруссии, Украины, исключая самый юг, Центральные черноземные области и среднее Поволжье. Район 2 занимает обширную территорию зоны лесов. Район 3 занимает территорию юга Украины, равнинную часть предгорий Северного Кавказа и нижнее Поволжье.

Сравнение профилей скалярной скорости ветра между районами и со средним профилем скорости ветра для ЕТС (рис. 2) показало, что расхождения в значениях этих величин незначительны и не превышают  $\pm 0,8$  м/сек. Таким образом, скалярные скорости ветра

в сезонном осреднении можно использовать как стандартные для ЕТС с точностью  $\pm 0,8$  м/сек.

Совершенно иная картина изменчивости ветра по направлению. Ветер на ЕТС отличается крайней неустойчивостью. Параметр устойчивости в среднем на территории не превышает 30%. Поэтому для анализа материала удобнее использовать обобщающий показатель ветра — результирующий вектор ветра ( $\theta$  и  $V_r$ ).

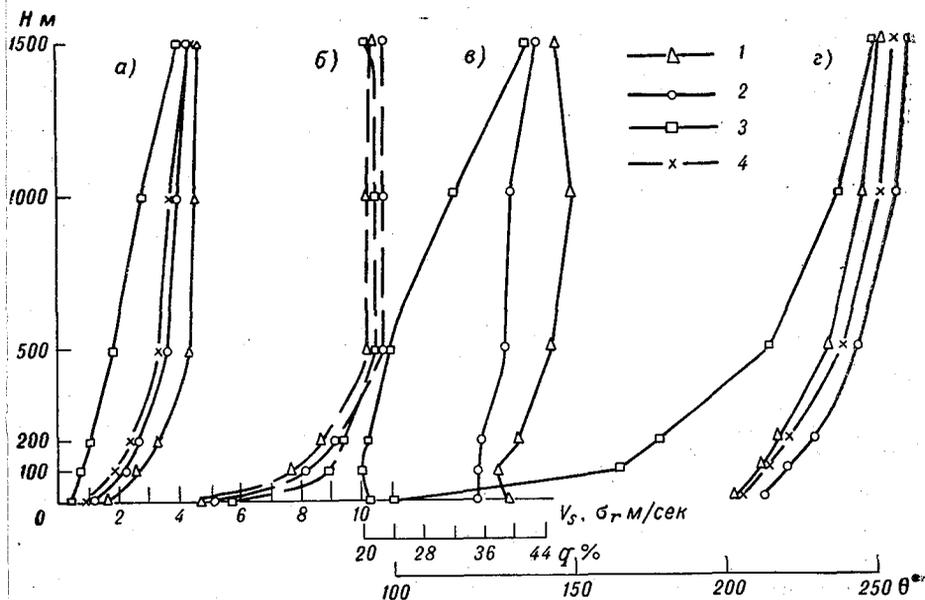


Рис. 3. Профили характеристик ветра средних по ЕТС и по отдельным районам для января.

*a* — модуль результирующего вектора ветра  $V_r$ , *б* — векторное квадратическое отклонение ветра  $\sigma_r$ , *в* — параметр климатической устойчивости направления ветра  $q$ , *г* — направление результирующего вектора ветра  $\theta$ ; 1 — район 1, 2 — район 2, 3 — район 3, 4 — среднее по ЕТС.

Результирующий вектор ветра в районах резко различен. Так, если в районах 1 и 2 в среднем преобладают ветры западного и юго-западного направлений, то в районе 3 направление ветра довольно резко меняется с высотой, от восточного у поверхности земли до юго-западного на высоте 1000—1500 м. На рис. 3 и 4 представлено распределение по районам и в среднем по ЕТС всех климатических характеристик ветра, кроме скалярной скорости ветра, которая приведена на рис. 1 и 2. Для сезонного распределения  $\theta$  характерно, что во всех районах в январе наблюдается правое вращение ветра, в июле ветер, как правило, поворачивает влево, начиная с высоты примерно 100 м.

Представляет интерес оценить репрезентативность профилей  $\theta$  и  $V_r$ , осредненных по данным всех станций радиозондирования ЕТС и рекомендуемых как стандартные, для отдельных районов. В январе средний профиль результирующего ветра по ЕТС очень близок по характеру и величинам к профилям первого и второго районов.

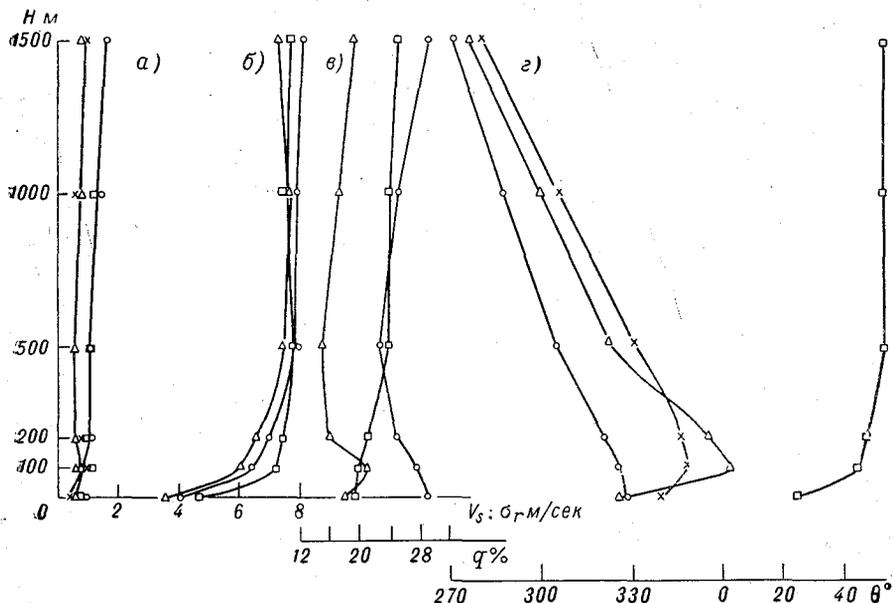


Рис. 4. Профили характеристик ветра средних по ЕТС и по отдельным районам для июля.

Усл. обозн. см. рис. 3.

До высоты 500 м различия в значениях  $\theta$  составляют 4—5° для первого района и 7—10° — для второго. Сравнение значений  $\theta$  по высотам с данными третьего района показало, что эти расхождения значительные и составляют на высоте 100 м 50°, на высоте 500 м 25°.

В июле стандартный профиль  $\theta$  по характеру и величине близок к профилю  $\theta$  первого района, однако на некоторых высотах различия достигают 10—14°. Расхождения между значениями по второму району и средними значениями по ЕТС составляют на высоте 100 м 23°, на высоте 500 м 27°. Особенно большие различия в значениях наблюдаются при сравнении средних по ЕТС с данными по третьему району, расхождения в величинах  $\theta$  на высоте 500 м достигают 80°. С высотой эти расхождения еще больше увеличиваются. Модуль скорости результирующего вектора ветра  $V_r$  в январе почти совпадает со значениями  $V_r$  второго района, тогда как со

значениями первого и третьего районов эти различия составляют 0,7 и 1,8 м/сек. соответственно. В июле значения  $V_r$  по отдельным районам и в среднем по ЕТС близки между собой.

Проведенное сравнение позволяет сделать вывод о том, что стандартные профили  $\theta$  и  $V_r$  в январе репрезентативны для всей ЕТС, исключая юг, тогда как в июле для всей ЕТС репрезентативны только профили  $V_r$ .

Таблица 1

Углы поворота результирующего вектора ветра по районам

Слой	Район 1		Район 2		Район 3		Средние по ЕТС	
	I	VII	I	VII	I	VII	I	VII
200—100	5	— 8	9	— 5	13	3	7	— 4
500—100	23	—40	24	—17	50	10	26	—18
1000—100	34	—63	37	—39	73	8	37	—43
1500—100	39	—87	41	—54	86	9	44	—69

Наибольший интерес для решения ряда задач практики представляют углы поворота ветра с высотой. Для этого были подсчитаны алгебраические разности результирующего направления ветра на верхней и нижней границах слоя 100—1500 м по среднемесячным данным. Углы поворота ветра получены для слоев: 200—100, 500—100, 1000—100, 1500—100 м и представлены в табл. 1. Из таблицы видно, что углы поворота ветра растут с увеличением толщины слоя как летом, так и зимой. Наибольшие углы наблюдаются в январе, наименьшие — в июле, что, по-видимому, объясняется влиянием стратификации воздуха. Наиболее резко, особенно в январе, углы поворота ветра увеличиваются в третьем районе. Вероятно, это обусловлено влиянием орографии на вертикальный профиль ветра.

Таким образом, сопоставление средних профилей модуля и направления результирующего вектора ветра позволяют сделать вывод о том, что на ЕТС целесообразно выделить три района, которые, если и незначительно различаются по скалярной скорости ветра, имеют существенные различия в направлении результирующего вектора ветра.

Особенностью пограничного слоя атмосферы является наличие суточного хода скорости ветра. Как известно, в суточном ходе скорости ветра наблюдается ночной минимум и дневной максимум в нижнем слое. На высоте в среднем около 100 м находится уровень обращения ветра, выше которого скорость ветра имеет суточный ход, обратный наблюдающемуся у земной поверхности. Амплитуды суточных колебаний скорости ветра представлены в табл. 2. Суточная амплитуда скорости ветра определялась как разность между значениями в дневной и ночной сроки. Следует

отметить, что различия в амплитудах скоростей ветра по районам незначительны.

Как уже отмечалось выше, стандартная атмосфера пограничного слоя в настоящее время составляется только для ЕТС. Представляет интерес провести сопоставление скорости ветра на высоте 1000 м по данным НИИАК и нашими данными. Сравнение данных за январь, июль и год показало, что различия в скоростях ветра на высоте 1000 м составляют 2,3; 1,2; 1,5 м/сек. соответственно. Такие

Таблица 2

Средняя суточная амплитуда скорости ветра по районам

Высота, м	Апрель			Июль			Октябрь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Флюгер	1,3	1,5	1,8	1,7	1,8	1,5	0,6	1,1	1,0
100	-0,7	-0,7	0,8	1,0	0,8	1,4	-0,6	-0,4	-0,8
200	-1,0	-1,6	-1,0	-1,2	-1,2	-1,7	-1,1	-1,7	-1,2
500	-1,0	-1,4	-0,6	-0,7	-0,8	-0,7	-1,0	-1,1	-1,3
1000	-0,6	-0,8	-0,6	-0,7	-1,0	-0,5	-0,1	-0,7	-0,5
1500	-0,7	-0,5	-0,6	-0,5	-0,5	-0,3	-0,4	-0,2	-0,3

расхождения обусловлены рядом причин. Во-первых, данные стандартной атмосферы пограничного слоя и данные свободной атмосферы получены для различных территорий. При построении стандартной атмосферы для слоев 1 км и выше [2] район, куда входит ЕТС, включает также всю Европу и часть континента Азии. Во-вторых, для получения средних характеристик ветра использовались разные периоды наблюдений. Для составления приложения II к ВСА-60 использовался период 1950—1959 гг. Кроме того, могут сказаться на качестве наблюдений различия применяемых методов в указанные периоды.

Таблица 3

Отношения скорости ветра на высотах к скорости ветра на высоте 1000 м

Высота, м	Район 1			Район 2			Район 3		
	I	VII	Год	I	VII	Год	I	VII	Год
Флюгер	0,42	0,42	0,42	0,44	0,45	0,45	0,50	0,48	0,54
100	0,75	0,81	0,77	0,77	0,81	0,80	0,85	0,94	0,89
200	0,86	0,87	0,89	0,87	0,89	0,88	0,89	0,95	0,94
500	0,99	0,97	0,96	1,00	0,97	0,99	0,99	1,00	1,00
1000	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

Для привязывания нижнего 1000-метрового слоя к слоям верхней атмосферы составлена табл. 3, которая включает отношения скоростей ветра на высотах пограничного слоя к скорости ветра на высоте 1000 м. Такие отношения получены для всех районов и для ЕТС в целом. Эти отношения еще раз подтверждают целесообразность выделения районов на ЕТС.

В заключение отметим, что указанные параметры ветра будут включены в справочник по стандартной атмосфере пограничного слоя. В данной работе не рассмотрены такие характеристики ветра, как повторяемость скоростей ветра по градациям и повторяемость направлений ветра. Эти параметры будут рассмотрены дополнительно.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврилова З. И. Методика расчета временной стандартной атмосферы (ВСА). Тр. НИИАК, вып. 24, 1963.
2. Гутерман И. Г. Климатические характеристики ветра модели стандартной атмосферы. Тр. НИИАК, вып. 24, 1963.
3. Ефимов И. А., Хачатрян А. М. Точность определения направления и скорости ветра на высотах радиотеодолитом «Малахит». Тр. ЦАО, вып. 31, 1959.
4. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии. Гидрометеоздат, Л., 1967.
5. Скляр В. М. Суточный ход скорости ветра в планетарном пограничном слое атмосферы. Тр. НИИАК, вып. 52, 1968.
6. Скляр В. М. Распределение ветра в планетарном пограничном слое атмосферы на Европейской территории СССР. Тр. НИИАК, вып. 57, 1969.
7. Убушаев В. Н., Цверева В. Г. Об изменении направления ветра с высотой в нижнем 300-м слое. Метеорология и гидрология, № 9, 1969.
8. Lahey D. F., Bryson R. A., Wahl E. W., Horn L. H., Henderson W. D. Atlas of the 500mb Wind characteristics for the Northern Hemisphere. The University of Wisconsin Press, Madison, 1958.
9. Upper Wind Statistic Charts of the North Hemisphere 850, 700, 500, 300, 200, 100 mb. Washington. Weather Bureau, VIII, Vols 1, 2, 1959.

### ПРИБЛИЖЕННАЯ ФОРМУЛА ДИФFUЗИОННОГО ТИПА ДЛЯ ПОТОКА ДЛИННОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ

Для расчета потока радиации в безоблачной атмосфере, в предположении «черной» земной поверхности, обычно используют формулу [1]

$$F(m) = E(T_{\Pi}) D(m) + \int_0^M E(T_{\tau}) D'_{\tau} (|m - \tau|) d\tau. \quad (1)$$

Продифференцировав (1) по массе, получим следующие формулы для 1 и 2-й производных от потока радиации:

$$\begin{aligned} \frac{dF}{dm} = & E(T_{\Pi}) D'(m) - 2E(T_m) D'(0) - \\ & - \int_0^M E(T_{\tau}) D''_{\tau} (|m - \tau|) d\tau, \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{d^2 F}{dm^2} = & E(T_{\Pi}) D''(m) - 2 \frac{dE}{dm} D'(0) + \\ & + \int_0^M E(T_{\tau}) D'''_{\tau} (|m - \tau|) d\tau. \end{aligned} \quad (3)$$

Здесь  $F$  — результирующий поток радиации, равный разности между радиационными потоками, приходящими на данный уровень снизу и сверху;  $E = \sigma T^4$ ;  $T_{\tau}$  — температура воздуха на уровне  $\tau$ ;  $T_{\Pi}$  — температура земной поверхности;  $D(x)$  — функция пропускания;

$m = \int_0^z \rho_w f(p) dz$  — эффективная поглощающая масса;  $M = \int_0^{\infty} \rho_w f(p) dz$ ;

$\rho_w$  — абсолютная влажность;  $f(p)$  — функция, учитывающая

влияние давления;  $z$  — высота, отсчитываемая вверх от земной поверхности.

Необходимо заметить, что формула (1) верна лишь в предположении независимости функции пропускания от температуры источника излучения [2]. Указанная зависимость наиболее ярко выражена при низких температурах, имеющих место в верхней атмосфере [3]. Поэтому для расчета в нескольких нижних километрах атмосферы формула (1) вполне пригодна. Кроме того, учет зависимости  $D(T)$  приведет к более громоздким окончательным формулам, что не целесообразно для поставленной в работе задачи.

Интегральные члены формул (1)—(3) отражают тот факт, что в формировании потока радиации на любой высоте принимает участие вся толща атмосферы.

Интегральные выражения типа (1) легко номографируются и поэтому, пока задача ограничивается расчетом радиационного поля по заданным полям температуры и влажности, весьма удобны. Но как только мы переходим к задачам, в которых требуется решать совместно уравнения термодинамики атмосферы и радиационного переноса, так сразу сталкиваемся с большими математическими трудностями и колоссальным расходом машинного времени. Кроме того, иногда бывает необходимо оценить поток радиации на какой-либо высоте при наличии значений температуры и влажности лишь в ограниченном диапазоне высот. Такая ситуация, например, часто встречается при исследовании пограничного слоя атмосферы.

Для упомянутых и некоторых других задач весьма удобна была бы дифференциальная запись потока радиации. Попытки представить выражения для потока и притока радиации формулами дифференциального типа и обоснование этой возможности предпринимались неоднократно (например, [4—8]). Автором несколько лет назад была предпринята аналогичная попытка [14], причем путем, несколько отличным от других. Применение этого метода в дальнейшем показало его эффективность и удобство [9, 10].

Настоящая статья — это более подробное обоснование и развитие соответствующей части в [14].

Прежде всего рассмотрим зависимость от аргумента функции пропускания и ее производных. Как видно из рис. 1, весьма заманчивым является представление функции пропускания и ее производных просто  $\delta$ -функцией. Причем, чем больше номер производной, тем с большим правом это можно сделать. Но оказалось, что полученные таким образом формулы приводят к весьма большим ошибкам [6]. Это объясняется тем, что, хотя в нулевой точке рассматриваемые функции и имеют весьма резкий экстремум, но с возрастанием аргумента их значения не настолько ничтожны, чтобы можно было ими пренебречь. В особенности сказанное относится к самой функции пропускания и, следовательно, первый член формулы (1) отбрасывать нельзя. Этот формальный вывод отражает общеизвестный физический факт, что излучение «черного» или «серого» тела содержит волны, для которых атмосфера почти прозрачна.

Наличие резкого экстремума у функции пропускания и производных от нее в нулевой точке позволяет предположить, что интегральные члены формул (1)–(3) можно представить в виде быстро сходящихся рядов. Причем, как следует из рис. 1, для этой цели

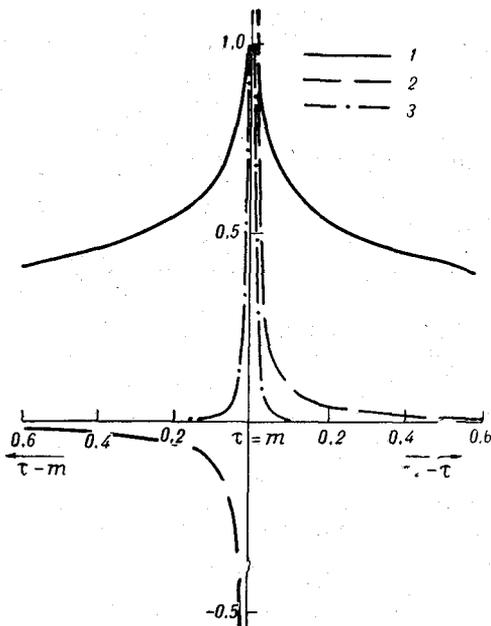


Рис. 1. Функция пропускания и ее производные.

1)  $D(|m-\tau|)/D(0,01)$ , 2)  $D'_{\tau}(|m-\tau|)/D'(0,01)$ , 3)  $D''_{\tau\tau}(|m-\tau|)/D''(0,01)$ .

лучше воспользоваться выражениями для потока радиации и производных от него, содержащими под знаком интеграла производные от функции пропускания по возможности более высокого порядка. (Нулевое значение аргумента в функциях  $D^{(n)}(x)$  под интегралом соответствует уровню, для которого проводится расчет).

Разложим функцию  $E(T_{\tau})$  в ряд Тейлора в окрестности уровня  $\tau = m$ :

$$E(T_{\tau}) = E(T_m) + \sum_{i=1}^{\infty} \frac{(\tau - m)^i}{i!} \left. \frac{d^{(i)} E}{d\tau^i} \right|_{\tau=m} \quad (4)$$

Подставив (4) в формулы (1)–(3) и выполнив интегрирование, получим следующие выражения:

$$F(m) = E(T_n) D(m) - E(T_m) \varphi_0(m, M) - \sum_{i=1}^{\infty} \frac{d^{(i)} E}{dm^i} \varphi_i(m, M), \quad (5)$$

$$\frac{dF}{dm} = E(T_n) D'(m) - E(T_m) \psi_0(m, M) - \sum_{i=1}^{\infty} \frac{d^{(i)} E}{dm^i} \psi_i(m, M), \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{d^2 F}{dm^2} &= E(T_n) D''(m) - E(T_m) \chi_0(m, M) - \\ &- \frac{dE}{dm} [2D'(0) + \chi_1(m, M)] + \sum_{i=2}^{\infty} \frac{d^{(i)} E}{dm^i} \chi_i(m, M). \end{aligned} \quad (7)$$

Коэффициенты в (5)–(7) определяются формулами:

$$\varphi_i(m, M) = - \int_0^M \frac{(\tau - m)^i}{i!} D'_{\tau}(|m - \tau|) d\tau \quad i \geq 0, \quad (8)$$

$$\psi_i(m, M) = \int_0^M \frac{(\tau - m)^i}{i!} D''_{\tau^2}(|m - \tau|) d\tau \quad i \geq 1, \quad (9)$$

$$\psi_0(m, M) = D'(m) + D'(M - m), \quad (10)$$

$$\chi_i(m, M) = - \int_0^M \frac{(\tau - m)^i}{i!} D'''_{\tau^3}(|m - \tau|) d\tau. \quad (11)$$

Конкретные значения коэффициентов (8)–(11), естественно, зависят от функции пропускания. Ниже будут получены формулы для вычисления этих коэффициентов для одной из известных функций пропускания.

Остановимся коротко на сходимости рядов, входящих в (5)–(7). Для возможности представления непрерывной функции рядом Тейлора достаточно условие ограниченности производных всех порядков в рассматриваемом промежутке. Итак,  $\left| \frac{d^{(i)} E}{dm^i} \right| \leq R$ , если также,  $|D_{\tau^n}^{(n)}(|m - \tau|)| \leq C$ , где  $R$  и  $C$  — любые конечные числа, то члены рассматриваемых рядов будут меньше членов ряда

$$\sum_{i=1}^{\infty} CR \int_0^M \frac{(\tau - m)^i}{i!} d\tau = CR(e^{M-m} - e^{-m} - M).$$

При этих же условиях члены рядов, получившихся после подстановки (4) в формулы (1)–(3), будут меньше членов сходящегося ряда

$$\sum_{i=1}^{\infty} CR \frac{(\tau - m)^i}{i!} = CR(e^{\tau-m} - 1).$$

Следовательно, проведенное выше почленное интегрирование рядов было правомочным и, кроме того, получившиеся ряды (формулы (5) — (7)) можно почленно дифференцировать.

Рассмотрим поведение коэффициентов в формулах (5) — (7). Воспользуемся для этого таким аналитическим представлением функции пропускания:

$$D(x) = A e^{-a\sqrt{x}} + B e^{-b\sqrt{x}}. \quad (12)$$

Подставив (12) в (8) — (11), получим после несложных вычислений следующие выражения:

$$\varphi_i(m, M) = N_i(M - m) + (-1)^{i+1} N_i(m),$$

$$\psi_i(m, M) = K_i(M - m) + (-1)^i K_i(m),$$

$$\chi_i(m, M) = L_i(M - m) + (-1)^{i+1} L_i(m),$$

где

$$N_i(t) = \frac{1}{i!} \left[ \frac{A}{a^{2i}} \gamma(2i + 1, a\sqrt{t}) + \frac{B}{b^{2i}} \gamma(2i + 1, b\sqrt{t}) \right] \quad i \geq 0,$$

$$K_i(t) = N_{i-1}(t) + \frac{t^i}{i!} D'(t),$$

$$L_i(t) = K_{i-1}(t) - \frac{t^i}{i!} D''(t) \quad i \geq 1,$$

$$L_0(t) = D'(0) - D''(t),$$

$$\gamma(n, u) = \int_0^u e^{-x} x^{n-1} dx$$

— неполная гамма-функция.

В табл. 1 приведены некоторые значения функций  $N_i(t)$ ,  $K_i(t)$  для  $t=0 \div 5$  см осажденной воды при  $a=0,674$ ;  $b=7,75$ ;  $A=0,461$ ;  $B=0,539$ .

На рис. 2 показан ход коэффициентов  $\varphi$ ,  $\psi$ ,  $\chi$  в зависимости от  $m$  при общей массе атмосферы  $M=2$  см осажденной воды. Из рис. 2 а ясно видно, что влияние земной поверхности и излучения в мировое пространство на радиационный поток является существенным во всей атмосфере ( $\varphi_0(m, M) = D(m) - D(M - m)$ ). С увеличением номера производных коэффициенты при них быстро падают, что говорит об относительном уменьшении влияния радиационного теплообмена с удалением от уровня расчета. Для того чтобы преобладающую роль в формировании потока радиации играли только непосредственно прилегающие к уровню расчета слои атмосферы, необходимо наличие больших градиентов температуры. Например, если принять  $T=300^\circ\text{K}$ ,  $\rho_w=5$  г/м<sup>3</sup>,  $M=2$  см,  $m=0,1$  см, то получим оценку, что  $\left| \frac{dT}{dz} \right| \gg 5^\circ/100$  м.

Значения функций  $K_i(t)$  и  $N_i(t)$ 

	$t$										
	0	0,001	0,002	0,006	0,01	0,02	0,03	0,04	0,06	0,1	
$K_1$ . . . . .	0,000	0,057	0,086	0,166	0,213	0,294	0,342	0,382	0,427	0,482	
	$t$										
	0,13	0,2	0,3	0,5	0,7	1,0	1,5	2,0	3,0	4,0	5,0
$K_1$ . . . . .	0,509	0,547	0,577	0,621	0,649	0,676	0,710	0,735	0,773	0,800	0,821
	$t$										
	0	0,1	0,2	0,3	0,5	0,7	1,0				
$K_2$ . . . . .	0,0	0,0057	0,0099	0,0130	0,0189	0,0256	0,0362				
$N_1$ . . . . .	0,0	0,0113	0,0196	0,0277	0,0420	0,0570	0,0807				
$N_2$ . . . . .	0,0	0,0003	0,0009	0,0021	0,0056	0,0107	0,0218				
	$t$										
	1,5	2,0	2,5	3,0	4,0	5,0					
$K_2$ . . . . .	0,0555	0,0750	0,100	0,124	0,171	0,218					
$N_1$ . . . . .	0,122	0,164	0,207	0,249	0,332	0,410					
$N_2$ . . . . .	0,0467	0,0830	0,130	0,185	0,333	0,503					

Анализ рис. 2 б показывает, что на лучистый приток тепла влияние теплообмена с подстилающей поверхностью и мировым пространством также весьма велико, однако оно не всюду является преобладающим. По сравнению с потоком более заметную роль играет теплообмен с близкими к уровню расчета слоями атмосферы.

Интересно отметить, что коэффициенты при первой производной в формуле для потока радиации, при второй и третьей производных в формулах для  $dF/dm$  и  $d^2F/dm^2$  соответственно практически постоянны по высоте и зависят лишь от общего влагосодержания.

Если взять функцию пропускания (12) с указанными выше значениями постоянных, то получается следующая приближенная зависимость коэффициента при первой производной от общего влагосодержания:  $\varphi_1(m, M) = 0,082M$  см осажденной воды.

Для сравнения мы сосчитали  $\varphi_1(m, M)$  по функциям пропускания Нийлиск [12] и Девиса и Визе [3]. Получили соответственно, что  $\varphi_1 \approx 0,106M$  см и  $\varphi_1 \approx 0,083M$  см. Все три значения коэффициента  $\varphi_1$  сосчитаны для температуры источника излучения около 290°К.

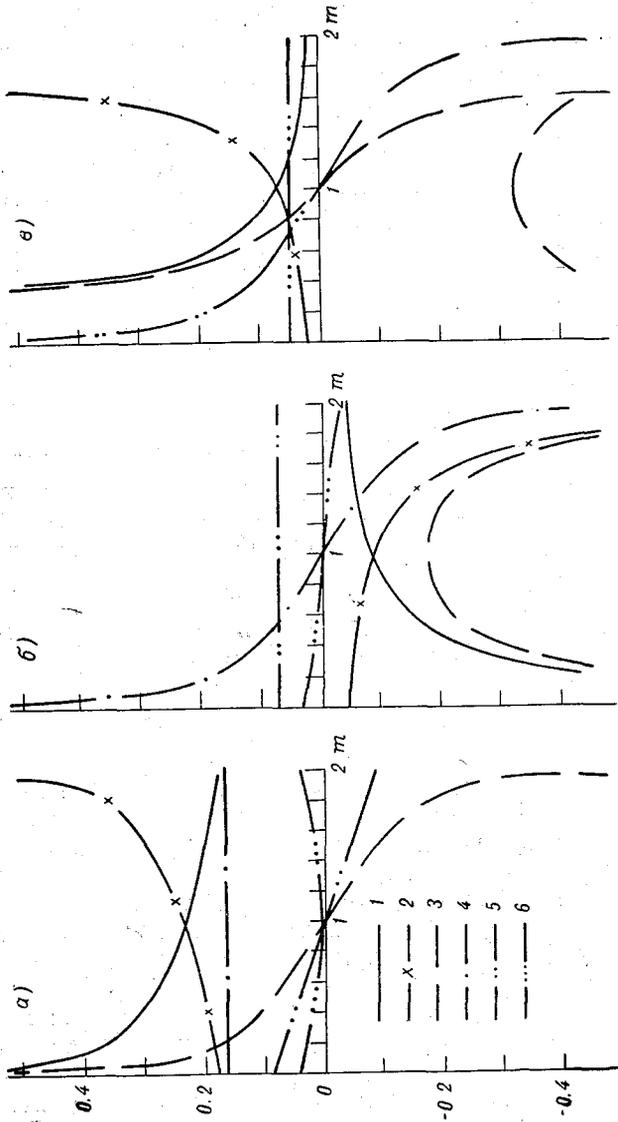


Рис. 2. Зависимость от массы коэффициентов в формулах (5) — (7).  
 а — 1)  $D(m)$ , 2)  $D(M-m)$ , 3)  $\varphi_0(m, M)$ , 4)  $\varphi_1(m, M)$ , 5)  $\varphi_2(m, M)$ , 6)  $\varphi_3(m, M)$ ; б — 1)  $D'(m)$ , 2)  $D'(M-m)$ , 3)  $\psi_0$ , 4)  $\psi_1$ , 5)  $\psi_2$ , 6)  $\psi_3$ ; в — 1)  $D''(m)$ , 2)  $D''(M-m)$ , 3)  $\chi_0$ , 4)  $\chi_1+2D'(0)$ , 5)  $\chi_2$ , 6)  $\chi_3$ .

Если в (7) и (5) сохранить только член с первой производной, то получим известные формулы Мелуркара и Рамадаса [6] и Брента [4]:

$$\frac{d^2F}{dm^2} = \tilde{\chi} \frac{dE}{dm}, \quad (13)$$

$$F(m) = -\varphi_1 \frac{dE}{dm}. \quad (14)$$

У Брента коэффициент при первой производной равен 0,03 см, что соответствует по приведенной выше формуле общему влагосодержанию  $M=0,4$  см.

Формулы (13) и (14) по виду совпадают также с известными выражениями для областей «слабого» и «сильного» поглощения [8]. Если воспользоваться приведенными в [8] средними коэффициентами поглощения Планка и Росселанда и имеющим место в пограничном слое атмосферы приближенным соотношением между плотностями водяного пара и углекислого газа [5], то получим  $\varphi_1=10$  г/см<sup>2</sup>,  $\tilde{\chi}=400$  см<sup>2</sup>/г. Такие большие значения коэффициентов в формулах (5) и (7) нереальны.

Недавно появилась работа [11], в которой для исследования суточного хода температуры в пограничном слое атмосферы приток радиации записывается таким образом:

$$\frac{dF}{dm} = -\frac{d}{dm} \tilde{\varphi} \frac{dE}{dm} + \tilde{\psi} [E(T_m) - E(T_0)], \quad (15)$$

где коэффициент при первой производной меняется в пределах от нуля до  $\tilde{\varphi}=10^4 \rho_w$  г/см<sup>2</sup>, а  $\tilde{\psi}=(0,5-1) \cdot 10^{-3} / \rho_w$  см<sup>2</sup>/г — в зависимости от времени суток и сезона.

Если первый член формулы (15) записать в виде  $\tilde{\varphi} \frac{dE}{dm^2} + \frac{d\tilde{\varphi}}{dm} \frac{dE}{dm}$  и сравнить получившееся выражение с (6), то видно, что в (15), кроме производных порядка выше второго, отсутствует также член, характеризующий потерю тепла в мировое пространство. Из рис. 2 б ясно, что в верхней части пограничного слоя этот член может быть одного порядка с оставленными. Оказалось, что можно подобрать такие реальные условия, когда значения коэффициентов в формулах (15) и (6), при соответствующих членах, будут близкими. Это обстоятельство весьма интересно, так как формулы получены разными путями. В настоящей работе коэффициенты находились формальным путем и их численные значения зависят от функции пропускания. В [11] величины коэффициентов определялись спекулятивно, причем критерием служили две величины: градиент амплитуды температурной волны вблизи поверхности и путь свободного пробега фотонов в спектре водяного пара.

Вернемся к формуле (5). Отбросив в ряду все члены, кроме первого, что не должно привести к значительным ошибкам, получим простое приближенное выражение для потока радиации:

$$F(m) = E(T_{\text{п}}) D(m) - E(T_m) \varphi_0(m, M) - \varphi_1(m, M) \frac{dE}{dm}, \quad (16)$$

или

$$F(z) = [E(T_{\text{п}}) - E(T_z)] D(m_z) + E(T_z) D(M - m_z) - 4 \sigma T^3 \frac{\varphi_1}{\rho_w} \frac{dT}{dz}. \quad (16a)$$

Формула (16) удобна как для анализа, так и для расчета в том случае, когда можно вычислить достаточно точно производную от температуры по высоте.

Она также позволяет весьма легко оценить соотношение между радиационным и турбулентным обменом в пограничном слое атмосферы. Для этой цели запишем (16a) в таком виде:

$$F(z) = -\kappa \left( \frac{dT}{dz} + \beta_p \right), \quad (17)$$

где

$$\kappa = \frac{4 \sigma T^3 \varphi_1}{\rho_w},$$

$$\beta_p = \frac{1}{\kappa} \{ [E(T_z) - E(T_{\text{п}})] D(m_z) - E(T_z) D(M - m_z) \}.$$

Величинам  $\kappa$  и  $\beta_p$  можно придать смысл коэффициента радиационной теплопроводности и равновесного градиента для радиации. Коэффициент радиационной теплопроводности зависит в основном от распределения влажности по высоте, причем с уменьшением плотности водяного пара  $\kappa$  растет. Величина  $\beta_p$  зависит как от влажности, так и от температуры, поэтому она может заметно меняться с изменением стратификации.

Формула (17) по внешнему виду аналогична выражению для турбулентного потока тепла

$$P = -k \rho c_p \left( \frac{dT}{dz} + \gamma_p \right), \quad (18)$$

где  $k$  — коэффициент теплопроводности,  $\rho$  — плотность воздуха,  $c_p$  — объемная теплоемкость,  $\gamma_p$  — равновесный градиент.

Уравнение теплопроводности при стационарном состоянии имеет вид  $P + F = c$  или, подставляя сюда (17) и (18),

$$(k \rho c_p + \kappa) \frac{dT}{dz} + (k \rho c_p \gamma + \kappa \beta_p) = c. \quad (19)$$

Из (19) видно, что для того чтобы роль турбулентного теплообмена была основной, должны одновременно выполняться два условия:

$$k \gg \frac{4 \sigma T^3 \varphi_1}{\rho c_p \rho_w} \quad \text{и}$$

$$k \gg \frac{[E(T_z) - E(T_n)] D(m_z) - E(T_z) D(M - m_z)}{\rho c_p \gamma}. \quad (20)$$

Соотношения (20) дают следующий порядок величин: при  $k \ll 1$  м<sup>2</sup>/сек. основная роль в установлении термической стратификации принадлежит радиационному теплообмену, при  $k \gg 10$  м<sup>2</sup>/сек. — турбулентному. Эта оценка хорошо согласуется с полученной ранее [12], что при  $k \leq 0,3$  м<sup>2</sup>/сек. необходимо учитывать радиационный теплообмен в задачах по определению термического режима.

Поскольку в атмосфере коэффициент турбулентности зависит от высоты, то меняется с высотой и относительная роль лучистого теплообмена. Наиболее вероятно, что она наибольшая вблизи земли, затем уменьшается с высотой, примерно до уровня максимальных значений коэффициента турбулентного обмена, а далее снова возрастает.

Полученная верхняя оценка показывает необходимость одновременного учета лучистого и турбулентного теплообмена во многих задачах о распределении температуры. В связи с этим интересно отметить, что решение замкнутой задачи о строении пограничного слоя атмосферы при равновесных условиях [13] показало заметный вклад радиационного теплообмена в термическую стратификацию.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Шехтер Ф. Н. К вычислению лучистых потоков тепла в атмосфере. Тр. ГГО, вып. 22, 1950.
2. Шехтер Ф. Н. К вопросу о зависимости функции пропускания от температуры источника излучения. Сб. «Актинометрия и оптика атмосферы». Изд. «Валгус», Таллин, 1968.
3. Шехтер Ф. Н. Функция пропускания длинноволновой радиации и ее зависимость от температуры источника излучения. Тр. ГГО, вып. 223, 1968.
4. Брент Д. Физическая и динамическая метеорология. Гидрометеиздат, Л.—М., 1938.
5. Кондратьев К. Я. Лучистый теплообмен в атмосфере. Гидрометеиздат, Л., 1956.
6. Подольская Э. Л. К вопросу о дифференциальных уравнениях для интегрального потока радиации. Тр. ГГО, вып. 150, 1963.
7. Фейгельсон Е. М. Радиационный приток тепла в атмосфере. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 10, 1964.
8. Гуди Р. Атмосферная радиация. Изд. «Мир», М., 1966.
9. Воронцов П. А., Шехтер Ф. Н., Юдин М. И. Оценка изменений турбулентного потока тепла в пограничном слое атмосферы. Сб. «Равновесный градиент температуры». Гидрометеиздат, Л., 1967.

10. Шехтер Ф. Н. Некоторые вопросы радиационного теплообмена в облачной атмосфере. Тр. ГГО, вып. 187, 1966.
11. Кuo Н. L. The thermal interaction between the atmosphere and the earth and propagation of diurnal temperature waves. J. Atm. Sci., vol. 25, No 5, 1968.
12. Шехтер Ф. Н. Влияние радиационного теплообмена на температурный режим пограничного слоя атмосферы. Тр. НМС, т. VII, 1963.
13. Шехтер Ф. Н. Решение задачи о строении пограничного слоя атмосферы при учете радиационного теплообмена. Тр. ГГО, вып. 167, 1965.
14. Laikhtman D. L., Podolskaya E. L., Shekhter F. N. Radiative heat exchange in the boundary layer of the atmosphere. Международный симпозиум по исследованию радиационных процессов. Ленинград, август, 1964. Изд. ГГО, Л., 1964.

## К МЕТОДИКЕ ИЗМЕРЕНИЯ ЛУЧИСТОГО ПРИТОКА ТЕПЛА В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ

В настоящее время выполнено крайне мало экспериментальных исследований по определению лучистого притока тепла в приземном слое. Все они основаны на измерении эффективного излучения на границах исследуемого слоя (косвенный метод). Требования к точности измерений при этом методе весьма высоки, так как изменение эффективного излучения с высотой невелики и не превышают, как правило,  $\pm 0,5 \cdot 10^{-3}$  кал/см<sup>2</sup>мин·м. Изменения же показаний наиболее пригодных из существующих балансомеров при реальных изменениях скорости обдува, температуры, атмосферного давления, негоризонтальности, при неодинаковой чувствительности обеих сторон могут дать систематические погрешности, превосходящие эту величину. Поэтому оценки погрешностей косвенного метода (в тех работах, где они приводятся) представляются несколько оптимистическими, что отмечено и в [1]. Прямой метод, в отличие от косвенного, позволяет непосредственно измерять лучистый приток тепла в единицу массы поглощающей субстанции в месте расположения приемника, при этом требования к точности измерений значительно меньше. Однако и этот метод имеет свои трудности и ограничения [2].

Поскольку совместные измерения обоими методами отсутствуют (исключая эксперименты с «черным шаром»), представляет интерес сравнение их между собой, а также с одним из теоретических методов расчета лучистого притока тепла, хотя последние не являются достаточно точными вблизи подстилающей поверхности [3].

Приемник прибора для прямого определения лучистого притока тепла представлен на рис. 1. Один из двух его чувствительных элементов, поглощающих радиацию, — двояковыпуклая линза *1* большого радиуса кривизны, изготовленная из хлористо-бромистого таллия (KRS-6). С обеих сторон линза частично зачерчена лаком Парсонс. Площадь чернения определялась на основании спектральной

градуировки (см. ниже). Вторым чувствительным элементом является диск плексигласа, к которому с обеих сторон приклеена тонкая медная фольга 2, покрытая снаружи слоем золота (путем испарения в вакууме) для уменьшения поглощения длинноволновой радиации. Температуры обоих чувствительных элементов измерялись посредством платиновых термосопротивлений, намотанных на лин-

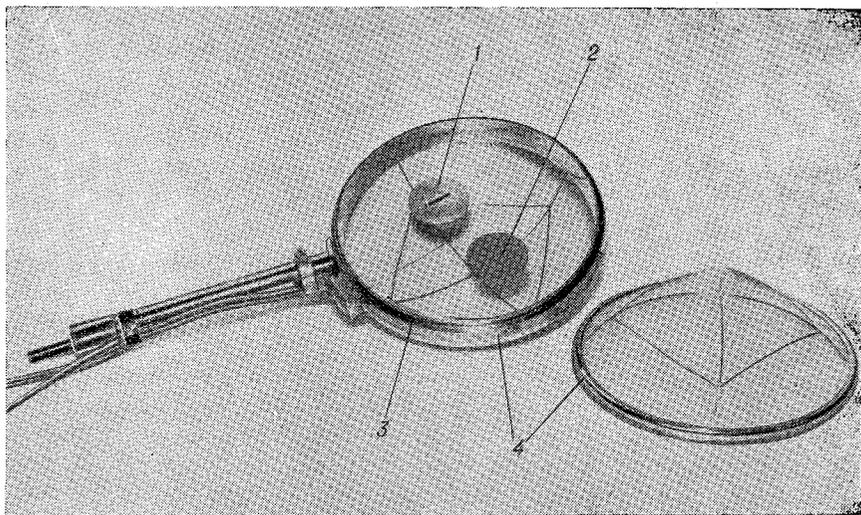


Рис. 1. Приемник для приближенного измерения лучистого притока тепла.

зу KRS-6 и плексиглас, причем последнее термосопротивление изолировалось от медной фольги лавсановой пленкой толщиной 3 мкм. При данной конструкции чувствительных элементов обеспечивалась практически одинаковая их инерционность, что необходимо для уменьшения влияния колебаний температуры окружающего воздуха. Переходные характеристики их близки к экспоненте с постоянной времени около 200 сек. Величины сопротивлений, а также температурных коэффициентов сопротивлений у них несколько различны, поэтому более чувствительное термосопротивление шунтировалось.

Оба чувствительных элемента подвешивались рядом и проволочными растяжками крепились к кольцевому корпусу 3 из дюралюминия. Сверху и снизу на корпус надевались выпуклые окна 4 (на рис. 1 одно окно снято) из полиэтиленовой пленки толщиной 25 мкм, натянутой на проволочный каркас. Чувствительный элемент с золотым покрытием, необходимый для измерения температуры окружающего воздуха, был размещен рядом с линзой из KRS-6 для того, чтобы компенсировать тепловое влияние корпуса и окон на

линзу (в отличие от ее собственного поглощения радиации). Для контроля нуля приемника последний перед измерением и после него закрывался расположенными горизонтально плоскими металлическими экранами. Экраны хорошо отражали радиацию снаружи и были зачернены со стороны, обращенной к приемнику.

Можно показать, что тепловой баланс одностороннего приемника, каждый из чувствительных элементов которого поглощает радиацию, при стационарных условиях, при небольших потоках радиации, имеющих место в атмосфере, приблизительно выражается при наличии экрана в виде

$$\int_{\infty}^0 \Phi'_v (E_{v, \text{экр}} - E_{v, a}) d\nu = (T'_a - T_a) \left[ \alpha'_k + \int_{\infty}^0 \Phi'_v \frac{dE'_{v, a}}{dT} d\nu \right],$$

$$\int_{\infty}^0 \Phi''_v (E_{v, \text{экр}} - E_{v, a}) d\nu = (T''_a - T_a) \left[ \alpha''_k + \int_{\infty}^0 \Phi''_v \frac{dE''_{v, a}}{dT} d\nu \right] \quad (1)$$

и при отсутствии экрана в виде

$$\int_{\infty}^0 \Phi'_v (J_v - E_{v, a}) d\nu = (T' - T_a) \left[ \alpha'_k + \int_{\infty}^0 \Phi'_v \frac{dE'_{v, a}}{dT} d\nu \right],$$

$$\int_{\infty}^0 \Phi''_v (J_v - E_{v, a}) d\nu = (T'' - T_a) \left[ \alpha''_k + \int_{\infty}^0 \Phi''_v \frac{dE''_{v, a}}{dT} d\nu \right], \quad (1a)$$

где  $\Phi_v$  — поглощательная способность чувствительного элемента;  $J_v$  — поток падающей радиации;  $E_v$  — поток радиации, излучаемой абсолютно черным телом (индекс  $\nu$  означает, что все величины относятся к частоте  $\nu$ );  $\alpha_k$  — коэффициент конвективной и молекулярной теплоотдачи чувствительного элемента относительно окружающего воздуха. Индекс «а» относится к температуре и излучению окружающего воздуха, индекс «э» — к температуре и излучению чувствительных элементов при наличии экрана, индекс «экр» — к температуре и излучению экрана, индексы (') и (") относятся к чувствительным элементам из KRS-6 и плексигласа (с золотым покрытием) соответственно.

Для описываемого приемника можно принять  $\alpha'_k = \alpha''_k$ . Согласно экспериментам, температуры  $T'$ ,  $T''$ ,  $T'_a$ ,  $T''_a$ ,  $T_{\text{экр}}$ ,  $T_a$  различаются менее чем на 1°C при отсутствии штиля. Поэтому можно принять величины  $\frac{dE_v}{dT}$  равными для этих температур.

Тогда из (1) и (1a) можно получить

$$\int_{\infty}^0 (\Phi'_v - \Phi''_v) (J_v - E_{v, a}) d\nu = (T' - T'') \left[ \alpha_k + \int_{\infty}^0 \Phi'_v \frac{dE_{v, a}}{dT} d\nu \right] +$$

$$+ [(T' - T'_a) - (T_{\text{экр}} - T_a)] \int_{\infty}^0 (\Phi'_v - \Phi''_v) \frac{dE_{v, a}}{dT} d\nu. \quad (2)$$

Из (2) очевидна необходимость измерения трех малых разностей температур, что нежелательно. Поэтому пренебрегаем вторым членом правой части (2). Это позволяет измерять лишь разность  $T' - T''$ . Погрешность, вносимая при этом, не превышает, согласно экспериментальным оценкам, 7% в условиях приземного слоя, т. е.

$$\int_{\infty}^0 (\Phi'_v - \Phi''_v) (J_v - E_{v,a}) dv = \alpha (T' - T''), \quad (3)$$

где  $\alpha = \alpha_R + \int_{\infty}^0 \Phi''_v \frac{dE_{v,a}}{dT} dv$  определяется при градуировке приемника. Левая же часть (3) при имеющейся зависимости  $(\Phi'_v - \Phi''_v)$  чувствительных элементов приемника от частоты излучения пропорциональна, согласно [2], лучистому притоку тепла в длинноволновой области.

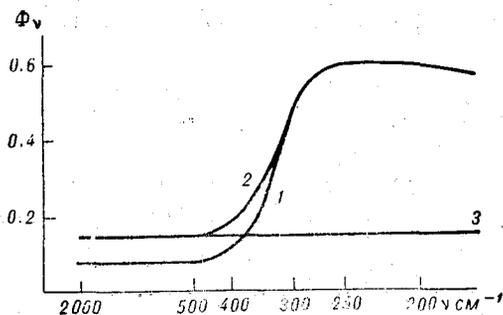


Рис. 2. Поглощательная способность чувствительных элементов.

1, 2)  $\Phi'_v$  до и после спектральной градуировки соответственно, 3)  $\Phi''_v$ .

Сигнал с измерительной диагонали моста, пропорциональный разности температур обоих чувствительных элементов, усиливался фотокомпенсационным усилителем постоянного тока типа Ф115/В-1 и регистрировался на электронном шеститочечном потенциометре типа ЭПП-09МЗ, переградуированном, согласно [4], на предел измерения  $2mV$ . Погрешность за счет влияния кабеля, соединяющего приемник с мостом, сведена к минимуму, согласно [5].

Описанный приемник нуждается в двух градуировках. При первой (спектральной) градуировке определялась чувствительность обоих чувствительных элементов к потоку радиации в спектральном диапазоне 4—22 мкм ( $2500-450 \text{ см}^{-1}$ ). В этом диапазоне, в соот-

ветствии с [2], приемник не должен реагировать на радиацию, поэтому чувствительность обоих чувствительных элементов уравнивалась путем нанесения черной полосы соответствующей площади (см. рис. 1) на обе поверхности линзы из KRS-6, не поглощающего в этом диапазоне. Величины спектральной поглощательной способности чувствительных элементов до и после этой градуировки показаны на рис. 2. Установка градуировки схематически показана на рис. 3. Отверстие излучателя 1, описанного в [6], периодически закрывалось зачерненным экраном 2, температура которого измерялась. Измерялись температуры обоих чувствительных элементов приемника 3, воды в полости излучателя, ненагреваемой зачерненной пластины 4 и окружающего воздуха. Для улучшения температурной однородности окружающего воздуха и уменьшения нагрева фильтра 5 создавался обдув. Фильтром служила пластина каменной соли с длинноволновой границей пропускания около 22 мкм. Изменение температуры фильтра при открывании и закрывании отверстия излучателя не превышало, согласно измерениям,  $0,2^{\circ}\text{C}$ , что позволило пренебречь его излучением.

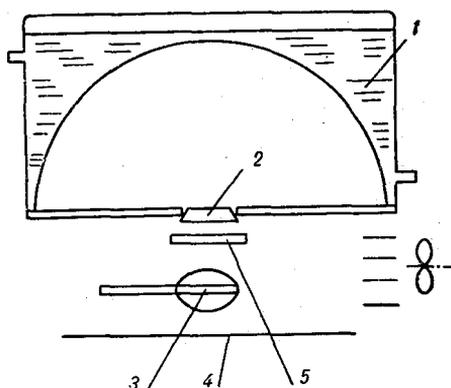


Рис. 3. Установка для градуировки приемника.

Целью второй градуировки было определение чувствительности приемника к радиации всего длинноволнового диапазона. Методика этой градуировки аналогична описанной выше, фильтр отсутствовал, температура полости излучателя поддерживалась равной  $40^{\circ}\text{C}$ . Была определена зависимость показаний приемника от скорости обдува, оказавшаяся, в соответствии с [7], заметной вследствие того, что поглощательные способности окон и чувствительных элементов соизмеримы.

Для измерения эффективного излучения на различных высотах использовался балансомер конструкции Б. П. Козырева [8] с белоблестящими приемными поверхностями и полусферическими фильтрами из йодисто-бромистого таллия (KRS-5). Чувствительности обеих сторон были уравнены электрически. ТермоЭДС, пропорциональная эффективному излучению, измерялась посредством потенциометра ППТН-1. Сигнал разбаланса усиливался усилителем типа Ф115/В-1 и регистрировался на ЭПП-09МЗ. При обработке учитывались зависимость чувствительности балансомера от температуры, а также изменения эффективного излучения со временем. Зависимость показаний от скорости ветра не учитывалась.

При наблюдениях селективно-поглощающий приемник и балансомер помещались рядом на конце метровой горизонтальной стрелы, которая могла перемещаться по вертикали в слое 0,4—8 м. На каждом из горизонтов, 0,4; 1,5; 4,0; 8,0 м, приборы находились по 20—25 минут. Наблюдения проводились на метеостанции Колтуши в вечерние и ночные часы до появления росы на поверхностях приборов и сопровождались наблюдениями за температурой воздуха в диапазоне высот 0,1—12 м, за влажностью в диапазоне 0,1—2 м, за средней скоростью ветра в слое 0,25—10 м. Использовались также данные температурного радиозондирования на метеостанции Воейково (3 км от места наблюдений). Для получения значения радиационной температуры  $T_p$  подстилающей поверхности, необходимой для расчета лучистого притока тепла, использовался пиргеометр конструкции Б. П. Козырева с чувствительным элементом из стекла К-8 и полусферическим фильтром из хлористого серебра, покрытого пленкой селена. Показания термоэлемента и термосопротивления пиргеометра регистрировались на ЭПП-09МЗ. Значение  $T_p$  опреде-

лялось в виде  $T_p = \sqrt[4]{\frac{E_{\text{восх}}}{\sigma}}$ , где  $E_{\text{восх}}$  — восходящий поток, измеренный пиргеометром на высоте 1 м;  $\sigma$  — постоянная Планка.

В табл. 1 приведены некоторые результаты измерений и расчета радиационных изменений температуры  $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_p$  при инверсионной стратификации и различной облачности. Значения  $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_p$ , полученные независимо двумя экспериментальными методами, а также расчетным методом по Ф. Н. Шехтер [10], вполне удовлетворительно согласуются. Прямой метод дает в среднем вдвое большие значения, чем косвенный. Это, вероятно, объясняется погрешностью обеих градуировок селективно поглощающего радиометра, расчета его постоянной [2], а также систематическими погрешностями измерения эффективного излучения. Вертикальные профили  $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_p$ , полученные прямым методом, обнаруживают либо значительное уменьшение  $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_p$  с высотой (случаи 1, 2, 4), что согласуется с теоретическими расчетами [3, 10] и измерениями И. П. Функа [11, 12], либо слабое уменьшение  $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_p$  с высотой (случаи 3, 5), что также получено экспериментально Функом и теоретически не объяснено. Обычно имеет место максимум в слое 0,4—4 м и некоторое уменьшение  $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_p$  с приближением к подстилающей поверхности, что было получено ранее экспериментально [11, 12] и теоретически [10]. Почти во всех случаях скорость радиационного выхолаживания превосходила фактическую  $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_\Phi$ . Изменчивость величины  $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_p$  во времени при безоблачных условиях обычно не превосходила 50%.

Таблица I

№ пп.	Дата, время, час. мин.	Темпера- тура	e мб	z м	$\left(\frac{dT}{dt}\right)_p$ град/час.		$\left(\frac{dT}{dt}\right)_\Phi$ град/час.	Скорость ветра на высоте 8 м, м/сек.	Облач- ность	Примечание
					прямое измере- ние	косвен- ное изме- рение				
1	25 X 1969	$T_{12} = 0,15$	5,0	0,4	-1,2	-0,5	-0,1	0/0		
		$T_2 = 0,3$		1,0	-0,65	-0,1				
		$T_{0,1} = -0,1$ $T_p = 0,1$		1,5 4,0 6,0	-0,65 -0,4 -0,25	-0,15 -0,15 0,15				
2	25 X 1969	$T_{12} = 0,05$	4,9	0,7	-1,3	-0,1	-0,4	5,5	0/0	
		$T_2 = 0,1$		1,0	-0,35	-0,5				
		$T_{0,1} = -0,7$ $T_p = -0,5$		1,5 4,0 6,0	-0,45 -0,45 -0,50	-0,45 -0,1 -0,45				
3	27 X 1969	$T_{12} = 2,1$	5,3	0,4	-1,1	-1,1	+0,2	4,2	Ac 4/0	
		$T_2 = 2,0$		1,0	-0,3	+0,2				
		$T_{0,1} = 0,7$ $T_p = 0,4$		1,5 4,0 6,0	-0,4 -0,4 -0,25	+0,1 +0,1 +0,1				
4	28 X 1969	$T_{12} = 2,8$	5,0	0,4	-0,9	-1,1	+0,1	3,0	$\frac{10}{10}$	
		$T_2 = 2,5$		1,5	-0,85	-0,2				
		$T_{0,1} = 2,2$ $T_p = 1,6$		1,5 4,0	-0,1 -0,25	-0,2 -0,2				
5	28 X 1969	$T_{12} = 0,5$	5,0	0,4	-0,85	-0,7	-0,25	5,1	0/0	
		$T_2 = 0,6$		1,5	-1,0	-0,3				
		$T_{0,1} = -0,8$ $T_p = -0,6$		4,0 6,0 8,0	-1,0 -0,3 -0,8	-0,35 -0,35 -0,4				

Примечание.  $T_{12}$ ,  $T_2$ ,  $T_{0,1}$  — температура воздуха в середине срока (°C), индекс соответствует высоте расположения термометра в метрах; e — средняя в слое до 2 м абсолютная влажность (мб). Величина  $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_p$ , полученная косвенным методом, относится к середине слоя.

в течение 1—2,5 часа. Сравнение с величинами  $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_p$ , полученными расчетным путем, показывает, что измеренные скорости радиационного выхолаживания при ясном небе обычно больше, а при полной и частичной облачности равны или меньше рассчитанных. Аналогичное изменение отношения измеренных скоростей радиационного выхолаживания к рассчитанным в зависимости от наличия облачности можно обнаружить и в измерениях И. П. Функа [11].

Для более надежного сопоставления всех методов необходимо повысить точность градуировок селективного радиометра, точность измерения эффективного излучения и температуры воздуха. Необходимо также возможно более синхронизировать все измерения лучистого притока тепла и метеоэлементов.

Автор приносит благодарность коллективу Колтушской метеостанции за содействие в выполнении работы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев К. Я. О возможности прямых измерений лучистого притока тепла. Сб. «Проблемы физики атмосферы», № 1. ЛГУ, 1963.
2. Елисеев А. А. О приближенном моделировании поглощательных свойств воздуха в длинноволновой области различными материалами. Тр. ГГО, вып. 226, 1968.
3. Elliot W., Stevens D. Long-wave radiation exchange near the ground. Solar Energy, vol. 10, No. 1, 1966.
4. Эстеркин М. С. Рекомендации по переградуировке электронных самопишущих потенциометров и мостов. Приборостроение, № 8, 1958.
5. Пинский Ф. И. Погрешности компенсационных мостовых разностных схем с термометрами сопротивления. Измерительная техника, № 5, 1968.
6. Войткова Т. Д. Расчет полусферического излучателя для градуировки пиргелиометров. Тр. ГГО, вып. 152, 1964.
7. Hinzpeter H. Über lupolengeschützte Strahlungssumsatzmesser. Zeitschrift für Meteorologie, Bd. 15, H. 1—6, 1961.
8. Козырев Б. П. Компенсированный термоэлектрический балансомер с белой и блестящей приемными поверхностями, защищенными от воздушных потоков полусферами из KRS=5. Сб. «Актинометрия и оптика атмосферы». Тр. VI Межведомственного совещания. Таллин, 1968.
9. Шехтер Ф. Н. О методике определения лучистого притока тепла. Тр. ГГО, вып. 127, 1962.
10. Шехтер Ф. Н. Некоторые результаты расчета радиационного изменения температуры в пограничном слое атмосферы. Тр. ГГО, вып. 127, 1962.
11. Funk J. P. Measured radiative flux divergence near the ground at night. Q. J. Roy. Meteorol. Soc., vol. 86, No. 369, 1960.
12. Funk I. P. Radiative flux divergence in the radiation fog. Q. J. Roy. Meteorol. Soc., vol. 88, No. 377, 1962.

## К ВОПРОСУ О ВЛИЯНИИ СКАЧКА ШЕРОХОВАТОСТИ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ НА РЕЖИМ ТУРБУЛЕНТНОГО ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ

Горизонтальная неоднородность подстилающей поверхности встречается в природе весьма часто. Одной из характеристик такой неоднородности является пространственная изменчивость шероховатости. В последнее время усилился интерес к изучению влияния изменения шероховатости на режим турбулентного пограничного слоя. Теоретическому исследованию этого вопроса посвящены работы [1—11]. Среди них есть и аналитические [1—4, 10, 11] и численные [5—9] решения задачи.

Исследования по отысканию аналитических выражений для профилей ветра и касательного напряжения развивались в основном в соответствии с идеями, изложенными впервые в работе [1]. Одно из основных положений этой работы заключается в необходимости задания формы профиля ветра во внутреннем пограничном слое, возникающем над «новой» поверхностью. Методы численных решений этой задачи более разнообразны. Однако в настоящее время эту задачу нельзя считать окончательно решенной. В работах большинства авторов задача сводится к отысканию решения уравнений движения и уравнения неразрывности при заданной зависимости коэффициента обмена от характеристик среднего движения. Для определения коэффициента обмена используется гипотеза «пути смешения» в виде

$$V_*^2 = l^2 \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2, \quad (1)$$

или

$$k = l^2 \frac{\partial U}{\partial z}, \quad (2)$$

где  $V_*$  — динамическая скорость,  $U$  — средняя скорость потока,  $l$  — путь смешения,  $k$  — коэффициент турбулентности,  $z$  — вертикальная координата.

Добавление к системе уравнений движения и уравнения неразрывности выражения (1) или (2) эквивалентно использованию уравнения баланса энергии турбулентности для нейтральной стратификации и колмогоровских соотношений подобия. При этом в уравнении баланса энергии турбулентности опущены члены, учитывающие адвекцию и диффузию энергии турбулентности. Во многих работах отмечено, что допущение о возможности применения соотношений (1) — (2) при решении задачи об учете горизонтальной неоднородности не имеет достаточного физического оправдания.

Естественно попытаться сформулировать задачу таким образом, чтобы отказаться от этого допущения. Однако найти аналитическое решение с использованием полного уравнения баланса энергии турбулентности в настоящее время не удается. В работе [11] была предпринята попытка исходя из общих физических рассуждений учесть диффузию и адвекцию энергии турбулентности в условии, определяющем границу внутреннего пограничного слоя.

Целью настоящей работы является отыскание численного решения задачи при использовании уравнения баланса энергии турбулентности с учетом диффузионного и адвективного членов. При этом заранее не делается никаких предположений о профилях ветра и коэффициента турбулентности в области потока, охваченной влиянием «новой» шероховатости.

Примем, как обычно, что поле скоростей в потоке, перемещающемся над поверхностью с изменяющейся шероховатостью, при нейтральной стратификации описывается уравнением движения

$$U \frac{\partial U}{\partial x} + W \frac{\partial U}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial U}{\partial z} \quad (3)$$

и уравнением неразрывности

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0, \quad (4)$$

где  $W$  — вертикальная компонента скорости,  $x$  — горизонтальная координата (при  $x=0$  происходит смена шероховатостей; граница раздела разнородных поверхностей перпендикулярна направлению  $x$  — составляющей скорости ветра).

Для определения коэффициента турбулентности дополним систему уравнений (3) — (4) уравнением баланса энергии турбулентности

$$U \frac{\partial b}{\partial x} - k \left( \frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 = -\varepsilon + \alpha_b \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial b}{\partial z} \quad (5)$$

и соотношениями приближенного подобия Колмогорова

$$k = l \sqrt{b}; \quad \varepsilon = \frac{c b^{3/2}}{l},$$

где  $\varepsilon$  — диссипация энергии турбулентности в тепло,  $b$  — кинетическая энергия турбулентности,  $c$  и  $\alpha_b$  — числовые константы.

При известном масштабе турбулентности  $l$  система уравнений (3)—(5) оказывается замкнутой, и решение ее при заданных граничных условиях определит не только составляющие скорости  $U$  и  $W$ , но и турбулентные характеристики потока.

Решение отыскивалось для двух вариантов задания масштаба турбулентности  $l$ . В одном случае  $l = \kappa(z + z_0)$ , как это принято в большинстве работ [1—10]. Во втором случае мы воспользовались представлением масштаба турбулентности, предложенным в работе [12]:

$$l = -\kappa \frac{b^{1/2}}{l} \left[ \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{b^{1/2}}{l} \right) \right]^{-1}. \quad (6)$$

Принятые граничные условия таковы:

$$U = W|_{z=z_0} = 0; \quad \frac{\partial b}{\partial z} \Big|_{z=z_0} = 0. \quad (7)$$

$$\left. \begin{aligned} U|_{z=H} = U'(H) = \text{const} \\ b|_{z=H} = b'(H) = \text{const} \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

где  $z_0$  — шероховатость поверхности при  $x \geq 0$ ,  $H$  — некоторая высота, большая высоты внутреннего пограничного слоя  $\delta$ , но достаточно малая для того, чтобы можно было пренебречь влиянием силы Кориолиса.

Если в качестве масштаба длины выбрать высоту  $H$ , в качестве масштаба скоростей — горизонтальную составляющую скорости на этой высоте  $U'(H)$  и пронормировать все величины на соответствующие масштабы, то уравнения (3)—(5) и граничные условия в безразмерном виде переписутся таким образом:

$$\tilde{U} \frac{\partial \tilde{U}}{\partial x} + \tilde{W} \frac{\partial \tilde{U}}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \tilde{k} \frac{\partial \tilde{U}}{\partial z}, \quad (9)$$

$$\frac{\partial \tilde{U}}{\partial x} + \frac{\partial \tilde{W}}{\partial z} = 0, \quad (10)$$

$$\tilde{U} \frac{\partial \tilde{b}}{\partial x} - \tilde{k} \left( \frac{\partial \tilde{U}}{\partial z} \right)^2 = -\frac{c \tilde{k}^3}{l^4} + \alpha_b \frac{\partial}{\partial z} \tilde{k} \frac{\partial \tilde{b}}{\partial z}, \quad (11)$$

$$\tilde{U} = \tilde{W} \Big|_{z=z_0} = 0; \quad \frac{\partial \tilde{b}}{\partial z} \Big|_{z=z_0} = 0, \quad (12)$$

$$\tilde{U} \Big|_{z=1} = 1; \quad \tilde{b} \Big|_{z=1} = \frac{b'(H)}{[U'(H)]^2} = \rho, \quad (13)$$

где

$$\begin{aligned} \tilde{U} &= \frac{U}{U'(H)}, & \tilde{b} &= \frac{b}{[U'(H)]^2}, & \tilde{W} &= \frac{W}{U'(H)}, \\ \tilde{x} &= \frac{x}{H}, & \tilde{z} &= \frac{z}{H}, & \tilde{l} &= \frac{l}{H}, & \tilde{k} &= \frac{k}{H \cdot U'(H)}. \end{aligned}$$

Решение задачи свелось к отысканию функций  $\tilde{U}$ ,  $\tilde{b}$ ,  $\tilde{k}$ , двух аргументов  $\tilde{x}$  и  $\tilde{z}$  при заданных значениях двух параметров  $H$ ,  $\tilde{z}_0$  и начальном состоянии потока.

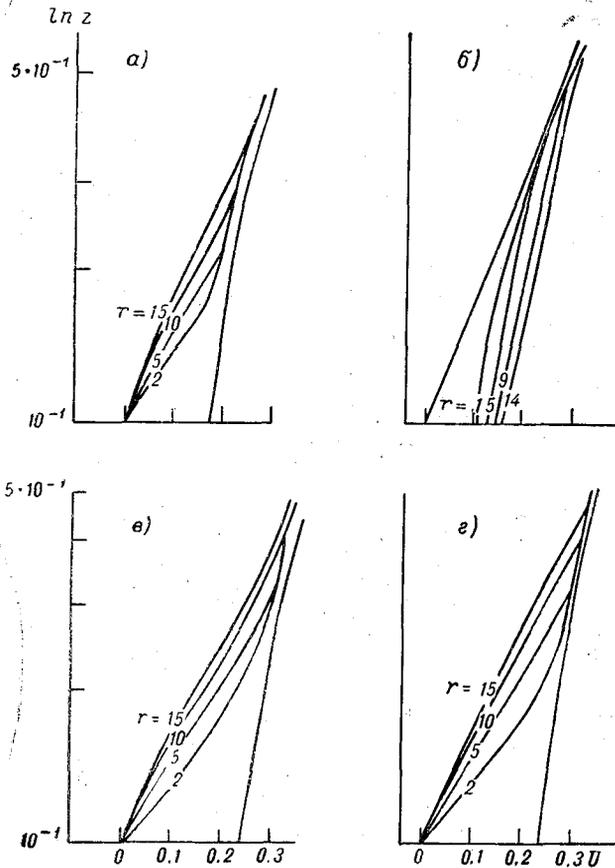


Рис. 1. Трансформация профилей скоростей ветра под влиянием скачкообразного изменения шероховатости.

a)  $m = 10^3$ ,  $\rho = 0,01$ ; б)  $m = 10^{-2}$ ,  $\rho = 0,01$ ; в)  $m = 10^3$ ,  $\rho = 0,0$ ;

г)  $m = 10^3$ ,  $\rho = 0,0$ ,  $l = \chi z$ ,  $r = \frac{\chi x}{H}$ ,  $\chi = \text{const}$ .

Для численного решения уравнений (9)—(13) заменим производные в этих уравнениях конечными разностями по схеме:

$$\frac{\partial U}{\partial x} = \frac{U_{l+1} - U_l}{h_x},$$

$$\frac{\partial U}{\partial z} = \frac{U_{n+1} - U_n}{h_z},$$

$$\frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = \frac{U_{n+1} - 2U_n + U_{n-1}}{h_z^2},$$

где  $h_x, h_z$  — шаг по вертикальной и горизонтальной координате соответственно. Тогда уравнения (9) и (11) приводятся к конечно-разностным выражениям вида

$$a_n f_{n-1} - 2b_n f_n + c_n f_{n+1} = g_n. \quad (14)$$

Функция  $f$  и коэффициенты  $a_n, b_n, c_n, g_n$  для каждого из уравнений (9) и (11) заменяются соответствующими конкретными значениями.

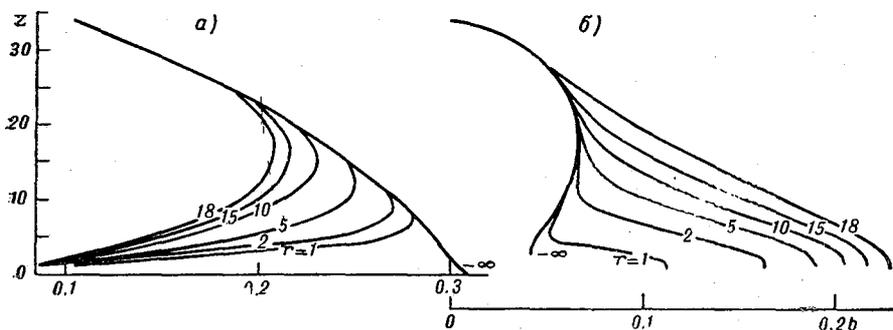


Рис. 2. Трансформация профилей кинетической энергии турбулентности под влиянием скачка шероховатости.

a)  $m=10^{-2}$ , б)  $m=10^2$

Для решения уравнений (9) и (11), приведенных к конечно-разностному виду (14), использован метод прогонки. В силу нелинейности уравнений (9) и (11) на каждом шаге по  $x$  приходилось производить итерации по  $U_n$  и  $b_n$ .

Результаты расчетов приведены на рис. 1—4.

Рассчитывались профили ветра для разных значений  $m=z_0/z$  и  $\rho$ . Рис. 1 отражает изменение профилей ветра при удалении от

границы  $x=0$  для  $m>1$  и  $m<1$  при разных значениях  $\rho$  и разных масштабах турбулентности. Следует отметить внешнее сходство рассчитанных профилей с результатами работ [1—10]. Оказалось, что изменение способа задания  $l$  (сравнить «а» и «б») незначительно сказывается на расчете профиля среднего ветра.

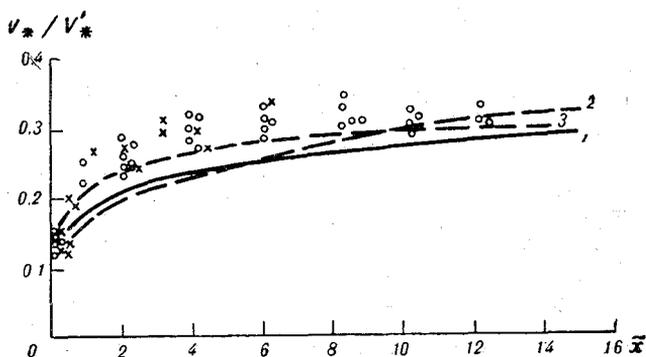


Рис. 3. Сравнение вычисленных разными методами и полученных экспериментально отношений  $V_* / V_*'$  у поверхности земли.

1 — по формулам Пановского и Таунсенда, 2 — по результатам численного решения, 3 — по формулам работы [11].

Предлагаемая теория позволяет, кроме профилей ветра, рассчитывать и характеристики турбулентности, такие, например, как кинетическая энергия турбулентности или коэффициент обмена. На рис. 2 показано, как деформируется профиль  $b$  по мере развития внутреннего пограничного слоя над поверхностью с измененной шероховатостью. В обоих случаях (как для  $m>1$ , так и для  $m<1$ ) легко проследить, как смещается экстремум в профиле  $b$  при увеличении  $x$  и как изменяется его величина.

Следует заметить, что большой интерес при изучении рассматриваемого явления вызывает расчет напряжения трения у поверхности земли и определение границы внутреннего пограничного слоя.

Мы рассчитали отношение  $V_* / V_*'$  у поверхности земли ( $V_*'$  — напряжение трения в набегающем потоке) для различных смещений по  $x$  от границы раздела поверхности. На рис. 3 показан полученный нами результат в сравнении с некоторыми данными эксперимента, изложенного в [13]. На том же рисунке показаны результаты расчетов для этого случая, выполненных по формулам Пановского и Таунсенда [2].

В работе [11] было показано, как может быть получено аналитическое решение данной задачи способом, отличным от изложенного в [1—4]. Если воспользоваться результатами этой работы:

и, приняв в качестве условия для определения  $\delta$  приближенное соотношение<sup>1</sup>

$$\left| \frac{\partial}{\partial x} (U b) = \alpha_b \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial b}{\partial z} \right|_{z=\delta},$$

положить  $\frac{dz_0}{dx} = 0$ , то по формулам работы [11] можно рассчитать то же самое отношение  $V_*/V'_*$  в зависимости от  $x$ .

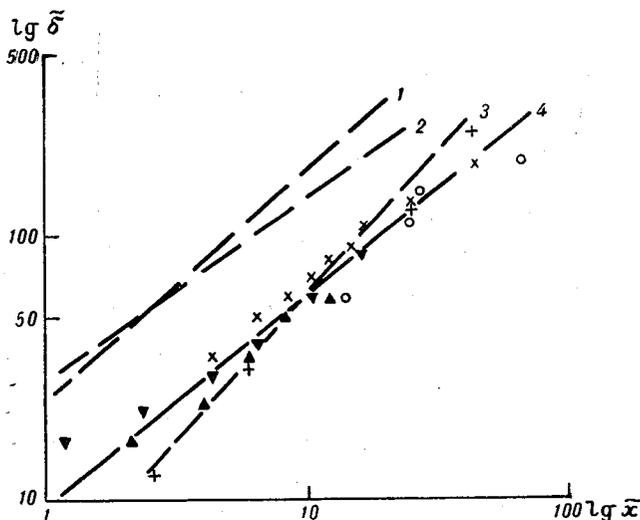


Рис. 4. Вычисленные и экспериментальные значения  $\delta$ .  
1, 2 — по данным Пановского и Таунсенда, 3 — по формулам работы [11], 4 — по эмпирическим данным.

Кривая 3 на рис. 3 отражает результат этого расчета. Из рисунка видно, что все расчеты дают одинаково близкий к эксперименту результат.

По аналитическим формулам работы [11] можно оценить высоту внутреннего пограничного слоя  $\delta(x)$ . Полученное таким образом  $\delta(x)$  удовлетворительно согласуется с результатами рассматриваемого эксперимента (рис. 4). Теория Пановского и Таунсенда дает несколько завышенные значения  $\delta(x)$  по сравнению с результатами эксперимента. По данным нашего численного эксперимента величина  $\delta$  может быть рассчитана как та высота, на которой

<sup>1</sup> Адвективный член из уравнения баланса представлен здесь в полной форме в соответствии с [14]. Е. Л. Генихович обратил наше внимание на то обстоятельство, что учет слагаемого  $b \frac{\partial U}{\partial x}$  в уравнении (11) может оказаться существенным.

$\frac{U(z) - U'(z)}{U'(z)} = 10\%$ . Результат такого расчета дает завышенные значения  $\delta(x)$ , что, возможно, объясняется постановкой граничного условия, требующего асимптотического приближения  $U(z)$  к скорости на уровне  $H$ .

Все расчеты выполнены при следующих значениях числовых констант:  $\alpha_b = 0,73$ ;  $\kappa = 0,4$ ;  $c = 0,046$ . Расчеты выполнены на ЭВМ М-220.

Автор глубоко признателен Б. Г. Вагеру за помощь при составлении программы, выполнении расчетов по ней и полезные обсуждения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Elliot W. P. The growth of the atmospheric internal boundary layer. Trans. Amer. Geophys. Union, vol. 39, p. 1048, 1958.
2. P a n o f s k y H. A., T o w n s e n d A. A. Change of terrain roughness and the wind profile. Q. J. Roy. Meteorol. Soc., vol. 90, p. 147, 1964.
3. T o w n s e n d A. A. Self-preserving flow inside a turbulent boundary layer. J. Fluid Mech., vol. 22, p.p. 773, 799, 1965.
4. T o w n s e n d A. A. The flow in a turbulent boundary layer after a change in surface roughness. J. Fluid Mech., vol. 26, p. 255, 1966.
5. T a y l o r R. J. Small-scale advection and the neutral wind profile. J. Fluid Mech., vol. 13, p. 529, 1962.
6. N i c k e r s o n E. C. Boundary layer adjustment as an initial value problem. J. Atm. Sci., vol. 25, p. 207—213, 1968.
7. T a y l o r P. A. On wind and shear stress profiles above a change in surface roughness. Q. J. Roy. Met., Soc., vol. 95, No 403, 1969.
8. T a y l o r P. A. The planetary boundary layer above a change in surface roughness. J. Atm. Sci., No 3, 1969.
9. O n i s h i G a i s h i, E s t o q u e M. A. Numerical study on atmospheric boundary layer flow over inhomogeneous terrain. J. Met. Soc. Japan, vol. 46, No 4, 1968.
10. B l o m J., W a r t e n a L. The influence of changes in surface roughness on the development of the turbulent boundary layer in the lower layers of the atmosphere. J. Atm. Sci., vol. 26, No 2, 1969.
11. Н а д е ж и н а Е. Д. Об изменениях характеристик турбулентного потока при переходе с твердой поверхности на водную. Тр. ГГО, вып. 241, 1969.
12. З и л и т и н к е в и ч С. С., Л а й х т м а н Д. Л., М о н и н А. С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 3, № 3, 1967.
13. B r a d l e y E. F. A micrometeorological study of velocity profiles and surface drag in the region modified by a change in surface roughness. Q. J. Roy. Meteorol. Soc., vol. 94, No 401, 1968.
14. Х и н ц е И. О. Турбулентность. Физматгиз, 1963.

*Н. В. СЕРОВА, Ф. Н. ШЕХТЕР*

## **О ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ МЕРЗЛЫХ ПОЧВ**

Решение задач по определению теплообмена в почве для больших территорий, связанное с работами по изучению макропроцессов в атмосфере, приводит к необходимости построения карт теплофизических характеристик почвы. Попытка построения таких карт с осреднением характеристик для двухградусных квадратов была сделана в работе [1]. Были построены карты теплопроводности и объемной теплоемкости почвы для равнинной территории Европейской части СССР для летнего времени (июнь — август) для слоя почвы глубиной 0—50 см. Расширение области построения таких карт связано с некоторыми трудностями. Так, для Азиатской части СССР выясняется, что очень большая часть ее равнинной территории находится севернее границы вечной мерзлоты. Таким образом, даже в летнее время часть почвы в слое 0—50 см оказывается в мерзлом состоянии. Помимо вопроса о динамике границы мерзлого слоя почвы, необходимо знать величины теплофизических характеристик замерзшей почвы. Ознакомление с литературой показало, что данных по мерзлым почвам значительно меньше, чем по талым.

Для расчета теплофизических характеристик почв наиболее часто используют номограммы, предложенные Керстеном [2], для песков и глин. Предпринятая нами попытка использовать эти номограммы показала, что для наиболее распространенных пылеватых и суглинистых почв они непригодны. В работе Керстена содержится указание о том, что теплопроводность супесей и легких суглинков примерно равна средней из величин, получаемых согласно обеих номограмм. Используя это указание и литературные данные по теплопроводности мерзлых почв, один из авторов настоящей статьи сделал попытку построения номограммы для определения теплопроводности легких почв [3].

Проведенный в дальнейшем более тщательный анализ экспериментального материала Керстена показал, что для грунтов наиболее

интересующего нас механического состава им исследовались образцы с объемным весом, в основном большим  $1,2 \text{ г/см}^3$ .

Для получения данных о теплопроводности грунтов меньшего объемного веса нами были проведены специальные исследования с помощью разработанной в ГГО аппаратуры.

Остановимся на методике и результатах проведенных исследований.

Таблица 1

Механический состав почвы (% данных частиц в механическом анализе)

Тип почвы	Размеры частиц, мм			
	>2	0,05—2,0	0,005—0,05	<0,005
I. Супесь	2,0	61,2	36,8	—
II. Суглинок	1,5	14,8	70,3	13,4

Измерения теплофизических характеристик почвы производились прибором, описанным в [4]. Прибор основан на измерении некоторых параметров неустановившегося температурного поля в точке, удаленной на расстояние  $r$  от линейного источника тепла, действующего в течение определенного, ограниченного времени  $\theta$ . Такими параметрами являются величина максимума нагрева в указанной точке и время запаздывания этого максимума по отношению к моменту прекращения действия источника тепла. Наблюдения по прибору дают возможность получать одним измерением две теплофизические характеристики: теплопроводность  $\lambda$  и температуропроводность  $k$ . Объемная теплоемкость  $c_p$  получается вычислением:

$$c_p = \frac{\lambda}{k}.$$

Применяемая при измерениях чувствительная аппаратура позволяет проводить наблюдения при очень малых тепловых импульсах. Это чрезвычайно важно в случае мерзлой почвы, так как практически исключает подтаивание льда вблизи нагревательной нити, вносящее искажение в результаты измерений.

Измерения проводились как в лабораторных, так и в естественных условиях.

Лабораторные наблюдения были поставлены таким образом, что сначала измерялась теплопроводность грунта в талом состоянии ( $\lambda_T$ ), затем образец замораживался и измерялась его теплопроводность в мерзлом состоянии ( $\lambda_M$ ). Влажность образцов варьировалась от 4,2 до 27,8% (проценты к весу сухого грунта), объемный вес — от 0,66 до  $1,4 \text{ г/см}^3$ . Механический состав исследованных почв приведен в табл. 1.

Измерения проводились в холодильной камере объемом  $0,24 \text{ м}^3$ . Почва сначала очень тщательно перемешивалась, а затем насыпалась в металлический ящик. Плотность почвы в ящике варьиро-

валась от свободно насыпанной до уплотненной различными способами.

Пробы на плотность почвы брались каждый раз в двух повторностях. Те же пробы использовались и для определения влажности. Прибор помещался в горизонтальном положении в середине слоя почвы. По техническим причинам в камере нельзя было поддерживать постоянной какую-либо определенную отрицательную тем-

Таблица 2

Теплопроводность мерзлой почвы

Лабораторные наблюдения						Полевые наблюдения					
Почва I			Почва II			Почва II					
$\omega$ %	$\rho$ г/см <sup>3</sup>	$\lambda \cdot 10^3$ кал/см·сек·град.	$\omega$ %	$\rho$ г/см <sup>3</sup>	$\lambda \cdot 10^3$ кал/см·сек·град.	$\omega$ %	$\rho$ г/см <sup>3</sup>	$\lambda \cdot 10^3$ кал/см·сек·град.	$\omega$ %	$\rho$ г/см <sup>3</sup>	$\lambda \cdot 10^3$ кал/см·сек·град.
1,1	1,24	0,42	4,2	1,27	0,84	10,6	0,92	0,75	21,2	1,05	1,55
1,1	1,35	0,53	11,6	0,66	0,56	10,6	1,10	1,19	21,2	1,16	2,36
11,1	1,00	0,71	11,6	0,88	0,85	16,6	0,91	0,81	21,3	1,19	2,42
15,3	1,13	1,42	12,3	1,13	1,20	16,6	1,24	2,16	21,4	0,88	1,14
15,8	0,90	0,76	19,9	0,84	0,78	20,2	1,15	2,08	21,4	1,05	1,89
17,6	0,80	1,09	25,8	0,81	0,61	20,2	1,26	2,25	21,4	1,18	2,28
20,1	0,77	0,97	26,3	0,97	2,39	20,5	0,93	1,11	24,0	0,85	1,00
20,2	1,08	1,39				20,5	1,01	1,55	24,0	0,89	1,36
20,35	1,40	3,56				21,2	0,83	1,33	24,0	1,02	1,58
27,00	1,18	2,78									

пературу. Охлаждение камеры осуществлялось в течение 30—50 минут, а затем камера медленно нагревалась за счет теплообмена с окружающей средой. При этом образец почвы вначале медленно охлаждался, достигая определенной, минимальной в данном опыте температуры, которая держалась некоторое время (около 20 минут) неизменной, а затем начинал медленно нагреваться.

Так как для измерения теплофизических характеристик по применяемому нами методу необходимо было иметь почву с неизменной температурой во время наблюдений, то единственно пригодным для измерений был отрезок времени с постоянной минимальной температурой образца. Поскольку теплофизические характеристики зависят от температуры, необходимо знать точную температуру образца. Для этого к одной из латунных пластинок прибора, к которым подпаяны «холодные» спаи основной термобатареи [4], припаивался один из спаев «температурной» термопары, а второй помещался в тающий лед. Таким образом, можно было

всегда определить температуру «холодных» спаев основной термобатареи прибора, а по величине отклонения гальванометра основной измерительной цепи также и температуру «горячих» спаев, т. е. температуру почвы в месте измерения теплофизических характеристик. Результаты измерений теплопроводности мерзлой почвы приведены в табл. 2.

Методика проведения опытов позволила также установить зависимость  $\lambda_M/\lambda_T$  от влажности (рис. 1).

Наблюдения в естественных условиях проводились в течение всего года. В летнее время место установки приборов периодически

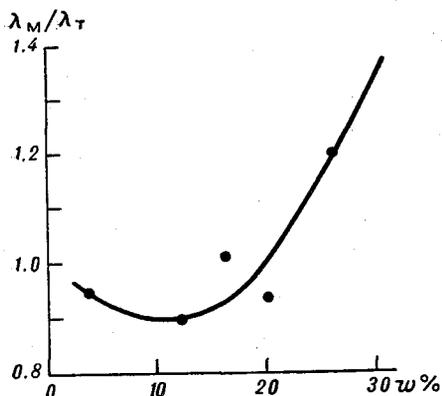


Рис. 1. Зависимость отношения теплопроводности мерзлой почвы к теплопроводности талой почвы  $\lambda_M/\lambda_T$  от влажности почвы  $w$  %.

изменялось для того, чтобы получить характеристики почвы различной влажности и плотности. С наступлением холодов приборы были установлены в определенном месте и не передвигались в течение всей зимы. Так как зимой влажность изменялась незначительно, то зимние измерения позволили проследить зависимость теплофизических характеристик мерзлой почвы от температуры. В качестве примера на рис. 2 приведены результаты измерений по прибору, установленному в почве II (см. табл. 1). Аналогичные кривые получены и по другим приборам.

Данные наблюдений показывают, что теплопроводность мерзлой почвы практически не

зависит от температуры. Объемная теплоемкость и температуропроводность мерзлой почвы довольно резко изменяются в пределах температур  $-1,5, -5^\circ$ .

Выяснить количественную зависимость теплофизических характеристик мерзлой почвы от ее влажности  $w$  и плотности  $\rho$  в полевых условиях не удалось из-за чрезвычайной трудности получения точных значений плотности и влажности замерзшей почвы в моменты измерений. Поскольку  $\lambda_M$  практически не зависит от температуры, полученная в лаборатории зависимость  $\lambda_M/\lambda_T$  от  $w$  дала возможность использовать летние полевые наблюдения. В табл. 2 в графе «Полевые наблюдения» приведены величины теплопроводности мерзлой почвы, рассчитанные по кривой рис. 1 и величинам  $\lambda_T$ .

Используя экспериментальный материал, приведенный в табл. 2, и данные работы [3], мы построили предлагаемую здесь номограмму для определения теплопроводности мерзлых пылеватых и суглинистых почв по известным значениям объемного веса и ее влажности

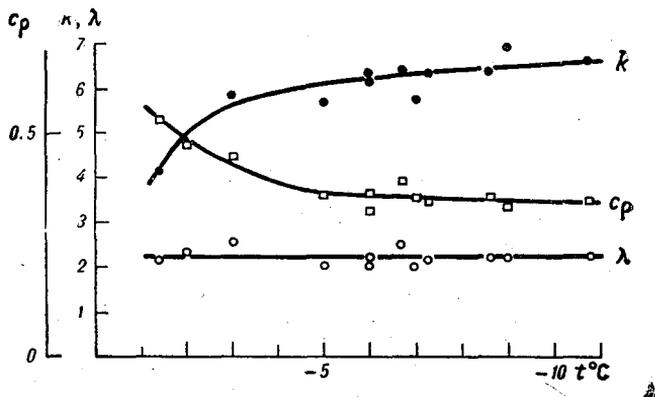


Рис. 2. Зависимость теплофизических характеристик — теплопроводности  $\lambda \cdot 10^3$  кал/см·сек·град., температуропроводности  $\kappa \cdot 10^3$  см<sup>2</sup>/сек. и объемной теплоемкости  $c_p$  кал/см<sup>3</sup>·град. — от температуры почвы.

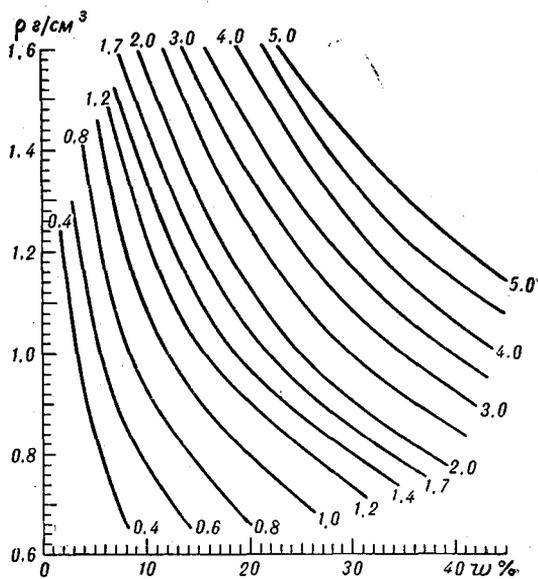


Рис. 3. Зависимость теплопроводности мерзлой пылеватой и суглинистой почвы от ее влажности  $\omega\%$  и плотности  $\rho$  г/см<sup>3</sup>.

Изолинии соответствуют значению  $\lambda \cdot 10^3$  кал·см·сек·град.

(рис. 3). Поскольку примененный нами метод измерения теплофизических характеристик обладает высокой точностью, эту номограмму, по-видимому, следует считать достаточно надежной для мерзлых почв указанного механического состава.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Серова Н. В. Распределение теплофизических характеристик почв по Европейской территории СССР. Тр. ГГО, вып. 241, 1969.
2. Kersten M. S. Thermal properties of soil. Bull., 28, Eng. Exp. Stat., Univ. Minnesota. 1949.
3. Шехтер Ф. Н. Расчет глубины промерзания почвы и температуры мерзлой почвы. Тр. ГГО, вып. 77, 1958.
4. Лайхтман Д. Л., Серова Н. В., Сметанникова А. В. Методика определения и некоторые данные о теплопроводности и температуропроводности льда и снега. Тр. ААНИИ, т. 226, 1959.

Д. А. КОНОВАЛОВ

## К ВОПРОСУ О СТРОЕНИИ ТЕРМИКОВ

Термики — сравнительно мало изученные образования, возникающие в пограничном слое атмосферы под влиянием многих факторов как метеорологического, так и не метеорологического происхождения. В настоящее время имеется большое число работ, посвященных моделированию термиков в лабораторных условиях с целью выяснения механизма их образования, схемы строения и развития. Так получила широкую известность схема образования термика по типу «вихревого кольца», описанная Р. Скорером [5]. Аналогичные результаты были получены Б. Вудворд [6] и другими авторами. Однако лабораторные исследования термиков проводятся в идеализированных условиях и не дают возможность исследовать форму, размеры и скорости термиков, образующихся в реальной атмосфере. Имеющиеся экспериментальные работы по исследованию термиков непосредственно в атмосфере крайне малочисленны. Здесь можно отметить работы Б. Вудворд [7] и Ю. В. Чернова [3]. В этих работах описаны измерения с помощью планеров, оборудованных аппаратурой. Малочисленность данных не позволила Вудворд произвести типизацию термиков, определить повторяемости размеров и скоростей. И только Ю. В. Чернов [3] попытался провести классификацию термиков и дал их некоторые характеристики. Конвективные вихри более мелких масштабов изучались с помощью регистрации пульсаций температуры и перегрузок на летящем самолете [1] и планере [4]. В связи с этим представляют интерес данные экспериментальных исследований термиков в пограничном слое атмосферы, полученные в Главной геофизической обсерватории.

Исследования производились в районах г. Раплы ЭССР и г. Орла летом 1967—1968 гг. с помощью планеров «Бланик» и  $L=13$ , а также самолета ЯК-12, оборудованных научно-исследовательской аппаратурой. В комплект аппаратуры входили: электрометеорограф, регистрирующий температуру воздуха, пульсации температуры,

давление и влажность, а также аппаратура, предназначенная для измерения вертикальной составляющей скорости воздуха (вариограф, датчики перегрузок и воздушной скорости полета).

Расчет вертикальной составляющей скорости воздуха производился по известной формуле А. С. Дубова [2], которая в размерном виде имеет следующий вид:

$$u_y = v_y + ka_y, \quad (1)$$

где  $u_y$  м/сек. — вертикальная скорость воздуха,  $v_y$  м/сек. — вертикальная скорость летательного аппарата,  $a_y$  м/сек. — вертикальное ускорение летательного аппарата,  $k$  сек. — коэффициент пропорциональности, зависящий от параметров летательного аппарата.

Для регистрации вертикальной скорости летательного аппарата использовался вариограф, принцип действия которого состоит в том, что манометрическая коробка жестко скреплена с зеркалом, которое подсвечивается электролампочкой, луч, отраженный от зеркала, пишет линию на движущейся фотобумаге. Постоянная времени вариографа 2 сек., тарировочная характеристика — в диапазоне  $\pm 10$  м/сек. линейная. Суммарная приведенная погрешность определения вертикальной скорости воздуха около 20%.

Для анализа строения термиков были отобраны случаи, когда сечения выполнялись по диаметру термика или по хордам, близким к диаметру. Термики при этом маркировались планером или группой планеров. Эта маркировка служила визуальным ориентиром для пересечения термиков по прямой, близкой к диаметру термика. Мелкие конвективные образования с горизонтальными размерами, не превосходящими 150 м, в обработку не включались. Сечения термиков выполнялись самолетом ЯК-12.

В зависимости от характера распределения вертикальной скорости воздуха по сечению было выявлено два основных типа термиков: «а» — с несколькими вторичными максимумами, между которыми имеются провалы; «б» — с одним, хорошо выраженным максимумом. Очень редко, по-видимому, в результате слияния двух крупных термиков типа «а» образуются термики с двумя хорошо выраженными максимумами (двуглавые термики). Встречаются также термики без выраженного максимума, но они, как правило, обладают малыми скоростями (до 1 м/сек.) и маркировать планером их чрезвычайно трудно. В связи с этим далее будут рассмотрены термики типов «а» и «б», по которым удалось получить достаточный статистический материал и которые представляют наибольший интерес для метеорологов, планеристов и конструкторов планеров.

По классификации, предложенной Ю. В. Черновым [3], термики были разбиты на узкие ( $l_{\max}/u_{y \max} \leq 100$  сек.), нормальные ( $100 \text{ сек.} < l_{\max}/u_{y \max} < 500$  сек.), широкие ( $l_{\max}/u_{y \max} \geq 500$  сек.). Здесь  $l_{\max}$  — диаметр термика,  $u_{y \max}$  — максимальная скорость в термике. Затем по каждой градации (узкие, широкие, нормальные) были построены безразмерные сечения термиков для обоих

типов. По оси ординат откладывалось отношение  $u_y/u_{y \max}$ , а по оси абсцисс —  $l/l_{\max}$ . После осреднения в каждой градации точки были нанесены на один график для типов «а» и «б» (рис. 1). Хорошее согласование точек позволяет говорить об универсальности полученных осредненных сечений термиков.

Ю. В. Чернов обследовал в общей сложности 114 термиком и в 79% случаев обнаружил существование так называемого «ядра» восходящего воздушного потока, т. е. примерно постоянного

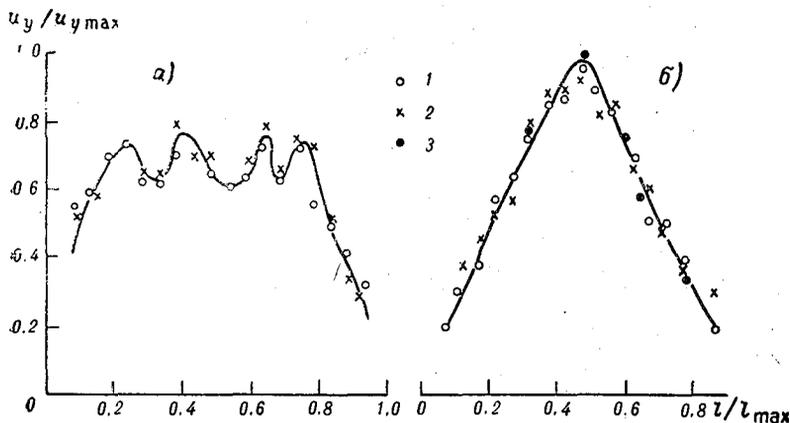


Рис. 1. Безразмерные универсальные сечения термиком типа «а» (а) и «б» (б).

1 — широкие, 2 — нормальные, 3 — узкие термики.

(исключая малые пульсации) значения вертикальной скорости в центре. Судя по описанию, это соответствует термику типа «а». В связи с тем, что Чернов пользовался довольно грубой аппаратурой для определения вертикальной скорости воздуха (стандартный вариометр с записью через проволочный потенциометр, постоянная времени более 5 сек.), ему не удалось обнаружить остроконечных термиком типа «б», у которых он «срезал» вершину в силу инерционности своей аппаратуры и которые ему представлялись вследствие этого в виде термиком с «ядром» в центре.

Представляет интерес рассмотреть статистические характеристики выделенных типов термиком. Такими характеристиками могут служить повторяемости максимальных скоростей и размеров, градиент нарастания скорости от периферии к центру, турбулентные характеристики в различных частях сечения термиком.

На рис. 2 и 3 приводятся повторяемости максимальных скоростей и размеров термиком по градациям. Хорошо видно, что термики типа «а» являются более мощными как в отношении вертикальных скоростей, так и в отношении размеров. Безразмерный

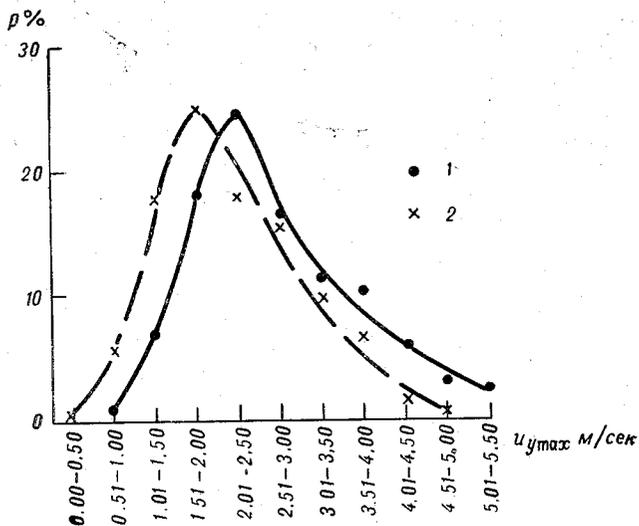


Рис. 2. Повторяемость максимальных скоростей в термиках.

1 — термики типа «а» (число случаев 286), 2 — термики типа «б» (число случаев 157).

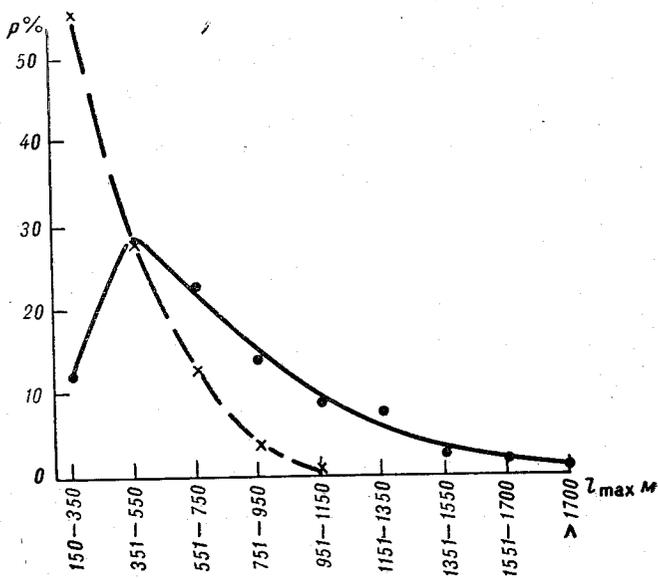


Рис. 3. Повторяемость размеров термиков.

Усл. обозн. см. рис. 2.

градиент вертикальной скорости у термиков типа «а» ( $\tilde{d}u/\tilde{d}e \approx 2,5 \div 3,0$ ) выше по сравнению с термиками типа «б» ( $\tilde{d}u/\tilde{d}e \approx 2,0$ ). Здесь  $\tilde{u} = u_y/u_{y \max}$  — вертикальная скорость в термике, нормированная на максимальную;  $\tilde{l} = l/l_{\max}$  — расстояние от края термика, нормированное на размер термика. Этим обстоятельством объясняются более высокие значения перегрузок на периферии термиков типа «а»

Таблица 1

Число	$\gamma^\circ/100 \text{ м}$	Тип „а“		Тип „б“	
		число случаев	повторяемость, %	число случаев	повторяемость, %
17	0,65	33	45	40	55
27	0,77	20	50	20	50
26	1,17	77	62	48	38
18	1,30	20	71	8	29
19	1,47	55	78	15	22
24	1,87	33	81	8	19

( $\overline{\Delta n} \approx 0,15 \div 1,20g$ ,  $\Delta n_{\max} \approx 0,55g$ ) по сравнению с термиками типа «б» ( $\overline{\Delta n} \approx 0,10 \div 0,15g$ ,  $\Delta n_{\max} \approx 0,40g$ ). В центре средние значения перегрузок примерно одинаковы ( $\overline{\Delta n} \approx 0,10 \div 0,15g$ ) для обоих типов. Следовательно, зоны повышенной турбулентности наблюдаются на входе и выходе у термиков типа «а», в то время как термики типа «б» более однородны и в целом менее турбулизованы. Приводимые характеристики термиков могут быть использованы конструкторами для расчета и выбора оптимальных параметров планеров, а также планеристами при парении.

По данным шести дней июля (Орел, 1968 г.) была предпринята попытка связать повторяемости типов термиков с вертикальным градиентом температуры воздуха в нижнем 300-метровом слое атмосферы (табл. 1).

Как видно из табл. 1, при  $\gamma \approx 0,8^\circ/100 \text{ м}$  повторяемости типов термиков «а» и «б» одинаковы. Начиная с  $\gamma > 0,8^\circ/100 \text{ м}$  преобладают в прямой зависимости от  $\gamma$  термики типа «а», при  $\gamma < 0,8^\circ/100 \text{ м}$  — термики типа «б». Ограниченность исходного материала не позволяет утверждать, что именно при  $\gamma \approx 0,8^\circ/100 \text{ м}$  наблюдается равновесие между типами термиков. Однако очевидно, что с ростом  $\gamma$  повторяемость термиков типа «а» растет, а термиков типа «б» уменьшается. По-видимому, термики типа «б» являются неким первичным элементом конвекции и с улучшением конвективных условий они сливаются, образуя термики типа «а».

Пользуясь табл. 1, можно в принципе прогнозировать типы термиком и их средние характеристики по известному вертикальному градиенту температуры воздуха в нижнем 300-метровом слое атмосферы, что имеет большое практическое значение при выполнении полетов по маршруту на планерах. Необходимо отметить, что данные, представленные на рис. 1—3 и в табл. 1, получены при небольших скоростях ветра, в основном 2—5 м/сек. При сильном ветре образование и развитие термиком затруднены. Следовательно, табл. 1 может быть использована при скоростях ветра примерно до 5 м/сек.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вульфсон Н. И. Исследование конвективных движений в свободной атмосфере. Изд. АН СССР, М., 1961.
2. Дубов А. С. К вопросу определения вертикальных скоростей ветра по данным самолетного акселерографа. Тр. ГГО, вып. 81, 1959.
3. Чернов Ю. В. Исследование восходящих воздушных потоков с помощью планеров. Тр. ЦАО, вып. 63, 1965.
4. Maccready P. Turbulence measurements by sailplane. J. Geophys. Res., vol. 67, No. 3, 1963.
5. Scorer R. S. Experiments with convection bubbles. Aero-Review. vol. 31, No. 9, 1956.
6. Woodward B. The motion in and around isolated thermals. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., vol. 85, No. 364, 1959.
7. Woodward B. Flight measurements of isolated thermals. Hasham Gliding Center, 1962.

*ПРИЛОЖЕНИЯ*

МАТЕРИАЛЫ НАБЛЮДЕНИЙ  
ЦИМЛЯНСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ

RAWA LIT. 11/10/11

THE FOLIOLE. 11/10/11

Ниже публикуются материалы наблюдений, проведенных Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова (ГГО) в Цимлянской экспедиции в июле — августе 1967 г. Экспедиция проводилась совместно с Институтом физики атмосферы АН СССР (ИФА) и Агрофизическим институтом (АФИ) на экспериментальной базе Института физики атмосферы АН СССР в г. Цимлянске Ростовской области.

Руководили экспедицией: со стороны ИФА — Б. М. Копров, со стороны ГГО — Л. Р. Орленко, со стороны АФИ — А. Л. Зусес.

Целью экспедиции было исследование баланса тепла и баланса энергии турбулентности в пограничном слое атмосферы. Комплекс наблюдений состоял из актинометрических и градиентных наблюдений, измерений пульсаций температуры и скорости ветра малоинерционными приборами, вертолетного зондирования и шаропилотных наблюдений. Актинометрическими наблюдениями руководили Е. Д. Надежина (ГГО) и Л. И. Елисеева (ИФА), градиентными — Д. Т. Тимоновский (ИФА), З. М. Утина (ГГО) и И. Г. Мушкин (АФИ), пульсационными — Б. М. Копров и С. Л. Зубковский (ИФА), шаропилотными — И. И. Честная (ГГО), вертолетным зондированием — В. И. Селицкая (ГГО).

Программой наблюдений предусматривалось получение характеристик пограничного слоя различными методами с целью выяснения возможностей каждого метода и получения более надежных данных. Это относится к измерениям скорости ветра в приземном слое, градиентов температуры и влажности воздуха, потока тепла в почву. В программу исследований каждого института были включены специальные исследования, которые производились эпизодически. Из таких исследований можно отметить измерения горизонтальных градиентов температуры на уровне  $z=1,5$  м с помощью телеметрической станции (АФИ), измерения пульсаций влажности и потока влаги (ИФА), пульсационные измерения с самолета (ИФА), горизонтальное зондирование с помощью вертолета (ГГО) и др. В связи с этим часто проводились параллельные измерения некоторых характеристик одностипными приборами. Это относится, в частности, к измерениям радиационного баланса с помощью термоэлектрических балансомеров. Эти приборы были установлены

Результаты актинометрических наблюдений

Дата, время, час. мин.	Облачность	Состояние диска солнца	S	S'	D	Q	R <sub>к</sub>	A <sub>к</sub>	B	Примечание
24/VII										
12 30—13 00	0/0	⊙ <sup>2</sup>	1,11	0,96	0,22	1,19	0,21	0,18	0,71	
13 00—13 30	0/0	⊙ <sup>2</sup>	1,09	0,94	0,23	1,18	0,22	0,18	0,72	
13 30—14 00		⊙ <sup>2</sup>	1,06	0,90	0,24	1,14	0,21	0,18	0,66	
14 00—14 30		⊙ <sup>2</sup>	1,03	0,83	0,24	1,07	0,20	0,18	0,59	
15 30—16 00	5/5 Cu	⊙ <sup>2</sup> , ⊙	0,79	0,51	0,28	0,79	0,16	0,21	0,39	
16 00—16 30	6/6 Cu	□, ⊙ <sup>2</sup> , ⊙	0,39	0,22	0,25	0,48	0,08	—	0,39	
26/VII										
15 30—16 00	$\frac{10}{10}$ / 5 Cu, Cl, As	⊙ <sup>0</sup> , □, ⊙	0,46	0,29	0,58	0,88	0,16	0,19	0,61	
16 00—16 30	$\frac{10}{10}$ / 5 Cu, Cufr., Cl, Cs	⊙	0,94	0,54	0,29	0,83	0,17	0,20	0,52	
27/VII										
10 00—10 30	9/7 Cu, Cl	⊙ <sup>0</sup> , ⊙	0,89	0,70	0,46	1,17	0,21	0,18	0,82	
10 30—11 00	9/7 Cu, Cl	⊙	0,94	0,78	0,48	1,21	0,21	0,17	0,93	
11 00—11 30	5/4 Cu, Cl	⊙ <sup>2</sup>	0,99	0,85	0,48	1,32	0,24	0,18	0,93	
11 30—12 00	$\frac{10}{10}$ / $\frac{10}{10}$ Cu, Cb	⊙ <sup>2</sup>	1,04	0,91	0,58	1,49	0,27	0,18	1,10	
12 30—13 00	$\frac{10}{10}$ / 8 Cu, Cb, Cl	□	—	—	0,24	0,24	0,03	—	0,14	В конце срока слабый дождь
13 00—13 30	$\frac{10}{10}$ / 8 Cu, Cb, Ac	□, ⊙ <sup>2</sup>	1,02	0,88	0,52	0,52	0,11	—	1,05	В начале срока слабый дождь
13 30—14 00	8/4 Cl, Cu, Cb	⊙ <sup>2</sup>	1,06	0,88	0,33	1,22	0,21	0,17	0,77	
14 00—14 30	4/2 Cu, Cb, Cl	⊙ <sup>2</sup>	1,08	0,86	0,25	1,11	0,20	0,18	0,71	
15 30—16 00	9/7 Cu, Cl	⊙ <sup>2</sup>	0,81	0,52	0,46	0,98	0,22	0,22	0,63	
16 00—16 30	8/4 Cu, Ac	□, ⊙ <sup>2</sup>	0,74	0,42	0,44	0,85	0,13	0,15	0,57	

10 00—10 30	9/7 Cu, Cl	⊙, ⊙ <sup>2</sup>	1,09	0,86	0,32	1,18	0,22	0,18	0,92
10 30—11 00	7/5 Cu, Cl	⊙ <sup>2</sup>	1,14	0,94	0,31	1,25	0,23	0,19	0,88
11 00—11 30	8/7 Cu, Cl	⊙ <sup>2</sup>	1,14	0,97	0,33	1,30	0,22	0,17	0,98
11 30—12 00	8/7 Cu, Cl	⊙ <sup>2</sup>	1,14	0,99	0,36	1,36	0,24	0,18	0,94
12 30—13 00	7/7 Cu	⊙ <sup>2</sup>	1,13	0,99	0,34	1,33	0,23	0,18	0,90
13 00—13 30	7/7 Cu	⊙ <sup>2</sup> , □	1,13	0,97	0,33	1,31	0,22	0,17	0,95
13 30—14 00	8/8 Cu, Cl	□, ⊙, ⊙ <sup>0</sup>	0,72	0,60					0,71
28/VII									
14 00—14 30	9/6 Cu, Cs	□, ⊙ <sup>0</sup> , ⊙	0,681	0,545	0,513	1,06	0,20	0,18	0,66
15 30—16 00	$\frac{10}{10}$ /5 Cu, Cl, Cs	⊙, ⊙ <sup>0</sup>	0,29	0,18	0,38	0,56	0,07	0,1	0,27
16 00—16 30	10/3 Cl, Cs, Cu	⊙ <sup>0</sup> , □			0,38	0,46	0,09		0,18
29/VII									
12 30—13 00	$\frac{10}{10}$ /1 As, Cs, Cu	□, ⊙ <sup>2</sup>	0,10	0,09	0,62	0,71	0,11	—	0,47
13 00—13 30	$\frac{10}{10}$ /1 Cs, As, Cu	⊙ <sup>0</sup>	0,36	0,31	0,58	0,89	0,16	0,18	0,61
13 30—14 00	9/1 Cl, As, Cu	⊙	0,36	0,71	0,39	1,10	0,21	0,17	0,82
14 00—14 30	7/1 Cl, Cu	⊙ <sup>2</sup>	0,94	0,75	0,38	1,08	0,20	0,18	0,72
30/VII									
10 00—10 30	0/0 cп. Cu	⊙ <sup>2</sup>	0,90	0,71	0,31	1,02	0,19	0,19	0,59
10 30—11 00	7/1 Cl, Cu	⊙ <sup>2</sup>	0,91	0,75	0,41	1,16	0,21	0,18	0,76
11 00—11 30	7/4 Cu, Cl	⊙ <sup>2</sup> , □	0,95	0,81	0,40	1,29	0,06	—	0,68
11 30—12 00	6/6 Cu	□, ⊙ <sup>2</sup>	1,03	0,90	0,47	1,37	0,23	0,17	0,73
12 30—13 00	9/9 Cu, Cb	□	—	—	0,34	0,34	—	—	0,18
13 00—13 30	9/9 Cu, Cb	⊙ <sup>2</sup> , □	0,98	0,84	0,46	1,30	0,23	0,18	0,68
13 30—14 00	9/9 Cu	⊙ <sup>2</sup>	1,00	0,88	0,40	1,22	0,22	0,18	0,80
14 00—14 30	7/7 Cu	⊙ <sup>2</sup> , ⊙, □	0,95	0,76	0,38	1,13	0,06	—	0,73

Дата, время, час. мин.	Облачность	Состояние диска солнца	S	S'	D	Q	R <sub>K</sub>	A <sub>K</sub>	B	Примечание
1/VIII										
10 00—10 30	0/0 сл. Cu	☉ <sup>2</sup>	1,02	0,80	0,24	1,04	0,18	0,18	0,69	
10 30—11 00	1/1 Cu	☉ <sup>2</sup>	1,03	0,85	0,28	1,12	0,20	0,17	0,74	
11 00—11 30	6/6 Cu	☾, ☉ <sup>2</sup>	0,68	0,57	0,41	0,99	0,23	—	0,61	
11 30—12 00	7/6 Cu, Ci	☉ <sup>2</sup>	1,05	0,90	0,42	1,32	0,23	0,17	0,87	
12 30—13 00	<u>10</u> /9 Cu, Cb, Ci	☉ <sup>2</sup> , ☾	0,32	0,27			0,07		0,43	
13 00—13 30	<u>10</u> /9 Cu, Cb, Ci	☾, ☉, ☉ <sup>0</sup>	0,34	0,29	0,52		0,16		0,55	
13 30—14 00	<u>10</u> / <u>10</u> / Cu, Cb, Ci	☾, ☉ <sup>2</sup>	0,38	0,28	0,56		0,19		0,54	
14 00—14 30	<u>10</u> /5 Cu, Ci, Cs	☾, ☉, ☉ <sup>0</sup>	0,50	0,39	0,49		0,15		0,55	
15 30—16 00	10/1 As, Cu	☉ <sup>0</sup> , ☾	0,12	0,08	0,47		0,12		0,26	
16 00—16 30	10/1 Cs, Cu	☉ <sup>0</sup> , ☾	0,13	0,08	0,35		0,10		0,19	
3/VIII										
10 00—10 30	6/0 Ci, Ac, сл. Cu	☉ <sup>2</sup>	1,00	0,78	0,32	1,10	0,21	0,19	0,70	
10 30—11 00	6/1 Ci, Cu	☉ <sup>2</sup> , ☉, ☉ <sup>0</sup>	0,29	0,28	0,48	0,55 <sup>1</sup>	0,11	—	0,36	
11 00—11 30	9/4 Ci, Ac, Cu, Cb	☾, ☉	0,18	0,15	0,44	0,44	0,08	—	0,47	
11 00—12 00	<u>10</u> /6 Sc, Cb, Ac	☾			0,34	0,34	0,06	—	0,22	
12 30—13 00	<u>10</u> /9 Sc, Cb, Ac	☾, ☉ <sup>0</sup>	0,07	0,06	0,49	0,55	0,10	0,17	0,41	
13 00—13 30	<u>10</u> /8 Cu, Cb, As, Ac	☉ <sup>0</sup> , ☉	0,78	0,66	0,61	1,27	0,23	0,18	0,84	
13 30—14 00	9/4 Cu, Ci, Cc, Ac	☉ <sup>2</sup> , ☉, ☾	0,68	0,56	0,55	1,11	0,10	—	0,66	
14 00—14 30	<u>10</u> /4 Cu, Ac	☾, ☉ <sup>0</sup> , ☉	0,35	0,28	0,46	0,74	0,09	—	0,50	
4/VIII										
10 00—10 30	5/0 Cs, Cc	☉, ☉ <sup>2</sup> , ☉ <sup>0</sup>	0,65	0,50	0,38	0,89	0,17	0,19	0,55	
10 30—11 00	7/0 Ci, Cc	☉, ☉ <sup>2</sup>	0,62	0,50	0,38	0,88	0,20	—	0,49	

11 00—11 30	3/0 Cl		⊙	0,09	0,79	0,27	1,02	0,19	0,65
11 30—12 00	4/0 Cl		⊙ <sup>2</sup>	1,08	0,93	0,29	1,22	0,21	0,18
12 30—13 00	<u>10</u> /1 Cu, Cl, As		⊙	0,86	0,73	0,42	1,15	1,24	—
13 00—13 30	<u>10</u> /1 Cu, Cl, Cs		⊙, ⊙ <sup>2</sup>	0,91	0,7	0,38	1,16	0,22	0,19
13 30—14 00	<u>10</u> /1 Cl, Cs, Cu		⊙, ⊙ <sup>0</sup>	0,45	0,37	0,52	0,88	0,13	—
14 00—14 30	10/1 Cs, Cl, Cu		⊙ <sup>2</sup> , □, ⊙	0,48	0,38	0,50	0,88	0,15	0,17
15 30—16 00	6/1 Cl, Cu		⊙ <sup>2</sup>	0,92	0,63	0,28	0,87	0,16	0,19
16 00—16 30	3/1 Cl, Cu		⊙ <sup>2</sup>	0,87	0,48	0,21	0,69	0,14	—
4/VIII									
20 00—20 30	8/5 Cl, Cu								—0,10
20 30—21 00	—								—0,09
21 00—21 30	—								—0,09
21 30—22 00	—								—0,09
22 00—22 30	—								—0,09
22 30—23 00	—								—0,09
23 00—23 30	—								—0,10
23 30—24 00	—								—0,09
5/VIII									
10 00—10 30	8/0 Cl		⊙ <sup>2</sup>	1,00	0,82	0,26	1,08	0,21	0,19
10 30—11 00	6/0 Cl		⊙ <sup>2</sup>	1,08	0,88	0,25	1,13	0,21	0,19
11 00—11 30	6/0 Cl, Cc		⊙ <sup>2</sup>	1,06	0,90	0,30	1,20	0,22	0,18
11 30—12 00	4/0 Cl		⊙ <sup>2</sup>	1,08	0,92	0,26	1,18	0,22	0,19
12 30—13 00	7/1 Cl, Cs, Cu		⊙	1,04	0,89	0,30	0,19	0,22	0,18
13 00—13 30	9/2 Cl, Cs, Cu		⊙	0,94	0,80	0,82	1,12	0,20	0,18
13 30—14 00	<u>10</u> /1 Cl, Cs, Cu		⊙ <sup>0</sup> , ⊙	0,70	0,58	0,39	0,97	0,18	0,19

1. По прибору

Дата, время, час. мин.	Облачность	Состояние диска солнца	S <sub>0</sub>	S'	D	Q	R <sub>K</sub>	A <sub>K</sub>	B	Примечание
14 00—14 30	<u>10</u> / 2 Cl, Cs, Cu	☉, ☉ <sup>0</sup>	0,57	0,45	0,48	0,93	0,17	0,18	0,48	
15 30—16 00	<u>10</u> / 3 Cs, Cl, Cu	☐	—	—	0,35	0,35	0,06		0,14	
16 00—16 30	<u>10</u> / 2 Cl, Cs, Cu	☐, ☉ <sup>0</sup>	—	—	0,28	0,35	0,07		0,05	
20 30—21 00									—0,09	
21 00—21 30									—0,09	
21 30—22 00									—0,09	
22 00—22 30									—0,08	
22 30—23 00									—0,08	
23 00—23 30									—0,08	
23 30—24 00									—0,08	
6/VIII										
10 00—10 30	10/0 As	☐, ☉ <sup>0</sup>			0,49	0,49	0,11		0,29	
10 30—11 00	<u>11</u> / 0 As, Cl	☉ <sup>0</sup>	0,23	0,19	0,53	0,72	0,19		0,41	
11 00—11 30	<u>10</u> / 0 As, Cl, сл. Cu	☐, ☉ <sup>0</sup>	0,21	0,17	0,63	0,80	0,13	0,16	0,43	
11 30—12 00	<u>10</u> / 4 As, Cu, Cl	☐			0,54	0,54	0,19		0,35	
12 30—13 00	<u>10</u> / 4 As, Cu, Cl	☐			0,60	0,60	0,12		0,38	
13 00—13 30	<u>10</u> / 2 As, Cl, Cu	☉ <sup>0</sup> , ☐, ☉ <sup>0</sup>	0,48	0,41	0,68	1,08	0,11		0,55	
13 30—14 00	<u>10</u> / 1 Cs, As, Cu	☉ <sup>0</sup> , ☐	0,06	0,05	0,57		0,11		0,31	
14 00—14 30	<u>10</u> / 1 Cs, As, Cu	☐, ☉ <sup>0</sup>	0,06	0,05	0,65		0,12		0,39	
15 30—16 00	<u>10</u> / 0 Cs, Cl, As	☐, ☉ <sup>0</sup> , ☉	0,49	0,30	0,43	0,93 <sup>1</sup>	0,19		0,41	
16 00—16 30	<u>10</u> / 0 Cs, Cl	☉, ☐, ☉ <sup>0</sup>	0,40	0,22	0,39	0,61	0,11	0,19	0,33	
8/VIII										
10 00—10 30	10/0 As	☉	0,43	0,22	0,51	0,92	0,21		0,44	

10 30—11 00	4/0 Ac	⊙ <sup>0</sup> , ⊙	0,72	0,58	0,39	1,07 <sup>1</sup>	0,19	0,18	0,59
11 00—11 30	3/0 Ac	⊙	0,82	0,68	0,41	1,10	0,16		0,63
11 30—12 00	3/0 Ac	⊙ <sup>2</sup>	0,88	0,74	0,36	1,13 <sup>1</sup>	0,20	0,18	0,63
12 30—13 00	0/0	⊙ <sup>2</sup>	0,84	0,72	0,38	1,09	0,21	0,19	0,60
13 00—13 30	0/0 ср. Cl, Cc	⊙ <sup>2</sup>	0,91	0,76	0,34	1,10 <sup>2</sup>	0,21	0,19	0,61
13 30—14 00	0/0	⊙ <sup>2</sup>	0,88	0,71	0,33	1,04	0,19	0,18	0,56
14 00—14 30	0/0	⊙ <sup>2</sup>	0,88	0,68	0,32	1,00	0,19	0,19	0,56
15 30—16 00	0/0	⊙ <sup>2</sup>	0,82	0,50	0,24	0,74	0,15	0,20	0,38
16 00—16 30	0/0	⊙ <sup>2</sup>	0,79	0,43	0,21	0,64	0,14	0,21	0,27
9/VIII									
10 00—10 30	8/0 Ac	⊙ <sup>0</sup>	0,41	0,31	0,53	0,88	0,17	0,19	0,42
10 30—11 00	6/0 Ac	⊙ <sup>0</sup> , ⊙ <sup>2</sup>	0,58	0,46	0,33	1,20 <sup>1</sup>	0,22	0,18	0,45
11 00—11 30	1/0 Ac	⊙ <sup>2</sup> , ⊙ <sup>0</sup>	0,96	0,80	0,28	1,19 <sup>1</sup>	0,21	0,18	0,63
11 30—12 00	0/0 ср. Ac	⊙ <sup>2</sup>	1,12	0,94	0,23	1,17	0,21	0,16	0,72
12 30—13 00	0/0 ср. Ac	⊙ <sup>2</sup>	1,11	0,94	0,24	1,17	0,21	0,18	0,67
13 00—13 30	0/0 ср. Ac	⊙ <sup>2</sup>	1,10	0,92	0,23	1,14	0,20	0,18	0,71
13 30—14 00	0/0 ср. Ac	⊙ <sup>2</sup>	1,08	0,87	0,23	1,10	0,20	0,18	0,64
14 00—14 30	1/0 Ac	⊙ <sup>2</sup>	1,03	0,79	0,24	1,00	0,19	0,18	0,57
15 30—16 00	7/0 Ac, As	⊙ <sup>2</sup> , □	0,22	0,13	0,34	0,34	0,84 <sup>1</sup>		0,20
16 00—16 30	9/0 As, Ac	□							0,08
10/VIII									
10 00—10 30	10/6 Sc, Cb, Cl		0,41	0,31	0,54	0,54	0,10		0,52
10 30—11 00	10/2 As, Cl, Sc				0,39	0,39	0,07		0,21
11 00—11 30	10/2 As, Sc				0,36	0,36	0,06		0,19
11 30—12 00	10/3 As, Sc				0,25	0,25	0,04		0,12
12 30—13 00	10/5 As, Sc				0,19	0,19	0,04		0,12
13 40—14 00	10/6 Sc, As				0,22	0,22	0,04		0,14
14 00—14 30	10/6 Sc, As								0,14

13 ч. 00 м.—  
13 ч. 40 м.

<sup>1</sup> По прибору.

Температура воздуха по психрометрам Ассмана

Дата, время, час. мин.	Высота, м							
	I повторность				II повторность			
	0,25	0,5	1,0	2,0	0,25	0,5	1,0	2,0
24/VII								
12 30—13 00	31,0	30,1	29,1	28,4	31,4	30,5	29,1	28,3
13 00—13 30	31,3	30,3	29,6	29,0	31,3	30,7	29,5	28,7
13 30—14 00	32,0	31,1	30,1	29,2	32,2	31,5	30,1	29,2
14 00—14 30	32,6	31,8	30,9	30,0	32,6	31,9	30,8	29,7
15 30—16 00	32,9	32,5	31,9	31,2	33,1	32,5	31,8	31,1
16 00—16 30	31,4	31,3	30,9	30,6	31,7	31,3	30,8	30,6
26/VII								
15 30—16 00	25,1	24,6	24,1	23,6	25,0	24,5	23,9	23,6
16 00—16 30	26,3	26,0	25,5	25,1	26,3	26,1	25,5	24,9
27/VII								
10 00—10 30	24,0	23,4	22,9	22,5	24,3	23,7	23,0	22,3
10 30—11 00	24,1	23,6	23,2	22,7	24,2	23,8	23,2	22,8
11 00—11 30	25,7	24,8	24,2	23,7	26,0	25,5	24,4	23,8
11 30—12 00	23,5	23,1	22,7	21,8	23,3	22,7	22,2	21,9
12 30—13 00	22,3	22,1	21,9	21,7	22,1	22,0	21,8	21,7
13 00—13 30	21,5	21,4	21,4	21,3	21,6	21,4	21,4	21,2
13 30—14 00	25,3	24,8	23,9	23,4	25,4	24,6	23,8	23,4
14 00—14 30	26,4	25,9	24,8	24,3	26,2	25,6	24,7	24,2
15 30—16 00	25,0	24,9	24,5	24,4	25,1	24,9	24,5	24,5
16 00—16 30	25,7	25,5	24,9	24,5	25,8	25,4	24,8	24,6
28/VII								
10 00—10 30	23,4	23,0	22,6	22,1	23,7	22,8	22,5	22,0
10 30—11 00	25,1	24,7	23,7	23,1	25,0	24,6	23,7	23,2
11 00—11 30	25,0	24,5	23,9	23,2	25,2	24,6	23,9	23,3
11 30—12 00	26,7	26,1	25,1	24,4	26,5	25,9	25,0	24,3
12 30—13 00	27,6	27,0	25,9	25,2	27,6	27,0	26,1	25,3
13 00—13 30	27,6	27,2	26,1	25,4	27,4	26,9	26,1	25,3
13 30—14 00	26,6	26,1	25,5	25,4	26,8	26,2	25,6	25,1
14 00—14 30	26,8	26,4	25,9	25,4	26,9	26,5	25,8	25,4
15 30—16 00	27,1	26,6	26,1	25,7	27,0	26,6	26,1	25,6
16 00—16 30	26,6	26,6	26,0	25,8	26,8	26,6	26,0	25,7
29/VII								
12 30—13 00	27,7	27,2	26,5	26,1	27,7	27,2	26,7	26,0

Дата, время, час. мин.	Высота, м							
	I повторность				II повторность			
	0,25	0,5	1,0	2,0	0,25	0,5	1,0	2,0
13 00—13 30	28,5	27,9	27,1	26,6	28,6	27,9	27,2	26,5
13 30—14 00	29,5	28,5	27,6	27,0	29,4	28,7	27,9	26,8
14 00—14 30	29,4	28,6	27,8	27,2	29,5	28,8	27,6	27,0
30/VII								
10 00—10 30	26,6	25,6	24,9	24,5	26,8	25,9	25,0	24,7
10 30—11 00	27,8	26,9	26,0	25,0	28,0	27,2	26,0	25,0
11 00—11 30	28,4	27,6	26,5	25,6	28,4	27,3	26,6	25,8
11 30—12 00	28,1	27,8	27,0	26,8	28,5	27,7	27,0	27,1
12 30—13 00	26,1	25,8	25,3	25,1	26,1	25,8	25,3	25,1
13 00—13 30	28,7	27,8	27,0	26,5	28,8	28,1	27,3	26,5
13 30—14 00	29,5	28,7	27,5	27,0	29,9	29,1	27,6	26,8
14 00—14 30	28,1	27,5	26,6	26,5	28,0	27,6	26,9	26,4
1/VIII								
10 00—10 30	29,1	28,4	27,8	27,2	29,3	28,5	27,6	27,3
10 30—11 00	29,5	29,1	28,4	27,6	29,8	29,2	28,3	27,4
11 00—11 30	30,0	29,3	28,9	28,1	30,2	29,6	28,8	28,2
11 30—12 00	30,5	30,1	29,6	29,0	30,8	30,2	29,7	28,7
12 30—13 00	30,8	30,4	29,8	29,2	31,1	30,3	29,7	29,2
13 00—13 30	29,8	29,5	28,9	28,3	29,8	29,4	28,8	28,2
13 30—14 00	30,4	29,9	29,5	29,0	30,3	29,9	29,4	28,9
14 00—14 30	31,7	31,3	30,5	29,7	—	—	—	—
15 30—16 00	30,4	30,2	29,8	29,4	30,5	30,0	29,7	29,4
16 00—16 30	29,9	29,8	29,5	29,1	30,1	29,8	29,5	29,1
3/VIII								
10 00—10 30	28,3	27,4	26,3	25,7	28,0	27,5	26,3	25,6
10 30—11 00	27,6	27,0	26,3	25,8	27,6	27,1	26,4	25,9
11 00—11 30	28,5	27,8	27,2	26,6	28,4	28,0	27,1	26,5
11 30—12 00	27,9	27,5	27,0	26,6	27,8	27,5	27,2	26,7
12 30—13 00	29,1	28,8	28,1	27,4	29,0	28,8	28,0	27,4
13 00—13 30	30,0	29,4	28,6	28,0	29,9	29,5	28,5	28,2
13 30—14 00	32,4	31,6	30,8	30,0	32,6	31,6	30,7	29,6
14 00—14 30	30,6	30,3	29,7	29,3	31,1	30,5	29,6	29,1
4/VIII								
10 00—10 30	28,1	27,3	26,6	26,0	28,0	27,6	26,8	26,1
10 30—11 00	28,4	27,8	26,9	26,4	28,4	27,8	27,1	26,4
11 00—11 30	30,4	29,7	28,8	28,1	30,4	29,9	28,8	28,3

Дата, время, час. мин.	Высота, м							
	I повторность				II повторность			
	0,25	0,5	1,0	2,0	0,25	0,5	1,0	2,0
11 30—12 00	31,7	30,8	30,0	29,1	31,8	30,9	30,1	29,0
12 30—13 00	33,0	32,4	31,7	31,0	32,7	32,2	31,5	30,8
13 00—13 30	33,2	32,3	31,5	30,7	33,1	32,5	31,5	30,8
13 30—14 00	32,0	31,4	30,5	29,8	32,0	31,5	30,9	30,1
14 00—14 30	31,3	30,7	29,9	29,3	31,5	30,9	30,1	29,2
15 30—16 00	32,6	31,9	31,4	30,8	32,5	32,1	31,5	30,7
16 00—16 30	32,3	31,9	31,1	30,7	32,4	32,1	31,3	30,6
20 00—20 30	25,8	25,9	25,9	26,1	25,7	25,8	26,0	26,1
20 30—21 00	25,4	25,5	25,6	25,8	25,4	25,4	25,6	25,7
21 00—21 30	23,9	24,2	24,4	24,6	24,1	24,1	24,3	24,5
21 30—22 00	23,3	23,5	23,6	23,8	23,3	23,4	23,5	23,7
22 00—22 30	23,8	23,9	23,9	24,1	23,8	23,8	23,9	24,0
22 30—23 00	23,9	24,2	24,1	24,2	23,9	23,9	24,0	24,2
23 00—23 30	23,2	23,3	23,3	23,5	—	—	—	—
23 30—24 00	22,7	22,8	22,8	22,5	—	—	—	—
5/VIII								
10 00—10 30	28,0	27,1	26,2	25,5	27,9	27,4	26,3	25,8
10 30—11 00	28,3	27,5	26,4	25,8	28,3	27,5	26,4	25,8
11 00—11 30	29,0	28,0	26,9	26,3	28,6	28,2	27,1	26,2
11 30—12 00	28,7	28,0	27,1	26,3	29,0	28,3	27,3	26,4
12 30—13 00	29,6	29,0	28,0	27,1	29,6	29,1	28,2	27,2
13 00—13 30	30,2	29,4	28,8	28,0	30,4	29,8	28,9	28,0
13 30—14 00	30,5	29,8	29,2	28,4	30,8	30,1	29,4	28,3
14 00—14 30	30,7	29,9	29,1	28,5	30,6	30,1	29,1	28,6
15 30—16 00	28,8	28,5	28,1	27,8	28,8	28,5	28,1	27,7
16 00—16 30	28,5	28,2	27,9	27,6	28,3	28,2	28,0	27,6
20 35—20 50	24,5	24,7	24,7	25,0	24,4	24,5	24,7	24,9
21 00—21 30	24,4	24,6	24,6	24,8	24,3	24,4	24,6	24,7
21 30—22 00	24,4	24,6	24,7	24,9	24,4	24,4	24,6	24,8
22 00—22 30	24,0	24,1	24,2	24,5	23,9	23,9	24,1	24,3
22 30—23 00	23,2	23,4	23,6	23,8	23,2	23,3	23,5	23,9
23 00—23 30	22,9	23,0	23,2	23,5	—	—	—	—
23 30—24 00	22,6	22,7	22,8	23,0	—	—	—	—
6/VIII								
10 00—10 30	27,1	26,5	26,2	25,7	26,9	26,5	26,1	25,5
10 30—11 00	27,0	26,6	26,0	25,4	27,0	26,6	26,0	25,4

Дата, время, час. мин.	Высота, м							
	I повторность				II повторность			
	0,25	0,5	1,0	2,0	0,25	0,5	1,0	2,0
11 00—11 30	27,2	26,5	25,9	25,6	27,1	26,6	25,9	25,4
11 30—12 00	25,5	25,6	25,1	24,6	25,9	25,6	25,0	24,6
12 30—13 00	25,1	24,8	24,2	23,9	25,1	24,6	24,2	23,8
13 00—13 30	26,2	25,4	24,8	24,3	26,1	25,6	24,7	24,1
13 30—14 00	25,3	24,8	24,4	23,8	25,4	24,8	24,2	23,7
14 00—14 30	25,6	25,1	24,5	24,2	25,8	25,3	24,6	24,1
15 30—16 00	25,5	25,0	24,6	24,2	25,6	25,0	24,5	24,0
16 00—16 30	25,9	25,4	24,5	24,1	25,8	25,2	24,7	24,2
8/VIII								
10 00—10 30	28,6	27,8	27,1	26,5	28,4	27,8	27,0	26,3
10 30—11 00	29,1	28,6	27,7	27,1	28,9	28,3	27,6	26,9
11 00—11 30	30,2	29,2	28,2	27,7	29,8	28,7	28,4	27,6
11 30—12 00	30,7	30,0	29,2	28,7	30,6	30,0	28,8	28,5
12 30—13 00	30,7	29,6	28,4	27,8	30,3	29,6	28,3	28,0
13 00—13 30	31,3	30,5	29,4	29,0	31,3	30,3	29,6	28,9
13 30—14 00	32,9	31,9	31,1	30,7	32,5	31,7	31,1	30,7
14 00—14 30	32,6	32,2	31,0	30,5	32,3	31,8	30,9	30,5
15 30—16 00	32,4	31,7	31,3	30,8	32,1	31,5	30,8	30,5
16 00—16 30	31,6	30,9	30,1	29,7	31,4	30,7	29,9	29,6
9/VIII								
10 00—10 30	27,8	27,3	26,6	25,9	27,8	27,5	26,6	25,9
10 30—11 00	29,4	28,7	27,6	27,0	29,3	28,7	27,8	27,2
11 00—11 30	30,0	29,0	28,3	27,6	30,2	29,4	28,7	27,9
11 30—12 00	30,9	30,0	29,0	28,3	30,8	29,9	29,0	28,4
12 30—13 00	31,4	30,5	29,5	28,9	31,2	30,8	29,5	29,1
13 00—13 30	32,1	31,5	30,5	29,8	32,3	31,7	30,3	29,8
13 30—14 00	32,3	31,2	30,5	29,9	32,0	31,3	30,7	29,7
14 00—14 30	32,4	31,6	30,8	30,2	32,6	31,7	30,9	30,6
15 30—16 00	31,1	30,6	30,1	29,6	30,8	30,6	30,2	29,6
16 00—16 30	29,2	29,0	28,7	28,6	29,0	28,9	28,7	28,5
10/VIII								
10 00—10 30	27,5	27,0	26,5	26,2	27,4	27,0	26,6	26,1
10 30—11 00	26,4	26,2	25,8	25,5	26,3	26,0	25,8	25,5
11 00—11 30	26,1	26,0	25,6	25,3	26,1	25,8	25,5	25,3
11 30—12 00	25,9	25,8	25,4	25,4	25,8	25,6	25,4	25,2
12 30—13 00	25,3	25,2	24,9	24,7	25,3	25,1	24,8	24,6

Дата, время, час. мин.	Высота, м							
	I повторность				II повторность			
	0,25	0,5	1,0	2,0	0,25	0,5	1,0	2,0
13 00—13 30	24,2	24,2	24,0	24,0	24,2	24,1	24,0	24,0
13 30—14 00	23,7	23,6	23,5	23,4	23,7	23,6	23,5	23,3
14 00—14 30	23,3	23,1	22,8	22,6	23,3	23,0	22,8	22,4

в различных точках. Градуировка приборов производилась по одному контрольному актинометру. В приводимые ниже таблицы включены полученные экспедицией ГГО данные наблюдений, характеризующие среднее распределение метеорологических элементов в пограничном слое атмосферы при различных условиях.

Актинометрические наблюдения предусматривали получение радиационного баланса и его составляющих на уровне подстилающей поверхности. Для измерений использовалась стандартная аппаратура — термоэлектрический балансомер, актинометр, пиранометр и альбедометр. Все приборы устанавливались на стандартной актинометрической стойке на высоте  $z=1,5$  м от поверхности земли. Наблюдение по балансомеру и пиранометру производилось по затененным приборам. В течение получасового интервала производилось 10 отсчетов по актинометру, 15 отсчетов по балансомеру, 6 отсчетов по пиранометру и альбедометру. Кроме указанных наблюдений, производилась запись радиационного баланса (по незатененному балансомеру) с помощью самописца М-117, которая использовалась для контроля получаемых данных. При переменной облачности для обеспечения более надежных данных о радиационном балансе производились учащенные наблюдения по балансомеру (30 отсчетов в течение получасового интервала). Наблюдения по другим актинометрическим приборам в такие сроки не производились. Результаты актинометрических наблюдений приводятся в приложении 1.

Градиентные наблюдения предусматривали получение профилей ветра, температуры и влажности в нижних слоях воздуха, распределение температуры в почве и направление ветра на высоте  $z=10$  м.

Наблюдения за скоростью ветра производились с помощью контактных анемометров с записью контактов на ленте регистратора при измерениях на небольших высотах и с использованием счетчиков контактов при измерениях на уровнях выше 2 м. Уровни измерений: 0,25; 0,5; 0,50; 1,0; 2,0; 5,2; 8,6; 14,2 м. На нижних уровнях до 2 м приборы устанавливались в двух повторностях, а на 0,25 м — в трех. В течение срока наблюдений производилась непрерывная регистрация. Период осреднения для всех градиентных измерений (так же как и для актинометрических наблюдений) составлял

Упругость водяного пара по психрометрам Ассмана

Дата, время, час. мин.	Высота, м							
	I повторность				II повторность			
	0,25	0,5	1,0	2,0	0,25	0,5	1,0	2,0
24/VII								
12 30—13 00	12,2	12,3	12,8	12,2	11,9	12,4	12,0	12,0
13 00—13 30	12,9	12,6	12,7	12,9	13,3	12,7	12,6	12,4
13 30—14 00	13,2	13,0	12,9	12,3	13,2	12,6	12,5	12,4
14 00—14 30	13,4	13,1	13,0	13,0	13,2	13,0	12,8	12,8
15 30—16 00	12,7	12,8	12,6	12,5	12,8	12,8	12,7	12,6
16 00—16 30	12,4	12,2	12,3	12,3	12,4	12,4	12,2	12,0
26/VII								
15 30—16 00	20,0	19,5	19,2	19,0	20,3	19,8	19,2	19,0
16 00—16 30	16,4	16,0	15,4	15,0	16,7	16,1	15,6	15,0
27/VII								
10 00—10 30	18,7	18,6	18,2	17,9	18,6	—	18,2	17,9
10 30—11 00	—	17,9	17,8	17,3	18,1	18,1	17,6	17,5
11 00—11 30	21,8	20,3	18,5	17,8	19,8	18,7	18,1	17,7
11 30—12 00	18,0	17,6	17,3	17,6	19,2	18,2	17,5	17,8
12 30—13 00	17,2	16,8	16,7	16,7	17,6	16,8	16,8	16,5
13 00—13 30	19,6	18,6	17,7	17,2	20,1	18,8	17,5	17,3
13 30—14 00	15,9	16,1	15,5	14,5	16,3	16,0	15,4	14,5
14 00—14 30	15,9	15,2	14,9	14,2	15,7	15,4	14,7	14,3
15 30—16 00	15,3	14,5	14,4	14,3	14,4	14,8	14,6	14,6
16 00—16 30	14,9	14,9	14,8	15,1	15,2	15,3	14,6	14,8
28/VII								
10 00—10 30	14,9	14,6	14,3	14,3	15,2	14,6	14,2	14,2
10 30—11 00	—	13,9	13,9	13,7	14,0	14,0	14,0	13,7
11 00—11 30	—	—	13,3	13,1	13,7	13,6	13,5	13,0
11 30—12 00	13,0	13,2	12,9	12,7	13,1	13,1	13,0	12,6
12 30—13 00	12,6	12,0	11,7	11,5	12,8	12,2	11,8	11,4
13 00—13 30	12,0	11,9	11,8	11,3	11,9	11,7	11,8	11,2
13 30—14 00	11,6	11,5	11,2	11,1	11,4	11,3	11,1	11,0
14 00—14 30	11,4	11,3	11,3	10,9	—	11,6	11,2	11,1
15 30—16 00	11,2	11,0	10,8	10,7	11,1	11,2	10,8	10,8
16 00—16 30	10,6	10,4	10,3	10,2	10,9	10,6	10,1	10,1
29/VII								
12 30—13 00	12,1	11,9	11,8	11,8	12,5	12,1	11,9	11,6

Дата, время, час. мин.	Высота, м							
	I повторность				II повторность			
	0,25	0,5	1,0	2,0	0,25	0,5	1,0	2,0
13 00—13 30	11,5	11,3	11,6	11,4	11,8	11,5	11,3	11,2
13 30—14 00	12,4	12,3	12,2	11,8	12,2	12,2	12,2	12,0
14 00—14 30	12,0	12,0	11,9	11,8	12,3	12,1	11,8	11,6
30/VII								
10 00—10 30	16,8	16,5	16,6	16,6	16,9	16,7	16,6	16,6
10 30—11 00	17,2	17,2	17,1	17,7	17,5	17,3	16,9	17,0
11 00—11 30	17,6	17,1	16,9	17,3	17,1	17,1	17,0	16,6
11 30—12 00	15,8	—	15,0	14,6	15,1	15,2	15,0	14,9
12 30—13 00	16,6	16,4	16,3	15,9	16,9	16,6	16,3	16,3
13 00—13 30	16,0	15,7	16,2	15,9	16,9	16,2	15,8	16,4
13 30—14 00	15,8	15,9	15,7	15,3	16,8	16,2	15,3	15,4
14 00—14 30	16,1	15,9	15,6	15,5	15,9	15,9	15,5	15,9
1/VIII								
10 00—10 30	14,7	14,7	14,9	15,0	14,4	15,1	14,7	14,5
10 30—11 00	15,2	14,6	14,5	14,4	14,7	14,5	14,6	14,7
11 00—11 30	15,2	14,2	14,1	13,7	14,6	14,2	14,2	13,7
11 30—12 00	13,9	14,0	14,0	14,1	13,8	14,2	14,1	14,1
12 30—13 00	13,3	13,2	13,2	13,2	13,2	13,3	13,3	13,2
13 00—13 30	14,5	14,1	14,1	13,9	14,3	14,4	14,0	13,8
13 30—14 00	13,4	13,5	13,6	13,4	13,7	13,4	13,5	13,2
14 00—14 30	13,8	14,0	13,7	13,7	—	—	—	—
15 30—16 00	13,4	13,3	13,4	13,1	13,5	13,6	13,3	13,1
16 00—16 30	13,1	13,2	13,2	13,1	13,2	13,5	13,2	13,3
3/VIII								
10 00—10 30	18,3	18,0	17,9	17,8	18,2	18,1	17,9	17,8
10 30—11 00	17,4	17,4	17,2	17,1	17,4	17,4	17,2	17,2
11 00—11 30	16,3	15,9	15,9	15,7	16,3	16,1	16,0	15,8
11 30—12 00	15,8	15,4	15,4	15,2	15,4	15,6	15,2	15,4
12 30—13 00	17,3	17,3	17,4	17,2	17,4	17,4	17,3	17,3
13 00—13 30	17,3	17,1	17,5	17,0	17,6	17,4	17,5	17,1
13 30—14 00	16,5	16,1	16,2	16,1	—	16,2	16,2	16,2
14 00—14 30	15,4	15,4	15,5	15,3	—	15,5	15,5	15,3
4/VIII								
10 00—10 30	17,7	17,6	17,5	17,3	17,6	17,8	17,5	17,2
10 30—11 00	17,6	17,3	17,2	17,0	17,4	17,4	17,3	17,0
11 00—11 30	—	17,0	16,8	16,7	17,0	16,9	16,8	16,4

Дата, время, час. мин.	Высота, м							
	I повторность				II повторность			
	0,25	0,5	1,0	2,0	0,25	0,5	1,0	2,0
11 30—12 00	16,3	16,5	16,7	16,6	16,8	16,8	17,0	16,5
12 30—13 00	15,6	15,6	15,5	15,3	16,0	15,8	15,6	15,3
13 00—13 30	14,5	14,4	14,5	14,4	13,9	14,5	14,5	14,4
13 30—14 00	15,4	15,7	15,3	15,4	16,5	15,8	15,4	15,5
14 00—14 30	16,5	16,7	16,7	16,4	—	16,6	16,7	16,5
15 30—16 00	14,5	14,6	14,7	14,4	—	14,9	14,7	14,7
16 00—16 30	14,5	14,4	14,4	14,2	—	14,4	14,4	14,3
20 00—20 30	16,0	16,3	16,3	16,1	16,1	16,3	16,2	16,1
20 30—21 00	15,8	15,5	15,5	15,6	16,7	15,7	15,7	15,8
21 00—21 30	16,8	16,6	16,7	16,6	17,9	16,6	16,7	16,8
21 30—22 00	18,1	17,8	17,8	17,7	19,4	17,8	17,8	17,8
22 00—22 30	21,0	20,1	20,1	20,1	20,8	20,2	20,1	20,2
22 30—23 00	20,7	20,0	20,1	20,2	21,4	20,3	20,2	20,3
23 00—23 30	19,7	19,7	19,8	19,8	—	—	—	—
23 30—24 00	19,2	19,2	19,4	19,4	—	—	—	—
5/VIII								
10 00—10 30	21,5	20,7	20,5	20,4	20,8	20,8	20,6	20,4
10 30—11 00	21,4	21,1	20,8	20,9	21,4	21,1	21,2	21,1
11 00—11 30	20,3	20,0	19,7	19,5	20,4	19,8	19,8	19,6
11 30—12 00	21,5	20,3	20,3	19,8	21,1	20,5	20,3	19,8
12 30—13 00	20,5	19,9	20,0	19,8	20,4	20,2	20,1	19,7
13 00—13 30	18,8	18,7	18,9	18,4	18,8	18,9	18,8	18,6
13 30—14 00	18,8	17,8	17,9	17,6	19,0	18,0	18,0	17,7
14 00—14 30	18,2	18,3	18,4	18,4	18,2	18,4	18,4	18,6
15 30—16 00	17,3	16,6	16,7	16,6	17,5	16,9	16,7	17,0
16 00—16 30	17,3	17,1	17,1	17,1	16,6	17,2	17,1	18,0
20 30—21 00	16,3	16,2	16,4	16,2	18,4	16,3	15,7	16,2
21 00—21 30	17,3	17,6	17,8	17,8	19,5	17,7	17,8	17,9
21 30—22 00	20,1	20,1	20,4	20,2	20,4	20,3	20,2	20,3
22 00—22 30	21,6	21,0	21,2	21,2	21,9	21,2	21,3	21,6
22 30—23 00	21,3	21,1	21,3	21,2	22,2	21,2	21,3	21,2
23 00—23 30	19,8	19,7	19,6	19,5	—	—	—	—
23 30—24 00	19,8	19,9	19,9	19,9	—	—	—	—
6/VIII								
10 00—10 30	21,0	21,0	21,3	21,3	21,1	21,4	21,3	21,6
10 30—11 00	23,1	23,3	23,0	22,7	23,2	23,3	23,0	23,0

Дата, время, час. мин.	Высота, м							
	I повторность				II повторность			
	0,25	0,5	1,0	2,0	0,25	0,5	1,0	2,0
11 00—11 30	24,0	23,9	24,0	24,1	24,6	24,0	24,1	24,0
11 30—12 00	25,1	24,8	24,5	24,4	25,6	24,6	24,6	24,4
12 30—13 00	23,5	23,5	23,7	23,5	24,7	23,8	23,6	23,4
13 00—13 30	23,6	23,3	23,5	23,4	24,9	23,5	23,6	23,3
13 30—14 00	23,6	23,0	23,1	23,1	24,7	23,3	23,3	23,2
14 00—14 30	21,9	21,9	21,9	21,5	23,9	22,1	22,0	21,7
15 30—16 00	22,0	21,7	21,8	21,7	22,2	21,9	21,9	21,8
16 00—16 30	22,2	21,2	21,4	21,3	22,2	21,5	21,5	21,4
8/VIII								
10 00—10 30	18,2	18,1	18,0	17,8	19,6	18,1	18,1	18,0
10 30—11 00	17,8	16,6	16,8	16,7	20,5	16,8	16,5	16,7
11 00—11 30	15,7	15,6	15,4	15,2	16,0	15,6	15,2	14,9
11 30—12 00	15,1	14,8	14,9	14,7	15,1	14,8	14,6	14,6
12 30—13 00	19,5	18,3	18,8	18,3	19,3	18,4	18,8	18,4
13 00—13 30	17,2	16,9	16,8	16,5	17,8	17,2	17,0	17,0
13 30—14 00	13,5	13,5	13,3	13,4	13,3	13,5	13,6	13,6
14 00—14 30	13,8	13,7	13,6	13,3	13,5	13,7	13,7	13,3
15 30—16 00	13,8	13,2	13,2	13,3	13,3	13,4	13,3	13,1
16 00—16 30	14,7	13,7	13,8	13,9	14,2	14,3	14,0	14,0
9/VIII								
10 00—10 30	13,9	13,6	13,1	13,3	—	13,7	13,3	13,4
10 30—11 00	11,2	11,3	10,8	10,6	—	11,3	10,8	10,5
11 00—11 30	11,9	10,4	10,6	10,1	12,7	10,5	10,4	10,3
11 30—12 00	10,6	10,3	10,3	10,4	—	10,4	10,1	10,3
12 30—13 00	11,9	10,9	10,6	10,4	12,6	11,1	10,4	10,3
13 00—13 30	10,9	10,8	10,8	10,5	10,7	11,0	10,4	10,4
13 30—14 00	11,6	10,8	10,7	10,4	10,6	10,7	10,6	10,5
14 00—14 30	14,2	10,9	10,9	10,7	11,0	11,0	10,8	10,6
15 30—16 00	12,8	11,5	11,4	11,4	11,6	11,6	11,4	11,4
16 00—16 30	12,9	12,1	12,3	12,2	13,4	12,4	12,3	12,0
10/VIII								
10 00—10 30	12,1	11,6	11,8	11,5	12,6	11,6	11,8	11,4
10 30—11 00	11,8	11,3	11,4	11,2	11,3	11,2	11,1	11,2
11 00—11 30	11,4	11,2	11,3	11,2	11,8	11,2	11,2	11,2
11 30—12 00	11,6	10,8	10,7	10,7	11,6	10,8	10,6	10,6
12 30—13 00	14,3	13,7	13,7	13,7	13,8	13,8	13,8	13,6

Дата, время, час. мин.	Высота, м							
	I повторность				II повторность			
	0,25	0,5	1,0	2,0	0,25	0,5	1,0	2,0
13 00—13 30 <sup>1</sup>	15,9	14,1	14,1	14,0	14,5	14,4	14,0	14,0
13 30—14 00	14,5	13,5	13,4	13,5	14,5	13,5	13,4	13,4
14 00—14 30	15,9	14,9	14,9	14,9	15,6	14,8	14,8	15,0

<sup>1</sup>Дождь

30 минут. Направление ветра измерялось с помощью анеморумбометра М-63, установленного на уровне  $z=10$  м (20 отсчетов в течение 30 минут). Данные о ветре приводятся в приложении 5.

Температура и влажность воздуха измерялись на уровнях 0,25; 0,50; 1,0; 2,0 м с помощью психрометров Ассмана, установленных горизонтально, в двух повторностях (см. приложения 2 и 3). В течение 30 минут производилось 8 отсчетов по каждому прибору. Для аспирации психрометров использовались головки с электрическими моторами. Измерение температуры почвы производилось на глубинах 0, 2, 5, 10, 20, 40, 60 см (см. приложение 4) термометрами сопротивления, установленными на верхних уровнях в двух-трех повторностях. Теплофизические характеристики почвы определялись с помощью прибора ГГО, установленного в двух повторностях на глубинах 5 и 15 см. Вертолетное зондирование производилось вертолетом МИ-1 в районе работ экспедиции над сушей в радиусе 10—15 км. Высота зондирования около 2 км. Зондирование производилось площадками продолжительностью 3 минуты на уровнях 25, 50, 100, 200, 300, 400, 500, 750, 1000, 1250, 1500, 2000 м.

В таблицах наблюдений (см. приложение 6) приводятся также результаты зондирования на спуске и указано время измерений на каждой высоте. На вертолете были установлены механический метеорограф для измерений температуры, влажности и давления и электрический метеорограф для измерений температуры, пульсаций температуры, перегрузок и давления.

Электрический метеорограф использовался также для горизонтального зондирования атмосферы на высотах 50 и 200 м. Шаропилотные наблюдения производились теодолитами АТК с трех пунктов с базами 663, 643 и 495 м. В течение срока наблюдений выпускалось 4—6 шаров-пилотов. Продолжительность наблюдений за каждым шаром составляла 15 минут. При скорости подъема шара-пилота 150—200 м/мин. такие наблюдения позволили получить детальное распределение ветра в слое 2,5—3 км. Для характеристики распределения ветра выше этого слоя продолжительность наблюдений за отдельными шарами-пилотами увеличивалась до 30 минут. Такие наблюдения проводились в начале или в конце срока наблюдений. Данные о скорости ветра как по отдельным шарам-пилотам, так

Температура почвы

Дата, время, час. мин.	Глубина, см											
	0	0	0	2	2	5	5	10	10	20	40	60
24/VII												
12 00—12 30	53,3	51,2	54,8	36,0	42,6	30,6	34,8	22,6	26,3	23,9	24,4	23,3
13 00—13 30	53,2	53,5	56,2	39,1	44,2	33,3	36,3	28,2	27,5	24,2	24,4	23,3
14 00—14 30	51,1	54,5	53,9	40,5	42,3	34,9	36,3	29,3	28,3	24,6	24,3	23,3
15 00—15 30	50,5	50,2	49,0	41,0	40,7	35,7	36,1	30,3	29,0	25,1	24,4	23,2
16 00—16 30	41,2	41,1	39,9	39,0	38,4	35,7	35,8	31,2	29,9	25,5	24,4	23,2
17 00—17 30	35,5	35,2	34,7	35,6	35,8	34,1	34,5	31,2	30,4	26,1	24,4	23,2
26/VII												
9 00—9 30	26,2	25,9	25,5	26,2	26,7	25,7	26,1	25,2	25,2	25,9	25,6	23,5
14 00—14 30	29,7	30,1	29,1	26,3	27,8	25,9	26,6	25,3	25,0	25,4	25,4	23,6
15 00—15 30	30,2	30,7	28,6	28,1	28,6	27,8	28,0	25,9	25,5	25,3	25,4	23,6
16 00—16 30	31,5	31,9	29,4	28,3	28,6	27,8	28,2	26,4	26,1	25,4	25,3	23,6
17 00—17 30	25,8	27,1	26,3	25,4	25,7	26,8	27,0	26,6	26,3	25,5	25,3	23,6
27/VII												
9 00—9 30	28,2	28,1	27,0	22,7	26,4	22,0	24,2	22,0	22,0	23,2	24,6	23,5
10 00—10 30	30,4	29,8	27,9	24,0	28,1	23,5	26,4	22,9	22,9	23,2	24,6	23,5
11 00—11 30	35,1	34,8	32,5	26,6	31,5	25,1	28,3	23,9	23,8	23,3	24,5	23,4
12 00—12 30	27,9	28,6	28,1	27,3	29,8	26,7	29,1	25,1	24,9	23,5	24,4	23,4
13 00—13 30	28,0	28,2	27,3	25,8	27,3	26,1	27,4	25,6	25,2	23,8	24,4	23,4
14 00—14 30	38,7	39,7	37,7	31,4	31,5	28,6	28,9	25,9	25,3	23,9	24,3	23,4
15 00—15 30	31,7	31,3	30,4	28,9	29,3	29,0	29,1	26,8	26,1	24,1	24,3	23,4

16 00-16 30	31,8	31,7	30,1	29,3	29,7	28,6	28,8	28,8	27,0	26,3	24,4	24,3	23,4
17 00-17 30	30,7	30,0	28,7	28,8	28,8	28,6	28,6	28,6	27,1	26,5	24,5	24,3	23,3
28/VII													
9 00- 9 30	28,4	28,2	26,3	22,1	26,0	21,1	23,3	23,3	21,0	21,1	22,5	24,0	23,1
10 00-10 30	31,2	30,1	28,9	24,5	29,2	23,3	26,7	26,7	22,1	22,3	22,5	24,0	23,1
11 00-11 30	36,7	34,0	32,6	27,5	32,1	25,7	29,0	29,0	23,5	23,5	22,6	23,9	23,1
12 00-12 30	45,2	39,7	40,3	31,7	36,0	28,7	31,9	31,9	24,9	24,6	22,8	23,8	23,0
13 00-13 30	45,6	42,7	44,8	34,6	37,9	31,2	33,4	33,4	26,4	25,9	23,1	23,8	23,0
14 00-14 30	39,6	37,6	37,3	33,1	34,4	31,6	32,6	32,6	27,7	26,9	23,5	23,8	23,0
15 00-15 30	37,3	36,0	35,2	33,4	33,9	32,2	32,5	32,5	28,5	27,5	23,9	23,8	23,0
16 00-16 30	33,9	33,5	33,0	31,7	32,4	31,9	31,7	31,7	28,8	27,8	24,2	23,8	22,9
17 00-17 30	30,2	29,9	29,7	29,9	30,7	30,2	30,8	30,8	28,8	27,9	24,7	23,8	29,9
29/VII													
12 00-12 30	38,8	35,4	35,2	30,9	33,2	29,1	31,0	31,0	28,8	26,0	23,5	23,8	22,8
13 00-13 30	43,1	38,5	39,2	31,8	33,8	29,8	30,9	30,9	26,4	26,4	23,8	23,8	22,8
14 00-14 30	46,0	45,2	44,6	35,1	35,8	31,9	32,1	32,1	27,2	26,9	24,0	23,8	22,8
15 00-15 30	46,9	43,4	41,5	36,0	35,1	33,2	32,4	32,4	28,1	27,6	24,3	23,8	22,7
30/VII													
9 00- 9 30	33,9	32,4	30,5	26,4	29,6	24,9	26,2	26,2	23,4	23,7	23,8	24,1	22,7
10 00-10 30	40,7	37,3	34,6	28,6	34,1	26,6	29,2	29,2	24,3	24,7	23,8	24,1	22,7
11 00-11 30	48,3	43,4	43,5	32,5	38,5	29,2	32,4	32,4	25,7	26,0	23,9	24,1	22,7
12 00-12 30	36,5	34,3	34,4	32,5	33,7	30,8	33,0	33,0	27,0	27,1	24,1	24,0	22,7
13 00-13 30	45,1	42,1	44,1	32,5	35,2	30,2	31,4	31,4	27,7	27,6	24,5	24,0	22,7
14 00-14 30	41,9	40,7	40,5	34,8	36,0	32,1	32,6	32,6	28,3	27,8	24,9	24,0	22,8
15 00-15 30	43,6	40,6	39,7	34,8	35,0	32,4	32,4	32,4	28,8	28,3	25,1	24,0	22,8

Глубина, см

Дата, время,  
час. мин.

		0	0	0	2	2	5	5	10	10	20	40	60
1/VIII													
9 00—9 30	34,6	34,5	32,2	26,3	31,0	24,3	26,4	23,5	23,6	24,0	24,5	22,9	
10 00—10 30	41,6	39,6	38,4	28,9	35,8	26,2	29,6	24,5	24,6	24,0	24,4	22,9	
11 00—11 30	43,4	41,7	41,7	32,3	38,5	28,6	32,4	25,9	26,0	24,1	24,4	22,9	
12 00—12 30	45,2	44,2	45,6	34,5	39,8	30,8	34,0	27,2	27,0	24,3	24,3	22,9	
13 00—13 30	44,3	42,7	43,7	35,1	38,6	31,7	34,0	28,3	27,8	24,7	24,3	22,9	
14 00—14 30	48,8	46,0	47,2	37,8	39,9	32,8	34,3	29,0	28,4	25,1	24,3	22,9	
15 00—15 30	39,0	38,3	38,4	36,1	37,2	33,7	34,3	29,8	28,9	25,4	24,3	22,9	
16 00—16 30	36,5	36,8	36,5	34,6	35,9	32,8	33,6	30,2	29,3	25,7	24,3	22,9	
17 00—17 30	36,1	35,8	35,3	33,7	34,8	32,1	32,8	30,2	29,4	26,1	24,3	22,9	
3/VIII													
9 00—9 30	37,3	35,9	34,4	28,7	31,8	26,5	27,6	25,1	25,4	25,5	25,1	23,2	
10 00—10 30	44,9	40,7	39,2	31,4	37,0	28,4	30,8	26,0	26,1	25,4	25,1	23,2	
11 00—11 30	43,2	39,8	39,7	33,5	37,3	30,0	32,6	27,0	27,3	25,5	25,1	23,2	
12 00—12 30	35,1	34,2	34,2	32,4	34,5	30,5	32,1	27,9	27,8	25,6	25,0	23,2	
13 00—13 30	49,0	46,2	47,2	35,8	38,6	31,3	32,6	28,3	28,2	25,9	25,0	23,2	
14 00—14 30	46,1	44,5	44,7	38,8	40,1	34,1	34,7	28,9	28,7	26,1	25,0	23,2	
15 00—15 30	44,6	41,8	40,9	40,1	39,9	35,4	35,2	30,0	29,6	26,3	25,0	23,2	
4/VIII													
9 00—9 30	35,8	34,3	32,7	28,5	31,7	26,6	27,8	25,1	25,4	25,5	25,4	23,4	
10 00—10 30	42,2	39,0	37,6	30,5	35,9	27,9	30,4	25,9	26,1	25,5	25,3	23,4	
11 00—11 30	49,5	43,8	43,6	33,5	39,3	29,8	32,6	26,8	27,1	26,5	25,3	23,4	

12 00—12 30	52,4	48,5	50,1	37,9	43,5	32,4	35,5	27,8	28,0	25,7	25,3	23,4
13 00—13 30	51,9	52,1	56,3	40,5	44,8	34,4	36,6	29,0	28,9	25,9	25,2	23,4
14 00—14 30	47,3	48,2	49,0	40,1	42,0	35,5	36,5	30,2	29,7	26,2	25,2	23,4
15 00—15 30	47,6	48,8	47,2	39,7	39,7	35,5	55,6	31,0	30,8	26,6	25,2	23,4
16 00—16 30	44,1	45,1	43,1	40,7	38,7	36,2	35,5	31,3	30,7	26,9	25,2	23,5
17 00—17 30	39,2	39,6	38,6	38,7	37,3	35,9	34,9	31,5	31,0	27,2	25,2	23,4
19 15—19 25	28,5	28,7	29,0	31,4	30,5	32,4	31,7	31,2	30,8	27,7	25,3	23,4
20 00—20 30	26,7	27,0	27,4	29,6	28,6	31,0	30,4	30,6	30,3	27,8	25,4	23,4
21 00—21 30	25,2	25,6	25,9	28,0	27,3	29,6	29,0	29,8	29,6	27,9	25,4	23,4
22 00—22 30	24,5	24,9	25,1	27,1	26,3	28,6	28,1	29,2	29,0	27,8	25,5	23,4
23 00—23 30	23,9	24,3	24,5	26,5	25,8	28,0	27,5	28,6	28,6	27,8	25,6	23,4
5/VIII												
0 00—0 30	23,1	23,5	23,7	25,7	24,9	27,3	26,8	26,8	28,1	27,6	25,6	23,4
01 00—01 30	22,4	22,8	23,1	25,0	24,2	26,8	26,2	27,7	27,6	27,6	25,7	23,5
5/VIII												
9 00—9 30	36,0	34,1	32,6	28,8	32,0	27,1	28,3	25,9	26,1	26,1	25,8	23,7
10 00—10 30	45,0	40,4	39,0	31,1	36,5	28,5	31,0	26,4	26,8	26,1	25,7	23,7
11 00—11 30	51,5	45,4	45,8	34,4	40,9	30,6	34,0	27,6	27,8	26,1	25,7	23,8
12 00—12 30	52,8	47,9	51,0	38,2	43,6	32,9	36,1	28,6	28,6	26,2	25,7	23,7
13 00—13 30	52,8	50,9	55,7	40,5	44,6	35,0	37,2	29,8	29,5	26,5	25,7	23,7
14 00—14 30	49,3	49,8	50,6	40,8	42,3	36,0	36,8	30,8	30,1	26,8	25,6	23,7
15 00—15 30	43,6	43,9	43,6	40,0	39,7	36,3	36,2	31,4	30,7	27,2	25,6	23,7
16 00—16 30	36,1	36,4	36,7	36,4	36,1	35,1	35,1	31,7	31,1	27,5	25,6	23,7
17 00—17 30	36,6	37,2	36,7	35,0	34,9	33,9	33,8	31,6	31,1	27,7	25,6	23,7
20 00—20 30	26,6	26,7	27,2	29,0	28,3	30,6	30,1	30,5	30,3	28,3	25,9	23,8
21 00—21 30	25,4	25,7	26,0	28,1	27,3	29,6	29,1	30,0	29,7	28,2	25,9	23,8

Дата, время,  
час, мин.

Глубина, см

	0	0	0	2	2	5	5	5	10	10	20	40	60
22 00—22 30	25,0	25,4	25,5	27,4	26,7	28,6	28,3	29,4	29,4	29,1	28,2	25,9	28,7
23 00—23 30	24,0	24,3	24,5	26,5	25,9	28,0	27,6	28,8	28,8	28,6	28,0	26,0	23,7
6/VIII													
0 00—0 30	23,1	23,4	23,6	25,8	25,0	27,4	26,9	28,3	28,3	28,2	27,9	26,0	23,7
01 00—01 30	22,1	22,4	22,7	24,9	24,1	26,7	26,3	27,9	27,9	27,8	27,7	26,1	23,7
9 00—9 30	29,1	29,0	28,7	27,0	27,4	26,3	26,2	25,9	25,9	25,9	26,4	26,1	23,8
10 00—10 30	34,1	33,6	33,1	28,7	29,8	27,6	27,4	26,1	26,1	26,1	26,4	26,1	23,8
11 00—11 30	39,9	38,3	38,2	31,4	33,9	28,6	29,5	26,5	26,5	26,5	26,3	26,0	23,8
12 00—12 30	33,9	33,6	33,8	31,2	32,4	29,7	30,5	27,2	27,2	27,3	26,3	26,0	23,9
13 00—13 30	42,9	42,2	44,0	33,1	35,1	30,1	30,7	27,6	27,6	27,6	26,4	26,0	23,9
14 00—14 30	37,7	37,4	37,8	33,5	34,2	31,2	31,5	28,1	28,1	27,9	26,5	25,9	23,9
15 00—15 30	36,1	36,2	36,3	34,3	34,1	32,1	31,9	28,5	28,5	28,3	26,6	25,9	23,8
16 00—16 30	37,4	38,4	37,8	35,1	34,2	32,4	31,9	28,9	28,9	28,6	26,7	25,8	23,8
17 00—17 30	35,2	35,8	35,0	34,3	33,7	32,4	31,7	29,2	29,2	28,9	26,9	25,8	23,9
8/VIII													
9 00—9 30	37,3	35,7	33,7	29,9	33,5	27,6	28,7	26,1	26,1	26,3	26,4	26,1	23,9
10 00—10 30	44,4	40,8	38,6	32,7	38,6	29,4	32,0	26,8	26,8	27,1	26,3	26,0	23,9
11 00—11 30	50,5	46,4	45,9	36,4	42,8	31,7	34,8	27,8	27,8	28,1	26,4	26,0	23,9
12 00—12 30	56,7	51,3	53,1	40,7	46,7	34,4	37,6	28,9	28,9	29,1	26,5	26,0	23,9
13 00—13 30	57,8	52,4	56,4	43,7	47,9	36,8	39,1	30,2	30,2	30,2	26,8	25,9	23,9
14 00—14 30	55,8	53,9	54,8	45,1	46,4	38,6	39,2	31,5	31,5	31,2	27,2	26,0	24,0
15 00—15 30	53,8	48,0	48,6	44,8	43,6	39,2	38,8	32,4	32,4	31,8	27,6	25,9	24,0
16 00—16 30	48,2	45,7	43,7	43,7	41,3	39,2	37,9	33,0	33,0	32,4	27,9	26,0	24,1

17 00—17 30	41,9	39,2	38,5	40,8	38,9	38,1	37,0	33,1	32,6	28,3	26,0	24,1
9/VIII												
9 00—9 30	35,3	33,9	32,3	28,4	31,8	26,6	27,6	25,5	25,6	26,4	26,4	24,2
10 00—10 30	40,6	37,2	36,0	31,3	36,0	28,5	30,8	26,1	26,4	26,3	26,4	24,2
11 00—11 30	49,4	44,7	44,1	35,0	41,0	30,7	33,2	27,0	27,4	26,3	26,3	24,3
12 00—12 30	56,5	50,6	52,5	40,1	45,8	33,6	36,4	28,1	28,4	26,4	26,3	24,2
13 00—13 30	59,2	52,7	56,8	43,9	48,0	36,5	38,5	29,4	29,4	26,6	26,2	24,3
14 00—14 30	57,0	55,1	55,9	45,0	45,9	38,4	38,6	30,7	30,3	27,0	26,1	24,2
15 00—15 30	53,0	49,1	47,8	43,3	41,7	38,6	37,6	31,7	31,1	27,4	26,1	24,3
16 00—16 30	39,8	38,0	38,7	39,6	38,2	37,9	36,5	32,2	31,6	27,7	26,1	24,3
17 00—17 30	34,4	33,8	34,2	35,6	34,8	35,7	34,6	32,2	31,6	28,0	26,1	24,2
10/VIII												
9 00—9 30	31,2	30,1	29,5	26,5	27,6	26,1	26,0	25,9	25,8	26,7	26,4	24,3
10 00—10 30	39,2	36,2	35,1	28,9	32,2	27,3	27,8	26,1	26,1	26,6	26,4	24,3
11 00—11 30	33,1	32,0	31,8	29,5	31,2	28,5	29,2	26,5	26,5	26,5	26,4	24,3
12 00—12 30	29,5	29,1	29,1	28,7	29,6	28,6	28,8	27,0	26,9	26,5	26,3	24,3
13 00—13 30	27,2	27,3	26,9	28,4	28,6	28,5	28,4	27,2	27,1	26,5	26,3	24,3
14 00—14 30	28,4	27,9	27,7	27,9	27,8	28,1	27,7	27,2	27,1	26,6	26,2	24,4
15 00—15 30	28,1	27,7	27,6	27,8	27,7	28,1	27,6	27,1	27,0	26,6	26,2	24,4
12/VIII												
10 30—11 00	36,9	31,2	31,7	27,0	31,9	24,6	24,6	22,7	22,6	23,6	24,8	23,8
11 30—12 00	41,3	36,5	36,6	30,9	36,2	27,1	29,8	23,5	23,5	23,6	24,7	23,8
12 00—12 30	41,9	37,2	37,7	31,9	36,4	28,3	31,0	33,6	33,5	23,6	24,7	23,8
13 00—13 30	44,1	39,2	41,0	34,8	37,7	30,8	32,4	25,5	25,2	23,8	24,6	23,8
14 00—14 30	43,3	39,8	40,3	34,5	34,8	31,7	32,1	26,4	26,0	23,9	24,5	23,8
15 00—15 30	43,9	38,8	37,5	34,2	32,5	31,9	31,0	27,2	26,5	24,2	24,4	23,8
16 00—16 30	38,6	34,5	33,4	33,4	30,9	31,9	30,3	27,6	26,8	24,5	24,5	23,7
17 00—17 30	34,1	30,2	29,6	31,3	29,2	31,1	29,5	27,6	27,0	24,8	24,4	23,7

## Скорость ветра

## ПРИЛОЖЕНИЕ 5

Число, время, час. мин.	Высота, м												Направ- ление			
	0,25	0,25	0,25	0,5	0,5	0,5	1,0	1,0	1,0	2,0	2,0	2,0		5,2	8,6	14,2
24/VII																
12 30—13 00	1,7	1,6	—	2,4	2,2	2,4	3,0	3,0	3,4	3,6	3,6	4,0	4,0	4,3	4,5	
13 00—13 30	1,9	1,8	—	2,5	2,4	2,7	3,2	3,4	3,8	3,9	3,9	4,4	4,4	4,7	4,9	
13 30—14 00	1,7	1,8	—	—	2,4	2,5	3,2	3,2	3,8	4,0	4,0	4,5	4,5	4,8	5,0	
14 00—14 30	1,7	1,8	—	2,4	2,3	2,4	3,0	3,0	3,4	3,7	3,7	4,0	4,0	4,3	4,4	
15 30—16 00	1,8	2,0	—	2,6	2,6	2,7	3,3	3,4	3,8	4,2	4,2	4,6	4,6	5,0	5,2	
16 00—16 30	1,2	1,2	—	1,8	1,8	—	2,3	2,4	2,6	3,0	3,0	3,2	3,2	3,5	3,6	
26/VII																
15 30—16 00	—	—	—	—	—	—	2,5	2,6	3,0	3,2	3,2	3,0	3,0	3,2	3,4	
16 00—16 30	1,8	1,9	—	2,6	2,5	2,6	3,3	3,4	4,0	4,2	4,2	—	—	—	—	
27/VII																
10 0—10 30	1,6	1,4	—	—	2,2	2,3	2,9	3,0	3,4	3,6	3,6	4,0	4,0	4,3	4,5	219
10 30—11 00	1,4	1,3	—	2,0	1,9	2,0	2,5	2,6	2,9	3,0	3,0	3,4	3,4	3,7	3,9	208
11 00—11 30	1,7	1,9	—	2,4	2,3	2,3	3,0	3,0	3,5	3,7	3,7	4,1	4,1	4,4	4,6	—
11 30—12 00	2,3	2,6	—	3,3	3,5	3,2	4,2	4,2	5,0	5,2	5,2	5,7	5,7	5,9	6,9	321
12 30—13 00	1,4	1,4	—	2,0	2,0	2,0	2,6	2,6	3,0	3,0	3,0	3,4	3,4	3,9	4,2	343
13 00—13 30	1,0	1,1	—	1,5	1,6	1,4	2,0	2,0	2,2	2,4	2,4	2,6	2,6	2,8	3,3	—
13 30—14 00	1,3	1,4	—	1,8	1,9	1,8	2,2	2,3	2,4	2,8	2,8	2,8	2,8	3,0	3,3	300
14 00—14 30	1,3	1,4	—	1,8	1,9	1,8	2,3	2,3	2,5	2,7	2,7	2,8	2,8	2,9	3,3	269
15 30—16 00	1,7	1,8	—	2,4	2,4	2,3	3,0	3,1	3,5	3,8	3,8	4,0	4,0	4,2	4,9	284
16 00—16 30	1,8	1,8	—	2,3	2,4	2,3	3,0	3,0	3,5	3,7	3,7	4,1	4,1	4,4	4,9	—



Число, время, час, мин.	Высота, м												Направ- ление		
	0,25	0,25	0,25	0,5	0,5	0,5	0,5	1,0	1,0	1,0	2,0	2,0		5,2	8,6
1/VIII															
10 00—10 30	2,0	2,1	2,2	2,6	2,6	2,7	3,4	3,5	4,0	4,0	4,0	5,0	5,2	5,4	232
10 30—11 00	2,2	2,2	2,2	2,8	2,8	2,6	3,6	3,6	4,2	4,2	4,1	5,0	5,3	5,5	257
11 00—11 30	2,5	2,8	2,6	3,2	3,2	3,2	4,0	4,2	4,8	5,0	5,0	6,2	6,4	6,7	—
11 30—12 00	2,3	2,6	2,6	3,0	3,2	3,2	4,1	4,1	5,0	5,0	5,0	6,0	6,3	6,5	285
12 30—13 00	2,6	2,8	2,8	3,1	3,4	3,4	4,3	4,6	5,2	5,5	5,5	6,5	6,8	7,2	258
13 00—13 30	2,7	2,9	2,8	3,4	3,6	3,5	4,4	4,6	5,3	5,6	5,6	6,5	7,0	7,4	—
13 30—14 00	2,2	2,2	2,2	2,8	2,8	2,7	3,6	3,6	4,2	4,3	4,3	5,2	5,5	5,8	277
14 00—14 30	2,6	2,7	2,6	3,3	3,5	3,3	4,2	4,4	5,0	5,3	5,3	6,2	6,5	6,9	287
15 30—16 00	2,2	2,3	2,4	3,0	3,0	2,9	3,7	3,4	4,5	4,7	4,7	5,7	5,8	6,3	255
16 00—16 30	2,2	2,5	2,7	3,2	3,2	3,3	4,1	4,3	5,0	5,2	5,2	6,3	6,7	7,2	—
3/VI:1															
10 00—10 30	1,4	1,6	1,6	2,0	2,0	2,1	2,6	2,6	3,0	2,8	2,8	3,2	3,3	3,6	—
10 30—11 00	1,8	1,9	1,8	2,4	2,5	2,5	3,1	3,3	3,7	3,7	3,7	4,1	4,3	4,6	85
11 00—11 30	1,4	1,5	1,5	1,9	2,0	2,0	2,4	2,6	2,8	2,8	2,8	3,2	3,3	3,6	—
11 30—12 00	0,8	0,8	<0,6	1,4	1,2	1,1	1,4	1,5	1,6	1,7	1,7	1,7	1,8	2,0	105
12 30—13 00	0,9	0,9	1,0	1,3	1,4	1,4	1,7	1,8	1,8	2,0	2,0	2,1	2,2	2,3	209
13 00—13 30	0,8	0,6	<0,6	1,0	1,0	1,0	1,2	1,2	1,2	1,4	1,4	1,3	1,4	1,3	—
13 30—14 00	1,1	1,1	1,3	1,6	1,6	1,6	2,0	2,0	2,1	2,2	2,2	2,3	2,4	2,7	105
14 00—14 30	1,1	1,0	1,2	1,6	1,6	1,6	2,0	2,0	2,2	2,2	2,2	2,3	2,6	2,8	159
4/VIII															
10 00—10 30	1,5	1,6	1,6	2,0	2,0	2,1	2,6	2,7	3,0	3,0	3,0	3,3	—	3,8	60
10 30—11 00	1,3	1,4	1,4	1,8	1,9	1,9	2,3	2,4	2,7	2,6	2,6	2,9	—	3,3	81
11 00—11 30	1,4	1,5	1,5	1,9	2,0	2,1	2,4	2,6	2,8	2,9	2,9	3,3	—	3,7	—

11 30—12 00	1,6	1,7	1,6	2,2	2,2	2,2	2,8	2,8	3,4	3,2	3,7	—	4,0	71
12 30—13 00	1,8	2,1	1,9	2,6	2,6	2,6	3,2	3,4	3,9	3,8	4,6	—	5,1	77
13 00—13 30	2,0	2,4	2,3	3,0	3,0	3,0	3,8	4,0	4,6	4,6	5,4	—	5,9	—
13 30—14 00	1,9	2,2	2,1	2,7	2,8	2,8	3,5	3,6	4,2	4,3	5,0	—	5,5	81
14 00—14 30	1,8	1,9	2,0	2,6	2,6	2,7	3,3	3,4	4,0	3,9	4,4	—	5,0	83
15 30—16 00	1,5	1,6	1,6	2,1	2,2	2,2	2,6	2,8	3,2	3,0	3,2	3,5	3,9	92
16 00—16 30	1,3	1,4	1,6	1,9	2,0	1,7	2,5	2,6	3,0	2,9	3,0	3,2	3,6	—
20 00—20 30	1,0	1,0	1,2	1,6	1,6	1,6	2,1	2,2	2,5	2,4	2,9	3,2	4,0	110
20 30—21 00	1,0	0,9	1,2	1,5	1,5	1,6	2,0	2,0	2,3	2,4	2,8	3,2	4,0	110
21 00—21 30	0,7	0,6	0,8	1,2	1,2	1,2	1,6	1,7	2,0	2,2	2,7	3,2	4,1	—
21 30—22 00	0,8	1,0	1,0	1,4	1,4	1,4	1,8	2,0	2,2	2,4	3,1	3,7	4,9	69
22 00—22 30	1,6	1,8	1,7	2,2	2,4	2,4	3,0	3,1	3,6	3,7	4,6	—	6,2	—
22 30—23 00	1,6	1,9	1,8	2,4	2,5	2,6	3,2	3,4	3,9	3,9	4,9	—	6,0	80
23 00—23 30	1,6	2,0	1,8	2,4	2,6	2,5	3,2	3,4	4,0	3,9	5,0	—	6,1	—
23 30—24 00	1,6	2,0	1,8	2,4	2,5	2,4	3,2	3,3	3,8	3,8	5,0	—	6,3	72
5/VIII														
10 00—10 30	1,6	1,9	1,9	2,4	2,5	2,5	3,0	3,2	3,6	3,7	4,1	—	4,6	99
10 30—11 00	1,6	1,8	1,8	2,4	2,4	2,4	3,1	3,2	3,6	3,5	4,1	—	4,6	87
11 00—11 30	2,0	2,2	2,2	2,8	2,8	3,0	3,6	3,8	4,4	4,3	5,0	—	5,6	—
11 30—12 00	2,0	2,2	2,3	2,8	2,9	3,0	3,6	3,8	4,3	4,4	4,9	—	5,5	91
12 30—13 00	2,2	2,5	2,6	3,2	3,4	3,5	4,2	4,4	5,0	5,1	5,8	—	6,4	—
13 00—13 30	2,4	2,4	2,4	3,0	3,2	3,2	4,0	4,1	4,8	4,8	5,5	—	6,1	97
13 30—14 00	1,9	2,2	2,1	2,8	2,8	2,8	3,6	3,7	4,3	4,2	5,0	—	5,5	82
14 00—14 30	2,0	2,1	2,2	2,8	2,8	2,8	3,6	3,8	4,2	4,1	4,8	—	5,4	115
14 30—15 00	1,8	2,0	2,1	2,6	2,7	2,8	3,4	3,6	4,1	4,0	4,7	—	5,3	—

Число, время, час. мин.	Высота, м										Направление				
	0,25	0,25	0,25	0,5	0,5	0,5	0,5	1,0	1,0	2,0	2,0	2,0	5,2	8,6	14,2
5/VIII															
15 00—15 30	1,9	2,0	2,1	2,7	2,6	2,7	2,9	3,0	3,4	3,4	3,4	4,7	—	—	5,3
15 30—16 00	1,7	1,9	1,9	2,5	2,5	2,6	3,2	3,4	3,8	3,8	3,8	4,6	—	—	5,2
16 00—16 30	1,8	2,0	1,9	2,6	2,6	2,6	3,3	3,4	4,0	4,0	4,0	4,7	—	—	5,4
20 00—20 30	<0,8	<0,8	<0,8	1,0	1,0	1,0	1,4	1,5	1,8	1,8	1,8	2,9	—	—	4,0
20 30—21 00	<0,8	1,0	<0,8	1,2	1,4	1,4	1,8	1,8	2,2	2,2	2,2	3,0	—	—	4,6
21 00—21 30	<0,8	1,0	0,9	1,2	1,4	1,4	1,8	1,9	2,2	2,2	2,3	3,2	—	—	4,6
21 30—22 00	<0,8	0,8	0,9	1,2	1,4	1,3	1,8	1,8	2,2	2,2	2,2	3,0	—	—	4,2
22 00—22 30	<0,8	<0,8	0,8	1,0	1,2	1,2	1,6	1,6	2,0	2,1	2,1	2,8	—	—	4,0
22 30—23 00	<0,8	<0,8	<0,8	1,0	1,1	1,1	1,4	1,6	1,8	2,0	2,0	2,7	—	—	3,9
23 00—23 30	<0,8	<0,8	<0,8	0,9	1,0	1,0	1,4	1,4	1,7	1,9	1,9	2,6	—	—	3,7
23 30—00 00	<0,8	<0,8	<0,8	1,1	1,0	1,2	1,6	1,6	1,9	2,2	2,2	2,8	—	—	4,0
6/VIII															
0 00—0 30	<0,8	<0,8	<0,8	0,8	0,9	1,0	1,2	1,4	1,6	1,9	1,9	2,7	—	—	3,4
10 00—10 30	1,8	2,0	1,8	—	2,5	2,4	3,1	3,2	3,8	3,8	3,8	4,6	4,9	4,9	5,2
10 30—11 00	1,8	2,0	2,0	—	2,6	2,7	3,2	3,4	3,8	4,0	4,0	4,6	5,0	5,0	5,2
11 00—11 30	1,9	2,2	2,2	—	2,9	3,0	3,7	3,9	4,4	4,6	4,6	5,3	5,7	5,7	6,0
11 30—12 00	2,2	2,4	2,4	—	3,3	3,3	4,3	4,4	5,2	5,2	5,2	6,1	6,5	6,5	6,9
12 30—13 00	2,2	2,6	2,4	—	3,2	3,2	4,1	4,2	5,0	5,1	5,1	6,1	6,5	6,5	6,9
13 00—13 30	2,1	2,4	2,3	—	3,2	3,2	4,2	4,2	5,0	5,0	5,0	6,0	6,4	6,4	6,7
13 30—14 00	1,8	2,0	2,1	—	2,7	2,8	3,4	3,5	4,1	4,2	4,2	4,9	5,2	5,2	5,5
14 00—14 30	1,8	2,0	2,1	—	2,6	2,8	3,4	3,5	4,0	4,1	4,1	4,7	5,1	5,1	5,3
15 30—16 00	1,6	1,7	1,8	—	2,4	2,4	3,0	3,1	3,5	3,6	3,6	4,1	4,4	4,4	4,7
16 00—16 30	1,3	1,4	1,5	—	2,0	2,1	2,5	2,6	2,9	3,0	3,0	—	4,0	4,0	4,2

8/VIII	1,3	1,1	1,6	1,8	1,8	2,3	2,4	2,6	2,6	3,1	3,2	3,5	343
10 00—10 30	1,0	1,0	1,3	1,6	1,6	1,8	2,0	—	2,2	2,5	2,7	2,8	306
10 30—11 00	1,2	1,2	1,4	1,6	1,6	2,0	2,1	—	2,2	2,4	2,6	2,8	—
11 00—11 30	1,0	1,0	1,2	1,6	1,6	1,8	2,0	—	2,2	2,4	2,5	2,6	312
11 30—12 00	0,8	0,9	1,0	1,0	1,2	1,4	1,4	1,4	1,6	1,6	1,8	2,0	148
12 30—13 00	1,0	1,0	1,2	1,5	1,5	1,8	1,9	2,0	2,1	2,3	2,4	2,5	267
13 00—13 30	1,2	1,2	1,5	1,8	1,8	2,2	2,2	2,4	2,6	2,9	3,0	3,3	301
13 30—14 00	1,0	1,0	1,2	1,5	1,4	1,8	1,8	1,8	2,0	2,1	2,2	2,2	347
14 00—14 30	1,2	1,2	1,4	1,8	1,7	2,0	2,2	2,3	2,4	2,7	2,8	3,1	80
15 30—16 00	0,9	1,0	1,0	1,3	1,4	1,6	1,8	1,8	2,0	2,1	2,4	2,3	281
16 00—16 30													
9/VIII													
10 00—10 30	1,1	1,2	—	1,6	1,6	2,0	2,1	2,3	2,4	2,7	—	2,9	89
10 30—11 00	1,2	1,4	—	1,8	1,8	2,2	2,2	2,4	2,5	3,0	—	3,2	102
11 00—11 30	1,0	1,2	—	1,6	1,6	1,8	2,0	2,1	2,2	2,5	—	2,8	102
11 30—12 00	1,1	1,2	—	1,6	1,7	2,0	2,2	2,3	2,4	2,6	—	2,9	90
12 30—13 00	1,0	1,2	—	1,4	1,4	1,6	1,8	1,8	2,0	2,1	—	2,3	72
13 00—13 30	1,2	1,4	—	1,8	1,8	2,0	2,2	2,4	2,6	2,7	—	3,0	77
13 30—14 00	1,2	1,3	—	1,8	1,8	2,1	2,2	2,4	2,6	2,8	—	3,1	86
14 00—14 30	1,4	1,5	—	2,0	1,9	2,4	2,6	2,8	2,8	3,3	—	3,5	106
15 30—16 00	1,7	2,0	—	2,6	2,6	3,2	3,5	3,8	4,1	4,8	—	5,2	95
16 00—16 30	1,4	1,6	—	2,2	2,3	2,8	3,0	3,4	3,5	4,4	—	4,8	96
10/VIII													
10 00—10 30	2,6	2,6	—	3,6	3,6	4,6	4,7	5,6	5,7	6,8	7,4	7,8	38
10 30—11 00	2,4	2,4	—	3,4	3,2	4,1	4,3	5,0	5,2	6,3	6,8	7,3	41
11 00—11 30	2,0	2,1	—	2,8	2,6	3,4	3,5	4,0	4,1	5,2	5,5	5,9	49



и среднее распределение за некоторый интервал времени по 4—6 шарам-пилотам, рассчитанные на ЭЦВМ «Урал-4» по данным наблюдений, приводятся в приложении 7.

Наибольший интерес представляло получение характеристик пограничного слоя при стационарных условиях. С достаточной точностью стационарное распределение может характеризоваться распределением метеорологических элементов в моменты экстремальных значений температуры. Чтобы иметь возможность оценить влияние нестационарности на распределение метеоэлементов, баланс

Виды наблюдений	Время								
	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Актинометрические		■	■	■	■	■	■	■	■
Температура и влажность воздуха		■	■	■	■	■	■	■	■
Температура почвы	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Скорость ветра		■	■	■	■	■	■	■	■
Направление ветра		■	■	■	■	■	■	■	■
Шаропилотные		■	■	■	■	■	■	■	■
Вертолетные		■	■	■	■	■	■	■	■

Рис. 1.

тепла и энергии турбулентности в пограничном слое, исследовался также временной ход метеоэлементов. Поэтому наблюдения в дневное время производились с 10 до 17 час. В ночные часы измерения производились только в приземном слое, и поэтому оказалось возможным ограничиться сроками 20 и 1 час. Схема наблюдений в дневные часы дается на рис. 1.

В связи с тем, что площадка наблюдений находилась на незначительном удалении от Цимлянского водохранилища (порядка нескольких километров), при южных и восточных направлениях ветра возможно влияние водохранилища на распределение метеорологических элементов в пограничном слое. При северных и западных направлениях ветра (в этом случае воздушная масса перемещается с суши на море) подстилающую поверхность можно считать однородной, а распределение метеоэлементов — характерным для степных условий.

Л. Р. Орленко

Результаты вертолетного зондирования

H	B	t	γ	u	q	Время
24/VII 15 ч. 31 м.—17 ч. 17 м.						
3/3 Cu						
0	1004	30,7		28	7,8	15,16
50	998	29,8	1,80	28	7,6	15,35
100	992	29,4	0,80	28	7,4	15,41
200	980	28,6	0,80	28	7,1	15,46
300	970	27,6	1,00	28	6,8	15,51
400	959	26,6	1,00	28	6,5	15,55
500	948	25,7	0,90	29	6,5	15,59
700	926	23,8	0,95	30	6,0	16,04
1000	894	20,6	1,07	33	5,7	16,11
1200	875	18,6	1,00	36	5,5	16,17
1500	844	15,8	0,93	37	4,9	16,22
1700	825	14,0	0,90	41	4,9	16,28
2000	795	10,9	1,03	53	5,4	16,33
2050	791	10,4	1,00	55	5,5	16,34
26/VII 15 ч. 33 м.—17 ч. 26 м.						
10/5 Cu, As, Cl						
0	998	23,2		68	12,2	15,20
50	992	22,4	1,60	68	11,7	15,38
100	986	22,0	0,80	68	11,6	15,39
200	975	21,4	0,60	69	11,5	15,40
300	964	20,7	0,70	71	11,4	15,41
400	952	19,8	0,90	73	11,3	15,43
500	940	19,0	0,80	65	9,7	15,45
750	913	16,8	0,88	61	8,1	15,48
1000	886	14,8	0,80	66	7,8	15,51
1250	860	13,2	0,64	45	5,0	15,54
1500	836	11,2	0,80	50	5,0	15,58
1750	811	9,4	0,72	59	5,3	16,02
1890	797	8,6	0,57	66	5,7	16,06
1750	811	9,0	0,76	57	5,0	16,13
1500	836	10,9	0,76	51	4,4	16,19
1250	860	12,8	0,76	50	4,5	16,27
1000	886	14,7	0,92	64	6,7	16,34

<i>H</i>	<i>B</i>	<i>t</i>	$\gamma$	<i>u</i>	<i>q</i>	Время
750	913	17,0	0,96	51	6,1	16,41
500	940	19,4	0,80	48	7,3	16,47
400	952	20,2	0,90	47	7,4	16,51
300	964	21,1	1,00	44	7,2	16,55
200	975	22,1	1,40	40	6,9	16,58
100	986	23,5	1,00	37	6,9	17,03
50	992	24,0		41	7,8	17,09
0	997	23,6		46	—	17,49

27/VII 9 ч. 52 м.—11 ч. 08 м.

9/7 Су, Сг

0	997	21,7		67	11,0	9,44
50	991	20,9	1,60	67	10,6	9,56
100	985	20,2	1,40	67	10,3	9,57
200	974	19,0	1,20	68	9,6	9,58
300	962	17,8	1,20	73	9,6	9,59
400	951	16,8	1,00	77	9,6	10,00
500	940	16,1	0,70	82	9,9	10,01
750	913	14,6	0,60	86	9,8	10,04
1000	886	13,0	0,64	83	8,8	10,07
1250	860	11,2	0,72	80	7,6	10,10
1500	834	9,4	0,72	79	6,9	10,13
1750	809	7,8	0,64	82	6,6	10,16
2000	785	6,1	0,68	78	5,9	10,18
2060	779	5,7	0,67	77	5,5	10,19
2000	785	6,0	0,56	78	5,7	10,20
1750	809	7,4	0,68	84	6,6	10,24
1500	834	9,1	0,84	84	7,2	10,29
1250	860	11,2	0,80	85	8,1	10,34
1000	886	13,2	0,64	81	8,7	10,39
750	913	14,8	0,80	81	9,3	10,45
500	940	16,8	0,90	80	10,2	10,51
400	951	17,7	1,20	74	9,8	10,55
300	962	18,9	1,10	70	9,9	10,58
200	974	20,0	1,10	65	9,9	11,02
100	986	21,1	0,60	64	10,3	11,06
50	992	21,4		65	10,6	11,07
0	997	21,7		68		11,39

<i>H</i>	<i>B</i>	<i>t</i>	$\gamma$	<i>u</i>	<i>q</i>	Время
----------	----------	----------	----------	----------	----------	-------

27/VII 13 ч. 32 м.—15 ч. 03 м.

8/4 Сi, Сu, Св

0	997	23,3		53	9,2	13,28
50	991	22,0	2,60	50	8,5	13,36
100	986	21,3	1,40	49	8,0	13,39
200	974	20,2	1,10	51	8,0	13,43
300	963	19,3	0,90	51	7,8	13,53
400	951	18,4	0,90	52	7,4	14,02
500	940	17,4	1,00	52	7,0	14,07
750	913	15,6	0,72	58	7,0	14,12
1000	886	13,6	0,80	62	6,8	14,18
1250	860	11,4	0,88	69	6,7	14,24
1500	834	9,2	0,88	78	6,8	14,30
1750	810	7,2	0,80	70	5,5	14,36
2000	787	6,0	0,48	65	4,8	14,42

27/VII 15 ч. 33 м.—16 ч. 16 м.

10/6 Сu, Сs, Сl

0	997	24,3		45	8,6	15,28
50	992	23,4	1,80	45	8,3	15,36
100	986	22,6	1,60	49	8,5	15,40
200	974	21,7	0,90	51	8,6	15,46
300	963	20,6	1,10	54	8,6	15,50
400	952	19,5	1,10	57	8,6	15,54
500	940	18,5	1,00	61	8,7	15,59
750	913	16,0	1,00	70	8,7	16,06
1000	886	14,0	0,80	81	9,1	16,12
1250	860	12,2	0,72	67	6,8	16,18
1500	835	10,8	0,56	65	6,3	16,24
1550	830	10,6	0,40	65	6,3	

28/VII 9 ч. 49 м.—11 ч. 26 м.

8/6 Сu, Сl

0	1000	21,2		59	9,4	9,39
50	994	20,6	1,20	54	8,3	9,40
100	989	19,9	1,40	54	8,1	9,41
200	978	18,7	1,20	58	7,8	9,42
300	966	17,6	1,10	63	8,2	9,43

<i>H</i>	<i>B</i>	<i>t</i>	$\gamma$	<i>u</i>	<i>q</i>	Время
400	954	16,6	1,00	66	8,2	9,45
500	943	15,6	1,00	68	8,0	9,48
750	915	13,4	0,88	79	8,3	9,52
1000	888	11,4	0,80	88	8,3	9,56
1250	862	10,2	0,48	84	7,6	10,00
1500	836	8,6	0,64	83	7,3	10,04
1750	811	6,8	0,72	88	6,6	10,08
2000	786	5,6	0,48	77	5,6	10,15

28/VII 12 ч. 30 м.—14 ч. 15 м.

6/5 Cu, Cl

0	1000	24,3		35	6,8	12,19
50	994	23,4	1,80	37	6,8	13,18
100	988	22,8	1,20	37	6,6	13,22
200	977	21,7	1,10	37	6,3	13,27
300	966	20,8	0,90	40	6,4	13,32
400	954	19,9	0,90	40	6,2	13,37
500	943	19,0	0,90	41	6,1	13,42
750	916	16,5	1,00	44	5,7	13,48
1000	889	14,1	0,96	47	5,3	13,54
1250	863	11,8	0,92	50	4,9	14,00
1290	859	11,4	1,00	51	4,9	14,01

28/VII 15 ч. 37 м.—16 ч. 55 м.

8/5 Cu, Cl, Cs

0	1000	25,1		33	6,5	15,19
50	994	24,4	1,40	32	6,2	15,43
100	988	24,0	0,80	32	6,1	15,46
200	977	23,0	1,00	33	6,1	15,51
300	966	22,0	1,00	35	6,0	15,56
400	954	20,9	1,10	35	5,7	16,01
500	942	19,8	1,10	36	5,6	16,05
750	916	17,4	0,96	40	5,5	16,13
1000	890	14,8	1,04	42	4,9	16,19
1250	864	12,7	0,84	47	5,0	16,24
1500	838	10,3	0,96	53	4,9	16,30
1560	833	9,8	0,83	54	4,8	16,30

<i>H</i>	<i>B</i>	<i>t</i>	$\gamma$	<i>u</i>	<i>q</i>	Время
30/VII 9 ч. 52 м. — 11 ч. 29 м.						
0/0 сл. Су						
0	1003	23,5		57	10,4	9,45
50	996	22,8	1,40	57	10,2	9,56
100	990	22,3	1,00	57	9,8	9,57
200	979	21,2	1,10	57	9,3	9,58
300	967	20,2	1,00	60	9,1	9,59
400	956	19,2	1,00	60	8,9	10,00
500	944	18,4	0,80	60	8,4	10,01
750	917	15,9	1,00	65	8,0	10,04
1000	890	14,0	0,76	69	7,7	10,07
1250	864	11,9	0,84	74	7,3	10,10
1500	839	9,9	0,80	78	7,0	10,13
1750	814	7,8	0,84	85	6,8	10,16
2000	789	5,6	0,88	92	6,6	10,20
2040	786	5,4	0,50	93	6,6	10,21
2000	789	5,6	0,88	93	6,6	10,28
1750	814	7,8	0,84	93	7,5	10,33
1500	839	9,9	0,80	91	8,2	10,39
1250	864	11,9	0,88	88	8,9	10,45
1000	890	14,1	0,84	79	8,9	10,51
750	917	16,2	1,12	72	9,1	10,58
500	944	19,0	1,00	65	9,6	11,03
400	956	20,0	1,10	59	9,2	11,08
300	967	21,1	1,10	57	9,5	11,12
200	979	22,2	1,30	53	9,3	11,17
100	990	23,5	2,60	50	9,3	11,21
50	996	24,8		47	9,1	11,24
0	1003	26,5		43		11,52
1/VIII 9 ч. 54 м. — 11 ч. 29 м.						
0/0						
0	1000	26,3		43	9,3	9,43
50	994	25,4	1,80	43	8,8	9,57
100	988	24,5	1,80	44	8,7	9,58
200	976	23,4	1,10	45	8,4	9,59
300	965	22,1	1,30	46	8,1	10,00
400	954	20,9	1,20	47	7,6	10,02

<i>H</i>	<i>B</i>	<i>t</i>	$\gamma$	<i>u</i>	<i>g</i>	Время
500	942	19,9	1,00	50	7,9	10,03
750	916	17,4	1,00	57	7,8	10,06
1000	889	15,0	0,96	61	7,4	10,10
1250	864	13,0	0,80	67	7,3	10,14
1500	839	11,1	0,76	68	6,7	10,17
1750	814	9,6	0,60	63	5,8	10,20
2000	788	7,8		62	5,2	10,25
2030	786	7,5	0,75	62	5,2	10,26
2000	788	7,8]	0,80	63	5,2	10,29
1750	814	9,8	0,80	67	6,2	10,33
1500	839	11,8	0,84	70	7,2	10,40
1250	864	13,9	0,92	74	8,6	10,48
1000	889	16,2	0,92	68	9,0	10,54
750	916	18,5	1,04	62	9,1	11,00
500	942	21,1	1,10	53	9,0	11,05
400	954	22,2	1,00	50	8,9	11,09
300	965	23,2	1,30	47	8,8	11,13
200	976	24,5	1,20	44	8,6	11,17
100	988	25,7	2,20	43	9,3	11,21
50	994	26,8		42	9,6	11,25
0	1000	28,9		33		11,52

1/VIII 12 ч. 30 м.---14 ч. 30 м.

$\overline{10}/9$  Cu, Cв, Cг

0	1000	29,1		34	8,7	12,20
50	991	27,2	3,80	35	8,2	13,24
100	988	26,1	2,20	36	7,8	13,28
200	977	24,8	1,30	38	7,8	13,33
300	966	23,8	1,00	41	7,8	13,39
400	955	22,8	1,00	41	7,6	13,43
500	944	21,7	1,10	42	7,3	13,48
750	917	19,4	0,92	45	7,0	13,55
1000	891	17,2	0,88	51	7,2	14,01
1250	866	15,0	0,88	54	6,7	14,08
1500	842	12,8	0,88	60	6,5	14,14
1570	836	12,2	0,86	62	6,5	14,15

<i>H</i>	<i>B</i>	<i>t</i>	$\gamma$	<i>u</i>	<i>q</i>	Время
----------	----------	----------	----------	----------	----------	-------

1/VIII 15 ч. 43 м.—17 ч. 23 м.

10/3 As, Cu

0	1000	29,1		34	8,8	15,30
50	994	28,2	1,80	34	8,3	15,47
100	988	27,4	1,60	34	8,0	15,51
200	977	26,1	1,30	36	8,0	15,55
300	966	25,2	0,90	36	7,6	16,00
400	955	24,2	1,00	38	7,6	16,06
500	944	23,3	0,90	39	7,4	16,11
750	917	20,9	0,96	41	7,0	16,18
1000	891	18,2	1,04	47	7,0	16,24
1250	866	15,9	0,96	50	6,5	16,31
1500	840	13,8	0,84	54	6,3	16,37
1750	816	11,3	1,00	62	6,3	16,46
2000	790	8,9	0,96	72	6,6	16,53
2040	786	8,5	1,00	74	6,5	

6/VIII 10 ч. 00 м.—11 ч. 31 м.

10/0 As, Cl

0	1003	25,3		64	13,1	9,52
50	996	24,8	1,00	65	13,1	10,05
100	991	24,3	1,00	65	12,7	10,06
200	980	23,3	1,00	66	12,3	10,07
300	969	22,2	1,10	68	11,8	10,08
400	958	21,3	0,90	72	12,0	10,09
500	947	20,4	0,90	74	11,8	10,10
750	920	18,6	0,72	68	10,9	10,12
1000	893	16,8	0,72	64	8,9	10,14
1250	867	14,6	0,88	60	7,8	10,17
1500	841	12,9	0,68	71	7,8	10,20
1750	816	11,6	0,52	67	7,1	10,23
2000	792	10,4	0,48	61	6,1	10,26
2080	783	10,0	0,62	60	5,9	10,27
2000	792	10,5	0,60	60	6,0	10,28
1750	816	12,0	0,52	65	7,0	10,35
1500	841	13,3	0,76	68	7,7	10,40
1250	867	15,2	0,80	67	7,7	10,45

<i>H</i>	<i>B</i>	<i>t</i>	$\gamma$	<i>u</i>	<i>q</i>	Время
1000	893	17,2	0,48	61	8,6	10,51
750	920	18,4	0,80	72	10,6	10,57
500	947	20,4	0,90	77	12,3	11,03
400	958	21,3	1,00	75	12,3	11,07
300	969	22,3	1,00	75	13,0	11,11
200	980	23,3	1,00	75	13,9	11,16
100	991	24,3	1,10	68	13,3	11,21
50	996	25,4		66	13,8	11,26
0	1003	23,7		81		11,55

6/VIII 12 ч. 29 м.—14 ч. 30 м.

$\overline{10}/4$  As, Cu, Cl

0	1003	23,2		83	15,1	12,23
50	997	22,6	1,20	87	15,1	12,55
100	992	22,1	1,00	90	15,2	13,20
200	980	21,2	0,90	90	14,6	13,24
300	968	20,3	0,90	89	14,0	13,28
400	957	19,8	0,50	92	14,1	13,33
500	946	19,2	0,60	91	13,7	13,37
750	924	17,7	0,60	88	12,2	13,42
1000	892	16,4	0,52	87	11,3	13,47
1250	867	15,1	0,52	80	10,0	13,52
1500	842	13,6	0,60	74	8,6	13,58
1750	817	12,1	0,60	70	7,6	14,03
2000	793	10,6	0,60	65	6,5	14,08
2060	787	10,2	0,67	64	6,3	14,09

6/VIII 15 ч. 41 м.—17 ч. 00 м.

9/0 As, Cl, Cs

0	1002	23,9		71	13,3	15,38
50	996	23,3	1,20	70	12,9	15,45
100	990	22,8	1,00	69	12,4	15,48
200	979	21,8	1,00	70	11,9	15,52
300	968	20,9	0,90	72	11,5	15,56
400	956	20,0	0,90	72	11,1	16,00
500	945	19,3	0,70	62	9,4	16,04
750	918	17,6	0,68	60	8,9	16,09
1000	892	15,8	0,72	73	9,2	16,14
1250	866	15,0	0,32	70	8,6	16,20

<i>H</i>	<i>B</i>	<i>t</i>	$\gamma$	<i>u</i>	<i>q</i>	Время
1500	840	14,0	0,40	65	7,8	16,25
1750	816	12,9	0,44	53	6,1	16,31
2000	792	11,4	0,60	49	5,2	16,36
2030	789	11,2	0,67	48	5,0	16,37

8/VIII 9 ч. 54 м.—11 ч. 12 м.

4/0 Ас, Сl

0	1002	25,7		54	11,3	9,46
50	996	25,0	1,40	54	11,1	9,57
100	991	24,5	1,00	55	10,8	9,58
200	980	23,7	0,80	55	10,5	9,59
300	970	22,8	0,90	56	10,3	10,01
400	959	21,7	1,10	58	9,9	10,02
500	948	20,6	1,10	60	9,6	10,03
570	940	19,8	1,14	62	9,6	10,04
750	921	19,8	0,0	65	10,2	10,06
1000	894	18,5	0,52	60	9,1	10,08
1250	874	16,8	0,68	66	9,0	10,10
1500	844	15,2	0,64	68	8,8	10,13
1750	820	13,8	0,56	66	7,8	10,17
2000	795	11,8	0,80	70	7,6	10,19
2090	787	11,0	0,89	74	7,7	10,20
2000	795	11,6	0,76	71	7,6	10,21
1750	820	13,5	0,60	66	7,7	10,25
1500	844	15,0	0,64	69	8,8	10,32
1250	874	16,6	0,72	73	10,0	10,38
1000	894	18,4	0,36	66	10,0	10,43
750	921	19,3	0,68	58	9,0	10,48
500	948	21,0	1,10	55	9,2	10,53
400	959	22,1	1,10	52	9,2	10,57
300	970	23,2	1,10	49	9,2	11,01
200	980	24,3	1,40	46	9,0	11,05
100	991	25,7	2,80	41	8,7	11,09
50	996	27,1		38	8,8	11,11
0	1002	28,9		36		11,42

H	B	t	γ	u	q	Время
8/VIII 12 ч. 33 м.—14 ч. 07 м.						
0/0						
0	1002	29,1		43	11,0	12,27
50	996	28,1	2,00	40	9,8	13,18
100	990	27,2	1,80	38	8,8	13,22
200	979	25,9	1,30	37	8,1	13,26
300	968	24,8	1,10	37	7,6	13,30
400	957	23,8	1,00	38	7,3	13,34
500	946	22,8	1,00	40	7,4	13,38
750	919	20,5	0,92	42	7,0	13,43
1000	893	18,4	0,84	47	7,0	13,48
1250	867	16,4	0,80	52	7,1	13,53
1500	842	14,4	0,80	61	7,4	13,58
1580	834	13,9	0,62	64	7,5	13,59
8/VIII 15 ч. 33 м.—16 ч. 40 м.						
0/0						
0	1000	29,9		33	8,5	15,23
50	995	29,1	1,60	33	8,5	15,36
100	989	28,6	1,00	33	8,4	15,38
200	978	27,6	1,00	33	8,1	15,44
300	966	26,7	1,20	33	7,7	15,48
400	955	25,6	1,10	35	7,6	15,52
500	944	24,6	1,00	35	7,6	15,56
750	918	22,1	1,00	37	6,9	16,02
1000	892	19,6	1,00	40	6,4	16,07
1250	866	17,1	1,00	46	6,5	16,12
1500	840	14,9	0,88	50	6,3	16,18
1750	816	12,6	0,92	56	6,3	16,24
2000	792	11,2	0,56	64	6,6	16,28
2060	787	11,0	0,33	67	7,0	16,29
9/VIII 9 ч. 54 м.—11 ч. 14 м.						
8/0 Ac						
0	1004	25,6		46	9,4	9,45
50	998	24,7	1,80	40	8,0	9,58
100	992	24,2	1,00	39	7,5	10,02
200	980	23,3	0,90	39	7,3	10,07

<i>H</i>	<i>B</i>	<i>t</i>	$\gamma$	<i>u</i>	<i>q</i>	Время
300	969	22,4	0,90	41	7,2	10,11
400	958	21,4	1,00	41	6,9	10,15
500	948	20,4	1,00	41	6,6	10,19
750	920	17,9	1,00	43	6,0	10,25
1000	894	16,4	0,60	45	5,9	10,31
1250	869	15,0	0,56	48	5,9	10,38
1500	844	13,6	0,56	51	5,9	10,45
1750	819	11,9	0,68	54	5,7	10,50
2000	794	10,0	0,76	58	5,6	10,55
2040	790	9,6	1,00	59	5,6	10,56
2000	794	10,0	0,84	59	5,6	
1750	819	12,1	0,76	59	6,4	10,58
1500	844	14,0	0,64	57	6,7	11,00
1250	869	15,6	0,64	55	7,1	11,02
1000	894	17,2	0,64	52	7,3	11,04
750	920	18,8	0,96	49	7,4	11,06
500	948	21,2	1,10	45	7,7	11,08
400	958	22,3	1,10	44	7,9	11,09
300	969	23,4	1,20	43	8,1	11,10
200	980	24,6	1,80	42	8,4	11,11
100	992	26,4	1,80	41	9,1	11,12
50	998	27,3		40	9,3	11,13
0	1004	28,1		26		11,49

9/VIII 12 ч. 29 м.—14 ч. 14 м.

2/0 Ac

0	1004	28,9		26	6,5	12,18
50	998	27,3	3,20	28	6,5	13,25
100	992	26,8	1,00	28	6,4	13,30
200	981	25,9	0,90	28	6,1	13,34
300	970	24,8	1,10	28	5,8	13,38
400	959	23,7	1,10	29	5,6	13,42
500	948	22,6	1,10	31	5,7	13,46
750	921	20,3	0,92	34	5,5	13,51
1000	894	18,0	0,92	35	5,1	13,56
1250	868	15,7	0,92	38	4,9	14,01
1500	844	13,4	0,92	41	4,7	14,05
1570	837	12,8	0,86	42	4,6	14,06

<i>H</i>	<i>B</i>	<i>t</i>	$\gamma$	<i>u</i>	<i>q</i>	Время
----------	----------	----------	----------	----------	----------	-------

9/VIII 15 ч. 30 м.—16 ч. 15 м.

5/0 Ac, Cu

0	1003	29,9		25	6,7	15,19
50	998	28,8	2,20	25	6,4	15,34
100	992	27,8	2,00	25	6,0	15,37
200	981	26,5	1,30	26	5,9	15,41
300	969	25,6	0,90	26	5,6	15,45
400	958	24,6	1,00	27	5,5	15,49
500	947	23,7	0,90	28	5,4	15,53
750	921	21,3	0,96	31	5,4	15,59
1000	894	19,1	0,88	33	5,2	16,04
1250	867	16,7	0,96	36	4,7	16,10
1500	842	14,2	1,00	40	4,8	16,15
1750	813	11,8	0,96	43	4,5	16,20
2000	792	9,4	0,96	50	4,6	16,24
2040	789	9,0	1,00	51	4,6	16,25

10/VIII 9 ч. 56 м.—11 ч. 16 м.

10/6 Sc, Cb, Ci

0	1004	24,7		37	7,2	9,47
50	998	24,3	0,80	36	6,8	10,00
100	992	23,9	0,80	36	6,7	10,04
200	981	23,0	0,90	36	6,6	10,08
300	970	22,1	0,90	36	6,3	10,13
400	959	21,0	1,10	37	6,1	10,19
500	947	19,9	1,10	39	6,1	10,23
750	921	17,4	1,00	45	6,1	10,29
1000	894	15,0	0,96	47	5,7	10,34
1250	868	13,6	0,56	49	5,6	10,40
1500	842	11,6	0,80	55	5,5	10,47
1750	817	9,4	0,88	67	6,0	10,53
2000	792	7,6	0,72	85	7,0	10,59
1750	817	9,6	0,88	80	7,3	11,01
1500	842	11,8	0,72	73	7,5	11,03
1250	868	13,6	0,76	66	7,4	11,05
1000	894	15,5	0,60	60	7,5	11,07
750	921	17,0	0,96	55	7,2	11,09

<i>H</i>	<i>B</i>	<i>t</i>	$\gamma$	<i>u</i>	<i>q</i>	Время
500	947	19,4	0,90	50	7,7	11,11
400	959	20,3	0,50	47	7,5	11,12
300	970	20,8	0,50	45	7,2	11,13
200	981	21,3	1,10	44	7,1	11,14
100	992	22,4	1,80	43	7,4	11,15
50	998	23,3		39	7,1	11,16
0	1004	25,1		32	6,4	11,53

10/VIII 12 ч. 28 м.—14 ч. 00 м.

10/2 As, Sc

0	1004	24,7		36	7,0	12,23
50	999	23,7	3,00	44	8,1	13,06
100	993	23,2	0,00	43	7,9	13,10
200	981	23,7	0,50	34	6,6	13,14
300	970	22,1	1,60	37	6,5	13,19
400	959	20,8	1,30	39	6,3	13,32
500	948	19,5	1,30	40	6,2	13,27
750	921	17,3	0,88	42	5,7	13,32
1000	894	15,2	0,84	46	5,6	13,38
1250	868	13,1	0,84	47	5,2	13,43
1500	841	10,5	1,04	51	4,8	13,50
1530	839	10,2	1,00	52	4,8	

При наблюдениях на высоте 50—700 м шел слабый дождь.

11/VIII 15 ч. 26 м.—16 ч. 15 м.

10/2 As, Sc

0	1004	21,9		51	8,5	15,17
50	998	21,0	1,80	54	8,5	15,30
100	992	20,2	1,60	55	8,4	15,34
200	981	18,9	1,30	57	7,9	15,38
300	970	17,8	1,00	60	7,9	15,43
400	959	16,8	1,00	61	7,6	15,47
500	947	15,9	0,90	62	7,4	15,51
750	919	14,1	0,72	62	6,8	15,57
1000	892	12,8	0,52	64	6,6	16,03
1250	865	11,1	0,68	64	6,0	16,08
1500	829	8,9	0,78	66	5,5	16,14
1750	814	6,9	0,80	71	5,4	16,19
2000	789	4,8	0,84	74	5,0	16,25

H	B	t	γ	u	q	Время
---	---	---	---	---	---	-------

12/VIII 9 ч. 46 м.—11 ч. 15 м.

$\overline{10}/3$  Сi, Ас, Сu

0	1004	18,5		80	10,5	9,23
20	1002	19,5	-5,00	77	10,4	9,45
50	996	19,2	1,00	74	10,4	9,49
100	991	18,6	1,20	74	10,0	9,53
200	980	17,7	0,90	74	9,5	9,57
300	969	17,0	0,70	73	9,2	10,02
400	957	16,2	0,80	71	8,5	10,06
500	946	15,4	0,80	68	7,8	10,11
750	917	13,7	0,68	71	7,6	10,16
1000	891	11,6	0,84	74	6,4	10,22
1250	864	9,6	0,80	74	6,4	10,29
1500	840	7,9	0,68	82	6,4	10,36
1750	815	6,3	0,64	80	5,8	10,42
2000	790	5,2	0,44	54	3,7	10,48

12/VIII 15 ч. 06 м.—16 ч. 25 м.

7/4 Сu, Сi

0	1004	23,9		41	7,7	15,00
50	998	23,4	1,00	42	7,6	15,10
100	992	22,9	1,00	43	7,6	15,15
200	981	21,7	1,20	43	7,2	15,20
300	970	20,8	0,90	43	6,9	15,24
400	959	20,0	0,80	42	6,6	15,29
500	947	19,0	1,00	45	6,6	15,23
750	919	16,5	1,00	49	6,3	15,38
1000	892	14,0	1,00	58	6,4	15,44
1250	867	11,7	0,92	65	6,4	15,49
1500	842	9,5	0,88	73	6,4	15,55
1750	817	7,6	0,76	78	6,2	16,00
2000	792	6,7	0,36	46	3,5	16,05
2030	789	6,6	0,33	42	3,2	

Результаты шарони

Дата, время, час. мин.	Эле- мент	Высо										
		50	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
24/VII 13 00—14 00	<i>V</i>	5,0	6,4	6,2	6,2	5,8	5,2	5,2	5,2	5,1	5,5	6,1
	<i>dd</i>	226	224	235	233	238	242	246	256	262	275	284
	<i>u</i>	3,6	4,5	5,1	5,0	4,8	4,6	4,8	5,0	5,1	5,5	5,9
	<i>v</i>	3,5	4,6	3,6	3,7	3,0	2,4	2,1	1,3	0,7	-0,5	-1,5
	<i>n</i>	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
24/VII 15 30—17 00	<i>V</i>	5,1	5,2	5,0	4,7	5,1	4,5	4,5	4,3	4,6	4,7	5,0
	<i>dd</i>	232	233	237	235	234	243	258	270	272	277	274
	<i>u</i>	4,0	4,2	4,2	3,8	4,1	4,0	4,4	4,3	4,6	4,7	5,0
	<i>v</i>	3,1	3,1	2,7	2,7	3,0	2,0	0,9	0	-0,2	-0,6	-0,3
	<i>n</i>	3	3	3	3	2	2	2	2	2	2	2
26/VII 15 30—16 30	<i>V</i>	4,3	4,8	5,1	5,7	5,9	6,1	6,6	7,2	7,7	8,0	8,1
	<i>dd</i>	218	222	225	225	230	232	234	240	244	246	248
	<i>u</i>	2,6	3,2	3,6	4,0	4,5	4,8	5,4	6,2	6,9	7,3	7,5
	<i>v</i>	3,4	3,6	3,6	4,0	3,8	3,8	3,9	3,6	3,4	3,2	3,1
	<i>n</i>	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
27/VII 10 00—11 30	<i>V</i>	3,4	4,0	4,1	4,2	4,4	5,0	4,9	4,9	5,6	6,2	5,6
	<i>dd</i>	223	223	221	226	225	232	231	225	220	209	209
	<i>u</i>	2,3	2,7	2,7	3,0	3,1	3,9	3,8	3,5	3,6	3,0	2,7
	<i>v</i>	2,5	2,9	3,1	2,9	3,1	3,1	3,1	3,5	4,3	5,4	4,9
	<i>n</i>	5	5	5	5	5	4	4	3	3	1	1
27/VII 13 30—14 30	<i>V</i>	3,4	3,5	3,3	3,3	3,6	4,0	3,8	4,6	5,0	5,7	6,5
	<i>dd</i>	302	303	290	282	276	278	275	269	264	261	261
	<i>u</i>	2,9	2,9	3,1	3,2	3,6	4,0	3,8	4,6	5,0	5,6	6,4
	<i>v</i>	-1,8	-1,9	-1,1	-0,7	-0,4	-0,6	-0,3	0,1	0,5	0,9	1,0
	<i>n</i>	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
27/VII 15 50—16 30	<i>V</i>	5,0	5,2	5,5	5,5	5,4	5,2	4,9	5,2	5,5	5,6	6,1
	<i>dd</i>	308	314	311	307	300	296	297	292	284	281	278
	<i>u</i>	3,9	3,7	4,1	4,4	4,7	4,7	4,4	4,8	5,3	5,5	6,0
	<i>v</i>	-3,1	-3,6	-3,6	-3,3	-2,7	-2,3	-2,2	-1,9	-1,3	-0,1	-0,8
	<i>n</i>	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
28/VII 10 00—11 30	<i>V</i>	6,5	6,6	7,6	7,1	7,1	7,3	7,3	7,3	7,7	7,7	7,5
	<i>dd</i>	300	302	303	303	305	305	308	309	308	306	307
	<i>u</i>	5,6	5,6	6,4	5,9	5,8	6,0	5,8	5,7	6,1	6,2	6,0
	<i>v</i>	-3,3	-3,5	-4,1	-3,9	-4,1	-4,2	-4,5	-4,6	-4,7	-4,5	-4,5
	<i>n</i>	7	7	7	7	7	6	6	6	6	6	6

лотных наблюдений

та, м													
1200	1400	1600	1800	2000	2500	3000	3500	4000	4500	5000	6000	7000	
6,6	6,6	7,1	5,9	6,4									
305	347	004	026	019									
5,4	1,5	-0,5	-2,6	-2,1									
-3,8	-6,4	-7,1	-5,3	-6,0									
3	2	2	1	1									
5,2	6,1	6,1	6,5	7,6	8,4	8,2	9,0	9,9	9,5				
283	290	292	297	309	341	003	022	003	002				
5,1	5,7	5,7	5,8	5,9	2,7	-0,4	-1,9	-0,5	0,4				
-1,2	-2,1	-2,3	-3,0	-4,8	-8,0	-8,2	-8,8	-9,9	-9,5				
2	2	2	2	2	1	1	1	1	1				
8,7	9,6	10,1	10,8	11,9	14,7	16,9	15,9	15,4	15,5	15,7	24,6	25,6	
252	252	250	250	244	229	225	221	218	217	218	221	218	
8,3	9,1	9,5	10,1	10,7	11,1	11,9	10,5	9,6	9,2	9,7	16,2	15,9	
2,7	3,0	3,4	3,7	5,3	9,6	12,0	12,0	12,1	12,5	12,3	18,5	20,1	
4	4	4	4	4	4	3	2	1	1	1	1	1	
5,3	5,4	5,9											
209	209	209											
2,6	2,7	2,9											
4,6	4,7	5,1											
1	1	1											
7,7	8,2	7,8	7,7	7,8	8,4	9,5	8,2						
260	259	254	252	249	248	241	225						
7,6	8,0	7,5	7,3	7,3	7,8	8,3	5,8						
1,4	1,6	2,2	2,4	2,8	3,1	4,6	5,8						
4	4	4	4	4	4	4	1						
6,3	6,8	8,2	8,0	9,0	8,0	8,7	7,1						
266	255	260	261	266	264	258	261						
6,3	6,6	8,1	7,9	9,0	8,0	8,6	7,0						
0,4	1,8	1,5	1,2	0,6	0,8	1,8	1,1						
3	3	3	3	2	2	2	1						
7,7	8,9	9,0	8,6	9,0									
308	306	306	301	294									
6,1	7,3	7,3	7,4	8,2									
-4,8	-5,2	-5,3	-4,4	-3,6									
3	2	2	1	1									

Дата, время, час. мин.	Эле- мент	Высо										
		50	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
28/VII 13 15—14 05	<i>V</i>	7,6	8,4	8,9	8,5	8,5	8,1	8,0	7,9	7,6	7,2	6,9
	<i>dd</i>	307	307	310	305	306	306	305	305	304	302	300
	<i>u</i>	6,0	6,7	6,8	6,9	6,9	6,5	6,6	6,5	6,3	6,1	6,0
	<i>v</i>	-4,6	-5,0	-5,7	-4,9	-5,0	-4,8	-4,6	-4,5	-4,3	-3,8	-3,4
	<i>n</i>	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
28/VII 15 30—16 30	<i>V</i>	4,1	4,3	4,8	4,7	4,9	5,1	5,1	5,3	5,6	5,9	5,4
	<i>dd</i>	264	269	271	272	277	273	273	274	274	281	277
	<i>u</i>	4,1	4,3	4,8	4,7	4,9	5,1	5,1	5,3	5,6	5,8	5,4
	<i>v</i>	0,4	0,1	-0,1	-0,2	-0,6	-0,3	-0,3	-0,4	-0,4	-1,1	-0,7
	<i>n</i>	4	4	3	3	3	3	3	3	3	2	2
30/VII 10 00—11 50	<i>V</i>	0,6	0,4	0,6	1,0	1,7	1,7	2,0	2,5	2,5	2,4	2,4
	<i>dd</i>	135	194	225	241	237	260	273	277	265	253	258
	<i>u</i>	-0,4	0,1	0,4	0,9	1,4	1,7	2,0	2,5	2,5	2,3	2,3
	<i>v</i>	0,4	0,4	0,4	0,5	0,9	0,3	-0,1	-0,3	0,2	0,7	0,5
	<i>n</i>	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
30/VII 13 15—14 15	<i>V</i>	2,8	2,7	1,9	1,1	0,9	0,1	2,0	2,8	2,7	3,3	3,8
	<i>dd</i>	084	080	078	052	021	270	250	255	262	267	272
	<i>u</i>	-2,8	-2,7	-1,9	-0,9	-0,3	0,1	1,9	2,7	2,7	3,3	3,8
	<i>v</i>	-0,3	-0,5	-0,4	-0,7	-0,8	0	0,7	0,7	0,4	0,2	-0,1
	<i>n</i>	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
1/VIII 10 00—11 30	<i>V</i>	6,2	6,3	6,4	6,6	7,1	6,8	6,7	7,0	6,9	7,2	7,7
	<i>dd</i>	253	259	255	256	257	259	261	261	259	262	263
	<i>u</i>	5,9	6,2	6,2	6,4	6,9	6,7	6,6	6,9	6,8	7,1	7,6
	<i>v</i>	1,8	1,2	1,7	1,6	1,6	1,3	1,1	1,1	1,3	1,0	0,9
	<i>n</i>	6	6	6	6	6	6	6	6	5	5	5
1/VIII 13 00—14 00	<i>V</i>	6,7	7,1	7,3	7,5	8,2	8,6	8,1	8,1	8,1	7,7	7,6
	<i>dd</i>	269	269	269	270	270	265	265	262	263	260	260
	<i>u</i>	6,9	7,1	7,3	7,5	8,2	8,6	8,1	8,0	8,0	7,6	7,5
	<i>v</i>	0,1	-0,1	-0,1	0	0	0,7	0,7	1,1	1,2	1,4	1,3
	<i>n</i>	4	4	4	4	4	4	4	3	3	2	2
1/VIII 15 30—16 30	<i>V</i>	7,5	7,2	8,0	7,5	7,7	7,7	7,6	7,6	7,2	7,2	7,3
	<i>dd</i>	249	246	249	245	249	251	254	254	251	251	255
	<i>u</i>	7,0	6,6	7,4	6,8	7,2	7,3	7,3	7,3	6,8	6,8	7,1
	<i>v</i>	2,7	3,0	2,9	3,1	2,7	2,5	2,1	2,1	2,3	2,3	1,9
	<i>n</i>	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
3/VIII 10 00—11 40	<i>V</i>	3,7	3,5	3,0	2,3	1,7	1,9	2,3	2,7	3,0	3,0	3,0
	<i>dd</i>	099	102	099	095	107	118	130	132	127	124	124

та, м

1200	1400	1600	1800	2000	2500	3000	3500	4000	4500	5000	6000	7000
6,6	6,6	6,3	6,3	6,4	5,3	5,8	7,4					
301	290	284	283	284	279	256	226					
5,7	6,2	6,1	6,1	6,2	5,2	5,6	5,3					
-3,4	-2,2	-1,5	-1,4	-1,6	-0,8	1,4	5,1					
3	3	3	3	1	1	1	1					
5,5	5,5	5,5	5,6	4,7	5,8	6,4	6,2					
273	275	280	279	282	278	275	238					
5,5	5,5	5,4	5,5	4,6	5,7	6,4	4,6					
-0,3	-0,5	-1,0	-0,9	-1,0	-0,8	-0,6	4,1					
2	2	2	2	1	1	1	1					
2,5	2,9	3,3	3,9	4,0	3,2	3,6	4,8	5,9	6,5	8,1	11,6	16,3
241	241	232	224	220	234	226	213	210	219	221	226	224
2,2	2,6	2,6	2,7	2,6	2,6	2,6	2,6	2,9	4,1	5,3	8,4	11,4
1,2	1,4	2,0	2,8	3,1	1,9	2,5	4,0	5,1	5,0	6,1	8,1	11,6
5	5	5	5	5	4	1	1	1	1	1	1	1
5,0	5,1	5,1	5,2	5,2	5,4	5,8	6,1	5,6	8,2	11,6	10,5	
266	259	260	250	240	220	215	221	236	239	233	224	
5,0	5,0	5,0	4,9	4,5	3,5	3,3	4,0	3,8	7,0	9,2	7,3	
0,4	1,0	0,9	1,8	2,6	4,1	4,8	4,6	3,9	4,2	7,0	7,6	
4	4	4	4	4	4	3	1	1	1	1	1	
7,9	8,4	8,4	8,0	8,5	9,5	9,8	9,7	8,8	8,8	12,2		
267	268	267	261	260	256	254	252	261	256	258		
7,9	8,4	8,4	7,9	8,4	9,2	9,4	9,2	8,7	8,5	12,0		
0,4	0,3	0,4	1,3	1,5	2,3	2,7	2,9	1,3	2,1	2,5		
4	4	3	3	3	2	1	1	1	1	1		
7,7	8,4	8,2	7,3	8,6								
293	284	277	271	265								
7,1	8,2	8,1	7,3	8,6								
-3,0	-2,0	-1,0	-0,2	0,8								
1	1	1	1	1								
7,8	7,9	8,5	8,8	8,6	9,1	11,0	12,5	14,6	17,8	20,3	22,2	
258	261	265	270	281	264	261	246	248	250	252	250	
7,6	7,8	8,4	8,8	8,4	9,0	10,8	11,5	13,6	16,8	19,3	21,0	
1,7	1,3	0,8	0	-1,7	1,0	1,8	5,0	5,4	6,0	6,4	7,5	
4	4	3	3	2	2	2	2	2	2	2	1	
2,7	3,3	3,7	4,7	5,6	6,2	5,2	5,0	5,0	7,4	10,6	10,9	16,2
129	133	139	151	165	175	173	181	192	196	222	219	218

Дата, время, час. мин.	Эле- мент	Высо										
		50	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
3/VIII 13 15—14 05	<i>u</i>	-3,6	-3,4	-3,0	-2,3	-1,6	-1,7	-1,8	-2,0	-2,4	-2,5	-2,5
	<i>v</i>	0,6	0,7	0,5	0,2	0,5	0,9	1,5	1,8	1,8	1,7	1,7
	<i>n</i>	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	<i>V</i>	2,3	2,1	2,3	2,8	3,2	3,7	3,6	4,2	4,8	5,5	6,1
	<i>dd</i>	105	121	137	148	148	163	159	165	164	164	168
	<i>u</i>	-2,2	-1,8	-1,6	-1,5	-1,7	-1,1	-1,0	-1,1	-1,3	-1,6	-1,3
	<i>v</i>	4,6	4,1	4,7	2,4	2,7	3,5	3,5	4,1	4,6	5,3	6,0
	<i>n</i>	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
4/VIII 10 00—11 45	<i>V</i>	3,8	3,9	4,2	5,0	5,5	5,9	6,2	6,6	6,1	5,7	5,3
	<i>dd</i>	068	061	050	044	039	036	037	041	046	059	077
	<i>u</i>	-3,5	-3,2	-3,2	-3,5	-3,5	-3,5	-3,7	-4,3	-4,4	-4,9	-5,2
	<i>v</i>	-1,4	-1,8	-2,7	-3,6	-4,3	-4,8	-5,0	-5,0	-4,3	-2,9	-1,2
	<i>n</i>	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	<i>V</i>	5,3	5,3	5,6	4,4	4,1	4,0	4,0	4,3	4,6	5,0	5,3
	<i>dd</i>	081	084	080	081	076	069	058	046	034	028	027
	<i>u</i>	-5,2	-5,3	-5,5	-4,3	-4,0	-3,7	-3,4	-3,1	-2,6	-2,3	-2,4
4/VIII 13 37—16 40	<i>v</i>	-0,8	-0,6	-1,0	-0,7	-1,0	-1,4	-2,1	-3,0	-3,8	-4,4	-4,7
	<i>n</i>	4	4	4	4	3	3	3	3	3	3	3
	<i>V</i>	4,1	4,3	5,0	5,5	5,5	5,5	5,3	5,2	5,5	5,5	5,3
	<i>dd</i>	093	085	074	069	052	047	040	032	026	021	020
	<i>u</i>	-4,1	-4,3	-4,8	-5,1	-4,3	-4,0	-3,4	-2,7	-2,4	-2,0	-1,8
	<i>v</i>	0,2	-0,4	-1,4	-2,0	-3,4	-3,8	-4,1	-4,4	-5,0	-5,1	-5,0
	<i>n</i>	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
	<i>V</i>	5,9	6,6	6,9	6,2	4,8	4,7	4,5	4,0	2,5		
4/VIII 21 15—21 56	<i>dd</i>	084	090	094	096	109	114	122	123	132		
	<i>u</i>	-5,9	-6,6	-6,9	-6,1	-4,6	-4,3	-3,8	-3,3	-1,9		
	<i>v</i>	-0,6	0	0,4	0,7	1,5	1,9	2,4	2,2	1,7		
	<i>n</i>	3	3	3	3	3	2	1	1	1		
	<i>V</i>	4,8	4,7	3,9	3,9	4,2	4,8	5,5	6,2	7,0	7,2	6,9
	<i>dd</i>	088	079	055	035	018	005	002	001	001	008	011
	<i>u</i>	-4,2	-4,5	-3,2	-2,2	-1,3	-0,4	-0,2	-0,1	-0,1	-1,0	-1,3
	<i>v</i>	-0,2	-0,9	-2,2	-3,2	-4,0	-4,8	-5,5	-6,2	-7,0	-7,1	-6,8
5/VIII 10 05—11 45	<i>n</i>	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	<i>V</i>	6,0	6,4	5,2	4,2	3,7	3,9	4,4	4,5	4,7	5,0	5,4
	<i>dd</i>	091	086	072	049	036	019	360	347	336	333	332
	<i>u</i>	-6,0	-6,4	-4,8	-3,2	-2,2	-1,3	0	1,0	1,9	2,2	2,6
	<i>v</i>	0,1	-0,5	-1,6	-2,8	-3,0	-3,7	-4,4	-4,4	-4,3	-4,5	-4,8



Дата, время, час. мин.	Эле- мент	Высо										
		50	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
5/VIII 15 41—16 34	<i>n</i>	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
	<i>V</i>	5,9	6,3	6,3	5,6	4,4	3,6	3,0	2,9	3,4	4,1	4,8
	<i>dd</i>	091	093	097	086	069	050	033	022	011	007	002
	<i>u</i>	-5,9	-6,3	-6,2	-5,6	-4,1	-2,7	-1,6	-1,1	-0,6	-0,5	-0,2
	<i>v</i>	0,1	0,3	0,8	-0,4	-1,6	-2,3	-2,5	-2,7	-3,3	-4,1	-4,8
	<i>n</i>	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
6/VIII 10 00—11 25	<i>V</i>	5,8	5,4	5,5	6,0	6,7	6,9	7,0	7,2	7,2	7,1	7,3
	<i>dd</i>	074	068	058	052	043	038	036	036	036	035	032
	<i>u</i>	-5,4	-5,0	-4,7	-4,7	-4,5	-4,3	-4,1	-4,2	-4,2	-4,0	-3,8
	<i>v</i>	-1,6	-2,0	-2,9	-3,7	-4,9	-5,4	-5,7	-5,8	-5,8	-5,8	-6,2
	<i>n</i>	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
	<i>V</i>	7,0	7,1	6,6	6,6	6,4	5,7	5,4	5,0	5,2	5,3	5,7
6/VIII 13 15—13 50	<i>dd</i>	088	084	0,86	083	081	077	065	061	043	033	025
	<i>u</i>	-7,0	-7,0	-6,6	-6,5	-6,3	-5,6	-4,9	-4,4	-3,6	-2,9	-2,4
	<i>v</i>	-0,3	-0,7	-0,5	-0,8	-1,0	-1,3	-2,3	-2,4	-3,8	-4,4	-5,2
	<i>n</i>	4	4	4	4	4	4	4	1	1	1	1
	<i>V</i>	4,8	4,9	5,1	5,1	5,2	4,8	4,1	4,4	3,9	3,5	3,5
	<i>dd</i>	094	097	102	113	115	114	098	081	064	051	035
6/VIII 15 34—16 22	<i>u</i>	-4,8	-4,9	-5,0	-4,8	-4,7	-4,4	-4,1	-4,3	-3,5	-2,7	-2,0
	<i>v</i>	0,3	0,6	1,1	2,0	2,2	1,8	0,6	-0,7	-1,7	-2,2	-2,9
	<i>n</i>	4	4	4	4	3	3	3	3	3	3	3
	<i>V</i>	2,8	2,9	3,0	3,0	3,2	3,2	3,1	3,3	4,1	5,1	6,5
	<i>dd</i>	333	327	334	340	338	334	333	325	308	286	275
	<i>u</i>	1,3	1,6	1,3	1,0	1,2	1,4	1,4	1,9	3,2	4,9	6,5
8/VIII 10 00—11 36	<i>v</i>	-2,5	-2,4	-2,7	-2,8	-3,0	-2,9	-2,8	-2,7	-2,5	-1,4	-0,6
	<i>n</i>	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
	<i>V</i>	2,8	3,6	4,1	4,5	5,0	5,4	5,2	5,1	5,4	5,4	5,8
	<i>dd</i>	337	326	318	319	322	321	319	318	321	314	307
	<i>u</i>	1,1	2,0	2,8	3,0	3,1	3,4	3,4	3,4	3,4	3,9	4,6
	<i>v</i>	-2,6	-3,0	-3,0	-3,4	-3,9	-4,2	-3,9	-3,8	-4,2	-3,7	-3,5
8/VIII 15 44—16 50	<i>n</i>	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
	<i>V</i>	1,7	1,8	2,1	3,0	3,2	3,5	3,7	3,6	3,7	4,3	4,2
	<i>dd</i>	310	307	305	312	326	328	328	324	315	314	319
	<i>u</i>	1,3	1,4	1,7	2,3	1,8	1,9	2,0	2,1	2,6	3,1	2,7
	<i>v</i>	-1,1	-1,1	-1,2	-2,0	-2,7	-3,0	-3,2	-2,9	-2,6	-3,0	-3,2
	<i>n</i>	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4

та, м

1200	1400	1600	1800	2000	2500	3000	3500	4000	4500	5000	6000	7000
4	3	3	3	3	2	1	1	1	1			
6,0	6,6	6,9	7,2	6,9	4,2	3,1	1,6	0,5	2,0	3,1	6,8	
359	355	350	347	349	355	351	320	131	240	205	188	
0,1	0,6	1,2	1,6	1,3	0,4	0,5	1,0	-0,4	1,7	1,3	0,9	
-6,0	-6,6	-6,8	-7,0	-6,8	-4,2	-3,1	-1,2	0,3	1,0	2,8	6,7	
4	4	3	3	3	2	1	1	1	1	1	1	
7,6	7,1	7,5	8,6	8,5	9,7							
030	018	007	003	009	018							
-3,8	-2,2	-0,9	-0,5	-1,3	-3,0							
-6,6	-6,8	-7,4	-8,6	-8,4	-9,2							
5	3	3	3	3	1							
6,8	8,4	9,1	8,8	9,3	8,4	9,4	7,5	7,4	7,6	5,8		
012	010	006	356	356	340	347	348	342	356	346		
-1,4	-1,4	-1,0	0,6	0,7	2,9	2,1	1,6	2,3	0,5	1,4		
-6,7	-8,3	-9,0	-8,8	-9,3	-7,9	-9,2	-7,3	-7,2	-7,6	-5,6		
1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1		
6,2	8,4	8,7	9,0	9,4	9,4	9,4	9,9	7,7				
006	360	349	341	338	338	334	333	341				
-0,6	0	1,6	2,9	3,5	3,6	4,1	4,5	2,5				
-6,2	-8,4	-8,6	-8,5	-8,7	-8,7	-8,5	-8,8	-7,3				
3	2	2	1	1	1	1	1	1				
7,9	8,5	8,4	7,2	5,9	6,3	7,1						
276	286	292	290	290	271	251						
7,8	8,2	7,8	6,7	5,6	6,3	6,7						
-0,8	-2,3	-3,1	-2,7	-2,0	-0,1	2,3						
5	5	5	4	3	1	1						
6,3	8,1	8,4	7,7	8,2	7,5	8,6						
295	281	275	271	271	257	261						
5,7	8,0	8,4	7,7	8,2	7,3	8,5						
-2,7	-1,6	-0,8	-0,2	-0,1	1,7	1,3						
4	3	3	3	2	1	1						
4,5	5,5	6,9	8,9	10,5	10,6	13,0	13,5	7,7	7,3	5,0	13,9	8,6
316	315	298	285	280	262	267	277	281	265	282	253	250
3,1	3,9	6,1	8,6	10,3	10,5	13,0	13,4	7,6	7,3	4,9	13,3	8,1
-3,2	-3,9	-3,3	-2,3	-1,9	1,5	0,6	-1,7	-1,5	0,6	-1,0	4,0	2,9
4	4	4	4	4	4	2	1	1	1	1	1	1

Дата, время, час. мин.	Эле- мент	Высо										
		50	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
9/VIII 10 05—11 40	V	2,7	3,1	3,0	2,9	3,1	3,2	3,2	3,1	3,7	4,0	4,1
	dd	110	112	111	112	113	106	094	086	083	081	076
	u	-2,5	-2,9	-2,8	-2,7	-2,9	-3,1	-3,2	-3,1	-3,7	-3,9	-4,0
	v	0,9	1,2	1,1	1,1	1,2	0,9	0,2	-0,2	-0,4	-0,6	-1,0
	n	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
9/VIII 13 19—14 12	V	3,2	3,0	2,7	2,3	1,9	1,4	0,1	0,8	0,6	0,9	1,1
	dd	103	105	109	100	096	082	180	240	279	283	280
	u	-3,1	-2,9	-2,6	-2,3	-1,9	-1,4	0	0,7	0,6	0,8	1,1
	v	0,7	0,8	0,9	0,4	0,2	-0,2	0,1	0,4	-0,1	-0,2	-0,2
	n	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
9/VIII 15 35—16 20	V	4,7	4,6	3,6	2,3	1,5	1,1	0,9	0,8	1,6	2,0	1,6
	dd	091	092	096	095	106	142	207	173	202	217	227
	u	-4,7	-4,6	-3,6	-2,3	-1,4	-0,7	0,4	-0,1	0,6	1,2	1,2
	v	0,1	0,2	0,4	0,2	0,4	0,9	0,8	0,8	1,5	1,6	1,1
	n	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
10/VIII 10 00—11 38	V	7,0	7,3	7,4	7,4	7,4	7,2	7,1	7,2	7,0	7,4	7,4
	dd	056	054	049	047	042	038	031	024	016	012	007
	u	-5,8	-5,9	-5,6	-5,4	-5,0	-4,4	-3,6	-2,9	-1,9	-1,5	-0,9
	v	-3,9	-4,3	-4,8	-5,0	-5,5	-5,7	-6,1	-6,6	-6,7	-7,2	-7,4
	n	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
10/VIII 13 12—14 05	V	6,9	7,3	6,9	5,5	5,1	4,9	5,0	5,3	5,5	5,8	6,0
	dd	142	140	131	121	098	072	051	040	028	021	018
	u	-4,3	-4,7	-5,2	-4,7	-5,1	-4,7	-3,9	-3,4	-2,6	-2,1	-1,9
	v	5,4	5,6	4,6	2,8	0,7	-1,5	-3,2	-4,1	-4,9	-5,4	-5,7
	n	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
11/VIII 15 30—16 30	V	5,2	5,8	5,9	5,3	4,3	3,8	2,1	1,3	1,2	2,5	3,7
	dd	171	174	180	188	198	210	223	198	014	346	339
	u	-0,8	-0,6	0	0,7	1,3	1,9	1,4	0,4	-0,3	0,6	1,3
	v	5,1	5,8	5,9	5,2	4,1	3,3	1,5	1,2	-1,2	-2,4	-3,4
	n	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
12/VIII 9 55—10 55	V	6,3	6,4	6,1	6,7	7,2	6,6	6,0	5,4	4,6	4,3	4,1
	dd	333	336	341	342	343	346	003	001	003	013	018
	u	2,8	2,6	2,0	2,1	2,1	1,6	-0,3	-0,1	-0,2	-1,0	-1,3
	v	-5,6	-5,8	-5,8	-6,4	-6,9	-6,4	-6,0	-5,4	-4,6	-4,2	-3,9
	n	6	6	6	6	6	6	5	5	5	5	5
12/VIII 15 00—16 00	V	4,5	4,6	4,8	4,6	3,6	3,2	2,6	2,7	2,6	2,8	3,1
	dd	110	106	094	085	077	070	061	049	036	027	020
	u	-4,2	-4,4	-4,8	-4,6	-3,5	-3,0	-2,3	-2,1	-1,5	-1,3	-1,1
	v	1,6	1,3	0,4	-0,4	-0,8	-1,1	-1,3	-1,8	-2,1	-2,5	-2,9
	n	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6

Ta, M

1200	1400	1600	1800	2000	2500	3000	3500	4000	4500	5000	6000	7000
4,3	4,6	3,8	4,0	4,8	6,6	6,3	5,7	8,2	11,1	10,3	10,7	
042	020	004	337	326	312	299	298	292	286	244	250	
-2,9	-1,6	-0,2	1,6	2,7	4,9	5,5	5,0	7,6	10,7	9,3	10,0	
-3,2	-4,3	-3,8	-3,7	-4,0	-4,4	-3,1	-2,7	-3,0	-3,0	4,5	3,7	
6	6	6	6	6	4	2	2	2	2	1	1	
2,2	1,9	2,7	3,7	3,4	5,3	4,5	4,4	7,7	10,9	10,5	9,7	
299	295	295	289	297	290	305	274	271	281	283	282	
2,0	1,8	2,4	3,4	3,0	5,0	3,7	4,4	7,7	10,7	10,2	9,7	
-1,1	-0,8	-1,2	-1,2	-1,5	-1,8	-2,6	-0,3	-0,1	-2,0	-2,3	0,2	
4	4	4	3	3	1	1	1	1	1	1	1	
2,2	4,0	5,1	5,9	7,4	6,8	2,7	4,1	6,7	8,3			
273	288	290	292	291	291	239	247	256	262			
2,2	3,8	4,8	5,5	6,9	6,4	2,3	3,8	6,5	8,2			
-0,1	-1,2	-1,7	-2,2	-2,7	-2,4	1,4	1,6	1,6	1,1			
3	3	3	2	2	1	1	1	1	1			
6,8	4,7	2,4	1,5	2,1	3,1	2,7	3,4	4,3	3,6	3,1		
350	337	337	339	321	301	248	204	222	236	202		
1,2	1,85	0,95	0,55	1,3	2,7	2,5	1,4	2,9	3,0	1,2		
-6,7	-4,3	-2,2	-1,4	-1,6	-1,6	1,0	3,1	3,2	2,0	2,9		
6	6	6	6	6	2	1	1	1	1	1		
6,9	7,1	7,9	8,0	7,3	8,7	10,3						
011	005	006	012	006	003	003						
-1,3	-0,6	-0,8	-1,7	-0,8	-0,5	-0,5						
-6,8	-7,1	-7,8	-7,8	-7,2	-8,7	-10,3						
4	4	4	3	3	2	2						
5,7	7,0	7,6	7,8	9,7	9,1	7,9						
336	349	352	342	007	009	004						
2,3	1,4	1,1	2,4	-1,2	-1,4	-0,5						
-5,2	-6,9	-7,5	-7,4	-9,6	-9,0	-7,9						
3	1	1	1	1	1	1						
4,5	3,9	3,3	3,6									
035	037	040	077									
-2,6	-2,3	-2,9	-3,5									
-3,7	-3,1	-2,5	-0,8									
4	1	1	1									
3,5	4,3	5,7	5,4	4,8	5,4	5,9	3,8					
358	350	344	344	027	027	025	058					
0,1	0,8	1,6	1,5	-2,2	-2,4	-2,5	-3,2					
-3,5	-4,2	-5,5	-5,2	-4,3	-4,8	-5,4	-2,0					
6	4	2	1	1	1	1	1					

## СОДЕРЖАНИЕ

Л. Р. Орленко. О расчете касательного напряжения над водной поверхностью в задаче прогноза ленинградских наводнений	3
Б. Г. Вагер, В. В. Симонов. К вопросу о расчете строения мелкого водоема	12
В. В. Симонов. О некоторых интегральных характеристиках турбулентной энергии в мелком водоеме	26
С. П. Малевский - Малевич. Влияние «холодной пленки» на теплообмен океан-атмосфера	35
К. С. Померанец. Характеристика годового хода температуры воды в море	46
Л. Р. Орленко. К методике обработки данных температурно-ветрового зондирования в пограничном слое атмосферы	53
Т. А. Курпакова, Л. Р. Орленко. Профиль ветра в пограничном слое атмосферы по экспериментальным данным	64
И. И. Честная. Некоторые особенности воздушных потоков в карьерах	74
Н. А. Лазарева. Характеристики ветра модели стандартной атмосферы пограничного слоя	79
Ф. Н. Шехтер. Приближенная формула диффузионного типа для потока длинноволновой радиации	90
А. А. Елисеев. К методике измерения лучистого притока тепла в приземном слое	101
Е. Д. Надежина. К вопросу о влиянии скачка шероховатости подстилающей поверхности на режим турбулентного пограничного слоя	109
Н. В. Серова, Ф. Н. Шехтер. О теплофизических характеристиках некоторых типов мерзлых почв	117
Д. А. Коновалов. К вопросу о строении термиков	123
Приложение. Материалы наблюдений Цимлянской экспедиции	129

ТРУДЫ ГГО, вып. 257

### Физика пограничного слоя атмосферы

Титульный редактор *Дубов Алексей Сергеевич*

Редактор *Г. И. Слабкович*

Технический редактор *Г. В. Ивкова*

Корректор *Г. Н. Римант*

---

Сдано в набор 25/V—1970 г. Подписано к печати 21/IX 1970 г. Бумага 60×90<sup>1/16</sup>. Бум. л. 6.  
 Печ. л. 12,0. Уч.-изд. л. 12,53. Тираж 640 экз. М-12406. Индекс МЛ-31. Гидрометеорологическое издательство. Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23.  
 Заказ 658. Цена 88 коп.

---

Сортавальская книжная типография Управления по печати и при Совете Министров  
 Карельской АССР. Сортавала, Карельская, 42.