

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

06

778

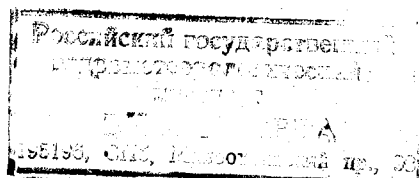
Т Р У Д Ы ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 27 (89)

ФИЗИКА ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Под редакцией
докт. физ.-мат. наук
Д. Л. ЛАЙХТМАНА



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1951

359665

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Предисловие	3
Ф. Н. Шехтер и Г. Х. Цейтин. К вопросу о предвычислении температуры в ясные ночи	4
Т. В. Кириллова. Сравнительная оценка различных методов определения эффективного излучения у земной поверхности	8
Е. Д. Ковалева. О расчете эффективного излучения земной поверхности и противоизлучения атмосферы	42
Т. В. Кириллова и Е. Д. Ковалева. О введении поправок при определении эффективного излучения и противоизлучения по наземным данным	50
Г. Х. Цейтин. Численные методы расчета теплоотдачи почвы	55
И. С. Борушко. Связь теплоотдачи и эффективного излучения	65
Г. Х. Цейтин. Определение температуры воздуха по заданным температуре поверхности почвы и температуре в свободной атмосфере	69
Л. Р. Полуэктова. К вопросу о вычислении адвективных изменений температуры по шаропилотным данным	73
К. С. Шифрин. Влияние тумана на радиационный баланс	77
Д. Л. Лайхтман. О введении температурной поправки на конденсацию при радиационном выхолаживании приземного слоя атмосферы	87
М. П. Тимофеев. О методике определения компонент теплового баланса подстилающей поверхности	90
И. С. Борушко, Т. В. Кириллова, Е. Д. Ковалева, Д. Л. Лайхтман, Г. Х. Цейтин, Ф. Н. Шехтер. Руководство по предвычислению температуры поверхности почвы в отдельной точке	112
И. С. Борушко, Т. В. Кириллова, Н. В. Кучеров, М. П. Тимофеев. Инструкция по определению компонент теплового баланса подстилающей поверхности	136
Приложения:	
1. Номограмма для определения эффективного излучения земной поверхности и противоизлучения атмосферы (вкл.)	
2. Номограмма для определения эффективного излучения и противоизлучения при облачном небе (вкл.)	
3. Номограмма для определения $\Phi(x, \xi)$ (вкл.)	
4. Диаграмма для подсчета поглощающей массы (m -диаграмма) (вкл.)	
5. P — диаграмма (вкл.)	
6. Номограмма для предвычисления ночного понижения температуры (вкл.)	

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник содержит работы отдела физики приземного слоя атмосферы, выполненные в течение 1950 г. Помещаемые работы касаются двух близких по существу проблем — температурного режима и теплового баланса приземного слоя атмосферы.

В работе Ф. Н. Шехтер и Г. Х. Цейтина на основании найденного закона квадратного корня для теплоотдачи почвы дается формула для определения температуры ее поверхности. Формула проверяется на опытном материале. Работа Г. Х. Цейтина посвящена методу определения теплоотдачи почвы по наблюдениям над температурой.

В работе И. С. Борушко показано, каким образом по известному эффективному излучению может быть определена теплоотдача почвы. В работе Е. Д. Ковалевой дается принципиально новый способ определения эффективного излучения по наземным данным. Предложенный метод значительно точнее остальных (формулы Брента и Онгстрема и их разные видоизменения) и безусловно получит распространение в дальнейшем. Подробный анализ существующих методов определения лучистых потоков дан в работе Т. В. Кирилловой. В работе К. С. Шифрина проводится теоретическое исследование о влиянии туманов на эффективное излучение земной поверхности.

Наконец, в работе Д. Л. Лайхтмана выводится поправка на ночное понижение температуры при конденсации. Таким образом, упомянутые работы касаются вопроса об определении параметров, необходимых для предвычисления ночного понижения температуры и самой методики расчета понижения температуры. В заключительной части сборника дается проект руководства по предвычислению температуры.

Работа М. П. Тимофеева касается методики определения компонент теплового баланса. Весьма важным результатом этого исследования является найденная зависимость так называемой „постоянной“ Кармана от параметра ϵ , что позволяет производить точные вычисления коэффициента турбулентной диффузии.

На основании работы М. П. Тимофеева, ряда важных экспериментальных разработок Н. В. Кучерова и упоминавшихся выше работ по методике определения теплоотдачи почвы и радиационного баланса дается инструкция по определению компонент теплового баланса.

Настоящий сборник вместе с ранее опубликованными работами завершает исследования отдела по турбулентному обмену и распределению метеоэлементов на открытом месте, которые велись за последние годы.

К ВОПРОСУ О ПРЕДВЫЧИСЛЕНИИ ТЕМПЕРАТУРЫ В ЯСНЫЕ НОЧИ

Вопрос о предвычислении температуры поверхности почвы тесно связан с исследованием закономерностей теплоотдачи деятельной поверхности почвы. Если бы оказалось возможным достаточно точно предсказать теплоотдачу, то формула (18) работы [1] позволила бы предвычислить температуру без каких-либо данных о коэффициенте турбулентности.

Настоящая работа ставит своей задачей изучение закономерности теплоотдачи в ясные ночи, для которых прогноз температуры представляет наибольший интерес.

Из физических соображений следует, что в течение ясной ночи теплоотдача должна уменьшаться по абсолютной величине, поскольку, во-первых, при наличии инверсии турбулентный поток тепла направлен к земле, во-вторых, уменьшается потеря тепла на испарение.

По предложению Д. Л. Лайхтмана была рассмотрена возможность представления ночного хода теплоотдачи следующей формулой:

$$Q = Q^* (1 - \alpha \sqrt{t}). \quad (1)$$

Для проверки предложенной формулы мы рассмотрели 40 примеров из материалов наблюдений в Колтушах и в Тифлисе. Расчет теплоотдачи проводился методом, разработанным Г. Х. Цейтиным [2], чем была обеспечена большая точность.

Оказалось, что если за начальный момент взять время захода солнца, то пропорциональное квадратному корню падение теплоотдачи устанавливается через 0,5—1 час. На рис. 1 приведено несколько типичных профилей $Q(\sqrt{t})$, из которых видно, что в течение первых 0,5—1 часа теплоотдачу можно практически считать постоянной.

При этом предположении закон изменения теплоотдачи в течение ясной ночи записывается в следующем виде:

$$\left. \begin{aligned} Q &= Q_0 & 0 \leq t \leq t_1, \\ Q &= Q_0 \frac{1 - \alpha \sqrt{t}}{1 - \alpha \sqrt{t_1}} & t_1 < t, \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

где Q_0 — значение теплоотдачи в первые полчаса — час, $t_1 = 0,5—1$ час.

Полученные значения $\frac{Q_0}{\rho_1 c_1}$ и α приведены в табл. 1 ($\rho_1 c_1$ — объемная теплоемкость почвы).

На рассмотренном материале не удалось найти удовлетворительной зависимости α от факторов, обуславливающих теплоотдачу. Как видно из табл. 1, среднее значение параметра $\alpha = 0,19 \pm 0,02$.

Таблица 1

№ пп	Дата	$\frac{Q_0}{p_1 c_1}$	α
---------	------	-----------------------	----------

Колтуши 1950 г.

1	19/VI	13,4	0,21
2	21/VI	12,1	0,15
3	15/VII	15,1	0,21
4	21/VII	20,2	0,17
5	23/VII	13,8	0,14
6	4/VIII	17,0	0,22
7	8/VIII	14,4	0,19
8	9/VIII	19,9	0,21
9	11/VIII	17,8	0,20
10	12/VIII	13,5	0,23
11	16/VIII	16,2	0,15
12	27/VIII	17,3	0,22

Тифлис 1888 г.

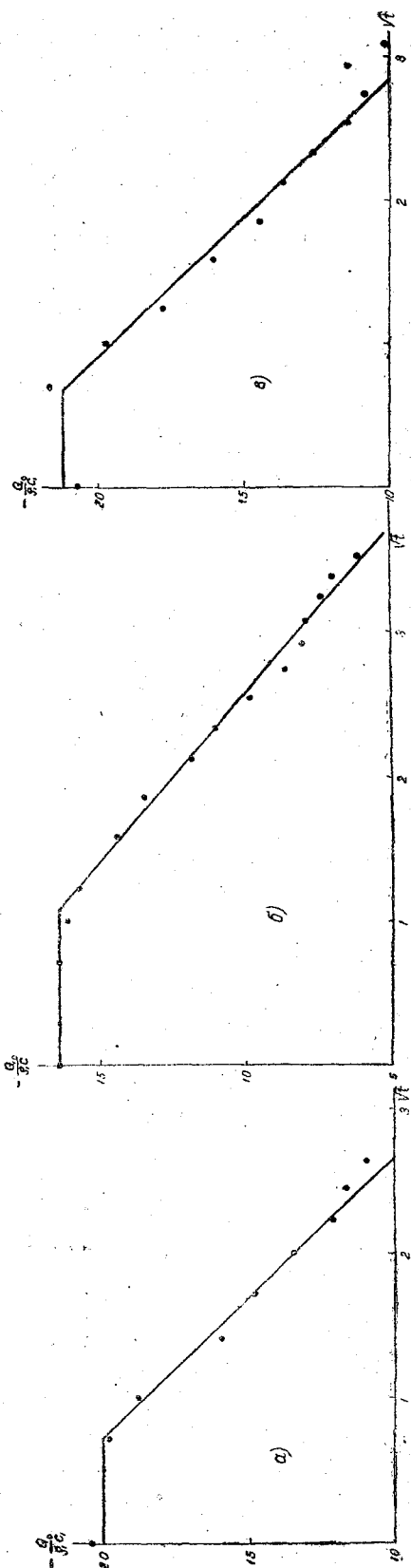
13	11/III	21,7	0,16
14	17/III	17,9	0,15
15	23/III	25,0	0,14
16	1/VII	27,6	0,17
17	9/VII	21,6	0,21
18	10/VII	18,0	0,22
19	11/VII	22,6	0,20
20	12/VII	17,8	0,16
21	18/VII	23,0	0,17
22	20/VII	22,8	0,17
23	7/VIII	19,7	0,18
24	10/VIII	20,2	0,19
25	19/VIII	19,2	0,16
26	29/IX	20,6	0,16
27	17/XII	16,4	0,20
28	VII	17,6	0,18
29	VIII	17,4	0,19
30	IX	19,2	0,22

1889 г.

31	7/VII	21,0	0,22
32	8/VII	17,0	0,17
33	9/VII	15,5	0,22
34	12/VII	17,1	0,20
35	VII	19,8	0,18
36	VIII	17,0	0,19
37	IX	17,5	0,21

1890 г.

38	10/III	21,3	0,15
39	VII	22,1	0,17
40	IX	19,0	0,21

Рис. 1. а) Колтуши 9/VII $\alpha = 0,21$, б) Тбилиси 17/XII $\alpha = 0,20$, в) Тбилиси 9/VII $\alpha = 0,21$.

Установив закон поведения теплоотдачи, мы можем перейти к выводу расчетной формулы для предвычисления температуры. Подставляя (2) в формулу (18) работы [1], получим, что

$$T_1(t, 0) = \int_{\Phi=0}^{\Phi=1} T_0(u) d\Phi \left(\frac{u}{2a\sqrt{t}} \right) - \frac{2Q_0}{\sqrt{\pi}a\rho_1c_1} \left[\int_{v=0}^{v=t_1} d(\sqrt{t-v}) + \right. \\ \left. + \frac{1}{1-\alpha\sqrt{t_1}} \int_{v=t_1}^{v=t} (1-\alpha\sqrt{t}) d(\sqrt{t-v}) \right],$$

где $\Phi(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-\zeta^2} d\zeta$ — функция Крампа, $T_0(u)$ — распределение температуры по глубине в начальный момент, a^2 — коэффициент температуропроводности почвы.

После элементарных вычислений придем к следующему выражению:

$$T_1(t, 0) = \varepsilon(t) + \frac{Q_0}{a\rho_1c_1} W(\alpha, t_1, t), \quad (3)$$

где

$$\varepsilon(t) = \int_{\Phi=0}^{\Phi=1} T_0(u) d\Phi \left(\frac{u}{2a\sqrt{t}} \right),$$

$$W(\alpha, t_1, t) = -\frac{\alpha}{1-\alpha\sqrt{t_1}} \left[\frac{t}{2\sqrt{\pi}} \arccos \frac{2t_1-t}{t} - \frac{1}{\sqrt{\pi}} \sqrt{t_1(t-t_1)} \right] + \frac{2\sqrt{t}}{\sqrt{\pi}}.$$

Первое слагаемое формулы (3) характеризует приращение температуры поверхности почвы, обусловленное неравномерным распределением температуры по глубине в начальный момент; второе — приращение температуры вследствие теплоотдачи поверхности почвы.

Подставляя в (3) $\alpha=0,19$, получим окончательную формулу:

$$T_1(t, 0) = \varepsilon(t) + \frac{Q_0}{a\rho_1c_1} W(t_1, t). \quad (4)$$

Значения функции $W(t_1, t)$ для некоторых t_1 приведены в табл. 2. Способы подсчета $\varepsilon(t)$ изложены в работах [1] и [2].

Таблица 2

$t_1 \backslash t$	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
0,5	1,44	1,66	1,83	1,94	2,02	2,08	2,11	2,16	2,17	2,18	2,18
0,75	1,48	1,72	1,88	2,00	2,10	2,15	2,19	2,23	2,24	2,26	2,21
1,0	1,52	1,76	1,93	2,06	2,14	2,21	2,27	2,29	2,31	2,32	2,31

По формуле (4) нами были проведены расчеты хода температуры в течение ночи. Среднее отклонение вычисленной температуры T_v от наблюдаемой T_n дано в табл. 3.

Таблица 3

t	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$ T_v - T_n $	0,6	0,8	0,9	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1	1,2	1,2
Число случаев	40	40	40	39	37	34	30	24	19	5	4

Из табл. 3 видно, что средняя ошибка в предвычислении температуры имеет порядок 1°C .

ЛИТЕРАТУРА

1. Лайхтман Д. Л. Предвычисление суточных колебаний температуры в приземном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 22, 1950.
2. Цейтин Г. Х. Численные методы расчета теплоотдачи почвы (см. стр. 55).

при $t_1 = 0$

$$w = -\alpha \left[\frac{-t}{2\sqrt{\pi}} \sqrt{\pi} \right] + \frac{2\sqrt{t}}{\sqrt{\pi}} = + \frac{\alpha\sqrt{\pi}t}{2} + \frac{2\sqrt{t}}{\sqrt{\pi}}$$

$$t=4; \quad 0,19 \cdot 1,77 \cdot 2 + \frac{4}{314} =$$

$$\begin{array}{r} 0,67 \\ 1,27 \\ \hline 1,94 \end{array}$$

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА РАЗЛИЧНЫХ МЕТОДОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ У ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Величина эффективного излучения является важной характеристикой радиационного баланса. Изменение радиационного баланса различных подстилающих поверхностей в одних и тех же условиях инсоляции зависит в первую очередь от изменения эффективного излучения. Измеряется эффективное излучение менее точно, чем остальные составляющие радиационного баланса, и нет длительных наблюдений, особенно для дневного времени.

В настоящее время предложен целый ряд методов расчета эффективного излучения у земной поверхности.

Задачей настоящей работы является исследование и оценка различных методов определения эффективного излучения, выбор наиболее точного и наиболее удобного метода расчета.

Эффективным излучением принято называть разность между излучением земной поверхности и противои излучением атмосферы. Излучение атмосферы будет различно в зависимости от распределения температуры $T(z)$ и влажности $\rho(z)$ по высоте. Если известны функции $T(z)$ и $\rho(z)$ для поглощающей среды, принципиально можно, зная функцию поглощения, точно рассчитать излучение атмосферы, направленное к земной поверхности. Однако математический аппарат при этом настолько громоздок, что точные расчеты трудно довести до конца. Поэтому и предложен ряд приближенных методов, позволяющих вычислять излучение атмосферы, а затем и эффективное излучение при различной стратификации атмосферы.

Более достоверно излучение атмосферы определяется для случаев ясного неба. При наличии облачности возникают дополнительные трудности, связанные с определением высоты и температуры облаков, а также их излучательной способности. Для практического использования расчетов эффективного излучения при прогнозах заморозков, предвычислении суточного хода температуры, а также при определении теплового баланса важно уметь рассчитывать излучение в условиях переменной погоды и, прежде всего, при наличии облачности. Учету влияния облачности посвящена вторая часть работы.

Различные методы расчета эффективного излучения можно разделить на две группы:

- 1) определение эффективного излучения по наземным данным температуры и влажности и
- 2) определение эффективного излучения по данным распределения температуры и влажности с высотой.

Эмпирические формулы позволяют определить эффективное излучение по наземным данным температуры и влажности.

Поскольку наземными значениями температуры и влажности нельзя однозначно отразить все факторы, влияющие на величину эффективного излучения, то нельзя и ожидать правильных значений эффективного излучения при различных условиях распределения температуры и влажности с высотой. Онгстрем предложил формулу для определения эффективного излучения в следующем виде:

$$\mathcal{E} = \sigma T^4 (A + B \cdot 10^{-C_e}). \quad (1)$$

Несколько иную формулу предлагает Брент:

$$\mathcal{E} = \sigma T^4 (a - b\sqrt{e}). \quad (2)$$

Аналогичные формулы предлагаются ими для вычисления значений противоизлучения. Справедливость формул с данными значениями коэффициентов с самого начала ограничена географическим местом, где производились определения этих коэффициентов. Неудивительно, что значения постоянных, определяемые различными авторами, сильно разнятся друг от друга.

По виду формул можно сказать, что они неверны и в предельных случаях — очень сухой и очень влажной атмосферы. Действительно, полагая поглощение отсутствующим и $e = 0$, мы должны были бы ожидать, что эффективное излучение будет равно излучению абсолютно черного тела при соответствующей температуре. Однако формулы дают значения $(A + B)\sigma T^4$ и $a \cdot \sigma T^4$ и при этом $A + B \neq 1$ и $a \neq 1$. Несоответствие получается и для случая очень влажной атмосферы.

В работе Больца и Фалькенберга [12] даны следующие значения постоянных в формулах Онгстрема и Брента:

$$\mathcal{E} = \sigma T^4 (0,180 + 0,250 \cdot 10^{-0,126e}), \quad (3)$$

$$\mathcal{E} = \sigma T^4 (0,48 - 0,075\sqrt{e}), \quad (4)$$

где e в миллиметрах.

В таком виде формулы использованы при расчетах. Буквой $\mathcal{E}$ обозначается эффективное излучение.

Для вычисления эффективного излучения земной поверхности можно использовать эти формулы с введением поправочного члена, учитывающего разность температур на высоте 1,5 м и земной поверхности, а также множителя, учитывающего излучательную способность подстилающей поверхности. Такую уточненную формулу Онгстрема использует М. И. Бudyko [1] в следующем виде:

$$\mathcal{E} = \delta \sigma \{ T_n^4 - T^4 [1 - (A + B \cdot 10^{-C_e})] \}. \quad (5)$$

δ — излучательная способность подстилающей поверхности.

Исходя из уравнений радиационного переноса и схематизируя определенным образом спектр поглощения водяного пара, К. Я Кондратьев [5] получил формулы для расчета эффективного излучения земной поверхности.

Наиболее простой является формула, предложенная им для климатологических расчетов:

$$\mathcal{E}_0 = \delta [0,25E(T_H) + 1,65\sigma \bar{T}^3 \Delta T] e^{-0,166m_\infty}, \quad (6)$$

где $\mathcal{E}_0$ — эффективное излучение земной поверхности,

$E(T_H)$ — излучение абсолютно черного тела при температуре тропопаузы,

$\bar{T}$ — средняя температура слоя земля — тропопауза,

m_{∞} — количество водяного пара в г/см³ во всем слое атмосферы,
 e — основание натуральных логарифмов,
 σ — постоянная Стефана — Больцмана.

Более точной является формула:

$$\mathcal{E}_0 = \delta [E(T_H) + 5,2c_1\sigma\bar{T}^3(0, H)\Delta T] [1 - A(m_{\infty})], \quad (7)$$

где $1 - A(m_{\infty})$ — функция пропускания, c_1 — некоторый коэффициент (связанный с пренебрежением членами разложения второго порядка малости при выводе формулы).

Обе формулы справедливы для условий нормального распределения температуры и влажности с высотой. При наличии инверсии вид формул усложняется введением добавочных слагаемых. С учетом инверсии формула имеет вид:

$$\begin{aligned} \mathcal{E}_0 = & \delta E(T_H) [1 - A(m_{\infty})] + \frac{\delta}{\beta} \left| \frac{dE}{dz} \right|_2 \sum_{j=1}^2 \frac{e^{-\alpha_j m_{\infty}}}{p_j} [E_i(\alpha_j(m_{\infty} - m_h)) - \\ & - E_i(\alpha_j m_{\infty} e^{-\beta_1 H})] - \frac{\delta}{\rho_{w_0}} \left| \frac{dE}{dz} \right|_1 \sum_{j=1}^2 \frac{1}{p_j \alpha_j} [1 - e^{-\alpha_j m_h}]. \end{aligned} \quad (8)$$

Обозначения в формуле, сверх указанных выше, следующие:

$\left| \frac{dE}{dz} \right|_1$ — градиент в слое инверсии;

$\left| \frac{dE}{dz} \right|_2$ — градиент в слое выше инверсии;

ρ_{w_0} — абсолютная влажность у земной поверхности в г/см³;

$\frac{1}{p_j}$ — доля абсолютно черного излучения, приходящегося на j -тый интервал спектра;

α_j — коэффициент поглощения, соответствующий j -той выборке;

$E_i(\alpha_j(m_{\infty} - m_h))$ и $E_i(\alpha_j m_{\infty} e^{-\beta_1 H})$ — интегральные показательные функции;

β — коэффициент, характеризующий убывание абсолютной влажности с высотой в слое от земли до высоты тропопаузы;

β_1 — такой же коэффициент для слоя выше 4 км;

m_{∞} — количество водяного пара в г/см³ во всей атмосфере;

m_h — количество водяного пара в г/см³ в слое инверсии.

Как видно из формул, для расчета требуются данные аэрологического зондирования. Для расчетов по радиационным диаграммам требуются в качестве исходных данных значения температуры и влажности на различных уровнях в атмосфере, т. е. те же данные аэрологического зондирования, что и для формул Кондратьева.

Радиационные диаграммы предложены рядом авторов как решение уравнений радиационного переноса графическим методом. Сложное взаимодействие потоков, исходящих от земной поверхности и от различных слоев атмосферы, сводится к решению дифференциальных уравнений, к выполнению тройного интегрирования по всевозможным направлениям в пространстве, по всем длинам волн и по отдельным слоям.

Мы рассмотрим радиационные диаграммы А. А. Дмитриева [2], Ф. Н. Шехтер [9], Эльзассера [14], Мюгге и Меллера [13]. Основное различие всех радиационных диаграмм заключается в методе решения уравнений радиационного переноса в отношении интегрирования по длинам волн.

Для построения радиационных диаграмм А. А. Дмитриевым, Мюгге — Меллером и Эльзассером применяются различные приближенные методы интегрирования по длинам волн с использованием спектральных харак-

теристик поглощения. Для построения своей радиационной диаграммы Ф. Н. Шехтер использовала метод решения уравнений радиационного переноса Амбарцумяна — Лебединского. Применение этого метода позволяет получить выражение для потоков радиации, содержащее функцию пропускания полного потока лучистой энергии. В этом принципиальное преимущество последней диаграммы.

Следует отметить, что при расчетах своих диаграмм А. А. Дмитриев использовал значения коэффициентов поглощения, данные Альбрехтом; в качестве поглощающего вещества он рассматривал водяной пар и не принимал во внимание углекислый газ. Достоинство рассчитанных им диаграмм снижается тем, что значения коэффициентов, полученных Альбрехтом, завышены в области прозрачности водяного пара и занижены в областях сильного поглощения; пренебрежение поглощением CO_2 может привести к существенным ошибкам.

А. А. Дмитриевым предложено два варианта радиационных диаграмм, построенных по одним и тем же исходным данным. Строгое их обоснование приведено в его статье [2]. Для определения эффективного излучения или противоизлучения по методу Дмитриева мы сначала по заданному распределению температуры и влажности определяем по диаграмме поток в единичный телесный угол, а затем по второй диаграмме проводим суммирование потоков по различным направлениям и получаем поток в полусферу. Прежде чем нанести на основную диаграмму значение поглощающей массы, нужно рассчитать ее величину по отдельным слоям. Это можно проводить аналитически или графически, используя для этого еще одну диаграмму. Такую дополнительную диаграмму можно иметь для расчетов по любой радиационной диаграмме.

Расчет по диаграммам Ф. Н. Шехтер, Эльзассера, Мюгге и Меллера содержит один этап определения эффективного излучения или противоизлучения (в зависимости от поставленной задачи) по заданным значениям температуры и влажности с высотой. Мы не останавливаемся здесь на теории построения радиационных диаграмм, подробно описанной в работах указанных авторов [2, 9, 13, 14]. Укажем только, что учет поглощения CO_2 произведен Ф. Н. Шехтер соответствующим изменением коэффициентов поглощения водяного пара в тех интервалах спектра, где существенны оба поглотителя. Эльзассером, так же как и Мюгге — Меллером, учет поглощения CO_2 проведен независимо от поглощения водяным паром в предположении, что поглощение углекислым газом при всевозможных температурах составляет определенную часть от поглощения абсолютно черного тела. Зависимость коэффициента поглощения от давления в последних диаграммах учитывается тем, что используется так называемая эффективная масса, уменьшенная по сравнению с действительной в $\sqrt{\frac{p}{p_0}}$ раз.

Поскольку в уравнениях мы имеем дело с произведением $\alpha m = \alpha_0 \sqrt{\frac{p}{p_0}} m$, то безразлично, отнести ли этот поправочный множитель к величине коэффициента поглощения или к величине поглощающей массы.

До настоящего времени никто не занимался систематическим использованием радиационных диаграмм и их исследованием. Нашей задачей является сравнить между собой расчеты по эмпирическим формулам (3, 4), формулам К. Я. Кондратьева (7, 8) и радиационным диаграммам А. А. Дмитриева, Ф. Н. Шехтер, Эльзассера и Мюгге — Меллера при различных условиях распределения температуры и влажности с высотой, а также сопоставить результаты расчетов с измерениями.

Всеми указанными методами произведен расчет для одних и тех же приземных значений температуры и влажности и различного распределения температуры и влажности с высотой.

Рассмотрим пять типичных случаев различного распределения температуры с высотой при одном и том же содержании водяного пара в атмосфере.

I. Нормальный градиент, начиная от земной поверхности, $T = T_0 - \gamma z$; $T_0 = 290^\circ$; $\gamma = 6^\circ/\text{км}$; $\rho_{w_0} = 0,7 \cdot 10^{-5} \text{ г/см}^3$. Изменение влажности с высотой задается формулой Ханна:

$$\rho = \rho_{w_0} \cdot e^{-\beta z}, \quad \beta = 4,5 \cdot 10^{-6} \text{ 1/см.}$$

II. В приземном слое до высоты $h = 50 \text{ м}$ инверсия:

$$T = T_0 + a \ln \frac{z}{\varepsilon_0}, \quad a = 0,370, \quad \varepsilon_0 = 0,1 \text{ см};$$

$$T = T_h - \gamma(z - h), \quad h < z \leq H, \quad T_0 - T_h = 4^\circ, \quad \varepsilon_0 \leq z \leq h.$$

В приземном слое $m = \rho_{w_0} h$.

III. До высоты $h_1 = 50 \text{ м}$ распределение, как в предыдущем случае; выше инверсия до высоты $h_2 = 500 \text{ м}$ с градиентом $10^\circ/\text{км}$:

$$T = 290 + a \ln \frac{z}{\varepsilon_0}, \quad z \leq 50 \text{ м};$$

$$T = T_h + \gamma'(z - h_1), \quad \gamma' = 10^\circ/\text{км}, \quad 50 \text{ м} < z < 500 \text{ м};$$

$$T = T_{h_2} - \gamma(z - h_2), \quad z > 500 \text{ м}.$$

IV. От земной поверхности до высоты $h_2 = 500 \text{ м}$ изотермия:

$$T = T_0, \quad z < 500 \text{ м};$$

$$T = T_0 - \gamma(z - h_2), \quad z > 500 \text{ м}.$$

V. В приземном слое распределение по логарифмическому закону:

$$T = T_0 - a \ln \frac{z}{\varepsilon_0}, \quad \varepsilon_0 = 10^{-4} \text{ см}, \quad \varepsilon_0 \leq z \leq h;$$

$$T = T_h - \gamma(z - h), \quad h \leq z.$$

Как дополнительный шестой случай рассмотрим изменение температуры земной поверхности, а именно положим $T_0 = 300^\circ$, а значение температуры на высоте 2 м положим 290° , т. е. положим разность температур $0-2 \text{ м}$ равной 10° . Дальнейшее распределение температуры такое же, как в предыдущем случае, т. е. $T = T_0 - a \ln \frac{z}{\varepsilon_0}$ и $T = T_h - \gamma(z - h)$, $h = 50 \text{ м}$.

Значение влажности одинаковое с первыми пятью случаями различного распределения температур.

Сохранив то же распределение температуры с высотой, изменим содержание водяного пара в атмосфере, задав значение абсолютной влажности у земной поверхности не $0,7 \cdot 10^{-5} \text{ г/см}^3$, а $1,2 \cdot 10^{-5} \text{ г/см}^3$. При этом общее количество водяного пара в слое до 8 км изменится от значения $1,54 \text{ г/см}^2$ до $2,68 \text{ г/см}^2$. Таким образом, будем иметь случаи VII—XII различного распределения температуры с другими значениями влажности.

В табл. 1 приведены численные значения температуры и количества водяных паров по отдельным слоям для 12 различных случаев распределения. В табл. 2 и 3 приведены результаты расчетов величины эффективного излучения различными расчетными методами. Эти же данные представлены на графиках (рис. 1, 2), где по вертикали отложены значения эффективного излучения, а по горизонтали римскими цифрами обозна-

Таблица 1

I—VI		VII—XII	I и VII	II и VIII	III и IX	IV и X	V и XI	VI и XII
z	m	m						
0	$0,7 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	290,0	290,0	290,0	290,0	290,0	300,0
10	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	289,9	293,4	293,4	290,0	286,4	286,4
20	$3,5 \cdot 10^{-2}$	$6,0 \cdot 10^{-2}$	289,9	293,7	293,7	290,0	286,2	286,2
50	$6,9 \cdot 10^{-2}$	$11,9 \cdot 10^{-2}$	289,7	293,8	293,8	290,0	286,0	286,0
100	$13,6 \cdot 10^{-2}$	$23,4 \cdot 10^{-2}$	289,4	293,5	294,5	290,0	285,7	285,7
200	$31,5 \cdot 10^{-2}$	$56,8 \cdot 10^{-2}$	288,8	292,9	295,9	290,0	285,1	285,1
500	$56,3 \cdot 10^{-2}$	$99,5 \cdot 10^{-2}$	287,0	291,1	300,0	290,0	283,3	283,3
1 000	$92,3 \cdot 10^{-2}$	$161,5 \cdot 10^{-2}$	284,0	288,1	297,0	287,0	280,3	280,3
2 000	$114,8 \cdot 10^{-2}$	$200,3 \cdot 10^{-2}$	278,0	282,1	291,0	281,0	274,3	274,3
3 000	$129,4 \cdot 10^{-2}$	$225,4 \cdot 10^{-2}$	272,0	276,1	285,0	275,0	268,3	268,3
4 000	$150,8 \cdot 10^{-2}$	$262,2 \cdot 10^{-2}$	266,0	270,1	279,0	269,0	262,3	262,3
8 000	$153,9 \cdot 10^{-2}$	$267,5 \cdot 10^{-2}$	242,0	246,1	255,0	245,0	238,3	238,3
11 000			224,0	228,1	237,0	227,0	220,3	220,3

Таблица 2

	I	II	III	IV	V	VI
Диаграммы:						
Дмитриева I	0,130	0,109	0,086	0,127	0,148	0,221
Дмитриева изм.	0,115	0,097	0,086	0,112	0,133	0,185
Шехтер	0,133	0,116	0,098	0,126	0,148	0,250
Эльзассера	0,126	0,112	0,100	0,123	0,137	0,198
Меллера	0,143	0,130	0,115	0,141	0,157	0,220
Формулы:						
Кондратьева I	0,185	0,139	0,072	0,135	0,187	0,219
Кондратьева II	0,221	0,162	0,095	0,157	0,219	0,246
Онгстрема	0,124	0,124	0,124	0,124	0,124	0,142
Брента	0,164	0,164	0,164	0,164	0,164	0,188

Таблица 3

	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Диаграммы:						
Дмитриева I	0,101	0,071	0,076	0,089	0,106	0,189
Дмитриева изм.	0,099	0,075	0,059	0,093	0,112	0,170
Шехтер	0,102	0,088	0,071	0,099	0,123	0,190
Эльзассера	0,105	0,097	0,079	0,102	0,118	0,176
Меллера	0,124	0,107	0,100	0,120	0,136	0,197
Формулы:						
Кондратьева I	0,142	0,104	-0,005	0,114	0,143	0,168
Кондратьева II	0,169	0,123	0,014	0,133	0,168	0,188
Онгстрема	0,109	0,109	0,109	0,109	0,109	0,125
Брента	0,128	0,128	0,128	0,128	0,128	0,147

чены рассмотренные выше случаи различного распределения температуры с высотой. Эти же обозначения сохраняются для рис. 8, 9, 10.

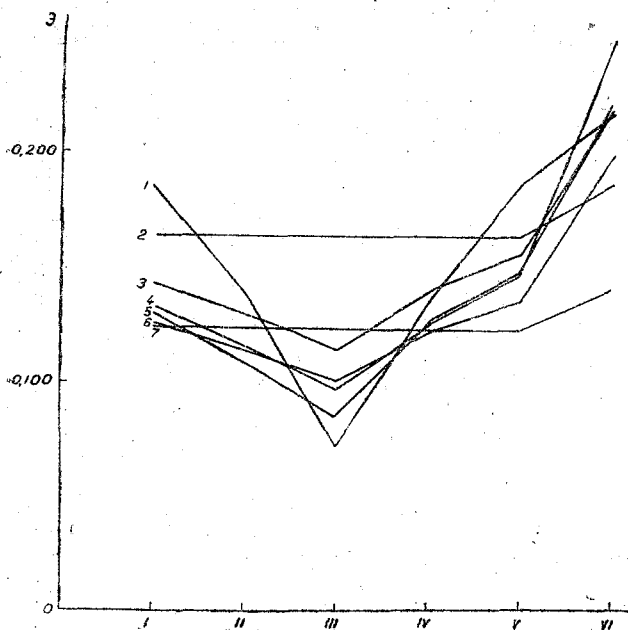


Рис. 1. Значения эффективного излучения, рассчитанные по различным диаграммам. $m = 1.54 \text{ г/см}^2$.
1 — Кондратьев, 2 — Брент, 3 — Меллер, 4 — Шехтер, 5 — Дмитриев, 6 — Эльзассер, 7 — Онгстрем.

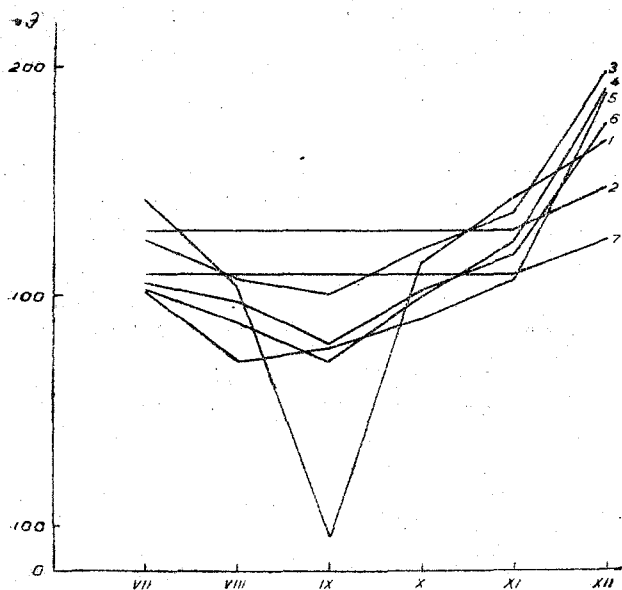


Рис. 2. Значения эффективного излучения, рассчитанные по различным диаграммам. $m = 2.68 \text{ г/см}^2$.
1 — Кондратьев, 2 — Брент, 3 — Меллер, 4 — Шехтер, 5 — Дмитриев, 6 — Эльзассер, 7 — Онгстрем.

В таблицах приведены результаты расчетов по формулам Кондратьева и по радиационным диаграммам Дмитриева в двух вариантах.

По формулам Кондратьева (7, 8) расчеты проводились двояко в зависимости от способа вычисления средней температуры; в первом случае температура вычислялась как средняя арифметическая:

$$\bar{T} = \frac{T_0 + T_H}{2},$$

во втором случае — как средневзвешенная:

$$\bar{T} = \frac{\sum T_i m_i}{m_{\infty}}.$$

По радиационной диаграмме Дмитриева расчеты проводились также в двух вариантах: в первом случае — по трем диаграммам, предложенным им в работе [2]; во втором случае — по измененной нами диаграмме. Изменения проведены такие, что зависимость коэффициента поглощения от давления учитывалась при расчете эффективной массы и не в отношении $\frac{p}{p_0}$, как это принято у Дмитриева, а в отношении $\sqrt{\frac{p}{p_0}}$. При этом вместо величин Q , введенных Дмитриевым, можно иметь дело с величинами m ; значения коэффициентов поглощения приняты такие же, какие взяты К. Я. Кондратьевым для расчетов по схематизации спектра поглощения; поглощение углекислым газом учтено увеличением значе-

ний коэффициентов поглощения в соответствующих спектральных интервалах. Учет диффузности излучения произведен приближенно увеличением

коэффициентов поглощения в 1,66 раза. Последнее дает возможность пользоваться одной диаграммой. Численные результаты всех расчетов даны, как указано выше, в таблицах. При построении графика взяты только расчеты по первым вариантам. Сравнение результатов двояких расчетов по формулам К. Я. Кондратьева показывает, что использование формулы $\bar{T} = \frac{\sum T_i m_i}{m_{\infty}}$

приводит во всех случаях к результатам, отличным и завышенным по сравнению с данными всех других методов. Расчеты по измененной диаграмме не дали сильно отличных результатов от расчетов по первоначальной диаграмме Дмитриева.

Рассмотрение графиков показывает, что радиационные диаграммы Дмитриева, Шехтер и Эльзсера дают близкие и согласованные значения эффективного излучения. Диаграмма Мюгге — Меллера дает в обоих случаях значения, завышенные процентов на 10 по сравнению со средним значением по первым трем диаграммам, но сохраняет ход изменения величины эффективного излучения от одного распределения к другому, параллельный всем трем другим радиационным диаграммам. Формулы К. Я. Кондратьева дают наибольшие амплитуды изменений для различных распределений; при нормальном распределении значения эффективного излучения получаются значительно большими по сравнению со всеми другими методами. Эмпирические формулы дают неизменные значения для всех пяти различных распределений, причем формула Онгстрема дает значения, близкие к значениям, полученным по радиационным диаграммам для нормального распределения. Формула Брента дает более высокие значения.

Относительное изменение величины эффективного излучения для крайних случаев распределения — инверсии и сверхадиабатического градиента — составляет величину порядка 50%, не включая случая с 10° скачком температуры в слое 0—2 м. Соответствующее изменение по формулам К. Я. Кондратьева достигает 100%. Сравнение результатов расчетов при различных значениях общего содержания водяных паров в атмосфере показывает, что изменение эффективного излучения в зависимости от различного распределения температуры с высотой остается тем же самым. Однако величина эффективного излучения во всех случаях уменьшилась на 20—30% при увеличении количества водяных паров в атмосфере с 1,54 г/см² до 2,68 г/см². Таким образом, не говоря о различном распределении и влажности с высотой, мы видим, что изменение общего содержания водяных паров существенно сказывается на величине эффективного излучения. Влияние различного распределения температуры при одних и тех же наземных значениях температуры и влажности на величину эффективного излучения очень существенно, так как изменяет до 50% значение эффективного излучения при нормальном распределении. Можно сделать вывод о том, что при расчете величины эффективного излучения для определенного дня и часа необходимо знать и учитывать распределение температуры и влажности с высотой.

Перейдем к сравнению различных методов расчета эффективного излучения с измерениями. Эффективное излучение прибора и эффективное излучение земной поверхности можно измерять пиргеометром и эффективным пиранометром [10]. Правда, только в ночное время эти приборы дают непосредственно при наблюдениях величины эффективного излучения прибора (при положении приборов приемной поверхностью вверх) и земной поверхности (по разности показаний прибора при положении его приемной поверхностью вверх и вниз). В дневное время, при условии затенения приборов, необходимо учитывать влияние рассеянной и отраженной коротковолновой радиации. При этом чувствительность пиргеометра различна в зависимости от вида падающей радиации. Это различие

сказывается не только в отношении длинноволновой и коротковолновой радиации, но даже в отношении различных спектральных интервалов прямой радиации (по которой определяется переводной множитель), рассеянной радиации ясного неба, рассеянной радиации пасмурного неба. Учесть это при обработке очень трудно. Принимая во внимание, что метод градуировки пиргеометра Савинова — Янишевского по пиргеометру Онгстрема дает большие систематические ошибки, которые не учитываются данным методом, мы можем предполагать, что и переводные множители прибора наименее надежны.

В силу указанных обстоятельств мы считаем метод определения эффективного излучения по эффективному пиранометру наиболее надежным.

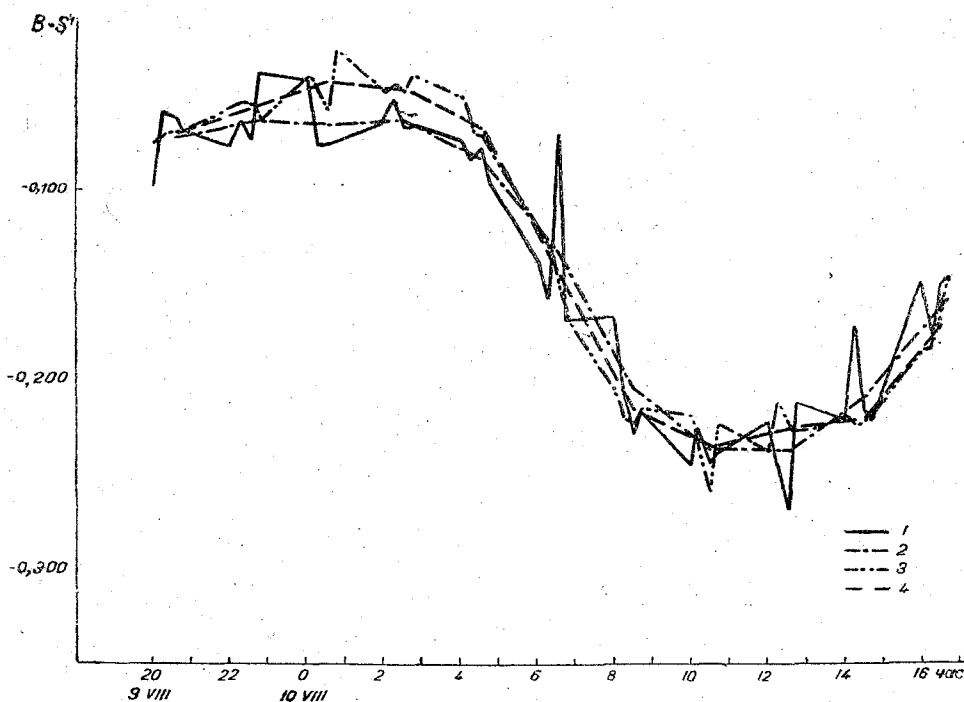


Рис. 3. Кривые суточного хода значений $(B - S')$ по балансомеру и эффективному пиранометру.

1 — балансомер, 2 — балансомер, 3 — эффективный пиранометр, 4 — эффективный пиранометр.

Проведенные сравнения измерений баланса (без прямой радиации) в ясные дни летом 1950 г. в Колтушах по эффективному пиранометру и балансомеру, а также по пиргеометру и балансомеру показали, что согласованность показаний эффективного пиранометра и балансомера хорошая, а пиргеометр дает сильно завышенные по абсолютной величине значения по сравнению с балансомером, особенно в дневные часы. Для того чтобы выделить длинноволновую часть излучения по показаниям эффективного пиранометра, мы вычитали из $(B - S')$ величину $(D - R)$. Здесь B — радиационный баланс, S' — прямая радиация, D — рассеянная радиация, R — отраженная радиация. Так же можно обработать и показания балансомера. В качестве примера на графиках (рис. 3, 4) приведен суточный ход $(B - S')$ по различным приборам на двух площадках. В течение часа проводились четыре серии измерений через каждые 15 мин. Для сравнений использованы данные измерений, осредненные за час.

Расчеты эффективного излучения по диаграммам мы сравнивали с показаниями эффективного пиранометра и балансомера. Противоизлучение

по эффективному пиранометру рассчитывалось по температуре прибора и измеренному значению эффективного излучения.

В табл. 4 и на графике (рис. 5) приведены результаты расчетов по различным радиационным диаграммам и по формулам К. Я. Кондратьева и данные измерений по эффективному пиранометру и балансомеру за ясные сутки 9—10/VIII 1950 г. В эти сутки мы имели данные самолетных зондирований через каждые два часа.

Измерения проводились также через каждые два часа. Начало наблюдений и зондирований совпадало с четным часом по сре нему солнечному времени. При всех расчетах излучательная способность подстилающей

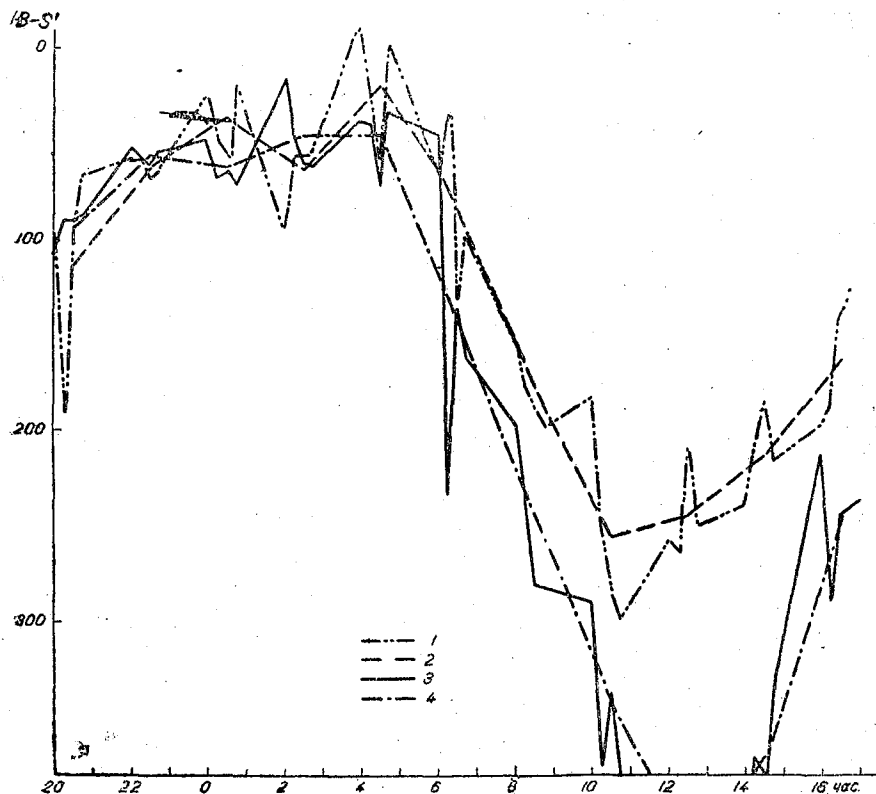


Рис. 4. Кривые суточного хода значений $(B - S')$ по балансомеру и пиргеометру.
1 — балансомер, 2 — балансомер, 3 — пиргеометр, 4 — пиргеометр.

поверхности принималась равной единице. Если учесть, что $\delta \neq 1$, то все значения эффективного излучения, полученные расчетными методами, будут несколько смещены в сторону меньших значений. Если положить $\delta = 0,95$, то все значения эффективного излучения будут на 5% ниже. Действительно: эффективное излучение

$$\mathcal{E} = B - A,$$

при этом

$$B = \delta \sigma T^4 + (1 - \delta) A,$$

и таким образом

$$\mathcal{E} = \delta \sigma T^4 + A - \delta A - A = \delta (\sigma T^4 - A);$$

здесь B и A — потоки длинноволнового излучения, направленные вверх и вниз, соответственно.

Радиационная диаграмма Ф. Н. Шехтер дает возможность рассчитывать эффективное излучение подстилающей поверхности с учетом δ . Однако в настоящее время это имеет только принципиальное преимущество, поскольку нет надежных измерений излучательных способностей естественных подстилающих поверхностей.

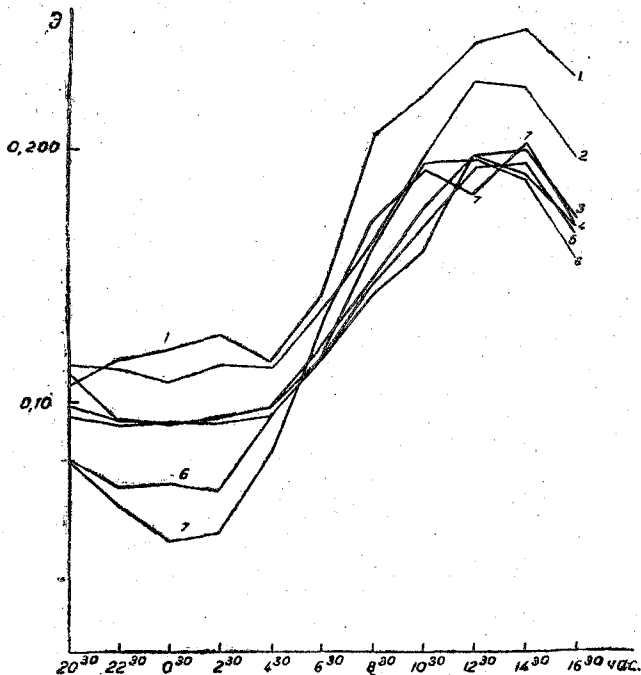


Рис. 5. Значения эффективного излучения, полученные различными методами за 9—10/VIII 1950 г.

1 — Кондратьев, 2 — Меллер, 3 — Шехтер, 4 — Дмитриев, 5 — Эльзассер, 6 — эффективный пиранометр, 7 — балансометр.

Результаты сравнений расчетов с измерениями показывают, что расчеты по радиационным диаграммам А. А. Дмитриева, Ф. Н. Шехтера и Эльзассера хорошо согласуются с данными приборов. В светлое время суток это согласование лучше, ночью измеренные значения меньше рассчитанных. Если принять $\delta = 0,9$, то днем согласование будет хуже, а ночью лучше. Так что по отношению времени суток выделить те или иные преимущества трудно, не зная определенно значение δ . Диаграммы Меллера дают систематически завышенные значения и по сравнению

с наблюдениями и по сравнению с расчетами по трем предыдущим диаграммам. Формулы К. Я. Кондратьева дают и ночью и днем завышенные

Таблица 4

Значения эффективного излучения, полученные различными методами за 9—10/VIII 1950 г.

Ст. Колтуши

Время ч. м.	Дмитриев	Шехтер	Эльзассер	Меллер	Кондратьев	Данные приборов	
						эффективный пиранометр	балансометр
20 30	0,110	0,099	0,094	0,114	0,106	0,077	0,076
22 30	0,092	0,092	0,090	0,113	0,116	0,065	0,058
00 30	0,090	0,090	0,091	0,108	0,120	0,067	0,044
02 30	0,094	0,093	0,091	0,114	0,126	0,064	0,047
04 30	0,097	0,097	0,094	0,113	0,115	0,094	0,079
06 30	0,117	0,121	0,116	0,135	0,140	0,115	0,129
08 30	0,142	0,150	0,147	0,163	0,204	0,161	0,171
10 30	0,160	0,176	0,169	0,197	0,220	0,194	0,192
12 30	0,197	0,197	0,192	0,226	0,241	0,195	0,182
14 30	0,190	0,200	0,194	0,224	0,246	0,188	0,201
16 30	0,168	0,173	0,167	0,196	0,228	0,157	0,170

значения по сравнению с наблюдениями, причем ночью это превышение очень значительно. Сравнение расчетов эффективного излучения по радиационной диаграмме Ф. Н. Шехтер с измерениями по эффективному пиранометру в ясные дни в часы зондирования приведено в табл. 5 и дает среднее расхождение порядка 10%. Точность определения эффективного излучения по эффективному пиранометру (и балансомеру) в среднем мы определяем в 15%. Эффективный пиранометр имеет ту же точность, что и балансомер, но удобнее, так как дает возможность вычислить составляющие баланса в отдельности и дает всегда правильный знак баланса. Как будет показано ниже, точность графических методов, обусловленная погрешностями данных аэрологического зондирования, составляет 3—5%. Таким образом, на основании сопоставлений различных расчетных методов с измерениями мы не можем сделать заключение о том, какая из радиационных диаграмм: Дмитриева, Шехтер или Эльзассера, лучше согласуется с наблюдениями, поскольку относительное расхождение между ними значительно меньше погрешностей измерений.

Таблица 5

Число	Время ч. м.	Облачность	Э по диаграм- ме	Э по эффективному пиранометру	Δ
1950 г.					
30 мая	04 00	0/0	0,110	0,099	0,011
июль					
14	16 00	1/0 Ci Cu	0,172	0,151	0,021
17	18 00	0/0	0,171	0,150	0,021
	20 00	0/0	0,101	0,107	-0,006
22	04 00	0/0 сл. Ac	0,105	0,093	0,012
23	04 00	0/0	0,087	0,088	-0,001
август					
3	04 00	0/0	0,102	0,076	0,026
	06 00	0/0	0,139	0,115	0,024
	08 00	1/1 Cu	0,182	0,168	0,014
	16 00	0/0	0,154	0,139	0,015
9	04 00	0/0	0,085	0,072	0,013
	22 00	1/1 Sc	0,087	0,065	0,022
10	02 00	0/0	0,093	0,064	0,029
	04 00	0/0	0,095	0,094	0,001
	06 00	0/0 сл. Ci	0,119	0,115	0,004
	08 00	0/0	0,139	0,161	-0,022
	10 00	1/1 Cu	0,178	0,194	-0,016
	12 00	1/1 Cu	0,206	0,195	0,011
	14 00	1/1 Cu	0,206	0,188	0,018
	16 00	1/1 Cu	0,175	0,157	0,018
11	04 00	0/0	0,075	0,071	0,004
	16 00	1/1 Cu Sc	0,171	0,167	0,004
16	16 00	1/1 Cu Sc	0,145	0,118	0,027
18	04 00	0/0	0,063	0,036	0,027
Среднее значение			0,132	0,121	0,012

Если мы сравним расчеты по формулам Онгстрема и Брента с измерениями эффективного излучения прибора на высоте 1,5 м, то увидим, что в течение суток могут получиться очень большие расхождения в обе стороны. Это видно из приведенного на рис. 6 графика и из табл. 6. В среднем относительная ошибка составляет 40% и имеет различный знак в зависимости от времени суток. Ночью значения, рассчитанные по формулам, превышают измеренные, днем — наоборот. Это относится как к формуле Онгстрема, так и к формуле Брента. Однако значения, вычисленные по

формуле Брента, во всех случаях больше, чем значения, вычисленные по формуле Онгстрема, примерно на 30%. Подобный результат мы получили, проводя сравнение вычислений по формулам Онгстрема и Брента с измерениями в часы срочных наблюдений в Колтушах за июль — август 1949 г.

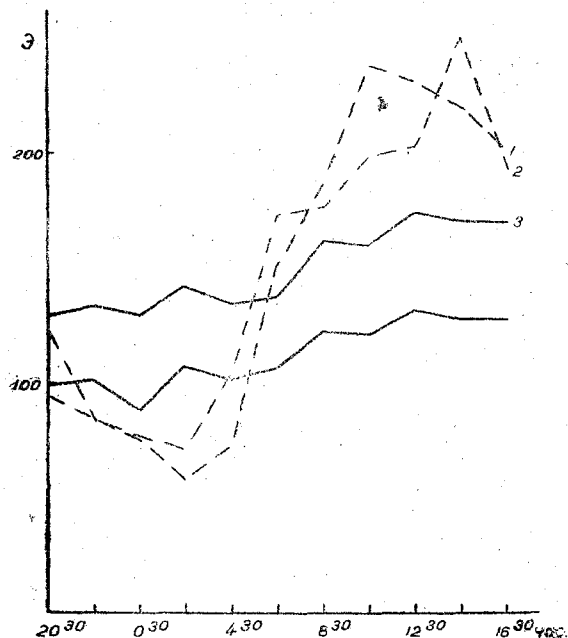


Рис. 6. Значения эффективного излучения на высоте 1,5 м за 9-10/VIII 1950 г.

1 — пиргеометр, 2 — эффективный пиранометр, 3 — Брент, 4 — Онгстрем.

Таблица 6

Время ч. м.	Формула		Эффективный пиранометр $\mathcal{E}_1$
	Онгстрема	Брента	
20 30	0,099	0,129	0,095
22 30	0,101	0,133	0,084
00 30	0,088	0,129	0,076
02 30	0,107	0,142	0,070
04 30	0,101	0,134	0,103
06 30	0,106	0,137	0,172
08 30	0,122	0,161	0,176
10 30	0,120	0,159	0,197
12 30	0,131	0,173	0,201
14 30	0,127	0,160	0,248
16 30	0,127	0,169	0,194

На примере расчетов и измерений эффективного излучения прибора и эффективного излучения земной поверхности за те же сутки,

представленных в табл. 7, видно, что в дневные часы расхождение между этими величинами очень значительно и нельзя никак их отождествлять. Различие в значениях эффективного излучения прибора и эффективного излучения земной поверхности прежде всего определяется различием температур подстилающей поверхности и прибора. Для того чтобы оце-

Таблица 7

Время ч. м.	Эффективный пиранометр		Пиргеометр		Радиационная диаграмма		
	$\mathcal{E}_1$	$\mathcal{E}$	$\mathcal{E}_1$	$\mathcal{E}$	$\mathcal{E}_1$	травостой $\mathcal{E}$	оголенная почва $\mathcal{E}$
20 30	0,095	0,077	0,123	0,094	0,116	0,099	0,108
22 30	0,084	0,065	0,084	0,056	0,103	0,092	0,099
00 30	0,076	0,067	0,075	0,062	0,109	0,090	0,097
02 30	0,070	0,064	0,058	0,046	0,098	0,093	0,093
04 30	0,103	0,094	0,072	0,052	0,099	0,097	0,096
06 30	0,172	0,115	0,151	0,151	0,120	0,125	0,135
08 30	0,176	0,161	0,186	0,226	0,143	0,150	0,179
10 30	0,197	0,194	0,237	0,282	0,144	0,176	0,208
12 30	0,201	0,195	0,230	0,344	0,152	0,197	0,221
14 30	0,248	0,188	0,219	0,319	0,162	0,200	0,219
16 30	0,194	0,157	0,200	0,236	0,151	0,173	0,188

нить влияние температуры и влияние различной δ , мы попробовали оценить значение $\frac{\delta_1}{\delta_2}$ (где δ_1 — излучательная способность травостоя, а δ_2 — излучательная способность оголенной почвы) на основании наблюдений над составляющими радиационного баланса летом 1950 г. в Колтушах. Сравнение δ_1 и δ_2 было проведено двумя методами. Первый из них заключался в следующем.

Определим величину δ из уравнения

$$B = \delta \sigma T^4 + (1 - \delta) A, \quad (9)$$

где B — радиационный поток от земной поверхности вверх;
 A — радиационный поток из атмосферы к земной поверхности;
 T — температура подстилающей поверхности;
 σ — постоянная Стефана — Больцмана.

Для травостоя будем иметь

$$\delta_1 = \frac{B_1 - A}{\sigma T_1^4 - A}$$

и соответственно для оголенной поверхности:

$$\delta_2 = \frac{B_2 - A}{\sigma T_2^4 - A},$$

где T_1 и T_2 — соответственно температуры травостоя и оголенной поверхности. Величина A будет одинакова для обоих случаев. Если $T_1 \neq T_{\text{возд}}$ и $T_2 \neq T_{\text{возд}}$, то можно написать:

$$\sigma T_1^4 - A = \sigma T_{\text{возд}}^4 + (\sigma T_1^4 - \sigma T_{\text{возд}}^4) - A = \mathcal{E}_1 + (\sigma T_1^4 - \sigma T_{\text{возд}}^4),$$

где $\mathcal{E}_1$ — эффективное излучение эффективного пиранометра;

$$\sigma T_2^4 - A = \mathcal{E}_2 + (\sigma T_2^4 - \sigma T_{\text{возд}}^4);$$

$$\delta_1 = \frac{B_1 - A}{\sigma T_1^4 + (\sigma T_1^4 - \sigma T_{\text{возд}}^4) - A} = \frac{\mathcal{E}_{\text{тр}}}{\mathcal{E}_1 + (\sigma T_1^4 - \sigma T_{\text{возд}}^4)}; \quad (10)$$

$$\delta_2 = \frac{\mathcal{E}_{\text{ог}}}{\mathcal{E}_2 + (\sigma T_2^4 - \sigma T_{\text{возд}}^4)}, \quad (11)$$

где $\mathcal{E}_2$ — эффективное излучение пиргеометра.

Составим отношение:

$$\frac{\delta_1}{\delta_2} = \frac{\mathcal{E}_{\text{ог}} [\mathcal{E}_1 + (\sigma T_1^4 - \sigma T_{\text{возд}}^4)]}{\mathcal{E}_{\text{тр}} [\mathcal{E}_2 + (\sigma T_2^4 - \sigma T_{\text{возд}}^4)]}. \quad (12)$$

По формулам (10) и (11) были произведены расчеты δ для всех сроков летних серийных наблюдений, когда проводились одновременные наблюдения на оголенной поверхности и на травостое. Второй метод заключался в том, что при совпадении температуры поверхности и температуры воздуха

$$\delta = \frac{B - A}{\sigma T^4 - A} = \frac{\mathcal{E}}{\mathcal{E}_1},$$

где $\mathcal{E}$ — эффективное излучение земной поверхности, а $\mathcal{E}_1$ — эффективное излучение прибора, определяемое при положении прибора приемной поверхностью вверх.

Таким путем было определено отношение $\frac{\delta_1}{\delta_2}$ из наблюдений в те часы, когда температура воздуха и температура подстилающей поверхности

были равны с точностью $\leq 1,5^\circ$. В основном пришлось использовать ежедневные наблюдения на станции за сроки 0, 4, 20. То обстоятельство, что на различных площадках были установлены неодинаковые приборы для измерения эффективного излучения, не могло привести к существенным ошибкам, как видно из рассмотрения формул (10) и (11).

По результатам расчетов обоими методами можно сделать качественный вывод о том, что излучательная способность оголенной поверхности больше излучательной способности травостоя.

На рис. 7 представлен корреляционный график одновременных измерений δ_1 и δ_2 , рассчитанных по первому способу и осредненных по интервалам разностей температур воздуха и подстилающей поверхности в 1° . Несмотря на большой разброс точек, видно, что в условиях Колтушей излучательная способность оголенной поверхности больше излучательной способности травостоя. Если

теперь мы примем, что излучательная способность оголенной поверхности $\delta_2 = 0,95$, а травостоя $\delta_1 = 0,85$, то соответственное изменение в значении эффективного излучения подстилающей поверхности будет:

$$\begin{aligned} \mathcal{E}_{\text{тр}} &= \delta_1 \sigma T_1^4 + (1 - \delta_1) A - \\ - A &= \delta_1 (\sigma T_1^4 - A), \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \mathcal{E}_{\text{ог}} &= \delta_2 \sigma T_2^4 + (1 - \delta_2) A - \\ - A &= \delta_2 (\sigma T_2^4 - A), \end{aligned}$$

$$\frac{\mathcal{E}_{\text{ог}}}{\mathcal{E}_{\text{тр}}} = \frac{\delta_2 (\sigma T_2^4 - A)}{\delta_1 (\sigma T_1^4 - A)} = \frac{\delta_2}{\delta_1},$$

$$\frac{\mathcal{E}_{\text{ог}}}{\mathcal{E}_{\text{тр}}} = \frac{0,95}{0,85} = 1,11,$$

Рис. 7. Сравнение величин δ_1 и δ_2 по данным серийных наблюдений по осредненным значениям в интервалах температур 1° . Ст. Колтуши. Лето 1950 г.

т. е. $\mathcal{E}_{\text{ог}} > \mathcal{E}_{\text{тр}}$ на 11%; при этом полагаем температуры обеих поверхностей одинаковыми.

Предположим теперь, что $\delta_1 = \delta_2$, температура оголенной поверхности 15° , температура травостоя 10° . При этом

$$\frac{\mathcal{E}_2}{\mathcal{E}_1} = \frac{\sigma T_2^4 - A}{\sigma T_1^4 - A} = \frac{0,568 - 0,400}{0,530 - 0,400} = \frac{0,168}{0,130} = 1,29.$$

Из приведенных расчетов видно, что влияние различной температуры значительно сильнее сказывается, чем влияние различных значений излучательных способностей. Правда, принятое значение разности температур в 5° не может сохраняться в течение суток, но тем более существенно влияние различной температуры, поскольку разность температур в течение суток меняет даже знак, а соотношение $\frac{\delta_2}{\delta_1}$ в течение суток не меняется.

Прежде чем переходить к рассмотрению расчетных методов при наличии облачности, попробуем дать оценку определения эффективного излучения графическими методами. При этом мы столкнемся с тремя источниками ошибок: 1) ошибки, обусловленные неточностью подсчета площадей планиметром и неточностью нанесения на график значений температур и влажности; 2) ошибки, обусловленные неточным определением температуры и влажности по данным зондирования; 3) ошибки, обусловленные

приближенным характером решения уравнений радиационного переноса, выбором функции поглощения и тем или иным построением самой радиационной диаграммы.

Остановимся на первых двух группах ошибок.

Ошибки, обусловленные неточностью подсчета площадей планиметром, будут одинаковы для всех видов радиационных диаграмм и будут определяться качеством планиметра. Ошибки, обусловленные неточным нанесением на график значений температуры и влажности, будут наибольшими на радиационной диаграмме А. А. Дмитриева, затем Меллера, Эльзассера и меньше всего на радиационной диаграмме Ф. Н. Шехтер в силу прямых линий равной температуры и линий равной массы. Средняя ошибка, обусловленная указанными двумя причинами, вычисленная на основании многократных подсчетов площадей по диаграммам Эльзассера и Шехтер, составляет 2%. Так, например, при значении эффективного излучения 0,050 возможная ошибка при подсчете площади составляет 0,001.

Остановимся на второй группе ошибок. В работе С. И. Соколова [7] подробно рассмотрены ошибки измерения температуры при радиозондировании и при самолетном зондировании. Оценивая отдельно ошибки, не связанные с изменением высоты и распределением метеорологических элементов, ошибки, связанные с прохождением слоев облачности, изотермии и инверсии, можно определить среднюю максимальную ошибку при отсутствии облачности в 3°, при наличии облачности в 4,4°.

В отношении оценки ошибки в определении влажности дело обстоит сложнее. Можно оценить среднюю относительную ошибку при определении влажности в 10%. Для оценки ошибки, обусловленной неточным определением температуры и влажности, нами был проведен следующий расчет.

Распределение температуры и влажности с высотой было принято следующее:

$$T = 290^\circ, T_h = 286^\circ, h = 5 \cdot 10^3 \text{ см}, \varepsilon = 10^{-4} \text{ см.}$$

При $\varepsilon_0 \leq z \leq h$:

$$T = 290 - a \ln \frac{z}{\varepsilon_0}, \quad a = 0,226.$$

При $h < z \leq H$:

$$T = T_h - \gamma(z - h),$$

где $\gamma = 6 \cdot 10^{-5} / \text{см}$,

$$H = 1,1 \cdot 10^6 \text{ см}; T_H = 220^\circ; \rho_{W_0} = 7 \cdot 10^{-6} \text{ г/см}^3; \beta = 4,5 \cdot 10^{-6} 1/\text{см};$$

$$m = \int_0^z \rho_{W_0} e^{-\beta z} dz \quad \text{и} \quad m \Big|_{z_1}^{z_2} = \frac{\rho_{W_0}}{\beta} (e^{-\beta z_1} - e^{-\beta z_2}).$$

Эффективное излучение, вычисленное по данным распределения t и m , равно 0,137.

Предположим теперь, что значение влажности на 10% по всей высоте меньше первоначального значения, а значение температуры прежнее. В этом случае значение эффективного излучения 0,142. Оставляя значение влажности, соответствующее исходному, уменьшим теперь температуру до 200 м на 2°, свыше 200 м — на 4°. При этом эффективное излучение будет равно 0,148. Затем возьмем измененные указанным образом значения влажности и значения температуры. При этом эффективное излучение будет равным 0,153. Таким образом, при изменении влажности на 10% эффективное излучение изменяется на величину

$$\frac{0,142 - 0,137}{0,137} = 3,6\%.$$

Изменения температуры без изменения влажности приводят к относительной ошибке

$$\frac{0,148 - 0,137}{0,137} = 8\%$$

При изменении указанным образом и температуры и влажности относительная ошибка будет равна:

$$\frac{0,153 - 0,137}{0,137} \approx 12\%$$

Полученное значение ошибки в 12% является средним максимальным, определенным с наибольшей надежностью. Вероятная ошибка будет в несколько раз меньшей.

Таблица 8

Сравнение различных способов подсчета эффективного излучения по диаграммам Шехтер и Эльзассера за 9—10/VIII 1950 г.

Колтуши

Время ч. м.	Диаграмма Шехтер, по t				Диаграмма Эльзассера, по t			
	воздуха	поверхности			воздуха	поверхности		
		травостой	пар	травостой с учетом распределения t и e в приземном слое 0—4 м		травостой	пар	травостой с учетом распределения t и e в приземном слое 0—4 м
20 30	0,116	0,099	0,108	0,099	0,110	0,094	0,104	0,093
22 30	0,103	0,092	0,099	0,093	0,100	0,090	0,096	0,088
00 30	0,109	0,090	0,097	0,093	0,106	0,091	0,097	0,092
02 30	0,098	0,093	0,093	0,101	0,097	0,091	0,092	0,093
04 30	0,099	0,097	0,096	0,097	0,097	0,094	0,093	0,093
06 30	0,120	0,125	0,135	0,124	0,111	0,116	0,126	0,114
08 30	0,143	0,150	0,179	0,144	0,137	0,147	0,171	0,143
10 30	0,144	0,176	0,208	0,182	0,142	0,169	0,199	0,173
12 30	0,152	0,197	0,221	0,210	0,150	0,192	0,216	0,197
14 30	0,162	0,200	0,219	0,212	0,157	0,194	0,217	0,200
16 30	0,151	0,173	0,188	0,178	0,145	0,167	0,180	0,170

Что касается третьей группы ошибок, то оценить их можно, лишь сравнив радиационные диаграммы с истинными значениями эффективного излучения по измерениям. Однако в настоящее время точность измерений в 15% не дает возможности определить ошибки, связанные с применением тех или иных графических методов, поскольку расхождение значений, рассчитанных по различным диаграммам, меньше 15%.

Следует остановиться на вопросах, связанных с различными способами подсчета потоков по радиационной диаграмме. В табл. 8 приведены результаты расчетов по одним и тем же данным аэрологического зондирования, считая в четырех различных случаях: 1) первой точкой температуру воздуха, 2) температуру поверхности травостоя, 3) температуру оголенной поверхности и 4) температуру поверхности травостоя с учетом распределения температуры и влажности в слое 0—4 м. Такие расчеты проведены по двум видам радиационных диаграмм — Ф. Н. Шехтер и Эльзассера. Как и следовало ожидать, никоим образом нельзя отождествлять эффективное излучение прибора и эффективное излучение земной поверхности, особенно в дневные часы.

Сравнивая расчеты эффективного излучения с учетом распределения температуры и влажности в слое 0—4 м и просто по температуре травостоя, видим, что расхождение ночью меньше, чем днем, когда оно составляет примерно 5%. Значительно больше расхождения между значениями эффективного излучения на травостое и на оголенной поверхности. Так как излучательная способность при расчетах по диаграммам не принята во внимание, то все расхождение обусловлено различием температур. В ночное время это расхождение естественно меньше, в послеполуденные часы достигает 10—15%. Указанные результаты получаются по обеим диаграммам. Сравнение результатов, полученных по диаграммам Эльзасера и Шехтера, показывает, что по диаграмме Шехтера получаются несколько большие значения во всех случаях, и наибольшее относительное расхождение величин эффективного излучения подстилающей поверхности наблюдается в послеполуденные часы при учете распределения температуры и влажности в приземном слое. При этом относительные разности составляют величины порядка 5%. Возможно, что последнее обстоятельство объясняется различным учетом поглощения углекислым газом в рассматриваемых радиационных диаграммах, что может сказаться именно в небольших толщах. Таким образом, диаграмма Ф. И. Шехтера сильнее реагирует на особенности распределения температуры и влажности в приземном слое, чем диаграмма Эльзасера.

Для того чтобы учесть общее количество водяных паров во всей атмосфере, нужно иметь данные аэрологического зондирования до 8—10 км. Если верхняя граница зондирования 4 км, как это обычно бывает при самолетных подъемах, то при нанесении данных температуры и влажности на радиационную диаграмму следует продолжить нанесение этих данных и выше.

Вместо учета зависимости коэффициента поглощения от давления, при расчетах по радиационным диаграммам можно вносить поправочный множитель $\sqrt{\frac{p}{p_0}}$ в значение поглощающих масс для отдельных слоев. Изменение температуры в слоях выше границы зондирования можно положить 6°/км.

Известно, что решающее влияние на величину эффективного излучения оказывает нижний слой 500—1000 м. Рассмотрим, как изменятся значения эффективного излучения, рассчитанные в одном случае по данным аэрологического зондирования до высоты 10 км; во втором случае — до высоты 4 км, а выше — по t и m , рассчитанным по формулам; в третьем случае — по данным зондирования до высоты 1 км, а выше — по значениям t и m , рассчитанным по формулам.

В табл. 9 приведены результаты расчетов непосредственно по данным зондирования в нижних слоях, дополненных по формулам в верхних слоях. Рассмотрение этой таблицы, правда, только для четырех случаев, показывает, что можно использовать расчеты по формулам не только для слоев выше 4 км, но даже с точностью до 3% можно ограничиваться данными зондирования до 1 км, а распределение в более высоких слоях задавать по формулам, исходя из наземных значений или значений t и m на последней высоте. Пренебрегать содержанием водяных паров в слое выше 4 км ни в коем случае нельзя.

В практике часто встают два вопроса при использовании данных аэрологического зондирования: можно ли использовать данные зондирования для другого срока по времени и можно ли использовать данные зондирования для другого пункта. Для ответа на эти вопросы были проведены следующие расчеты: рассчитаны значения эффективного излучения подстилающей поверхности по данным зондирования в Воейково и в Колтушах (расстояние 5 км) за одни и те же часы как в случае ясного неба,

так и при сплошной облачности. Температура подстилающей поверхности принималась одинаковой и равной температуре травостоя в Колтушах. Результаты представлены в табл. 10. Оказалось, что из-за того, что кроме различных данных о местоположении накладываются различия

Таблица 9

Дата	Время ч. м.	Зондирование		
		до 10 км	до 4 км	до 1 км
10/VIII	04 00	0,097	0,099	0,100
	16 00	0,168	0,163	0,162
11/VIII	04 00	0,112	0,114	0,116
	16 00	0,182	0,178	0,181

Таблица 10

Дата	Время ч. м.	Облач- ность	Э по данным	
			Колтушей	Воейкова
11/VIII	04 00	%	0,103	0,112
11/VIII	16 00	%	0,182	0,222
16/VI	04 00	$\frac{10}{10}$ Sc	0,017	0,012
16/VI	16 00	$\frac{10}{10}$ Sc	0,063	0,060

в данных температуры и влажности, обусловленные различными приемниками при самолетном зондировании (Колтуши) и радиозондировании (Воейкова), нельзя оценить расхождение, обусловленное различием в местоположении. Среднее относительное расхождение по рассчитанным здесь четырем случаям составляет 10—20%. Этот результат никак не может служить ответом на поставленный вопрос.

Для того чтобы оценить возможность использования данных зондирования за другие часы, был проделан следующий расчет. За ясные сутки 9—10/VIII, когда имелись зондирования через каждые два часа, рассчитанные значения эффективного излучения сравнивались с расчетами по двухразовым зондированиям в 4 и в 16 час. с использованием в качестве

Таблица 11

Время ч. м.	$t_{\text{трав}}$	Э по данным	
		непосредст- венного зон- дирования	двухразовых зондирова- ний
16 30	24,7	—	0,175
18 30	17,3	—	0,120
20 30	9,7	0,099	0,077
22 30	7,4	0,092	0,066
22 30	7,4	0,092	0,098
00 30	6,7	0,090	0,096
02 30	6,5	0,093	0,096
04 30	7,2	0,097	0,097
06 30	11,1	0,125	0,116
08 30	17,5	0,150	0,155
10 30	23,7	0,176	0,171
12 30	27,5	0,197	0,196
14 30	27,3	0,200	0,196
16 30	23,9	0,173	0,172

первой точки температуры подстилающей поверхности. Результаты представлены в табл. 11.

По приведенным данным можно сделать вывод о том, что данные зондирований за определенный час можно использовать для расчетов по радиационным диаграммам за другие часы. В случае устойчивой ясной погоды таких опорных сроков нужно иметь три, а именно: в 4, 12 и 20 час. Иначе, при наличии только двух сроков 4 и 16 час., срок 16 час. является недостаточным для интерполяции по нему на 6 часов назад и на 4 часа вперед. Это понятно и на основании выявления наиболее резких изменений хода температуры в течение суток, что

для нижнего слоя имеет место в часы образования и нарушения приземных инверсий. Поэтому использование данных зондирований за срок 16 час. для времени 20 час. уже не является надежным. Это же подтверждается расчетами. В случае пасмурной погоды выбор тех или иных часов зондирований не так существенен. Таким образом, для расчетов эффективного излучения по аэрологическим данным в теплое время года достаточно иметь трехразовые зондирования в 4, 12 и 20 час. и использовать их с учетом температуры подстилающей поверхности для всех промежуточных сроков.

Перейдем к рассмотрению методов расчета длинноволновых потоков при наличии облачности. При использовании эмпирических формул предполагается, что эффективное излучение при наличии облачности составляет некоторую долю эффективного излучения при безоблачном небе E_0 . Это уменьшение значения эффективного излучения при наличии облачности учитывается введением множителя $1 - cn$, где n — степень облачности в десятых долях покрытия неба, c — коэффициент, зависящий от формы облаков. Таким образом,

$$\mathcal{E}_n = \mathcal{E}_0 (1 - cn). \quad (13)$$

При наличии облаков Н. Г. Евфимов [4] предложил влияние облачности учитывать формулой

$$\mathcal{E}_n = \mathcal{E}_0 (1 - c_1 n_1 - c_2 n_2 - c_3 n_3), \quad (14)$$

где n_1, n_2, n_3 — степени облачности в десятых долях покрытия неба облаками нижнего, среднего и верхнего ярусов, c_1, c_2, c_3 — коэффициенты для соответствующих ярусов.

Коэффициенты c_1, c_2, c_3 определяют влияние облаков соответствующих ярусов и не являются, вообще говоря, постоянными. Численное значение коэффициентов зависит от высоты и плотности облаков, а поэтому различно для различных географических мест и различных сезонов. Использование указанных формул предполагает, что распределение температуры и влажности при облачном небе такое же, как при безоблачном. Однако это принципиально неверно. Нельзя оценивать влияние облачности вне зависимости от того или иного распределения температуры и влажности с высотой. Наличие облаков приводит к увеличению противоизлучения, так как к противоизлучению слоя атмосферы между земной поверхностью и облаком добавляется излучение нижней границы облачной поверхности соответственно ее температуре. Поэтому правильнее искать зависимость от облачности величины противоизлучения, а не эффективного излучения, как это и делают в своих работах П. П. Кузьмин [6] и Больц [11].

В случае неполной облачности одно и то же количество облачности будет оказывать различное влияние на величину противоизлучения в зависимости от местоположения облака на небе. Очевидно, что облачность 1 у горизонта будет оказывать на излучение всей полусферы ничтожное влияние, а по количеству облачность 1 в зените будет оказывать заметное влияние. Эта зависимость была исследована в 1940 г. в работе А. А. Дмитриева и Г. Я. Наровлянского [3], которые получили для различных сезонов определенную зависимость коэффициентов c от зенитного расстояния рассматриваемой кольцевой облачной зоны.

В работе Больца предлагается учитывать влияние облачности на противоизлучение введением следующего множителя:

$$\Pi_n = \Pi_0 (1 + kn^2), \quad (15)$$

где Π_n — противоизлучение при облачности и Π_0 — противоизлучение при ясном небе, k — коэффициент, зависящий от формы облаков.

Формулы для вычисления эффективного излучения, предложенные К. Я. Кондратьевым для случая ясного неба (7, 8), можно распространить на случаи сплошной облачности. Исходим из тех же уравнений радиационного переноса

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial A_j}{\partial t} &= \alpha_j \left(A_j - \frac{E}{p_j} \right) \\ \frac{\partial B_j}{\partial t} &= \alpha_j \left(\frac{E}{p_j} - B_j \right) \end{aligned} \right\}, \quad (16)$$

где j — определенный интервал спектра,

A_j — поток излучения, направленный сверху вниз,

B_j — поток, направленный снизу вверх,

E — излучение абсолютно черного тела,

α_j — коэффициент поглощения,

$\frac{1}{p_j}$ — доля абсолютно черного излучения, приходящегося на данный интервал спектра.

Получим решение первого уравнения:

$$A_j(m) = Ce^{\alpha_j m} - \frac{\alpha_j}{p_j} \int_{m_1}^m E e^{-\alpha_j(\mu - m)} d\mu.$$

Определим значение постоянной C из граничного условия

$$A_j|_{m=m_1} = \frac{E(m_1)}{p_j}$$

и после преобразований будем иметь:

$$A_j(m) = \frac{E(m)}{p_j} + \frac{1}{p_j} \int_m^{m_1} \frac{dE}{d\mu} e^{-\alpha_j(\mu - m)} d\mu.$$

У земной поверхности при $\delta = 1$:

$$H_{j0} = A_{j0} - B_{j0} = \delta \left(-\frac{E_0}{p_j} + A_{j0} \right)$$

и

$$H_{j0} = \frac{1}{p_j} \int_0^{m_1} \frac{dE}{d\mu} e^{-\alpha_j \mu} d\mu;$$

$$\mathcal{O}_0 = \sum_j H_{j0}, \quad \mathcal{O}_0 = \sum_j \frac{1}{p_j} \int_0^{m_1} \frac{dE}{d\mu} e^{-\alpha_j \mu} d\mu.$$

Значение последнего интеграла будет различным в зависимости от того или иного распределения температуры и влажности в атмосфере. Приведем здесь окончательный вид формул для различных случаев.

1. Предположим, что в атмосфере постоянный градиент температуры сохраняется до облака. Для эффективного излучения у земной поверхности получим выражение:

$$\mathcal{O}_0 = \frac{1}{\beta} \frac{dE}{dz} \sum_j \frac{e^{-\alpha_j m_\infty}}{p_j} \left\{ E_i[\alpha_j m_\infty] - E_i[\alpha_j(m_\infty - m_1)] \right\}.$$

Если положить

$$\frac{dE}{dz} = \frac{E_0 - E(m_1)}{H},$$

то

$$\mathcal{O}_0 = \frac{1}{\beta H} [E_0 - E(m_1)] \sum_j \frac{e^{-\alpha_j m_\infty}}{p_j} \left\{ E_i[\alpha_j m_\infty] - E_i[\alpha_j(m_\infty - m_1)] \right\}. \quad (17)$$

2. Предположим, что распределение температуры в приземном слое следует логарифмическому закону, а дальше до границы облаков — линейное распределение температуры. Рассматривая сумму двух интегралов

лов, соответственно двум законам распределения температуры с высотой, окончательно в этом случае будем иметь:

$$\begin{aligned} \mathcal{Q}_0 = \sum_j \frac{1}{p_j} [4a\sigma \overline{T^3}(0, h) \{E_i(-\alpha_j \rho_{w_0} \varepsilon) - E_i(-\alpha_j \rho_{w_0} h)\} - \\ - \frac{1}{\beta} \frac{d\overline{E}}{dz} e^{-\alpha_j m_\infty} \{E_i[\alpha_j(m_\infty - m_1)] - E_i[\alpha_j(m_\infty - m_h)]\}]. \end{aligned} \quad (18)$$

3. При наличии инверсии будем иметь дело также с суммой двух интегралов:

$$\begin{aligned} \mathcal{Q}_0 = \frac{1}{\rho_{w_0}} \left(\frac{d\overline{E}}{dz} \right)_1 \sum_j \frac{1}{\alpha_j p_j} (1 - e^{-\alpha_j m_h}) + \\ + \frac{1}{\beta} \left(\frac{d\overline{E}}{dz} \right)_2 \sum_j \frac{1}{p_j} e^{-\alpha_j m_\infty} \{E_i[\alpha_j(m_\infty - m_h)] - E_i[\alpha_j(m_\infty - m)]\}. \end{aligned} \quad (19)$$

Для расчетов по выведенным формулам нужно в качестве исходных данных иметь: 1) высоту облаков H ; 2) температуру нижней границы облачной поверхности; 3) температуру подстилающей поверхности; 4) значение коэффициента β в слое земля—облако; 5) значения α_j , p_j для двух участков осреднения $j = 1, 2$; 6) количество водяного пара во всей атмосфере; 7) количество водяного пара в слое земля—облако; 8) количество водяного пара в слое инверсии; 9) значения a и ε для приземного слоя; 10) ρ_w в слое инверсии; 11) m_h в слое инверсии; 12) $\left(\frac{d\overline{E}}{dz}\right)_1$ и $\left(\frac{d\overline{E}}{dz}\right)_2$ в слое инверсии и выше этого слоя.

По количеству исходных данных и по виду формул заранее можно сказать, что при наличии инверсии, а также если учитывать логарифмический профиль температуры в приземном слое, вычисления по формулам довольно сложны и требуют значительного времени, особенно если учесть, что иногда распределение температуры по слоям представляется более сложным, чем в трех рассматриваемых схемах, и приходится производить дальнейшую разбивку по слоям. Использование же первой формулы, как приближенной для любых случаев распределения, для наших целей, т. е. для получения точных значений в отдельных конкретных случаях, невозможно. Это возможно только для определения средних значений эффективного излучения по средним данным распределения температуры и влажности с высотой.

При применении полученных формул предполагается, что облако излучает все длины волн по закону абсолютно черного тела. Это, вероятно, можно считать справедливым для облаков нижнего и среднего ярусов и нельзя — для облаков верхнего яруса; для последних формулы будут давать значения эффективного излучения заниженные по сравнению с действительным.

Совершенно такое же предположение мы делаем, переходя к расчету длинноволновых потоков при наличии сплошной облачности по радиационным диаграммам. Можно показать при решении уравнений радиационного переноса, являющихся исходными при построении радиационных диаграмм, что принятие верхнего граничного условия вместо $A_\lambda(\infty) = 0$, $A_\lambda(H, \vartheta) = E_\lambda(H, \vartheta)$, где H — высота облачной поверхности, приводит к появлению в окончательном результате дополнительного слагаемого, определяемого излучением облачной поверхности. Практически это означает, что при нанесении на радиационную диаграмму значений температуры и влажности мы доходим до значения температуры, соответствующей нижней границе облаков, а затем имеем дело с изотермическим слоем бесконечно протяженной массы (что соответствует абсолютно

черному излучателю), т. е. проводим прямую (если имеем дело с радиационной диаграммой Ф. Н. Шехтер) по изотерме, соответствующей нижней границе облака, к нижнему краю диаграммы, что соответствует $m = m_{\infty}$.

По использовании радиационных диаграмм для случаев облачного неба сразу решается вопрос о точном учете распределения температуры и влажности с высотой и не возникает необходимости сравнения эффективного излучения при облачном небе с эффективным излучением при некотором условном безоблачном небе. Прежде чем решать, какой из методов точнее и удобнее для расчетов противоизлучения и эффективного излучения при наличии облачности, попробуем ответить на вопрос о том, насколько существенно оказывается при наличии облачности влияние различного распределения температуры и влажности с высотой. Для этого нужно разделить влияние облачности и влияние различного распределения температуры и влажности.

Таблица 12

К расчету влияния облачности

z	I—VI m	VII—XII m	Распределение температуры					
			I—VII	II—VIII	III—IX	IV—X	V—XI	VI—XII
0			290	290	290	290	290	300
500	$31,5 \cdot 10^{-2}$	$56,8 \cdot 10^{-2}$	287	291,1	300	290	283,3	283,3
1500	$74,3 \cdot 10^{-2}$	$130,5 \cdot 10^{-2}$	281	285,1	294	284	277,3	277,3
3500	$122,1 \cdot 10^{-2}$	$212,9 \cdot 10^{-2}$	269	273,1	282	272	265,3	265,3
6000	$152,4 \cdot 10^{-2}$	$264,8 \cdot 10^{-2}$	230	234,1	243	233	226,3	226,3

Рассмотрим несколько случаев наперед заданного распределения при одних и тех же наземных значениях температуры и влажности и при наличии сплошной облачности на разных высотах. Распределение температуры и влажности примем таким же, как в случаях I—VI и VII—XII в табл. 1. Зададим четыре различных высоты облачных поверхностей. В табл. 12 даны численные значения температур облаков при различных случаях распределения температуры и влажности с высотой. В табл. 13

Таблица 13

Случай	Высота, м				
	0	500	1500	3500	6000
I	0,126	0,090	0,024	0,043	0,084
II	0,112	-0,013	-0,002	0,020	0,067
III	0,100	-0,041	-0,026	-0,003	0,048
IV	0,123	0,000	0,014	0,036	0,057
V	0,137	0,029	0,042	0,059	0,100
VI	0,198	0,088	0,101	0,120	0,159
VII	0,105	0,008	0,020	0,037	0,071
VIII	0,097	-0,012	-0,003	0,015	0,051
XI	0,079	-0,042	-0,026	-0,005	0,036
X	0,102	0,000	0,012	0,019	0,067
XI	0,118	0,023	0,035	0,051	0,083
XII	0,176	0,085	0,097	0,112	0,145

Таблица 14

Случай	Высота, м				
	0	500	1500	3500	6000
I	0,454	0,571	0,556	0,537	0,496
II	0,468	0,593	0,582	0,560	0,513
III	0,480	0,621	0,606	0,583	0,532
IV	0,457	0,580	0,566	0,544	0,523
V	0,443	0,551	0,538	0,521	0,480
VI	0,471	0,581	0,568	0,549	0,510
VII	0,475	0,572	0,560	0,543	0,509
VIII	0,483	0,592	0,583	0,565	0,529
IX	0,501	0,622	0,606	0,585	0,544
X	0,478	0,580	0,568	0,561	0,513
XI	0,462	0,557	0,545	0,529	0,497
XII	0,493	0,584	0,572	0,557	0,524

и 14 приведены значения эффективного излучения и противоизлучения для всех рассматриваемых случаев. Отрицательные значения эффективного излучения указывают на то, что противоизлучение атмосферы превосходит излучение земной поверхности.

Из сопоставления разностей значений эффективного излучения при различных распределениях температуры с высотой при наличии сплошной облачности различных ярусов с подобными разностями при ясном небе, можно сделать вывод о влиянии облачности и температурного градиента в отдельности, поскольку в обоих случаях градиенты температуры одинаковы. Соотношение значений эффективного излучения при наземной влажности $\rho_{w_0} = 0,7 \cdot 10^{-5}$ г/см³ для крайних случаев распределения дает значения:

- 0,126 — нормальное распределение,
- 0,100 — инверсия до 500 м,
- 0,137 — логарифмический профиль до 50 м.

Влияние различного распределения температуры в этих случаях выражается изменением значений эффективного излучения по сравнению с нормальным распределением на 0,026 и на 0,011.

Эффективное излучение при наличии облачности на высоте 500 м для этих же случаев дает значения:

- 0,009 — нормальное распределение,
- 0,041 — инверсия до 500 м,
- 0,029 — логарифмический профиль до 50 м.

Влияние облачности и температурного градиента выражается изменением значений эффективного излучения на 0,050 и на 0,020.

Можно сделать заключение о том, что влияние облачности и влияние температурного градиента при наличии инверсии выражаются одними и теми же числами 0,024 и 0,026. При логарифмическом профиле температуры в приземном слое влияние облачности выражается числом $0,020 - 0,011 = 0,009$, а различного распределения температуры — числом 0,011.

Подобный расчет для облаков верхнего яруса, даже в предположении излучения этих облаков по закону σT^4 , показывает, что влияние облачности при инверсии выражается числом 0,010, а температурного градиента 0,026; при логарифмическом профиле температуры в приземном слое влияние облачности 0,003, а температурного градиента 0,013. Можно сразу увидеть, что в рассмотренных примерах преобладает влияние различного распределения температуры с высотой над влиянием облачности.

Хотя при наличии сплошной облачности обычно не наблюдается резких колебаний в распределении температуры и влажности с высотой, полученные выводы могут быть распространены на многочисленные случаи неполной облачности.

Уже сейчас мы можем сказать, что большие несоответствия рассчитанных и измеренных величин эффективного излучения при неполной облачности объясняются как раз тем, что использование неизменных облачных коэффициентов, полученных для среднего распределения, во все сезоны и в любое время суток исключает особенности распределения температуры и влажности с высотой, и мы не можем потому ожидать соответствия рассчитанных и измеренных значений.

На основании формул $\mathcal{E}_n = \mathcal{E}_0(1 - cn)$ и $\Pi_n = \Pi_0(1 + kn^2)$ при $n=1,0$ будем иметь для коэффициентов следующие выражения:

$$c = \frac{\mathcal{E}_0 - \mathcal{E}_n}{\mathcal{E}_0}, \quad (20)$$

$$k = \frac{\Pi_n - \Pi_0}{\Pi_0}. \quad (21)$$

По формулам (20) и (21) мы определили значения коэффициентов c и k для всех 12 различных случаев распределения температуры и влажности с высотой. В табл. 15 приведены рассчитанные таким образом значения коэффициентов. Величины этих коэффициентов, например, c_1 : 0,93; 1,41; 0,79, а также k_1 : 0,26; 0,29; 0,20 для различных условий распределения подтверждают, опять-таки, что нельзя судить о влиянии облачности вне зависимости от температурного градиента.

Таблица 15

Случай	c_1	c_2	c_3	c_4	k_1	k_2	k_3	k_4
I	0,93	0,81	0,66	0,33	0,26	0,22	0,18	0,09
VII	0,92	0,81	0,65	0,32	0,20	0,18	0,14	0,07
II	1,12	1,02	0,82	0,40	0,27	0,24	0,20	0,10
VIII	1,13	1,03	0,85	0,47	0,23	0,20	0,17	0,10
III	1,41	1,26	1,03	0,52	0,29	0,26	0,21	0,11
IX	1,53	1,33	1,06	0,54	0,24	0,21	0,17	0,08
IV	1,00	0,89	0,71	0,54	0,27	0,24	0,19	0,14
X	1,00	0,88	0,81	0,34	0,21	0,19	0,17	0,07
V	0,79	0,69	0,57	0,27	0,20	0,17	0,14	0,10
XI	0,80	0,70	0,57	0,30	0,20	0,18	0,14	0,11
VI	0,56	0,49	0,39	0,20	0,23	0,20	0,16	0,08
XII	0,52	0,45	0,36	0,18	0,18	0,16	0,13	0,06

На графиках (рис. 8 и 9) сплошными линиями представлены значения эффективного излучения и противоизлучения для различных случаев распределения температуры и распределения влажности. Пунктирными линиями представлены значения эффективного излучения, рассчитанные для случаев сплошной облачности по формулам $\mathcal{E}_n = \mathcal{E}_0(1 - cn)$ и $\Pi_n = \Pi_0(1 + kn^2)$, где c и k — значения коэффициентов, рассчитанные для случая нормального распределения температуры с высотой. Числовые значения величин $\mathcal{E}_n$ и Π_n приведены в табл. 16 и 17.

Графики показывают, что „собственное“ влияние облачности для облаков нижнего яруса будет почти одинаковым для различных случаев распределения, если пользоваться значениями коэффициентов, полученными для нормального распределения, а изменения обусловлены различным распределением температуры. При измерениях мы никогда не можем разделить влияние облачности и влияние различного распределения температуры, а имеем дело с суммарным эффектом.

Рассмотрим отдельно влияние изменения влажности.

Из табл. 15 видно, что при нормальном распределении температуры значения коэффициентов c сохраняются неизменными при изменении влажности. При инверсии они несколько изменяются. Значения эффективного излучения при значениях общей массы $m_1 = 1,54 \text{ г/см}^2$ и $m_2 = 2,68 \text{ г/см}^2$ отличаются во всех случаях на величины порядка 20%.

В табл. 18 приведены значения в процентах величин $\frac{\partial m_1 - \partial m_2}{\partial m_1}$ и $\frac{P_{m_1} - P_{m_2}}{P_{m_1}}$ для рассмотренных случаев различного распределения температуры с высотой. При нормальном распределении температуры $\frac{\partial m_1 - \partial m_2}{\partial m_1}$ одинаково для случаев ясного и пасмурного неба. В случаях инверсии и изотермии увеличение общей массы водяного пара при облачном небе

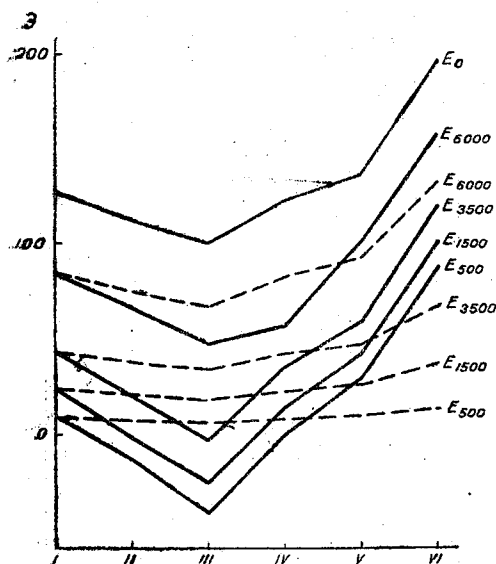


Рис. 8.

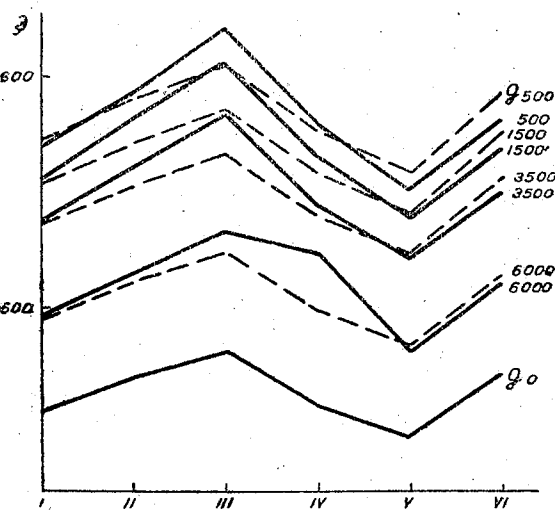


Рис. 9.

сильнее сказывается на величине эффективного излучения. Относительное расхождение достигает 50—60%. Наименьшее расхождение, как и следовало ожидать, имеет место при наличии 10° скачка температуры в приземном слое. В этом случае количественное влияние температуры преобладает над влиянием изменения в общем содержании поглощающей массы.

Таблица 16

Случай	Высота, м				
	0	500	1500	3500	6000
I	0,126	0,009	0,024	0,043	0,084
II	0,112	0,008	0,021	0,038	0,075
III	0,100	0,007	0,019	0,034	0,067
IV	0,123	0,009	0,023	0,042	0,082
V	0,137	0,010	0,026	0,047	0,092
VI	0,198	0,014	0,038	0,067	0,132
VII	0,105	0,007	0,020	0,036	0,070
VIII	0,097	0,007	0,018	0,033	0,066
IX	0,079	0,006	0,015	0,027	0,053
X	0,102	0,007	0,019	0,035	0,068
XI	0,118	0,008	0,022	0,040	0,079
XII	0,176	0,012	0,033	0,060	0,118

Таблица 17

Случай	Высота, м				
	0	500	1500	3500	6000
I	0,454	0,573	0,554	0,536	0,495
II	0,468	0,590	0,571	0,552	0,510
III	0,480	0,605	0,586	0,566	0,523
IV	0,457	0,576	0,558	0,539	0,498
V	0,443	0,558	0,540	0,523	0,483
VI	0,471	0,593	0,576	0,556	0,513
VII	0,475	0,570	0,560	0,542	0,508
VIII	0,483	0,580	0,570	0,551	0,517
IX	0,501	0,601	0,591	0,571	0,536
X	0,478	0,574	0,564	0,545	0,511
XI	0,462	0,554	0,545	0,527	0,494
XII	0,493	0,592	0,582	0,562	0,528

Относительные расхождения в значениях противоизлучения во всех случаях больше для ясного неба и меньше для пасмурного. В первом случае среднее расхождение равно 3—5%, во втором случае оно 1—3%. Вычисления по формулам К. Я. Кондратьева для случаев облачного

Таблица 18

Относительные изменения эффективного излучения и противоизлучения при изменении влажности

	Состояние неба	I, VII	II, VIII	III, IX	IV, X	V, XI	VI, XII
$\frac{\mathcal{E}_{m_1} - \mathcal{E}_{m_2}}{\mathcal{E}_{m_1}}, \%$	ясно . . .	14	13	21	15	15	11
	облачно . .	14	25	66	47	14	7
$\frac{\Pi_{m_1} - \Pi_{m_2}}{\Pi_{m_1}}, \%$	ясно . . .	4,6	3,2	4,4	4,6	4,3	4,7
	облачно . .	1,1	0,9	0,3	3,1	1,5	1,3

неба производились для I и VII случаев по формуле (17), для V, VI, XI, XII — по формуле (18) и для II, III, IV, VIII, IX, X — по формуле (19). При этом использовались следующие значения постоянных: $\beta = 4,5 \cdot 10^{-6}$ 1/см; высота облачной поверхности (в см) принималась равной $H_1 = 5 \cdot 10^{-4}$; $H_2 = 1,5 \cdot 10^5$; $H_3 = 3,5 \cdot 10^5$; σT^4 рассчитывалось соответственно температурам земной поверхности и облачной поверхности; j во всех случаях принималось равным 2; $\alpha_1 = 0,166$; $\alpha_2 = 0,8$; $\frac{1}{p_1} = 0,25$; $\frac{1}{p_2} = 0,11$; $a = 0,226$; $\varepsilon = 10^{-4}$ см; $T(0, h)$ рассчитывалось как среднеарифметическое.

Значения интегральных показательных функций $E_i(-\alpha_j \rho_{W_0} \varepsilon)$ для малых значений $\alpha_j \rho_{W_0} \varepsilon$ рассчитывались по приближенной формуле $E_i(x) = c + \ln x$, а разности — по формуле: $E_i(x_1) - E_i(x_2) = \ln x_1 - \ln x_2$.

Значение $\frac{dE}{dz}$ рассчитывалось по формуле $\frac{E_0 - E(m_1)}{H}$, а E — по формуле σT^4 .

Значения $e^{-\alpha_j m_{\infty}}$ определялись из таблиц Сегала и Семендяева, а значения $E_i(x)$ — из таблиц Шпильрейна, ч. II.

Для случаев инверсии и изотермии ρ_w вычислялось следующим образом: при $h = 500$ м

$$\bar{\rho}_w = \frac{\rho_w + \rho_{w_{500}}}{2}, \quad \bar{\rho}_{w_{500}} = \rho_{w_0} e^{-\beta z},$$

$\left(\frac{dE}{dz}\right)_1$ в слое инверсии определялось, как и в других случаях, как

$$\frac{dE}{dz} = \frac{E_0 - E_h}{h},$$

$\left(\frac{dE}{dz}\right)_2$ определялось для слоя верхней граница инверсии — облако, причем $E(m_1)$ соответствовало излучению при температуре облачной поверхности.

В табл. 19 приведены результаты расчетов эффективного излучения по формулам для четырех заданных высот.

Расчеты эффективного излучения по формулам К. Я. Кондратьева для случаев сплошной облачности

H, м	Случаи сплошной облачности											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0	0,221	0,162	0,095	0,157	0,219	0,246	0,169	0,123	0,014	0,133	0,168	0,188
500	0,185	0,139	0,072	0,135	0,187	0,219	0,142	0,104	-0,005	0,114	0,143	0,168
1500	0,010	0,004	-0,029	0,000	-0,008	0,020	0,010	-0,005	-0,030	0,000	-0,003	0,021
3500	0,020	0,016	-0,015	0,014	0,017	0,042	0,018	0,004	-0,018	0,011	0,013	0,037
	0,042	0,046	0,010	0,035	0,028	0,044	0,037	0,030	0,004	0,030	0,006	0,016

На графике (рис. 10) представлены значения эффективного излучения при наличии сплошной облачности для общей поглощающей массы $1,54 \text{ г/см}^2$.

Сопоставление с расчетами по радиационным диаграммам показывает, что при высотах облаков 500, 1500 и 3500 м в случаях I—IV ход изменения величин эффективного излучения аналогичный; однако в случаях V—VI значения, вычисленные по формулам, меньше рассчитанных по диаграммам. Относительное влияние облачности (по отношению к безоблачному небу) при расчетах по формулам значительно больше. Это означает, что значения облачных коэффициентов, рассчитанные по формулам К. Я. Кондратьева, будут сильно завышенными по сравнению с коэффициентами, рассчитанными по диаграммам.

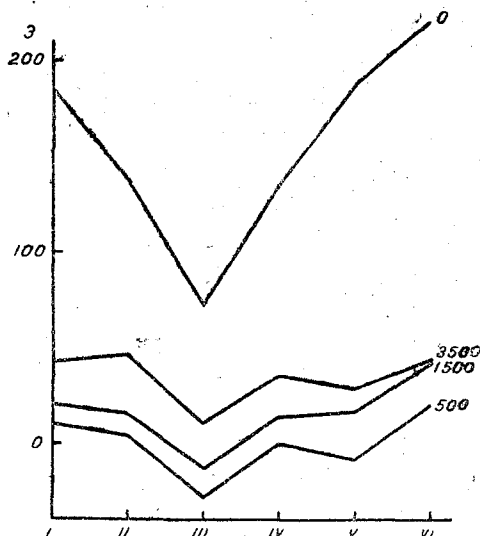


Рис. 10.

Можно определить значения облачных коэффициентов по нормальному распределению из формул К. Я. Кондратьева и рассчитать по этим коэффициентам эффективное излучение для того, чтобы аналогично предыдущему расчету по радиационным диаграммам разделить влияние облачности и влияние температурного градиента. Однако качественно при этом получатся аналогичные результаты, а количественные данные, как можно судить по относительной оценке результатов расчетов, менее надежны.

Изменение величин облачных коэффициентов при различном распределении температуры с высотой, а также при различном содержании поглощающей массы говорит о том, что:

1) определяя величины облачных коэффициентов из наблюдений, мы сразу учитываем одновременное воздействие и облачности и различного распределения температуры и содержания водяного пара. Если при этом используются только ночные наблюдения (как это сделано в работах Н. Г. Евфимова), то при этом совершенно исключаются случаи сверхадиабатических градиентов, характерные для дневного времени;

2) значения облачных коэффициентов будут различны в зависимости от высоты облаков и различного распределения температуры и влажности с высотой. Таким образом, в зависимости от географической широты

места, времени года и даже времени суток значения облачных коэффициентов будут разными.

В качестве иллюстрации приведем результаты расчетов облачных коэффициентов для Павловска по данным среднего распределения температуры и влажности с высотой по отдельным сезонам для средних за эти сезоны высот облаков нижнего яруса. По радиационной диаграмме Ф. Н. Шехтер рассчитывались значения эффективного излучения и противоизлучения при наличии сплошной облачности. Для вычисления облачных коэффициентов нужно было также рассчитать значения эффективного излучения и противоизлучения при безоблачном небе и рассчитать отно-

шения $c = \frac{\Delta_0 - \Delta_n}{\Delta_0}$ и $k = \frac{P_n - P_0}{P_0}$. При этом можно было поступить двояко: либо при том же распределении температуры и влажности предположить отсутствие облачной поверхности и рассчитать эффективное излучение и противоизлучение при таком „условно“ ясном небе. Таким образом определенные коэффициенты должны характеризовать действительное влияние облаков. Либо взять средние распределения температуры и влажности с высотой по сезонам для безоблачного неба и рассчитать эффективное излучение и противоизлучение при безоблачном небе. Таким образом определенные коэффициенты должны характеризовать и влияние облачности и влияние распределения температуры и влажности с высотой при облачном небе, отличного от распределения температуры и влажности при безоблачном небе. Наиболее правильным по смыслу является первый способ подсчета облачных коэффициентов.

В табл. 20 приведены значения облачных коэффициентов для облаков $Sc_{выс}$, рассчитанные обоими способами. Из таблицы следует, что выбор того или иного способа расчета эффективного излучения при ясном небе очень значительно изменяет величину коэффициентов.

Таблица 20

Способ	Коэффициент	Лето	Осень	Зима	Весна
I	c	0,75	0,81	0,87	0,80
II	c	0,87	0,91	0,91	0,87
I	k	0,19	0,24	0,36	0,26
II	k	0,21	0,26	0,40	0,29

Таблица 21

Коэффициент	Яр с		
	нижний	средний	верхний
c	0,88	0,69	0,46
k	0,28	0,22	0,15

Изменение значений коэффициентов по сезонам вследствие изменения высоты облаков и изменения распределения температуры и влажности по сезонам очень значительно, особенно для коэффициентов k . Обычно используется для данного места одно значение коэффициента.

Рассчитать среднее значение коэффициентов для различных видов облаков можно, взяв за исходные данные среднегодовые распределения температуры и влажности с высотой. Такие расчеты были проведены по данным среднего распределения температуры и влажности с высотой для температурного градиента $6^\circ/\text{км}$ и изменения влажности при $t_0 = 0^\circ$ по формуле:

$$q = q_0 \cdot 10^{-\frac{z}{11,8} - \frac{z^2}{62,0}},$$

где z в км и $q_0 = 5,0$ г/кг.

Для облаков нижнего яруса принималось значение $H_1 = 800$ м, для облаков среднего яруса $H_2 = 3000$ м, для облаков верхнего яруса $H_3 = 7000$ м.

В табл. 21 приведены средние значения коэффициентов. До сих пор мы считали, что облако излучает, как абсолютно черное тело, соответственно температуре нижней границы облачной поверхности. Если это справедливо по отношению к облакам нижнего и среднего ярусов, то в отношении облаков верхнего яруса этого сказать никак нельзя, и в настоящее время трудно даже грубо оценить излучательную способность облаков верхнего яруса, так как для этой оценки нужно знать мощность облачного слоя, водность облаков и коэффициенты поглощения ледяными кристаллами, что относительно облаков верхнего яруса почти не исследовано. Поэтому, если значения коэффициентов для облаков нижнего и среднего ярусов, рассчитанные по диаграммам, можно принять в качестве средних значений облачных коэффициентов, то для верхнего яруса значения коэффициентов, рассчитанные в предположении, что облачная поверхность излучает по закону σT^4 , не могут быть правильными. Мы попробовали вычислить значения коэффициентов для облаков верхнего яруса по данным наблюдений в Колтушах по эффективному пиранометру.

Таблица 22

Значения коэффициентов k для облаков верхнего яруса, рассчитанные из наблюдений по эффективному пиранометру

Дата	Время ч. м.	Облачность	k
4/VI	16 00	10/0	0,146
17/VI	4 00	10/0	0,180
18/VI	16 00	10/0	0,091
18/VII	16 00	10/0	0,059
24/VII	4 00	10/0	0,046
Среднее . . .			0,10

В табл. 22 приведены результаты расчетов коэффициента k для нескольких случаев наблюдений при полной облачности с облаками верхнего яруса. При этом P_0 рассчитывалось по формуле Онгстрема. Из результатов расчета видно, что значения коэффициентов значительно меняются для отдельных случаев, хотя все наблюдения относятся к летним месяцам. Среднее из 5 наблюдений 0,10 никак нельзя считать средним значением k для всего года. Большое расхождение между отдельными значениями еще раз подтверждает, что даже в случае сплошной облачности использование формул с поправками на облачность носит очень приближенный характер. Данные наблюдений П. П. Кузьмина в Валдае [6] по 43 ночным случаям марта—апреля дали следующие значения коэффициентов k : нижний ярус 0,25, средний ярус 0,17 и верхний ярус 0,07. Данные наблюдений Больша и Варнемюнде [12] в течение 1949 г. дали соответственно следующие значения коэффициентов: 0,25; 0,22; 0,06.

При расчетах по радиационным диаграммам для среднего распределения температуры и влажности с высотой для нижнего и среднего ярусов, соответственно, получены значения 0,28 и 0,22. Для верхнего яруса принято значение коэффициента в два раза меньшее по сравнению с расчи-

танным по диаграмме в предположении излучения облаков верхнего яруса по закону σT^4 , а именно: $\frac{0,15}{2} = 0,075$.

Радиационные диаграммы с успехом могут применяться для расчетов эффективного излучения и противоизлучения в случаях сплошной облачности.

В табл. 23 приведены результаты расчетов по радиационной диаграмме и наблюдения по эффективному пиранометру. При этом расчеты проводились для черной поверхности на высоте 1,5 м над поверхностью. Среднее относительное расхождение для величины эффективного излучения равно 25—30%, для противоизлучения $\sim 2\%$, т. е. дает ту же точность, что и для случаев ясного неба, учитывая, что сами величины эффективного излучения раза в три меньше. Косвенно это говорит и о том, что для облаков Sc предположение об излучении по закону σT^4 справедливо.

Таблица 23

Сравнение наблюдений при наличии сплошной облачности
с расчетами по радиационной диаграмме

Дата	Время ч. м.	Облач- ность	$\mathcal{E}_{\text{пир}}$ $\mathcal{E}$	Диа- грамма $\mathcal{E}$	$\mathcal{E}_{\text{пир}}$ Π	Диа- грамма Π
10/V	4 00	10/10 Sc	0,037	0,030	0,500	0,507
12/V	4 00	10/10 Sc	0,006	0,011	0,493	0,488
12/V	4 00	10/10 Sc	0,023	0,016	0,509	0,516
27/V	4 00	10/10 Sc	0,042	0,030	0,521	0,533
1/VII	4 00	10/10 Sc	0,044	0,040	0,475	0,497
16/VII	4 00	10/10 Sc	0,010	0,012	0,504	0,502
16/VII	16 00	10/10 Sc	0,038	0,024	0,531	0,545
4/VII	4 00	10/10 Sc	0,018	0,030	0,514	0,502

Рассмотрим определение эффективного излучения и противоизлучения при неполной облачности. Если облака расположены по кольцевым зонам вокруг зенита, то радиационная диаграмма Дмитриева дает возможность рассчитывать эффективное излучение и противоизлучение при любой степени облачности. Однако в естественных условиях распределение облаков по кольцевым зонам не встречается и подобные расчеты носят искусственный характер, не говоря уже о том, что эти расчеты громоздки. Расчеты эффективного излучения и противоизлучения в единичный телесный угол по диаграмме Дмитриева показывают, что эти величины будут зависеть от выбранного направления, и эту зависимость можно охарактеризовать следующей таблицей:

$$\frac{\mathcal{E}_{20}}{\mathcal{E}_0} \quad \frac{\mathcal{E}_{40}}{\mathcal{E}_0} \quad \frac{\mathcal{E}_{60}}{\mathcal{E}_0} \quad \frac{\mathcal{E}_{80}}{\mathcal{E}_0}$$

$$0,98 \quad 0,93 \quad 0,78 \quad 0,41$$

Таким образом, влияние облака на величину эффективного излучения будет тем меньше, чем больший угол с зенитом составляет облачное кольцо.

Из наблюдений над облачностью известно, что облачность 1—2 чаще располагается у горизонта, облачность 7—10, как правило, закрывает и зенит. Поэтому при средних расчетах незначительная облачность оказывает меньшее влияние, а облачность >7 — большее влияние, чем при равномерном распределении любой облачности по небосводу. В работе

А. А. Дмитриева и Г. Я. Наровлянского [3] показано, что коэффициент, характеризующий влияние облачности, не является постоянным, а зависит от зенитного угла, под которым находится облако. Количественно получаются различные зависимости для разных сезонов, а качественно коэффициент c уменьшается с увеличением зенитного угла. В работе М. С. Чумаковой [8] показано на основании ряда наблюдений, что линейная зависимость от степени облачности не оправдывается. В работе Больца [11] предлагается из экспериментальных наблюдений зависимость противоизлучения от облачности учитывать по форме $\Pi_n = \Pi_0(1 + kn^{2,5})$ или $\Pi_n = \Pi_0(1 + kn^2)$.

На основании проверки этой формулы и по наблюдениям в Колтушах летом 1950 г. при облачности 3—7 надо отдать предпочтение квадратичной зависимости по сравнению с линейной.

Надо заметить, что согласованность наблюдений и расчетов по формулам в случаях неполной облачности хуже, чем в ясные дни и дни со сплошной облачностью, как это можно видеть из табл. 24, где приведены наблюдения и расчеты по формулам за летние дни в Колтушах в 1950 г.

Для более точного учета влияния неполной облачности следует проводить тщательные наблюдения не только за количеством, но и за расположением облаков, хотя бы по трем кольцевым зонам — у горизонта, в зените и в промежуточной зоне.

Для приближенного учета облачности следует определять Π_0 и вводить поправки по закону $(1 + kn^2)$. Влияние облачности во всех случаях следует учитывать изменением величины противоизлучения, а не эффективного излучения.

Из рассмотрения расчетов эффективного излучения и противоизлучения, а также данных наблюдений тех же величин в ясные дни и в дни со сплошной облачностью, можно сделать следующие выводы:

1. Радиационные диаграммы могут с успехом применяться к расчетам длинноволновых потоков в отдельных конкретных случаях, а не только для определения средних значений, как в случаях ясных дней, так и в случаях дней со сплошной облачностью.

2. Формулы К. Я. Кондратьева требуют уточнений значений коэффициентов, а также уточнения методики учета реального распределения температуры и влажности по высоте.

Изменение граничных условий в формулах К. Я. Кондратьева позволяет применить их для случаев сплошной облачности к различным условиям распределения температуры и влажности с высотой.

3. Радиационные диаграммы имеют несомненные преимущества как по сравнению с эмпирическими формулами, так и с формулами К. Я. Кондратьева не только по принципу самого метода, удобству и скорости расчета, но и по согласованности рассчитанных и измеренных значений, как это показали наблюдения летом 1950 г. в Колтушах.

4. Расчеты по радиационным диаграммам Меллера во всех случаях хуже других согласуются с данными наблюдений. Расчеты по радиационным диаграммам А. А. Дмитриева, Ф. Н. Шехтер и Эльзассера дают близкие друг к другу значения. Точность измерений не позволяет в настоящее время сделать определенный вывод о лучшей согласованности с наблюдениями той или иной из указанных диаграмм. Однако радиационная диаграмма Ф. Н. Шехтер имеет безусловные преимущества не только по более правильному учету поглощения CO_2 , но и по скорости и удобству расчетов.

5. Проведенные расчеты по радиационным диаграммам для разделения влияния облачности и влияния различного распределения температуры и влажности с высотой на величину эффективного излучения показывают:

Таблица 24

Дата	Время ч. м.	Облачность	1	2	3
13/X	13 30	6/5 Ci Cu	0,481	0,506	0,422
10/VI	13 30	6/3 As Cu	0,463	0,502	0,307
21/VI	13 00	5/3 Ci Cu Cb	0,502	0,525	0,441
	15 00	4/2 Ci Ac Sc	0,491	0,510	0,433
22/VI	13 30	6/4 Ci Cu Cb	0,522	0,546	0,477
27/VI	10 30	6/6 Cu	0,534	0,540	0,503
	12 30	7/7 Cu	0,522	0,561	0,508
	14 30	6/6 Cu	0,543	0,567	0,511
	16 30	4/4 Cu	0,521	0,542	0,533
30/VI	10 30	4/4 Cu	0,532	0,550	0,477
	16 30	7/1 Ci Ac Cu	0,516	0,528	0,449
4/VII	18 30	4/2 Ac Sc	0,473	0,493	0,416
	20 30	3/1 Ac Sc	0,447	0,465	0,436
5/VII	00 30	4/0 Ac	0,440	0,448	0,481
	04 30	5/0 Ac	0,436	0,441	0,449
	10 30	3/0 Ac	0,458	0,467	0,374
	12 30	6/6 Cu	0,494	0,513	0,436
7/VII	08 30	4/4 Cu	0,455	0,474	0,321
14/VII	18 30	4/0 Ci	0,462	0,479	0,428
22/VII	08 30	6/0 Ci	0,501	0,505	0,425
15/VII	08 30	6/0 Ci	0,478	0,484	0,411
	10 30	5/0 Ci	0,482	0,487	0,434
17/VII	16 30	3/0 Ci	0,471	0,476	0,395
18/VII	00 30	5/0 Ci	0,416	0,396	0,414
	02 30	3/0 Ci	0,388	0,393	0,405
2/VIII	16 30	3/1 Ci, Ac, Cu, Sc	0,485	0,500	0,367
	18 30	4/0 Ci Ac	0,481	0,484	0,426
3/VIII	00 30	5/0 Ac	0,472	0,476	0,487
	10 30	4/4 Cu	0,518	0,537	0,474
7/VIII	10 30	4/2 Ac Cu	0,475	0,488	0,416
	12 30	7/3 Ci Ac Sc	0,471	0,492	0,408
12/VIII	04 30	6/2 Ci Ac Sc	0,416	0,434	0,447
16/VIII	00 30	4/1 Ac Sc	0,467	0,482	0,429
	04 30	3/1 Ac Sc	0,447	0,461	0,468
	06 30	6/0 Ci Cc Ac	0,463	0,469	0,414
	08 30	7/0 Ci Ac	0,508	0,511	0,414
	10 30	3/3 Cu	0,520	0,536	0,514
	12 30	4/4 Cu	0,534	0,553	0,469

Примечания. 1 — противозлучение по формуле Больца; 2 — противозлучение по формуле Онгстрема; 3 — противозлучение по эффективному пиранометру.

а) что для облаков всех ярусов влияние облачности очень существенно зависит от условий распределения температуры и влажности с высотой;

б) значения облачных коэффициентов, определенные для каких-то одних условий распределения температуры с высотой, не будут справедливы для других условий распределения температуры с высотой.

6. При расчетах эффективного излучения подстилающей поверхности необходимо знать температуру последней.

7. Необходимо специальное изучение вопроса об излучательной способности различных подстилающих поверхностей.

8. При расчетах по радиационным диаграммам можно ограничиваться высотой 1 км при использовании данных аэрологического зондирования, а выше задавать распределение аналитически или графически.

В случае устойчивой погоды данные двухразовых зондирований (за сутки) можно использовать для расчетов и в другие часы с учетом температуры подстилающей поверхности.

Таким образом, мы рассмотрели вопрос об использовании различных расчетных методов для определения эффективного излучения у земной поверхности. При этом оказалось, что несомненными преимуществами обладают радиационные диаграммы.

Вопрос об использовании радиационных диаграмм не ограничивается расчетами длинноволновых потоков у земной поверхности. Они могут быть применены к расчетам распределения лучистых потоков во всем приземном слое, к расчетам по связи лучистого притока тепла с суточным ходом температуры, а также к расчетам длинноволновых потоков на различных высотах в атмосфере, что особенно важно для радиационных характеристик различных воздушных масс.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Гидрометеониздат, 1948.
2. Дмитриев А. А. К вопросу о радиационном балансе атмосферы. Метеорология и гидрология № 11, 1940.
3. Дмитриев А. А. и Наровлянский Г. Я. Применение графического метода к вопросу об эффективном излучении. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 6, 1944.
4. Евфимов Н. Г. Величина сумм эффективного излучения для некоторых пунктов СССР. Метеорология и гидрология, № 5, 1939.
5. Кондратьев К. Я. Некоторые вопросы лучистого теплообмена. Ученые зап. ЛГУ, № 120, сер. физ., вып. 7.
6. Кузьмин П. П. Опыт исследования теплового и водного баланса снеготаяния. ГУГМС, Труды ГГИ, вып. 1 (55), 1947.
7. Соколов С. И. Точность температурного зондирования атмосферы. ГУГМС, Труды НИУ, сер. 1, вып. 19, 1946.
8. Чумакова М. С. О ночном ходе эффективного излучения на Карагаде. Труды ГГО, вып. 5, 1947.
9. Шехтер Ф. Н. К вычислению лучистых потоков тепла в атмосфере. Труды ГГО, вып. 22, 1950.
10. Янишевский Ю. Д. Наставление гидрометстанциям и постам, вып. 5, 1947.
11. Больц Х. Зависимость противоизлучения от облачности. Zeitschr. f. Met. VII, 1949.
12. Больц и Фалькенберг. Новые определения постоянных в формуле Онгстрема Zeitschr. f. Met. IV, 1949.
13. Меллер Ф. Основы диаграммы для расчетов потоков длинноволновой радиации. Met. zeitschr., N. 2, 1944.
14. Эльзассер В. Теплопередача инфракрасной радиации в атмосфере. Harv. meteor. stud., № 6, 1942.

Е. Д. КОВАЛЕВА

О РАСЧЕТЕ ЭФФЕКТИВНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ПРОТИВОИЗЛУЧЕНИЯ АТМОСФЕРЫ

При изучении теплового баланса атмосферы необходимо знать эффективное излучение земной поверхности и противоизлучение атмосферы. В настоящий момент существует ряд методов для их определения, а именно:

- 1) эмпирические формулы,
- 2) радиационные диаграммы,
- 3) теоретические формулы.

Эмпирические формулы основаны на анализе актинометрических наблюдений и нахождении связи между противоизлучением атмосферы, эффективным излучением земной поверхности и температурой и влажностью воздуха на высоте 2 м.

В практике используются формулы:

Онгстрема:

$$П = \sigma T^4 (A^* - B \cdot 10^{-C_{e_0}}),$$

$$\mathcal{E} = \sigma T^4 (A + B \cdot 10^{-C_{e_0}});$$

Брента:

$$П = \sigma T^4 (A_1^* + B_1 \sqrt{e_0'}),$$

$$\mathcal{E} = \sigma T^4 (A_1 - B_1 \sqrt{e_0'})$$

и несколько видоизмененная формула Онгстрема для определения эффективного излучения земной поверхности, учитывающая скачок температуры на границе раздела земная поверхность — атмосфера:

$$\mathcal{E} = 0,95 \sigma \{ T_0^4 - T^4 [1 - (A + B \cdot 10^{-C_{e_0}})] \},$$

где

- $П$ — противоизлучение атмосферы,
 $\mathcal{E}$ — эффективное излучение земной поверхности,
 T_0 — температура земной поверхности,
 T — температура воздуха на высоте 2 м от поверхности земли,
 e_0 — абсолютная влажность в мм ртутного столба,
 e_0' — абсолютная влажность в мб ртутного столба,
 σ — постоянная Стефана — Больцмана,
0,95 — коэффициент, характеризующий излучательную способность земной поверхности,

A, B, A_1, B_1 — некоторые постоянные, определенные эмпирически:

$$A_1^* = 1 - A_1; A^* = 1 - A.$$

Значения постоянных определялись разными авторами для отдельных географических районов. Они колеблются в больших пределах. Например, были получены постоянные:

A	B	C	Год	Автор	A ₁	B ₁	Год	Автор
0,21	0,26	0,069	1916	Онгстрем	0,520	0,065		Дайнс
0,25	0,32	0,069	1929	Онгстрем	0,470	0,072	1932	Брент
0,194	0,236	0,069	1933	Онгстрем	0,570	0,034	1935	Раман
0,23	0,28	0,075	1935	Раман				
0,22	0,148	0,068	1940	Филиппс				
0,180	0,250	0,126	1948	Больш и Фалькенберг				

Большое колебание постоянных указывает на то, что для применения эмпирических формул в любом географическом районе предварительно необходимо получить значительный материал актинометрических наблюдений, на основании которого можно было бы определить значения постоянных для этого района.

Основными физическими характеристиками, определяющими эффективное излучение земной поверхности и противоизлучение атмосферы, являются вертикальное распределение температуры в атмосфере, общее количество водяного пара, а также функция поглощения. Кроме того, на величину эффективного излучения земной поверхности оказывает влияние температура и излучательная способность земной поверхности.

В формуле Онгстрема фигурирует не температура почвы, а температура воздуха; это обстоятельство не является существенным, если расчет производится для условий нормальной атмосферы (вертикальный градиент температуры постоянен от земной поверхности до тропопаузы), когда с большой степенью точности $T_0 \cong T$, где T_0 — температура земной поверхности, T — температура воздуха.

Вопрос схематизации поглощения длинноволновой радиации в атмосфере, которой отвечают эмпирические формулы, в частности, формула Онгстрема, был детально разобран К. Я. Кондратьевым. Им было показано, что формуле Онгстрема отвечает схематизация поглощения, при которой предполагается, что в некоторой части спектра поглощения водяным паром имеет место полная прозрачность, тогда как в другой — поглощение описывается экспоненциальной функцией. Но известно, что в действительности в инфракрасной части спектра поглощения водяным паром отсутствует область полной прозрачности, а имеет место область слабого поглощения, которое играет большую роль при рассмотрении вопроса о расчете эффективного излучения земной поверхности. Наряду с этим, формула Онгстрема, так же как и формула Брента, совсем не учитывает термического расслоения атмосферы и распределения влажности в атмосфере, тогда как они являются существенными физическими характеристиками, определяющими эффективное излучение земной поверхности и противоизлучение атмосферы.

Ниже приводится результат оценки влияния различных слоев атмосферы (распределения температуры и влажности в них) на величину эффективного излучения земной поверхности. Расчеты производились по диаграмме Ф. Н. Шехтер. За истинное значение эффективного излучения земной поверхности принималась величина, определенная при следующих распределениях температуры, влажности и давления:

$$T = T_0 - 6,0^\circ z; \quad q = q_0 \cdot 10^{-\frac{z}{11,8} - \frac{z^2}{62}}; \quad \frac{p}{p_0} = \left(\frac{T}{T_0}\right)^{\frac{g}{R\gamma}},$$

где T_0 — температура земной поверхности ($T_0 = 286^\circ$ абс. шк.),
 q_0 — удельная влажность воздуха у земной поверхности ($q_0 = 4,8$ г/кг),
 z — высота в км,
 p_0 — давление воздуха у земной поверхности,
 T, q, p — температура, удельная влажность, давление воздуха на высоте z ,
 γ — вертикальный градиент температуры ($\gamma = 6^\circ/\text{км}$),
 g — ускорение силы тяжести,
 R — газовая постоянная:

$$\frac{g}{R} = 3,42 \text{ } ^\circ/\text{100 м.}$$

При принятых условиях эффективное излучение земной поверхности составляет $0,129$ кал/см² мин.

Для оценки влияния температуры поочередно для каждого слоя (0,0—0,5 км; 0,0—1,0 км; 1,0—2,0 км; 3,0—4,0 км; 4,0—5,0 км; >5,0 км) изменялась средняя температура слоя сначала на $+5^\circ$, затем на -5° . Результаты расчета даны в табл. 1.

Таблица 1

Оценка влияния различных слоев атмосферы на эффективное излучение земной поверхности

Слой, км	Влияние температуры					Влияние влажности		
	Величина эффективного излучения земной поверхности при увеличении средней температуры слоя на $+5^\circ$ (кал/см ² мин)	Отклонение от истинного значения излучения (в %)	Величина эффективного излучения земной поверхности при уменьшении средней температуры слоя на -5° (кал/см ² мин)	Отклонение от истинного значения (в %)	Среднее отклонение (в %)	Величина эффективного излучения земной поверхности при максимуме влажности в слое (кал/см ² мин)	Отклонение от истинного значения излучения (в %)	Изменение оптической массы слоя (в %)
0,0—0,5	0,142	10,1	0,116	10,1	10,1	0,121	6,2	85,2
0,0—1,0	0,140	8,5	0,118	8,5	8,5	0,115	10,9	85,7
1,0—2,0	0,128	0,8	0,131	1,6	1,2	0,121	6,2	85,3
2,0—3,0	0,129	0,0	0,130	0,8	0,4	0,124	3,9	90,9
3,0—4,0	0,129	0,0	0,129	0,0	0,0	0,126	2,3	107,6
4,0—5,0	0,129	0,0	0,129	0,0	0,0	0,127	1,6	112,5
>5,0	0,129	0,0	0,129	0,0	0,0	0,127	1,6	214,2

Для оценки влияния влажности для тех же слоев изменялась удельная влажность до максимально возможного количества при данных температуре и давлении воздуха, так что оптическая масса (m г/см²) при этом изменялась на величину, указанную в последней графе табл. 1.

На основании произведенной оценки можно сделать заключение, что:

1) на величину эффективного излучения земной поверхности больше влияние оказывают первые два километра;

2) колебания температуры выше 2 км мало сказываются на эффективном излучении земной поверхности;

3) колебания влажности даже на больших высотах оказывают влияние на величину эффективного излучения земной поверхности.

Таким образом, эмпирические формулы теоретически не обоснованы, не дают возможность учесть реальное распределение температуры и влажности и требуют для каждого географического района своих значений постоянных.

Определение эффективного излучения земной поверхности и противоизлучения атмосферы при помощи радиационных диаграмм основано на решении уравнения радиационного переноса и детальных исследований поглощающей и излучающей способностей водяного пара и углекислого газа различной толщины и температуры. В результате решения получена формула для потока радиации. Поток выражается интегралом по замкнутому контуру, причем он является функцией двух переменных — температуры (T) и оптической массы (m г/см²).

Интеграл может быть вычислен графически для разных T и m в системе координат $T-m$. На основании этого и построены диаграммы А. А. Дмитриева, Ф. Н. Шехтер, Эльзассера, Мюгге — Меллера.

Сравнивая три указанных выше радиационных диаграммы, следует отдать предпочтение диаграмме Ф. Н. Шехтер, прежде всего, потому, что из-за весьма удачного способа интегрирования уравнений радиационного переноса для построения диаграммы не требуется знания спектральных характеристик поглощения, а нужна лишь функция пропускания полного потока лучистой энергии.

Преимуществом данной диаграммы Шехтер является также то, что по ней может быть учтена излучательная способность подстилающей поверхности. Кроме того, она и по конструкции более проста.

Преимущество графического метода перед эмпирическими формулами в том, что он теоретически обоснован и дает возможность учесть реальное распределение температуры и влажности воздуха в атмосфере.

В последние годы К. Я. Кондратьеву удалось произвести теоретический расчет эффективного излучения земной поверхности и противоизлучения атмосферы.

Результатом его исследований явились теоретические формулы определения противоизлучения атмосферы и эффективного излучения земной поверхности для различных случаев стратификации атмосферы. Как например:

$$P = \frac{1}{4} E_{(0)} - \frac{1}{4} E_{(m_{\infty})} e^{-\alpha_j m_{\infty}} + \\ + \gamma \sigma \bar{T}_{(0, H)}^3 \frac{e^{-\alpha_j m_{\infty}}}{\beta} [E_i(\alpha_j [m_{\infty} - m_H]) - E_i(\alpha_j m_{\infty})],$$

$$\mathcal{E} = \delta \left[E_{(T_H)} + 1,3c \left| \frac{dE}{dz} \right| H \right] [1 - A_{(m_{\infty})}],$$

где P — противоизлучение „нормальной“ атмосферы,

$$E_{(0)} = \sigma T_0^4;$$

$$E_{(m_{\infty})} = \sigma T_{\infty}^4,$$

σ — постоянная Стефана — Больцмана,
 T_0 — температура земной поверхности,
 T_{∞} — температура воздуха на высоте, где

$$m = m_{\infty},$$

α_j — коэффициент поглощения водяного пара в различных областях спектра,

$$m_{\infty} = \int_0^{\infty} \rho_w dz,$$

ρ_w — плотность водяного пара,

γ — вертикальный градиент температуры в атмосфере,

$$\bar{T}_{(0, H)} = \frac{T_0 + T_H}{2},$$

E_i — интегральная показательная функция,

β — коэффициент, характеризующий изменение влажности в атмосфере до уровня тропопаузы,

$$m_H = \int_0^H \rho_w dz,$$

$\mathcal{E}$ — эффективное излучение земной поверхности нормальной атмосферы,

δ — излучательная способность земной поверхности,

$$E_{(T_H)} = \sigma T_H^4,$$

T_H — температура на высоте тропопаузы,

c — некоторая постоянная:

$$c = 1,23 \quad \text{при } T_0 < 0; \quad c = 1,27 \quad \text{при } T_0 > 0,$$

$$\left| \frac{d\bar{E}}{dz} \right| = 4\sigma \bar{T}_{(0, H)}^3 \gamma,$$

H — высота тропопаузы,

$A_{(m_\infty)}$ — функция поглощения при $m = m_\infty$ ($A = \frac{I_0 - I}{I_0}$).

Формулы выведены на основании решения уравнения радиационного переноса и исследований поглощательной и излучательной способностей водяного пара и углекислого газа.

Таким образом, формулы теоретически обоснованы, дают возможность учесть реальное распределение температуры и влажности в атмосфере, но для практического использования очень громоздки. Для вычисления по ним, кроме распределения температуры и влажности, необходимо знать высоту тропопаузы, температуру на высоте тропопаузы и определить значение интегральной показательной функции.

На основании анализа существующих методов определения эффективного излучения земной поверхности и противоизлучения атмосферы можно прийти к заключению, что лучшим методом является метод радиационных диаграмм, так как он более точен и удобен для вычисления, чем теоретические формулы.

Выводы, сделанные при теоретическом анализе, находят подтверждение данными эксперимента. Для сравнения всех методов между собой был произведен расчет эффективного излучения земной поверхности для некоторых случаев зондирования. Результаты сравнены с данными актинометрических измерений, причем определены отклонения вычисленных величин эффективного излучения от фактически измеренных и найдено среднее отклонение для каждого метода (табл. 2).

При расчете эмпирические формулы брались со следующими значениями постоянных: $A = 0,149$, $B = 0,236$, $C = 0,069$, $A_1 = 0,406$, $B_1 = 0,045$.

Как показывает табл. 2, меньшую величину среднего отклонения имеют диаграммы. Для практического использования наиболее удобна диаграмма Ф. Н. Шехтер, так как все изолинии на ней прямые. К преимуществам диаграммы относится и то, что она производит более точный учет излучения углекислым газом и дает возможность производить учет рода

Таблица 2

Эффективное излучение земной поверхности (кал/см² мин.)¹
(Сравнение различных методов между собой и с фактически измеренными величинами)

Число	Время ч. м.	Шехтер 1	Шехтер 2	Эльзас- сер	Меллер	Кон- дратьев	Онг- стрем	Бренг	Видонз- менне Онг- стра	По гра- фику	Показания приборов		
											пиргео- метр	балансо- мер	среднее
9/II	5 28	0,013	0,013	0,014	0,011	0,029	0,035	0,033	0,036	0,032	-0,003	-0,003	-0,003
11/II	7 57	0,016	0,016	0,017	0,014	0,032	0,038	0,036	0,039	0,039	—	0,100	—
8/III	7 15	0,094	0,094	0,084	0,088	0,090	0,140	0,129	0,136	0,139	—	—	—
12/III	15 45	0,006	0,006	0,016	0,012	0,010	0,040	0,029	0,036	0,039	—	0,102	—
10/VII	15 57	0,101	0,101	0,091	0,095	0,100	0,145	0,154	0,106	0,138	—	—	—
14/VII	4 00	0,001	0,001	0,011	0,007	0,002	0,043	0,048	0,004	0,036	—	—	—
12/VIII	5 00	0,159	0,140	0,144	0,157	0,204	0,176	0,158	0,168	0,154	—	0,120	—
25/VIII	4 03	0,039	0,020	0,024	0,037	0,084	0,056	0,038	0,048	0,034	—	0,186	0,190
25/VIII	5 11	0,159	0,141	0,152	0,176	0,170	0,170	0,162	0,174	0,137	0,194	0,077	0,084
27/VIII	17 03	0,031	0,049	0,038	0,014	0,020	0,020	0,028	0,016	0,053	0,091	0,065	0,078
2/XII	4 00	0,021	0,009	0,020	0,024	0,023	0,032	0,031	0,033	0,025	0,025	0,079	0,088
23/VII	4 00	0,001	0,011	0,000	0,004	0,003	0,012	0,011	0,013	0,005	0,091	0,002	0,000
Среднее отклонение	(%)	0,101	0,086	0,095	0,113	0,110	0,140	0,134	0,137	0,108	—	—	—
		0,017	0,002	0,009	0,029	0,026	0,056	0,050	0,053	0,024	0,091	0,065	0,078
		0,088	0,076	0,084	0,102	0,099	0,132	0,136	0,106	0,105	0,091	0,079	0,088
		0,010	0,002	0,006	0,024	0,021	0,054	0,058	0,028	0,027	0,097	0,116	0,108
		0,103	0,088	0,097	0,106	0,111	0,137	0,137	0,149	0,112	0,103	0,002	0,000
		0,015	0,000	0,009	0,018	0,029	0,055	0,055	0,067	0,024	0,002	0,091	0,073
		0,119	0,105	0,124	0,146	0,132	0,144	0,136	0,146	0,107	0,002	—	—
		0,011	0,003	0,016	0,038	0,024	0,036	0,028	0,038	0,001	0,056	0,091	0,073
		-0,004	-0,018	-0,004	-0,004	0,022	0,033	0,032	0,031	0,027	0,002	—	—
		0,004	0,018	0,004	0,004	0,022	0,033	0,032	0,031	0,027	0,056	0,091	0,073
		0,094	0,080	0,091	0,112	0,100	0,104	0,102	0,101	0,081	0,056	0,091	0,073
		0,021	0,007	0,018	0,039	0,027	0,041	0,029	0,028	0,008	—	—	—
		0,014	0,011	0,014	0,020	0,025	0,040	0,037	0,033	0,026	—	—	—
		18	14	18	25	31	50	46	41	32	—	—	—

Примечание. Шехтер 1 — расчет по диаграмме Шехтер без учета излучательной способности земной поверхности; Шехтер 2 — то же, с учетом излучательной способности земной поверхности.

¹ Числа внизу означают отклонение от значения эффективного излучения, вычисленного по прибору.

подстилающей поверхности. Для всех случаев был произведен расчет с учетом рода подстилающей поверхности и получено среднее отклонение 0,011 кал/см² мин (14%).

Для климатологических исследований обычно требуется среднее значение эффективного излучения земной поверхности и противоизлучения атмосферы.

До последнего времени для расчета как эффективного излучения земной поверхности, так и противоизлучения атмосферы пользовались эмпирическими формулами, которые дают удовлетворительные результаты в том случае, когда вертикальный градиент температуры $\gamma = 6^\circ/\text{км}$ и оптическая масса 1—2 г/см². Но, как указывалось ранее, применение их связано с определением постоянных для каждого географического района. Наряду с этим формулы теоретически не обоснованы.

В силу этого возникает потребность в методе, который был бы теоретически обоснован и прост для практического использования.

Для этой цели были произведены расчеты эффективного излучения земной поверхности и противоизлучения атмосферы по диаграмме Ф. Н. Шехтер. При этом предполагалось, что распределение температуры, удельной влажности и давления подчиняется законам:

$$T = T_0 - 6^\circ z; \quad q = q_0 \cdot 10^{-\frac{z}{11.8} - \frac{z^2}{62}}; \quad \frac{p}{p_0} = \left(\frac{T}{T_0}\right)^{\frac{g}{R\gamma}}.$$

Расчеты производились при одном значении температуры земной поверхности и разных, возможных при данной температуре и давлении, удельных (абсолютных) влажностях у земной поверхности, затем при другом значении температуры земной поверхности и разных влажностях и т. д.

В результате подсчетов представилось возможным построить график определения эффективного излучения земной поверхности и противоизлучения атмосферы по наземным данным, температуре земной поверхности и удельной (абсолютной) влажности у земной поверхности, который дает величину эффективного излучения и противоизлучения для средних условий атмосферы.

На графике на наклонной оси отложены значения удельной влажности (q_0 г/кг) и абсолютной влажности (e_0 мб), на горизонтальной оси — величины эффективного излучения (кал/см² мин) для определения эффективного излучения земной поверхности и величины противоизлучения (кал/см² мин) для определения противоизлучения атмосферы (см. приложение 1 в конце книги).

Шкала влажности — логарифмическая. На ней отложены не сами величины удельной (абсолютной) влажности, а их логарифмы, и рядом поставлены величины, для которых взят логарифм.

Наклонные прямые представляют собой изотермы. Нижняя горизонтальная ось служит для определения противоизлучения атмосферы, верхняя — для определения эффективного излучения земной поверхности. Изотермы справа — для определения эффективного излучения земной поверхности, слева — для определения противоизлучения атмосферы.

Для вычисления противоизлучения атмосферы и эффективного излучения земной поверхности по графику достаточно знать температуру земной поверхности и абсолютную (удельную) влажность воздуха у земной поверхности. Зная величину абсолютной (удельной) влажности воздуха, необходимо найти ее значение на наклонной оси, откуда перемещаться по горизонтали вправо для определения эффективного излучения земной поверхности, влево — для определения противоизлучения атмосферы до пересечения с изотермой, соответствующей температуре зем-

ной поверхности в данный момент; абсциссы точек пересечения и дадут величины эффективного излучения земной поверхности и противоизлучения атмосферы.

По построенному графику были определены величины эффективного излучения земной поверхности для тех случаев, для которых вычислялось эффективное излучение по всем диаграммам, теоретическим и эмпирическим формулам. Результаты даны в той же табл. 2.

Среднее отклонение величин эффективного излучения земной поверхности, полученных с помощью графика, от фактически измеренных величин составляет $0,026 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$ (32%).

Как показывает табл. 2, график дает величины эффективного излучения земной поверхности, более близкие к фактически измеренным величинам, чем эмпирические формулы.

В 1948 г. Больц и Фалькенберг производили наблюдения над эффективным излучением в Варнемюнде с помощью балансомера последней конструкции (вибрационный балансомер).

В результате ими были получены новые значения постоянных в формуле Онгстрема: $A = 0,180$; $B = 0,250$; $C = 0,126$.

Для сравнения данных, полученных по формуле Онгстрема и графику, были вычислены значения отношения противоизлучения к σT^4 при разных значениях влажности (табл. 3).

По графику отношения определены для двух температур ($+10^\circ$ и $+6^\circ$).

Как видно из табл. 3, данные хорошо согласуются. Но график обладает рядом преимуществ перед эмпирическими формулами, а именно:

- 1) он теоретически обоснован;
- 2) может быть построен при отсутствии актинометрических наблюдений, если известно среднее распределение температуры и влажности воздуха;
- 3) более прост для практического использования, поэтому может быть использован для определения величин эффективного излучения земной поверхности и противоизлучения атмосферы, необходимых для климатологических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Оболенский В. Н. Курс метеорологии для вузов. Гидрометеиздат, 1944.
 Белинский В. А. Динамическая метеорология. 1948.
 Динамическая метеорология, ч. 1, под редакцией Б. И. Извекова и Н. Е. Кочина. 1935.
 Брент Д. Физическая и динамическая метеорология. 1938.
 Кондратьев К. Я. Ученые зап. ЛГУ им. Жданова. сер. физич., 1949.
 Кондратьев К. Я. Научный бюлл. ЛГУ им. Жданова, № 24, 1949.
 Кондратьев К. Я. Метеорология и гидрология, № 6, 1947.
 Дмитриев А. А. Метеорология и гидрология, № 11, 1940.
 Молодецкий А. Г. Метеорология и гидрология, № 1, 1939.
 Кастров В. Метеорология и гидрология, № 1, 1946.
 Шехтер Ф. Н. Труды ГГО, вып. 22, 1950.

Таблица 3

Отношения $\frac{P}{\sigma T^4}$, полученные по графику и формуле Онгстрема с постоянными $A = 0,180$, $B = 0,250$, $C = 0,126$

Упругость водяного пара, мм	График		Формула Онг- стрема
	$+10^\circ$	$+6^\circ$	
1	0,625	0,624	0,633
2	0,681	0,680	0,680
3	0,715	0,714	0,715
4	0,738	0,736	0,742
5	0,756	0,756	0,763
6	0,772	0,770	0,776
7	0,783	0,782	0,787
8	0,794	0,792	0,795
9	0,804	0,802	0,802
10	0,811	0,810	0,806

О ВВЕДЕНИИ ПОПРАВОК ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ЭФФЕКТИВНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ И ПРОТИВОИЗЛУЧЕНИЯ ПО НАЗЕМНЫМ ДАННЫМ

Потоки длинноволновой радиации в атмосфере необходимо знать для определения радиационного баланса подстилающей поверхности. Как известно, значения эффективного излучения не могут быть полностью определены наземными значениями температуры и влажности. Распределение температуры с высотой, общее содержание водяного пара в атмосфере и его распределение оказывают значительное влияние на величину эффективного излучения. Эмпирические формулы дают возможность определить эффективное излучение по данным температуры и влажности у земной поверхности.

Значения постоянных, входящих в формулы, справедливы для данного географического пункта и при тех распределениях температуры и влажности, при которых они определялись. Так, например, значения постоянных, определенные из ночных наблюдений, нельзя распространить на случаи дневных наблюдений, что долгое время оставалось без внимания.

Радиационные диаграммы имеют несомненные преимущества, так как дают возможность при использовании данных аэрологического зондирования рассчитать эффективное излучение для любого распределения температуры и влажности с высотой.

Для средних условий распределения температуры и влажности в атмосфере эффективное излучение может быть определено по графику (см. работу Е. Д. Ковалевой), который является лучшим приближением к диаграммам, так как расчеты при его построении (вертикальный градиент температуры $\gamma = 0,6^\circ/100$ м, закон распределения влажности с высотой

$$q = q_0 \cdot 10^{-\frac{z}{11,8} - \frac{z^2}{62}},$$

где q_0 — удельная влажность у земной поверхности, q — удельная влажность на высоте z км) производились по радиационной диаграмме Ф. Н. Шехтер.

Для того чтобы по эмпирическим формулам определить эффективное излучение подстилающей поверхности, необходимо вводить поправку на разность температур подстилающей поверхности и воздуха. По радиационному графику эффективное излучение определяется сразу для земной поверхности по температуре последней и влажности у земной поверхности.

В случае средних условий распределения температуры и влажности с высотой расчеты по радиационной диаграмме Ф. Н. Шехтер и по графику совпадают.

Мы поставили перед собой задачу уточнить расчеты по радиационному графику для любых распределений введением поправочного множителя, учитывающего отличие распределения температуры и влажности с высотой от нормального.

Известно, что на величину эффективного излучения наибольшее влияние оказывает изменение температурного градиента в слое 0—0,5 км или 0—1 км. Можно считать, что именно этот слой и создает различие в значениях эффективного излучения, рассчитанных по радиационной диаграмме и по графику, так как расчет значений температуры и влажности выше 1 км по формулам не вносит существенных изменений в величину эффективного излучения.

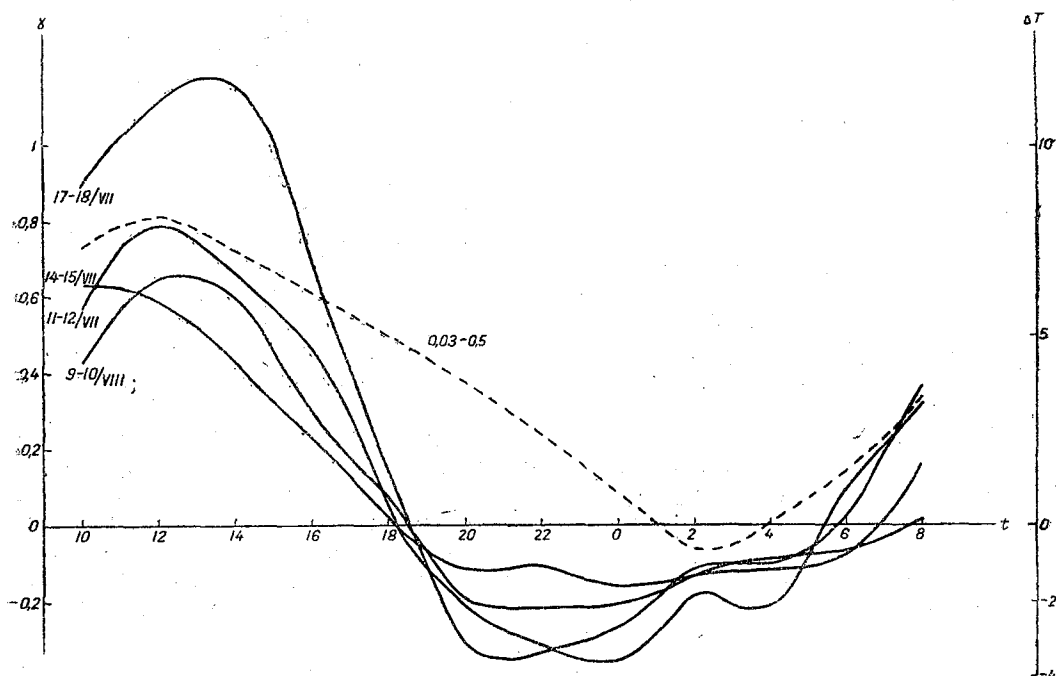


Рис. 1. Связь между градиентами температур для лета (Павловск) в слое 0—1000 м и разностью температур почва — будка (Колтуши).

Для того чтобы приблизить результаты расчетов по графику к результатам тех же расчетов по диаграмме, необходимо учитывать изменение температурного градиента слоя 0—500 м. Можно предположить, что существует определенная связь между значениями температурных градиентов в этом слое и разностью температур почва — будка. На рис. 1 нанесены изменения температур почва — будка за несколько ясных летних дней 1950 г. в Колтушах. Как показывает график, наблюдается параллельный ход изменений температур в течение всех суток за исключением часов около восхода и захода солнца, когда процессы нарушения и образования инверсий в слоях 0—2 м и 0—500 м наступают неодновременно на всех высотах, и поэтому нарушается связь между соответствующими градиентами.

Таким образом, за исключением переходных часов, можно принять разность температур почва — будка характеристикой изменений температур в слое 0—500 м. Для определения величины поправочного множителя мы вычислили значения эффективного излучения и противоизлучения по данным самолетных зондирований в Колтушах летом 1950 г. по радиационной диаграмме Ф. Н. Шехтер и одновременно по радиационному

графику. Были использованы случаи безоблачного неба и с облачностью верхнего яруса. Результаты расчетов приведены в табл. 1 и 2.

Отношения $\frac{\mathcal{E}_{\text{диагр}}}{\mathcal{E}_{\text{гр}}} = k_1$ и $\frac{P_{\text{диагр}}}{P_{\text{гр}}} = k_2$ в зависимости от ΔT были нанесены на графики; результирующие кривые этих зависимостей приведены справа и слева на бланке номограммы для определения эффективного излучения земной поверхности и противоизлучения атмосферы (см. приложение 1 в конце книги).

Таким образом для того чтобы значение эффективного излучения (и противоизлучения), полученное по графику, исправить и приблизить к значению, соответствующему данному распределению, следует ввести поправочный множитель, равный отношению $\frac{\mathcal{E}_{\text{диагр}}}{\mathcal{E}_{\text{гр}}} \left(\frac{P_{\text{диагр}}}{P_{\text{гр}}} \right)$ для соответствующей разности температур.

Разность температур земная поверхность — будка (ΔT) находим на вертикальной оси и идем по горизонтали до кривой, абсцисса точки пересечения которой и дает величину поправочного множителя (k_1 или k_2), на который нужно умножить значения эффективного излучения или противоизлучения, полученные по основному графику.

Сложнее обстоит вопрос с расчетами для случаев облачного неба. В случаях со сплошной облачностью радиационные диаграммы при использовании температуры нижней границы облачной поверхности дают возможность рассчитать эффективное излучение и противоизлучение с учетом обеих причин, определяющих их, а именно: заданного распределения температуры и влажности и влияния облачности заданной высоты и температуры.

Влияние различного распределения температуры мы можем учесть по радиационному графику, как и для случаев ясного неба, введением соответствующего поправочного множителя. Для учета влияния облачности при использовании только наземных характеристик приходится ограничиваться какими-то средними характеристиками без учета в изменениях высоты и, следовательно, температуры облачной поверхности. Поправку, учитывающую влияние облачности, следует вводить не к величине эффективного излучения

$$\mathcal{E}_n = \mathcal{E}_0(1 - cn) = (\sigma T^4 - P_0)(1 - cn),$$

где $\mathcal{E}_n$ — эффективное излучение при облачности, $\mathcal{E}_0$ — эффективное излучение при ясном небе, c — коэффициент, характеризующий влияние облачности, n — степень облачности, поскольку излучение подстилающей поверхности определяется только температурой, которая сама по себе зависит от облачности, а к величине противоизлучения

$$P_n = P_0(1 + kn),$$

где P_n — противоизлучение при облачности, P_0 — противоизлучение при ясном небе, k — коэффициент, характеризующий влияние облачности, как это и делает П. П. Кузьмин (Труды ГГИ, вып. 1, 1947 г.). Кроме того, показано рядом авторов (Дмитриев и Наровлянский, Чумакова, Больц), что линейная зависимость от степени облачности не является правильной. Как показал Больц, лучше оправдывается зависимость $P_n = P_0(1 + kn^2)$. Значения коэффициентов k , определенные нами по радиационной диаграмме по данным среднего распределения температуры и влажности (по данным, положенным в основу построения радиационного графика), для облаков нижнего и среднего ярусов соответственно равны $k_1 = 0,28$, $k_2 = 0,22$, принятые для облаков верхнего яруса $k_3 = 0,075$.

Для удобства и быстроты расчетов поправки на облачность представлены также графически. В приложении 2 (см. в конце книги) дана номо-

Таблица 1

Дата	Время ч. м.	$\mathcal{E}_{\text{диагр}}$	$\mathcal{E}_{\text{гр}}$	k_1	ΔT	Дата	Время ч. м.	$\mathcal{E}_{\text{диагр}}$	$\mathcal{E}_{\text{гр}}$	k_1	ΔT
Май						Август					
8	03 58	0,134	0,123	1,09	1,6	3	09 00	0,182	0,118	1,543	8,4
16	04 03	0,139	0,126	1,103	1,2		13 05	0,173	0,130	1,33	7,0
25	04 03	0,137	0,126	1,087	-1,2		15 31	0,155	0,122	1,27	3,3
30	04 03	0,110	0,110	1,00	-0,9		16 02	0,154	0,123	1,252	4,7
Июнь						2	19 33	0,107	0,112	0,955	-0,2
17	04 03	0,095	0,105	0,905	-0,1		20 58	0,086	0,107	0,804	8,0
21	04 07	0,146	0,120	1,216	6,0		23 01	0,106	0,106	1,00	0,7
27	04 03	0,109	0,104	1,048	0,0	7	10 58	0,174	0,126	1,381	5,4
Июль							16 03	0,161	0,127	1,268	3,2
6	04 13	0,123	0,111	1,108	1,6	9	04 03	0,085	0,106	0,802	-2,5
14	16 20	0,172	0,135	1,274	4,2		10 56	0,163	0,128	1,274	5,5
15	04 11	0,117	0,101	1,158	-1,6		20 00	0,094	0,111	0,847	-3,2
	12 58	0,187	0,139	1,345	7,7		22 59	0,087	0,113	0,77	-2,0
17	16 03	0,175	0,145	1,207	6,9	10	00 00	0,088	0,112	0,786	-3,4
	18 55	0,171	0,135	1,267	1,1		02 00	0,093	0,107	0,869	-1,4
	20 59	0,101	0,112	0,902	-5,0		04 00	0,095	0,110	0,864	-0,6
18	04 23	0,094	0,110	0,855	-3,3		06 00	0,119	0,109	1,092	1,0
	06 59	0,113	0,112	1,009	-0,9		08 00	0,139	0,121	1,149	1,3
	08 00	0,181	0,136	1,331	3,4		10 00	0,178	0,134	1,328	5,2
	13 00	0,260	0,163	1,595	14,0		12 00	0,206	0,148	1,392	7,2
	16 03	0,184	0,137	1,343	5,3		14 00	0,206	0,148	1,392	6,3
21	19 09	0,118	0,122	1,054	-1,9		16 00	0,175	0,136	1,287	3,6
	20 54	0,109	0,107	1,018	-2,0	11	04 03	0,075	0,106	0,708	-2,9
22	04 03	0,105	0,110	0,955	0,3		16 03	0,171	0,142	1,205	5,1
	09 00	0,146	0,115	1,27	3,0	16	04 05	0,102	0,100	1,02	-1,4
23	04 08	0,087	0,106	0,821	-1,6		16 02	0,145	0,120	1,208	4,1
24	11 01	0,143	0,121	1,181	3,3	18	04 03	0,063	0,098	0,643	-5,4
25	11 01	0,153	0,118	1,296	5,0		16 00	0,141	0,123	1,146	1,8
Август						19	16 01	0,149	0,133	1,12	2,5
3	00 59	0,092	0,107	0,86	-0,7	21	16 03	0,143	0,124	1,153	1,2
	03 06	0,083	0,104	0,798	-0,8	27	16 01	0,169	0,138	1,225	4,8
	04 03	0,102	0,104	0,981	-0,6						
	07 03	0,139	0,108	1,286	4,4						

Таблица 2

Дата	Время ч. м.	$P_{\text{диагр}}$	$P_{\text{гр}}$	k_2	ΔT	Дата	Время ч. м.	$P_{\text{диагр}}$	$P_{\text{гр}}$	k_2	ΔT
Май						Июль					
8	03 58	0,341	0,352	0,969	1,6	17	18 55	0,433	0,469	0,923	1,1
16	04 03	0,337	0,350	0,958	1,2		20 59	0,438	0,427	1,025	-5,0
25	04 03	0,337	0,348	0,969	-1,2	18	04 23	0,410	0,394	1,04	-3,3
30	04 03	0,380	0,380	1,00	-0,9		06 59	0,389	0,458	0,85	-0,9
Июнь							08 00	0,516	0,493	1,046	3,4
17	04 03	0,428	0,418	1,024	-0,1		13 00	0,483	0,580	0,833	14,0
21	04 07	0,408	0,434	0,94	6,0		16 03	0,484	0,531	0,912	5,3
27	04 03	0,434	0,439	0,989	0,0	21	19 09	0,482	0,488	0,988	-1,9
Июль							20 54	0,457	0,459	0,996	-2,0
6	04 13	0,405	0,417	0,995	1,6	22	04 03	0,417	0,412	1,012	0,3
14	16 20	0,449	0,486	0,924	4,2		09 00	0,481	0,512	0,94	3,0
15	04 11	0,413	0,429	0,963	-1,6	23	04 08	0,432	0,413	1,045	-1,6
	12 58	0,472	0,520	0,908	7,7	24	11 01	0,526	0,548	0,96	3,3
17	16 03	0,479	0,509	0,942	6,9	25	11 01	0,535	0,570	0,939	5,0

Дата	Время ч. м.	$\Pi_{\text{диагр}}$	$\Pi_{\text{гр}}$	k_2	ΔT	Дата	Время ч. м.	$\Pi_{\text{диагр}}$	$\Pi_{\text{гр}}$	k_2	ΔT
Август											
2	19 33	0,483	0,478	1,01	-0,2	10	00 00	0,418	0,394	1,061	-3,4
	20 58	0,470	0,449	1,046	8,0		02 00	0,411	0,397	1,035	-1,4
	23 01	0,458	0,453	1,00	0,7		04 00	0,416	0,399	1,042	-0,6
3	00 59	0,453	0,438	1,034	-0,7		06 00	0,419	0,429	0,977	1,0
	03 06	0,459	0,438	1,047	-0,8		08 00	0,449	0,467	0,961	1,3
	04 03	0,441	0,439	1,005	-0,6		10 00	0,462	0,506	0,913	5,2
	07 03	0,476	0,507	0,939	4,4		12 00	0,468	0,526	0,89	7,2
	09 00	0,486	0,550	0,884	8,4		14 00	0,466	0,524	0,889	6,3
	13 05	0,503	0,546	0,921	7,0		16 00	0,467	0,506	0,923	3,6
	15 31	0,488	0,521	0,936	3,3	11	04 03	0,433	0,402	1,077	-2,9
7	10 58	0,436	0,484	0,901	5,4		16 03	0,472	0,501	0,942	5,1
	16 02	0,489	0,520	0,94	4,7	16	04 05	0,429	0,431	0,995	-1,4
9	16 03	0,446	0,480	0,929	3,2	18	04 03	0,446	0,411	1,085	-5,4
	04 03	0,424	0,403	1,052	-2,5		16 00	0,517	0,535	0,966	1,8
	10 56	0,494	0,529	0,934	5,5	19	16 01	0,515	0,531	0,97	2,5
	20 00	0,434	0,417	1,04	-3,2	16	16 02	0,513	0,538	0,953	4,1
10	22 59	0,424	0,398	1,065	-2,0	21	16 03	0,485	0,504	0,962	1,2
						27	16 01	0,469	0,500	0,938	4,8

грамма для определения эффективного излучения и противоизлучения при облачном небе. В правом верхнем углу помещен ключ, поясняющий пользование этой номограммой.

На горизонтальной оси отложены значения противоизлучения, в первом нижнем углу — значения kn^2 в зависимости от степени облачности n . Наклонные прямые в нижней части графика представляют собой произведения $\Pi_0(1+kn^2)$ для соответствующих значений n ; значения противоизлучения на оси у основания наклонной соответствуют Π_0 .

От значения Π_n нам нужно перейти к значению $\mathcal{E}_n$. Наклон прямых в верхней части графика определяется значением σT^4 и выбран так, чтобы на вертикальной оси получалась разность, равная $\mathcal{E}_n = \sigma T^4 - \Pi_n$.

Если нам нужно рассчитать, например, эффективное излучение при облачности $\frac{4}{4}$ Sc при $t = 31,2$, $t_2 = 23,3$, $e = 14,1$ мб, то прежде всего найдем значение противоизлучения при ясном небе 0,577, поправочный множитель $k_2 = 0,90$, $\Pi_0 k_2 = 0,519$. Дальше в нижнем левом углу находим на шкале n значение $n = 4$, восстанавливаем перпендикуляр до пересечения с кривой, соответствующей нижнему ярусу. От точки пересечения идем вправо до пересечения с наклонной, соответствующей значению противоизлучения при ясном небе 0,519.

Из точки пересечения восстанавливаем перпендикуляр до пересечения с наклонной в верхней части графика, соответствующей температуре земной поверхности. Дальше идем вправо и на шкале $\mathcal{E}_n$ отсчитываем значение эффективного излучения 0,168, соответствующее нашим заданным условиям.

ЧИСЛЕННЫЕ МЕТОДЫ РАСЧЕТА ТЕПЛОТДАЧИ ПОЧВЫ

Под теплоотдачей поверхности почвы мы подразумеваем величину, математическое выражение которой

$$R(t) = -c_1 \rho_1 a^2 \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0}, \quad (1)$$

где $T(z, t)$ — температура почвы, z — глубина ($z=0$ — поверхность почвы), t — время, отсчитываемое от некоторого начального момента, $c_1 \rho_1$ — объемная теплоемкость почвы, a^2 — коэффициент температуропроводности.

В этой работе мы предлагаем аналитический способ расчета теплоотдачи поверхности почвы, если известно распределение температуры почвы по вертикали в выбранный начальный момент и температурный ход по времени на поверхности почвы. Предполагается также, что известны характеристики почвы: объемная теплоемкость и температуропроводность. Таким образом, эта работа является развитием работы Д. Л. Лайхтмана [1] в сторону ее практического применения.

Так же как и в работе Д. Л. Лайхтмана [1], автор исходит из известного решения для температуры поверхности почвы при задании начального распределения и теплоотдачи поверхности почвы:

$$T_0(t) = \frac{1}{a\sqrt{\pi t}} \int_0^\infty \tau_0(z) e^{-\frac{z^2}{4a^2 t}} dz + \frac{1}{ac_1 \rho_1 \sqrt{\pi}} \int_0^t \frac{R(\theta) d\theta}{\sqrt{t-\theta}}, \quad (2)$$

где $\tau_0(z)$ — начальное распределение температуры, $T_0(t)$ — температура поверхности почвы.

Задача состоит в том, чтобы определить неизвестную функцию $R(\theta)$, входящую под знаком интеграла. Перепишем уравнение (2) в виде:

$$\int_0^t \frac{Q(\theta) d\theta}{\sqrt{t-\theta}} = a\sqrt{\pi} [T_0(t) - E(t)], \quad (3)$$

где введены обозначения:

$$Q(\theta) = \frac{R(\theta)}{c_1 \rho_1}; \quad E(t) = \frac{1}{a\sqrt{\pi t}} \int_0^\infty \tau_0(z) e^{-\frac{z^2}{4a^2 t}} dz. \quad (4)$$

Величину $Q(\theta)$ — отношение теплоотдачи к объемной теплоемкости почвы — мы в дальнейшем будем называть приведенной теплоотдачей почвы. Об определении именно этой величины будет речь в этой статье. Очевидно, что по известной объемной теплоемкости почвы легко найти и действительную теплоотдачу почвы, если найдена приведенная теплоотдача.

Уравнение (3) есть интегральное уравнение типа Абеля, решение которого известно [2].

В нашем случае имеем:

$$Q(t) = \frac{d}{dt} \left[\frac{a}{\sqrt{\pi}} \int_0^t M(\theta) \frac{d\theta}{\sqrt{t-\theta}} \right], \quad (5)$$

где обозначено:

$$M(\theta) = T_0(\theta) - E(\theta). \quad (6)$$

Из (5) легко также получить выражение для суммарной (интегральной) теплоотдачи (приведенной):

$$S(t) = \int_0^t Q(\theta) d\theta = \frac{a}{\sqrt{\pi}} \int_0^t M(\theta) \frac{d\theta}{\sqrt{t-\theta}}. \quad (7)$$

В этой работе мы даем численные методы расчета величин $S(t)$ и $Q(t)$, основанных на формулах (7) и (5). Интегралы, входящие в (7) и (5), мы вычисляем приближенно. Для теплоотдачи $Q(t)$ (5) мы даем два выражения с разными степенями точности, а для суммарной теплоотдачи (7) — три.

Дальнейшее изложение мы разбиваем на три раздела: первый включает вывод приближенных формул для $S(t)$ и $Q(t)$, которые мы условно называем формулами трапеций, второй — вывод приближенных формул для тех же величин, названных нами формулами парабол (смысл этих названий будет ясен из дальнейшего); третий раздел содержит вывод приближенной формулы расчета $S(t)$, основанной на формуле Чебышева приближенного вычисления интегралов [3].

Приближенные формулы для расчета $S(t)$ и $Q(t)$, основанные на формулах трапеций

Разобьем промежуток интегрирования $(0, t)$ в формулах (5) и (7) на n равных частей и предположим, что функцию $M(\theta)$ между двумя последовательными точками деления t_k и t_{k+1} можно представить отрезком прямой, тогда для интегралов

$$\bar{S}(t) = \int_0^t M(\theta) \frac{d\theta}{\sqrt{t-\theta}} \quad \text{и} \quad \bar{Q}(t) = \frac{d}{dt} \int_0^t M(\theta) \frac{d\theta}{\sqrt{t-\theta}}$$

получим следующие приближенные выражения, вывод которых здесь не приводим:

$$\bar{S}(t) = \frac{4}{3} \sqrt{\varepsilon} \left\{ M(t) + a(n) M(0) + \sum_{k=1}^{k=n-1} a_k M(t - k\varepsilon) \right\}, \quad (8)$$

$$\bar{Q}(t) = \frac{2}{\sqrt{\varepsilon}} \left\{ M(t) - b(n) M(0) - \sum_{k=1}^{k=n-1} b_k M(t - k\varepsilon) \right\}, \quad (9)$$

где n — число равных частей деления промежутка интегрирования $(0, t)$, $\varepsilon = \frac{t}{n}$ — расстояние между последовательными точками деления (цена делений), k — порядковый номер слагаемого суммы.

$$a(n) = (n-1)^{3/2} - n^{3/2} + \frac{3}{2} n^{1/2}, \quad (10)$$

$$b(n) = n^{1/2} - (n-1)^{1/2} - \frac{1}{2} n^{-1/2}, \quad (11)$$

$$a_k = (k+1)^{3/2} + (k-1)^{3/2} - 2k^{3/2}, \quad (12)$$

$$b_k = 2k^{1/2} - (k+1)^{1/2} - (k-1)^{1/2}, \quad (13)$$

Следует заметить, что формулы (8) и (9) не есть обычные формулы трапеций для приближенного вычисления интегралов, ибо последние для интегралов (7) и (5) неприменимы ввиду наличия особенностей подинтегральной функции $\frac{M(\theta)}{\sqrt{t-\theta}}$ при $\theta = t$. Это замечание относится также и ко второй группе наших формул, о которых речь ниже.

На основании (8) и (9) получаем следующие приближенные формулы для расчета интегральной теплоотдачи почвы $S(t)$ и теплоотдачи в данный момент $Q(t)$ (приведенных):

$$S(t) = \frac{4a}{3} \sqrt{\frac{e}{\pi}} \left\{ M(t) + a(n) M(0) + \sum_{k=1}^{k=n-1} a_k M(t - k\varepsilon) \right\}, \quad (14)$$

$$Q(t) = \frac{2a}{\sqrt{\pi\varepsilon}} \left\{ M(t) - b(n) M(0) - \sum_{k=1}^{k=n-1} b_k M(t - k\varepsilon) \right\}. \quad (15)$$

Не останавливаясь на технике расчета по этим формулам, о которой речь будет ниже, перейдем ко второй группе формул.

Приближенные формулы расчета $S(t)$ и $Q(t)$, основанные на формулах параболы

Здесь промежуток интегрирования $(0, t)$ разбиваем на четное число частей $2m$ и предполагаем, что функция $M(\theta)$ представлена как парабола второй степени, проходящая через каждые три последовательные точки деления.

В этом предположении получаем для величин $Q(t)$ и $S(t)$ следующие формулы:

$$S(t) = \frac{4}{5} a \sqrt{\frac{2\omega}{\pi}} \left\{ M(t) + \delta(m) M(0) + \sum_{k=1}^{k=2m-1} \delta_k M(t - k\omega) \right\}, \quad (14')$$

$$Q(t) = \frac{5}{3} a \sqrt{\frac{2}{\pi\omega}} \left\{ M(t) + \gamma(m) M(0) - \sum_{k=1}^{k=2m-1} \gamma_k M(t - k\omega) \right\}, \quad (15')$$

где $2m$ — число частей (четное) деления промежутка интегрирования $(0, t)$, $\omega = \frac{t}{2m}$ — цена делений,

$$\delta(m) = \frac{5}{2} m^{1/2} - \frac{5}{3} [3m^{3/2} + (m-1)^{3/2}] + \frac{8}{3} [m^{5/2} - (m-1)^{5/2}], \quad (16)$$

$$S_k = \left\{ \begin{aligned} &\frac{20}{3} \left\{ [i^{3/2} + (i-1)^{3/2}] - \frac{4}{5} [i^{5/2} - (i-1)^{5/2}] \right\} \text{ при } k = 2i - 1 \text{ (нечетном)} \\ &\frac{5}{3} \left\{ \frac{8}{5} [(i+1)^{5/2} - (i-1)^{5/2}] - [(i+1)^{3/2} + 6i^{3/2} + (i-1)^{3/2}] \right\} \text{ при } k = 2i \text{ (четном)} \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

$$\gamma(m) = \frac{8}{5} [m^{3/2} - (m-1)^{3/2}] - \frac{3}{5} [3m^{1/2} + (m-1)^{1/2}] + \frac{3}{10} m^{-1/2}, \quad (18)$$

$$\gamma_k = \left\{ \begin{aligned} &\frac{12}{5} \left\{ \frac{4}{3} [i^{3/2} - (i-1)^{3/2}] - [i^{1/2} + (i-1)^{1/2}] \right\} \text{ при } k = 2i - 1 \text{ (нечетном)} \\ &\frac{3}{5} \left\{ \frac{8}{5} [(i-1)^{3/2} + (i+1)^{3/2}] + [(i+1)^{1/2} + (i-1)^{1/2}] + 6i^{1/2} \right\} \text{ при } k = 2i \text{ (четном)} \end{aligned} \right\} \quad (19)$$

Формулы (14') и (15') дают, вообще говоря, более точные значения функций $S(t)$ и $Q(t)$ (при одном и том же числе делений промежутка интегрирования).

Формула для расчета суммарной приведенной теплодачи почвы $S(t)$, основанной на формуле Чебышева

Сделаем в интеграле (7) следующую замену переменной:

$$Q = t \left[1 - \frac{(1+x)^2}{4} \right],$$

где x — новая переменная; вместо (7) получим:

$$S(t) = \sqrt{t} \int_{-1}^1 M(\sigma) dx, \quad (7')$$

где положено $\sigma = 1 - \frac{(1+x)^2}{4}$.

Применяя к (7') формулу Чебышева [3], получим следующую расчетную формулу:

$$S(t) = \frac{2a\sqrt{t}}{n\sqrt{\pi}} \sum_{i=1}^{i=n} M(\theta_i), \quad (20')$$

где обозначено: n — число ординат, взятых в формуле Чебышева, $M(\theta_i)$ — значение функции $M(\theta)$ при $\theta = \theta_i$, где $\theta_i = \sigma_i t$ и t — заданное время, для которого считается $S(t)$, а $\sigma_i = 1 - \frac{(1+x_i)^2}{4}$, где x_i — i -ая ордината формулы Чебышева.

Взяв число ординат $n=6$, что, как показывают вычисления, дает достаточную точность, мы получим следующую формулу:

$$S(t) = \frac{a\sqrt{t}}{3\sqrt{\pi}} [M(\theta_1) + M(\theta_2) + M(\theta_3) + M(\theta_4) + M(\theta_5) + M(\theta_6)]. \quad (20)$$

Таким образом, чтобы вычислить суммарную приведенную теплоотдачу почвы $S(t)$ для момента времени t , необходимо найти значения функции $M(\theta)$ при шести определенных значениях θ , сложить их и умножить на $\frac{a\sqrt{t}}{3\sqrt{\pi}}$. Очевидно, что значения величин θ_i ($i = 1, 2, \dots, 6$) зависят от времени t . В приложении 4 (стр. 64) даются значения этих шести чисел для различных значений времени t , рассчитанных по приведенной выше формуле

$$\theta_i = t \left[1 - \frac{(1+x_i)^2}{4} \right].$$

Для расчета величин теплоотдачи $S(t)$ и $Q(t)$ по любой из предложенных формул, необходимо знать значения функции $M(\theta)$ для времени θ от $\theta=0$ до данного $\theta=t$. Из соотношения (6) видно, что для этого должна быть известна функция $E(t)$, определяемая по формуле (4). Что касается функции $T_0(t)$ — температуры поверхности почвы, то мы считаем ее заданной величиной.

Формула (4) может быть переписана в виде

$$E(t) = \int_{\Phi|_{z=0}}^{\Phi|_{z=\infty}} \tau_0(z) d\Phi\left(\frac{z}{2a\sqrt{t}}\right),$$

где $\Phi\left(\frac{z}{2a\sqrt{t}}\right)$ есть функция Крампа, так что

$$\Phi\left(\frac{z}{2a\sqrt{t}}\right)\Big|_{z=0} = 0 \text{ и } \Phi\left(\frac{z}{2a\sqrt{t}}\right)\Big|_{z=\infty} = 1$$

и, следовательно, имеем:

$$E(\xi) = \int_0^1 \tau_0(z) d\Phi\left(\frac{z}{\xi}\right), \quad (4')$$

где $\xi = 2a\sqrt{t}$

Очевидно, что последний интеграл есть функция только одного параметра ξ [при заданном начальном распределении $\tau_0(z)$]. Применяя к нему формулу Чебышева, получим:

$$E(\xi) = \frac{1}{l} \sum_{i=1}^{i=l} \tau_0(z) \Big|_{z=m_i\xi}, \quad (21)$$

где l — число ординат формулы Чебышева; i — порядковый номер; $m_i = \Phi^*\left(\frac{S_i+1}{2}\right)$, где Φ^* — функция, обратная функции Крампа; S_i — i -ая ордината формулы Чебышева.

Таким образом, $E(t)$ или, что то же самое, $E(\xi)$, для определенного значения ξ , находится как среднее арифметическое между l значениями температуры почвы в начальный момент на разных глубинах. Эти глубины определяются соотношением $z_i = m_i \xi$ ($i = 1, 2, \dots, l$).

Как показал опыт вычисления, для получения $E(t)$ с точностью $\pm 0,1^\circ$, достаточно положить $l = 6$, т. е. взять для формулы Чебышева шесть ординат, тогда для чисел m_i получим следующие значения, приведенные в табл. 1 (в таблице показан ход вычисления этих чисел).

Таблица 1

i	1	2	3	4	5	6
S_i	—0,8662	—0,4225	—0,2666	0,2666	0,4225	0,8662
$\frac{1+S_i}{2}$	0,0639	0,2888	0,3667	0,6333	0,7112	0,9331
m_i	0,0594	0,2618	0,03374	0,6383	0,7500	1,295

Теперь приведем примеры расчета теплоотдачи. Поскольку четыре из пяти полученных формул, а именно (14), (14'), (15) и (15') однотипны, покажем, как рассчитать приведенную теплоотдачу по формуле (15'). Очевидно, что порядок расчета по другим трем формулам будет такой же, за исключением того, что множители при функциях M будут другие. Затем приведем пример расчета по формуле (20). Исходные данные следующие:

1) коэффициент температуропроводности почвы $a^2 = 12,6 \text{ см}^2/\text{сек.}$;

2) распределение температуры почвы по глубине в начальный момент (20 час.) дано в табл. 2;

3) температура поверхности почвы (время t отсчитывается в часах от начального момента — 20 час.) приведена в табл. 3.

Таблица 2

z в см...	0	2	5	7	10	15	20
$\tau_0(z)$...	12,8	16,0	18,2	18,9	19,0	18,3	16,7

Таблица 3

t ...	0	1	2	3	4	5	6
$T_0(t)$...	12,8	10,5	9,2	8,4	7,8	7,3	6,8

По этим данным рассчитаем приведенную теплоотдачу $Q(t)$ для $t=6$ (т. е. через 6 час. от начального момента). Вычисления приводим в последовательности:

а) Вычисляем ход функции $E(\xi)$ в зависимости от ξ . Для удобства берем $\xi=5, 10, 15, 20$ см. Ход вычисления $E(\xi)$ виден из табл. 4, где даны температуры почвы в начальный момент на соответствующих шести глубинах [в приложении 3 (стр. 63) дается таблица этих глубин для различных значений ξ в см].

Таблица 4

$\xi \backslash t$	1	2	3	4	5	6	Σ	$E(\xi)$
5	13,4	15,1	15,7	17,1	17,6	18,3	97,2	16,3
10	13,9	16,6	17,4	18,7	19,0	18,7	104,3	17,4
15	14,3	17,7	18,3	19,0	18,9	16,9	105,1	17,5
20	14,9	18,3	18,9	18,7	18,3	15,0	104,1	17,4

б) Вычисляем функцию $M(t)$, определяемую (6). Ход вычислений виден из табл. 5.

Таблица 5

$\xi \backslash t$	0	1	2	3	4	5	6
ξ	—	7,1	10,0	12,3	14,2	15,9	17,4
$E(t) = E(\xi)$	12,8	16,9	17,4	17,5	17,5	17,5	17,4
$T_0(t)$	12,8	10,5	9,2	8,4	7,8	7,3	6,8
$M(t)$	0	-6,4	-8,2	-9,1	-9,7	-10,2	-10,6

в) Разбиваем промежуток времени t (6 час.) на шесть частей, т. е. $\omega=1$ часу и $m=3$, тогда формула (15') здесь примет вид:

$$Q(6) = \frac{5}{3} \sqrt{\frac{2 \cdot 12,6}{\pi}} \frac{1}{1} \{ M(6) - \gamma(3)M(0) - \gamma_1 M(5) - \gamma_2 M(4) - \\ - \gamma_3 M(3) - \gamma_4 M(2) - \gamma_5 M(1) \}.$$

Подставляя численные значения $M(t)$, найденные выше, и чисел γ , которые приводятся в приложении 2 (стр. 63), получим, что:

$M(0) = T_0(0) - E(0)$ всегда равно нулю, ибо $E(0) = T_0(0)$;

$$Q(6) = 1,33 \sqrt{12,6} \{ -10,6 - 0,800 \cdot (-10,2) - (-0,0770) \cdot (-9,7) - 0,569 \times \\ \times (-9,1) - 0,0166(-8,2) - 0,0257(-6,4) \} = 4,73(-10,6 + 8,16 - 0,75 + 0,52 + \\ + 0,14 + 0,16) = 4,73 \cdot (-2,37)$$

или

$$Q(6) = -11,2 \text{ см} \cdot \text{град/час.}$$

Для сравнения вычислим эту же величину по формуле „трапеций“ (15), разбив промежуток $t=6$ также на 6 частей, т. е. $n=6$ и $\varepsilon=1$; получим (коэффициенты b даны в приложении 1 на стр. 63):

$$Q(6) = 1,13 \sqrt{12,6} \{-10,6 - 0,586(-10,2) - 0,0963(-9,7) - 0,0500(-9,1) - 0,0318(-8,2) - 0,0227(-6,4)\},$$

откуда

$$Q(6) = 4,00 \{-10,6 + 5,97 + 0,93 + 0,46 + 0,26 + 0,15\} = -4,00 \cdot 2,83 = -11,3 \text{ см} \cdot \text{град/час.}$$

Далее рассчитаем значение $S(t)$ по тем же данным по всем трем имеющимся формулам.

1) По формуле (14):

$$\begin{aligned} S(6) &= \frac{4 \sqrt{12,6 \cdot 1}}{3 \sqrt{\pi}} \{-10,6 + 0,828(-10,2) + \\ &+ 0,539 \cdot (-9,7) + 0,436(-9,1) + 0,376(-8,2) + 0,0336 \cdot (-6,4)\} = \\ &= 2,665 \{-10,60 - 8,45 - 5,23 - 3,97 - 3,08 - 2,15\} = 2,665(-33,48) \end{aligned}$$

или

$$S(6) = -89,2 \text{ град} \cdot \text{см.}$$

2) По формуле (14'):

$$\begin{aligned} S(6) &= \frac{4}{5} \sqrt{\frac{2 \cdot 1 \cdot 12,6}{\pi}} \{-10,60 + 1,333(-10,2) + 0,371(-9,7) + \\ &+ 0,686(-9,1) + 0,291(-8,2) + 0,529(-6,4)\} = \\ &= 2,265 \{-10,60 - 13,60 - 3,60 - 6,24 - 2,38 - 3,38\} = 2,265(-39,80) \end{aligned}$$

или

$$S(6) = -90,1 \text{ град} \cdot \text{см.}$$

3) В заключение рассчитаем $S(6)$ по формуле (20).

Так как здесь $t=6$, то из приложения 4 (стр. 64) следует, что функция $M(\theta)$ должна быть определена для следующих шести моментов θ (в часах): 0,77; 2,98; 3,59; 5,19; 5,50 и 5,97. Поскольку из предыдущего $M(\theta)$ известны для $\theta=0, 1, 2, 3, 4, 5$ и 6 часов, то найдя отсюда интерполированием значения $M(\theta)$ для указанных шести моментов и подставляя их в формулу (20), получим:

$$\begin{aligned} S(6) &= \frac{\sqrt{12,6 \cdot 6}}{3 \sqrt{\pi}} [M(0,77) + M(2,98) + M(3,59) + \\ &+ M(5,19) + M(5,50) + M(5,97)] = \\ &= 1,637 [-5,80 - 9,10 - 9,45 - 10,28 - 10,40 - 10,59] \end{aligned}$$

или

$$S(6) = -1,637 \cdot 55,62 = -91,0 \text{ град} \cdot \text{см.}$$

Таким образом, из приведенных примеров, а также из опыта вычислений по предложенным формулам можно заключить следующее: формулы трапеций и парабол для теплоотдачи в данный момент $Q(t)$ и для суммарной теплоотдачи $S(t)$, в пределах требуемой точности вычислений (относительные ошибки — порядка 1%), дают согласные результаты, если число частей n деления промежутка интегрирования не менее трех—четырех; формулы „парабол“ при одинаковом числе делений n , вообще говоря, более точны.

Что касается формулы (20) для расчета $S(t)$, то точность ее, как правило, превосходит точность остальных формул (при числе n

не более 6—8). Недостатком последней является то, что она, в отличие от формул трапеций и парабол, не позволяет использовать непосредственно наблюдаемые температуры поверхности почвы, которые в этом случае приходится интерполировать на шести неравномерно отстоящих друг от друга моментах времени θ .

При достаточно частых наблюдениях температуры поверхности почвы для расчета $S(t)$ предпочтительнее, все же, пользоваться формулой (20), ибо она обеспечивает достаточную точность и несколько проще [ввиду отсутствия множителей при $M(\theta)$], чем формулы (14) и (14').

ЛИТЕРАТУРА

1. Труды ГГО, вып. 22 (84), 1950.
 2. Смирнов В. И. Курс высшей математики, т. II, 1932.
 3. Крылов А. Н. Лекции о приближенных вычислениях. 1933.
-

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Значения коэффициентов a_k и b_k для расчетов величин $S(t)$ и $Q(t)$
по формулам трапеций

k	a_k	b_k	k	a_k	b_k
1	0,8284	0,5858	10	0,237	0,0080
2	0,5394	0,0963	11	0,226	0,0069
3	0,4360	0,0500	12	0,216	0,0060
4	0,3765	0,0318	13	0,208	0,0053
5	0,3363	0,0227	14	0,200	0,0048
6	0,3068	0,0171	15	0,1935	0,0043
7	0,2837	0,0137	16	0,1875	0,0039
8	0,2655	0,0110	17	0,1820	0,0038
9	0,250	0,0092	18	0,1770	0,0032

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Значения величин δ_k и γ_k для расчетов величин $S(t)$ и $Q(t)$
по формулам парабол

k	δ_k	γ_k	k	δ_k	γ_k
1	1,3333	0,8000	8	0,2078	0,00617
2	0,3709	-0,07696	9	0,3932	0,01052
3	0,6863	0,05685	10	0,1860	
4	0,2914	0,01656	11	0,3555	
5	0,5286	0,02558	12	0,1666	
6	0,2395	0,00940	13	0,3270	
7	0,4461	0,01539	14	0,1574	
			15	0,3044	

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

[Для вычисления функции $E(\xi)$]

Значения глубин z_i в см, на которых фиксируется температура почвы в начальный момент, для различных значений параметра ξ в см

ξ \ i	1	2	3	4	5	6	ξ \ i	1	2	3	4	5	6
2,5	0,15	0,66	0,84	1,60	1,88	3,24	20,0	1,19	5,94	6,75	12,8	15,0	25,9
5,0	0,30	1,31	1,69	3,20	3,75	5,18	22,5	1,34	5,90	7,60	14,4	16,9	29,2
7,5	0,45	1,96	2,53	4,80	5,62	9,72	25,0	1,49	6,55	8,44	16,0	18,8	32,4
10,0	0,59	2,62	3,37	0,40	7,50	13,0	30,0	1,78	7,86	10,1	19,2	22,5	38,9
12,5	0,74	3,28	4,22	8,00	9,38	16,2	35,0	2,08	2,16	11,8	22,4	26,3	45,3
15,0	0,89	3,93	5,07	9,60	11,2	19,4	40,0	2,38	10,5	13,5	25,6	30,0	51,8
17,5	1,04	4,60	5,91	11,2	13,1	22,7							

ПРИЛОЖЕНИЕ 4

[Для расчета $S(t)$]

Значения чисел θ_i в часах, для которых фиксируется функция $M(\theta)$
(для различных значений времени t в часах)

$t \backslash i$	1	2	3	4	5	6	$t \backslash i$	1	2	3	4	5	6
0,5	0,06	0,25	0,30	0,43	0,46	0,50	11,0	1,42	5,47	6,58	9,51	10,1	11,0
1,0	0,13	0,50	0,60	0,86	0,92	1,00	12,0	1,55	5,97	7,18	10,4	11,0	11,9
1,5	0,19	0,75	0,90	1,30	1,37	1,49	13,0	1,68	6,46	7,78	11,2	11,9	12,9
2,0	0,26	0,99	1,20	1,73	1,83	1,99	14,0	1,80	6,96	8,38	12,1	12,8	13,9
2,5	0,32	1,24	1,50	2,16	2,29	2,49	15,0	1,93	7,46	8,98	13,0	13,7	14,9
3,0	0,39	1,49	1,80	2,60	2,75	2,99	16,0	2,06	7,95	9,58	13,8	14,6	15,9
3,5	0,45	1,74	2,09	3,03	3,20	3,48	17,0	2,19	8,45	10,2	14,7	15,5	16,9
4,0	0,52	1,98	2,39	3,46	3,66	3,98	18,0	2,32	8,95	10,8	15,6	16,5	17,9
4,5	0,58	2,73	2,69	3,89	4,12	4,48	19,0	2,45	9,45	11,4	16,4	17,4	18,9
5,0	0,64	2,48	2,99	4,32	4,58	4,98	20,0	2,58	9,95	12,0	17,3	18,3	19,9
6,0	0,77	2,98	3,59	5,19	5,50	5,97	21,0	2,71	10,4	12,6	18,2	19,2	20,9
7,0	0,90	3,47	4,18	6,05	6,41	6,97	22,0	2,84	10,9	13,2	19,0	20,1	21,9
8,0	1,03	3,97	4,78	6,92	7,32	7,97	23,0	2,97	11,4	13,8	19,9	21,0	22,9
9,0	1,16	4,47	5,38	7,78	8,23	8,96	24,0	3,10	11,9	14,4	20,8	22,0	23,9
10,0	1,29	4,97	5,98	8,65	9,16	9,96							

СВЯЗЬ ТЕПЛООТДАЧИ И ЭФФЕКТИВНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

Изучение особенностей теплоотдачи показало, что в ясные и малооблачные дни теплоотдача почвы достигает максимального значения около захода солнца, а затем в течение ночи убывает пропорционально корню квадратному из времени, прошедшего от начального момента отсчета. Эффективное излучение в ночную часть суток слабо убывает и имеет порядок $0,100-0,150$ кал/см² · мин.

Обычно в момент захода солнца теплоотдача почвы по абсолютной величине несколько больше эффективного излучения, независимо от того, ясные это или малооблачные дни. Облачность одинаково влияет в сторону уменьшения абсолютной величины обоих компонентов. Разность между теплоотдачей почвы и эффективным излучением в момент захода — величина мало меняющаяся. В ночном ходе эффективного излучения и теплоотдачи почвы всегда настает момент, примерно час-два после захода солнца, когда по абсолютной величине они становятся равными. В связи с этим оказалось возможным определять теплоотдачу почвы по эффективному излучению, когда ее нельзя определить по данным распределения температуры почвы для ясных и малооблачных дней. Эффективное излучение определяется сравнительно точно для ночной части суток. Оно в весьма значительной степени зависит от температуры поверхности почвы и абсолютной влажности воздуха: с ростом температуры, при постоянной абсолютной влажности, эффективное излучение увеличивается; с ростом абсолютной влажности, при постоянной температуре, эффективное излучение уменьшается. Кроме этого, на эффективное излучение влияет распределение температуры воздуха по высоте и облачность, особенно нижняя.

Рекомендуется определять эффективное излучение при наличии данных зондирования атмосферы по радиационной диаграмме Ф. Н. Шехтер. Если же данных зондирования нет, тогда можно пользоваться радиационным графиком Е. Д. Ковалевой. Вычисления по графику просты, удобны и достаточно точны.

Результаты наблюдений

Теплоотдача рассчитывалась по новой аналитической формуле с большой точностью. Порядок величины теплоотдачи в момент захода солнца $0,100-0,150$ кал/см² · мин.

Сравнение хода теплоотдачи и эффективного излучения проводилось по трем станциям: Колтуши — метстанция, Тбилиси — обсерватория, Арысь — экспедиционные наблюдения. При сравнении принимались во внимание только абсолютные значения обеих величин.

В ночные часы тепловой баланс деятельной поверхности в уравнении:

$$S = B + P + U,$$

где S — радиационный баланс, B — теплоотдача почвы, P — теплообмен между почвой и воздухом, U — испарение, конденсация, — осуществляется, главным образом, через эффективное излучение и теплоотдачу почвы, компоненты же испарение и теплообмен между почвой и воздухом малы по абсолютной величине из-за ночной инверсии, которая задерживает вертикальные перемещения воздуха.

Ночью уравнение теплового баланса деятельной поверхности с учетом направлений потоков принимает вид:

$$B + P = S + U.$$

Эффективное излучение в момент захода солнца меньше теплоотдачи почвы приблизительно на величину испарения, учитывая, что теплообмен между почвой и воздухом незначителен. В тот момент, когда испарение близко к нулю (в пустынной зоне это наступает раньше), теплоотдача почвы равняется эффективному излучению.

Колтуши

Наблюдения производились летом 1950 г. Разность между теплоотдачей почвы и эффективным излучением в момент захода солнца равнялась $0,024 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$; спустя 1 час 40 мин. после захода солнца эффективное излучение равнялось по абсолютной величине теплоотдаче почвы (табл. 1). В промежуток времени от 20 до 24 час. разность между температурой поверхности почвы и температурой воздуха в среднем составляла $-0,5^\circ \text{C}$.

Таблица 1

Разности в $\text{кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$ между теплоотдачей почвы и эффективным излучением
Колтуши, 1950 г.

Дата	В момент захода солнца	Через 30 мин.	1 ч. 00 м.	1 ч. 30 м.	2 ч. 00 м.	Переход через 0	Облачность
15—16/VII	0,025	0,014	0,009	0,002	—0,003	1 ч. 40 м.	2/0
4—5/VIII	0,025	0,005	—0,005	—0,011	—0,014	1 50	0/0
9—10/VIII	0,027	0,018	0,009	0,004	0,000	2 00	2/1
11—12/VIII	0,029	0,018	0,010	0,005	0,002	2 25	1/1
16—17/VIII	0,029	0,014	0,004	—0,006	—0,013	1 10	0/0
26—27/VIII	0,011	0,007	0,005	0,002	0,000	1 48	2/1
Среднее	0,024	0,013	0,005	0,001	—0,005	1 40	$\pm 25 \text{ м.}$

Тбилиси

Использованы данные наблюдений за летние месяцы одного года, взяты ясные и малооблачные сутки. В момент захода солнца разность между теплоотдачей почвы и эффективным излучением равнялась $0,023 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$; спустя 1 час 15 мин. после захода солнца они становятся равными (табл. 2). Из-за особенности местоположения станции

возникающий сток холодного воздуха с гор приводит к тому, что разности температур почвы и воздуха имеют положительные значения.

Таблица 2

Разности в кал/см²-мин. между теплоотдачей почвы и эффективным излучением

Тифлис, 1888 г.

Дата	В момент захода солнца	Через 30 м.	1 ч. 00 м.	1 ч. 30 м.	2 ч. 00 м.	Переход через 0	Скорость ветра, м/сек.
Июль							
ср. мес.	0,029	0,014	0,007	0,0	—0,006	1 ч. 30 м.	
8/VII	0,024	0,013	0,004	—0,005	—0,010	1 12	0,0
9/VII	0,026	0,016	0,009	0,0	—0,005	1 30	1,0
11/VII	0,031	0,022	0,011	0,0	—0,008	1 30	2,0
12/VII	0,019	0,010	0,003	—0,005	—0,010	1 10	2,0
20/VII	0,025	0,016	0,009	0,0	—0,003	1 30	1,0
5/VIII	0,025	0,013	0,002	—0,005	—0,014	1 08	1,0
7/VIII	0,017	0,005	—0,002	—0,011	—0,016	52	1,0
10/VIII	0,018	0,007	—0,001	—0,009	—0,015	54	0,0
19/VIII	0,022	0,013	0,005	—0,002	—0,009	1 20	0,0
26/VIII	0,020	0,013	0,005	—0,003	—0,009	1 18	1,0
Среднее	0,0233	0,0129	0,0047	—0,0036	—0,0095	1 ч. 15 м. ± 11 м.	

Арысь

Наблюдения проводились в зоне пустынь. Величины эффективного излучения и теплоотдачи почвы взяты из данных, опубликованных в Арыском сборнике, преимущественно за ясные дни. В момент захода солнца разность между теплоотдачей почвы и эффективным излучением в среднем равна 0,020 кал/см² · мин. Через 40 мин. после захода солнца теплоотдача почвы равна эффективному излучению по абсолютной величине (табл. 3). Разности температур между поверхностью почвы и воздухом в среднем составляют —3,75° С.

Таблица 3

Разности в кал/см² · мин. между теплоотдачей почвы и эффективным излучением

Арысь, 1945 г.

Дата	В момент захода солнца	Через 30 м.	1 ч. 00 м.	1 ч. 30 м.	2 ч. 00 м.	Переход через 0	Скорость ветра, м/сек.	Облачность
26/VIII	0,024	0,005	—0,011	—0,023	—0,032	40 м.	3,4	2/0
5/IX	0,014	0,001	—0,014	—0,026	—0,033	33 м.	1,5	0/0
10/IX	0,012	0,0	—0,012	—0,024	—0,033	30 м.	2,7	0/0
11/IX	0,028	0,014	0,0	—0,005	—0,008	1 ч. 00 м.	2,3	0/0
Среднее	0,0195	0,0050	—0,0092	—0,0195	—0,0265	41 м.		

ВЫВОД

В случае, если нельзя определить теплоотдачу почвы непосредственно по исходным данным, для ясных и малооблачных ночей можно принять теплоотдачу в момент захода солнца равной эффективному излучению с добавлением $0,024 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$ Ход теплоотдачи в течение ночи подчиняется определенному закону (см. работу Г. Х. Цейтина и Ф. Н. Шехтер в этом же сборнике).

Эффективное излучение рекомендуется определять при наличии данных зондирования по радиационной диаграмме Ф. Н. Шехтер или, если нет таких данных, по радиационному графику Е. Д. Ковалевой с поправкой на разность температур между поверхностью почвы и температурой воздуха на высоте 2 м.

В пустынных условиях теплоотдача почвы равняется эффективному излучению с добавлением $0,020 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$

Спустя полтора часа после захода солнца можно принимать теплоотдачу почвы равной эффективному излучению по абсолютной величине, за исключением зоны пустынь, где это выравнивание наступает через 40 мин. после захода солнца.

Пример определения теплоотдачи в момент захода солнца

Ст. Колтуши, 9/VIII; заход солнца 20 час. 10 мин.

Эффективное излучение, определенное по радиационному графику в 20 час. 00 мин. и в 22 часа 00 мин., равняется соответственно (с учетом облачности) $0,110$ и $0,106 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$, следовательно, эффективное излучение в момент захода солнца будет $0,110 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$

Теплоотдача же почвы в 20 час. 10 мин. будет равняться: $0,110 + 0,024 = 0,134 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$

Теплоотдача, рассчитанная по формуле, оказалась равной для 9/VIII в 20 час. 10 мин. $0,136 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$

Пример определения теплоотдачи через 1 час 40 мин. после захода солнца

Ст. Колтуши, 9/VIII.

Эффективное излучение в 21 час 50 мин. (спустя 1 час 40 мин. после захода солнца) равно $0,106 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$, значит, и теплоотдача в то же время должна равняться $0,106 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$

Рассчитанная же теплоотдача по данным распределения температуры в 21 час 50 мин. оказалась равной $0,109 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$

Расхождение результатов, как видно из примера, незначительное.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА ПО ЗАДАНЫМ ТЕМПЕРАТУРЕ ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ И ТЕМПЕРАТУРЕ В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ

В работе Д. Л. Лайхтмана [1] температура воздуха на высоте z и в момент времени t дается формулой:

$$T(z, t) = T_{\infty}(t) + [T_0(t) - T_{\infty}(t)] v(\sigma, x), \quad (1)$$

где $T(z, t)$ — температура воздуха, $T_0(t)$ — температура поверхности почвы, $T_{\infty}(t)$ — температура свободной атмосферы, причем последняя в случае отсутствия адвекции не зависит от времени, т. е. $T_{\infty}(t) = \text{const}$, если нет адвекции.

Далее: $v(\sigma, x)$ — некоторая функция от высоты z и времени t , определяемая формулой:

$$v(\sigma, x) = \int_0^{\sigma} v_0(t - \theta) d\Phi(x, \xi), \quad (2)$$

где введены обозначения:

$$v_0(t - \theta) = \frac{T_0(t - \theta) - T_{\infty}(t - \theta)}{T_0(t) - T_{\infty}(t)}, \quad (3)$$

причем θ — время, меняющееся от $\theta = 0$ до заданного момента $\theta = t$.

Далее:

$x = \frac{c}{\mu} z$ — безразмерная высота,

$\sigma = \frac{c^2}{\mu} t$ — безразмерное время,

$\xi = \frac{c^2}{\mu} \theta$ — безразмерное время, меняющееся от $\xi = 0$, соответствующего $\theta = 0$, до $\xi = \sigma$, соответствующего $\theta = t$.

c и μ — параметры турбулентности воздуха. [Коэффициент турбулентности воздуха задается линейным законом $k(z) = \mu + cz$, где μ — коэффициент молекулярной диффузии воздуха, c — скорость роста $k(z)$ с высотой.]

Далее, функция $\Phi(x, \xi)$ определяется интегралом:

$$\Phi(x, \xi) = 1 + \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} \frac{e^{-\lambda \xi} [N_0(2\lambda) J_0(2\lambda \sqrt{1+x}) - J_0(2\lambda) N_0(2\lambda \sqrt{1+x})] d\lambda}{\lambda [N_0^2(2\lambda) + J_0^2(2\lambda)]}, \quad (4)$$

где J_0 и N_0 — функции Бесселя и Неймана нулевого порядка. Функция $\Phi(x, \xi)$ определяется по специальной номограмме по заданным значениям параметров x и ξ (рис. 1).

Вычисление температуры воздуха на уровне z для времени t , отсчитываемого от некоторого начального момента, может быть проведено при наличии перечисленных выше данных, а именно:

а) температуры поверхности почвы $T_0(\theta)$ за промежуток времени от начального момента $\theta=0$ до заданного конечного момента $\theta=t$;

б) температуры свободной атмосферы $T_\infty(\theta)$ за тот же промежуток времени;

в) параметров турбулентности μ и c .

Вычисления производятся в следующем порядке:

1) вычисляем параметры $x = \frac{cz}{\mu}$ и $\sigma = \frac{c^2}{\mu} t$;

2) по формуле (3) вычисляем значения функции

$$v_0(\theta) = \frac{T_0(\theta) - T_\infty(\theta)}{T_0(t) - T_\infty(t)}$$

и строим график этой функции в зависимости от θ ;

3) вычисляем для нескольких моментов θ , лежащих между $\theta=0$ и $\theta=t$, значения параметров $\xi = \frac{c^2}{\mu} t$, включая и значения ξ при $\theta=0$ и $\theta=t$;

4) для этих значений ξ и по найденному выше значению x находим при помощи специальной номограммы (см. приложение 3 в конце книги) соответствующие значения функции $\Phi(x, \xi)$ [о способе определения $\Phi(x, \xi)$ по номограмме сказано ниже];

5) строим график (рис. 2), где по горизонтальной оси откладываем значения $\Phi(x, \xi)$ в выбранных точках θ , а по вертикали — значения функции $v_0(t-\theta)$. Значение функции v_0 снимается с графика (п. 2);

6) полученные точки соединяем плавной кривой и измеряем площадь, ограниченную кривой, осями координат и вертикальной прямой, проходящей через крайнюю точку кривой (рис. 2);

7) площадь, выраженную в см^2 , умножаем на масштаб по осям, что дает величину функции $v(\sigma, x)$;

8) искомую температуру воздуха находим по формуле (1).

Пример 1. Возьмем следующие данные наблюдения в Колтушах в ночь на 10/VIII 1950 г.

а) Температура поверхности почвы (табл. 1).

б) Температура свободной атмосферы (табл. 2).

Таблица 1

Время . .	20	21	22	23	24	1	2	3
t	0	1	2	3	4	5	6	7
$T_0(t)$. .	12,8	10,5	9,2	8,4	7,8	7,3	6,8	6,4

Таблица 2

Время . .	20	21	22	23	24	1	2	3
t	0	1	2	3	4	5	6	7
$T_\infty(t)$. .	12,8	13,8	14,8	15,8	16,8	17,8	18,8	19,8

в) Характеристики турбулентности воздуха:

$$\mu = 1,6 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{сек.}; c = 0,1 \text{ м/сек.}$$

По этим данным вычисляем температуру воздуха на высоте $z=2$ м в 3 часа утра 10/VIII, т. е. для $t=7$ (7 час. после начального момента — 20 час. 9/VIII).

Вычисление производим в указанном выше порядке.

1) Определяем x и σ :

$$x = \frac{cz}{\mu} = \frac{0,1 \cdot 2}{1,6 \cdot 10^{-5}} = 1,25 \cdot 10^4,$$

$$\sigma = \frac{c^2 t}{\mu} = \frac{0,01 \cdot 7 \cdot 3600}{1,6 \cdot 10^{-5}} = 1,575 \cdot 10^7.$$

(Множитель 3600 введен для перевода часов в секунды.)

2) $v_0(\theta) = \frac{T_0(\theta) - T_\infty(\theta)}{T_0(t) - T_\infty(t)}$ вычисляем по следующей схеме (табл. 3):

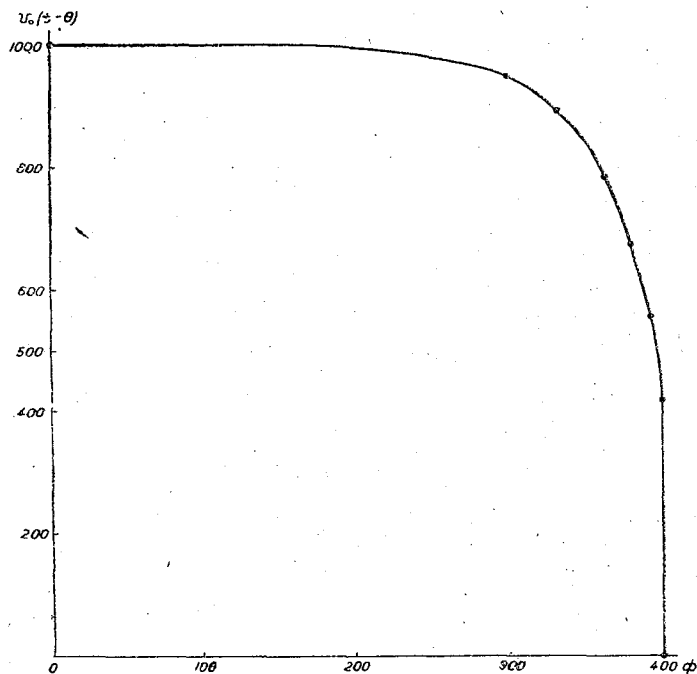


Рис. 2.

Таблица 3

θ	0	1	2	3	4	5	6	7
$T_0(\theta)$	12,8	10,5	9,2	8,4	7,8	7,3	6,8	6,4
$T_\infty(\theta)$	12,8	13,8	14,8	15,8	16,8	17,8	18,8	19,8
$T_0(\theta) - T_\infty(\theta)$	0,00	-3,3	-5,6	-7,4	-9,0	-10,5	-12,0	-13,4
$v_0(\theta)$	0,000	0,246	0,418	0,553	0,672	0,784	0,895	1,000

Строим график $v_0(\theta)$ (рис. 1), как указано в п. 2.

3) Вычисления в соответствии с пп. 3, 4, 5 выполнены в табл. 4.

Таблица 4

θ	0	0,5	1	2	3	4	5	6
ξ	0	$1,12 \cdot 10^6$	$2,25 \cdot 10^6$	$4,5 \cdot 10^6$	$6,75 \cdot 10^6$	$9,00 \cdot 10^6$	$1,12 \cdot 10^7$	$1,575 \cdot 10^7$
$\Phi(x, \xi)$	0	0,300	0,334	0,364	0,380	0,393	0,401	0,412
$t - \theta$	7,0	6,5	6,0	5,0	4,0	3,0	2,0	0
$v_0(t - \theta)$	1,000	0,948	0,895	0,784	0,672	0,553	0,418	0

Здесь функции $\Phi(x, \xi)$ для $x = 1,25 \cdot 10^4$, вычисленного в п. 1, и для значений ξ , данных в первой строке таблицы, найдены при помощи номограммы (см. приложение 3 в конце книги). Значения Φ по номограмме находятся на пересечении горизонтальной прямой для данного значения x (по вертикальной оси номограммы отложены в логарифмическом масштабе значения параметра $1+x$) с изолинией соответствующего значения ξ (или σ) (линий одинаковых значений параметра ξ или σ ; эти значения написаны на самих линиях). Искомое значение Φ отсчитывается против найденной точки пересечения на нижней горизонтальной оси, где нанесены значения функции $\Phi(x, \xi)$, увеличенные в 1000 раз. $\Phi(x, \sigma)$ при $\xi = \sigma = 0$ всегда равно нулю.

$v_0(t-\theta)$ как функция от $\Phi(x, \xi)$ дана на рис. 2, где масштаб по оси Φ — 0,02 в 1 см, масштаб по оси v_0 — 0,05 в 1 см. Измеренная площадь равна 380 см².

4) Находим:

$$v(\sigma, x) = 380 \cdot 0,02 \cdot 0,05 = 0,380.$$

5) Искомая температура воздуха на высоте 2 м для $t = 7$ час.:

$$T(z, t) = 19,8 + (6,4 - 19,8) \cdot 0,38 = 19,8 - 5,1 = 14,7^\circ.$$

Пример 2. Найдем температуру воздуха при тех же условиях в случае отсутствия адвекции, т. е. когда температура в свободной атмосфере $T_\infty(\theta)$ не меняется со временем и равна ее значению в начальный момент, т. е. $12,8^\circ$.

Проводя вычисления в указанном выше порядке, получим для этого случая $v(\sigma, x) = 0,39$ и, следовательно, для искомой температуры воздуха значение:

$$T(z, t) = 12,8 + (6,4 - 12,8) \cdot 0,39 = 10,3^\circ.$$

ЛИТЕРАТУРА

1. Л а й х т м а н Д. Л. Предвычисление суточных колебаний температуры в приземном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 22 (84), 1950.

К ВОПРОСУ О ВЫЧИСЛЕНИИ АДВЕКТИВНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ПО ШАРОПИЛОТНЫМ ДАННЫМ

Важность прогноза адвективных изменений температуры вполне очевидна, так как изменения температуры, вызванные адвекцией воздушных масс, в ряде случаев достаточно велики и пренебречь ими в таких вопросах, как, например, прогноз ночных понижений температуры, нельзя.

Формула Д. Л. Лайхтмана для вычисления ночного понижения температуры дает возможность учесть адвективные изменения температуры.

Как известно, при наличии синоптической карты изменения температуры, вызванные адвекцией, вычисляются по методу И. А. Кибеля. Этот метод обладает тем недостатком, что может быть применен лишь для станций, располагающих синоптическими картами. Поэтому нами была сделана попытка выяснить, нельзя ли вычислять адвективные изменения температуры на основании шаропилотных данных. Для этой цели была взята формула Кибеля в первом приближении:

$$\frac{\partial T_0}{\partial t} = -\frac{R}{2\omega_z} \frac{T_H}{p_0} \left(\frac{\partial p_0}{\partial x} \frac{\partial T_0}{\partial y} - \frac{\partial p_0}{\partial y} \frac{\partial T_0}{\partial x} \right) \quad (1)$$

и градиенты давления и температуры были выражены через компоненты геострофического ветра:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = 2\omega_z \rho v; \quad \frac{\partial p}{\partial y} = -2\omega_z \rho u. \quad (2)$$

Для определения градиентов температуры воспользуемся барометрической формулой:

$$\frac{p}{p_0} = \left(\frac{T_0 - \gamma h}{T_0} \right)^{g/R\gamma}. \quad (3)$$

Логарифмируя и дифференцируя уравнение (3) и подставляя значения $\frac{\partial \ln p}{\partial x}$ и $\frac{\partial \ln p}{\partial y}$, найденные из формул для геострофического ветра

$$\left(\frac{\partial \ln p}{\partial x} = \frac{2\omega_z}{R} \frac{v}{T}; \quad \frac{\partial \ln p}{\partial y} = -\frac{2\omega_z}{R} \frac{u}{T} \right),$$

получим выражения для градиентов температуры:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial T_0}{\partial x} &= \frac{2\omega_z}{gh} T_0 (v - v_0); \\ \frac{\partial T_0}{\partial y} &= -\frac{2\omega_z}{gh} T_0 (u - u_0). \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

На основании уравнений (2) и (4) адвективные изменения температуры запишутся:

$$\frac{\partial T_0}{\partial t} = -\frac{2\omega_z}{gh} T_H (u_0 v - v_0 u). \quad (5)$$

Преобразуем уравнение (5). С этой целью компоненты скорости выразим через направление и скорость ветра.

Обозначая через c_0 и ψ скорость и направление ветра на нулевом уровне, через c и α — скорость и направление ветра на любом другом уровне, будем иметь (рис. 1):

$$u_0 = c_0 \sin \psi; \quad v_0 = c_0 \cos \psi;$$

$$u = c \sin \alpha; \quad v = c \cos \alpha.$$

В этом случае формула (5) запишется:

$$\frac{\partial T_0}{\partial t} = \frac{2\omega_z}{gh} T_H c_0 c \sin(\alpha - \psi). \quad (6)$$

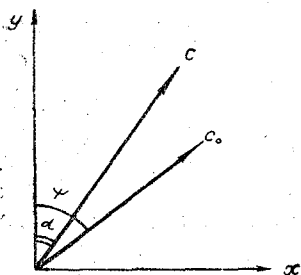


Рис. 1.

Эта формула дала возможность произвести вычисления адвективных изменений температуры по шаропилотным данным, сравнить их с изменениями температуры, взятыми из наблюдений, и оценить ошибку при определении последних по данной формуле.

Адвективные изменения температуры вычислялись в 90 случаях. Для этого использовались радиозондовые и шаропилотные наблюдения на ст. Слущк за 1935 и 1939 гг. Прогноз давался

на 6, 12 и 18 час. (по 30 случаев), при этом принимались три значения для нулевого уровня: $z = 500$ м, $z = 1000$ м, $z = 2000$ м.

Для каждого этого уровня производились вычисления при толщине слоя, равной 500, 1000, 1500 и 2000 м.

Чтобы избежать ошибок из-за неточности наблюдений за ветром, предварительно скорость и направление ветра сглаживались. Как показали расчеты, наилучшие результаты в среднем получены для $z = 1000$ м и $z = 2000$ м и для большей толщины слоя. На высоте $z = 500$ м сказывается влияние суточного хода и поэтому вычисленные изменения температуры расходятся с наблюдениями больше, чем на двух других уровнях.

Тот факт, что наилучшие результаты получены при большей толщине рассматриваемого слоя воздуха, повидимому, объясняется тем, что при малой толщине слоя изменения ветра с высотой невелики, ошибка же в определении $\alpha - \psi$ может быть значительной, а это скажется на значениях вычисленной температуры.

Анализ вычисленных значений изменений температуры показал в ряде случаев хорошее совпадение с наблюдаемыми изменениями температуры, однако в некоторых случаях имеется резкое расхождение между ними, а иногда и несовпадение знака вычисленных и наблюдаемых изменений температуры.

Вследствие этого среднее отклонение (ошибка) вычисленных изменений температуры от наблюдаемых для сроков 6 и 12 час. составляет 80—100% (для $z = 1000$ м и $z = 2000$ м при толщине слоя 1500—2000 м). При прогнозировании температуры на 18 час. получается еще большая ошибка.

При анализе случаев резкого расхождения изменений температуры, вычисленных по формуле и взятых из наблюдений, отмечено, что в ряде

случаев большая ошибка происходит из-за того, что в течение срока, на который дается прогноз, происходят изменения в распределении ветра по высоте, т. е. правый поворот ветра с высотой сменяется левым, и наоборот. Но основная ошибка, повидимому, вызвана нестационарностью ветра в данном пункте, которая не учитывается формулой (6).

В целях использования этой формулы для прогноза изменений температуры, наблюдающихся выше уровня $z=1000$ м, была сделана попытка в качестве критерия, определяющего возможность прогноза изменений температуры, выбрать векторное изменение скорости по времени в начальный момент.

Однако, как показал анализ данных на уровне $z=2000$ м, связь между векторным изменением скорости в начальный момент и

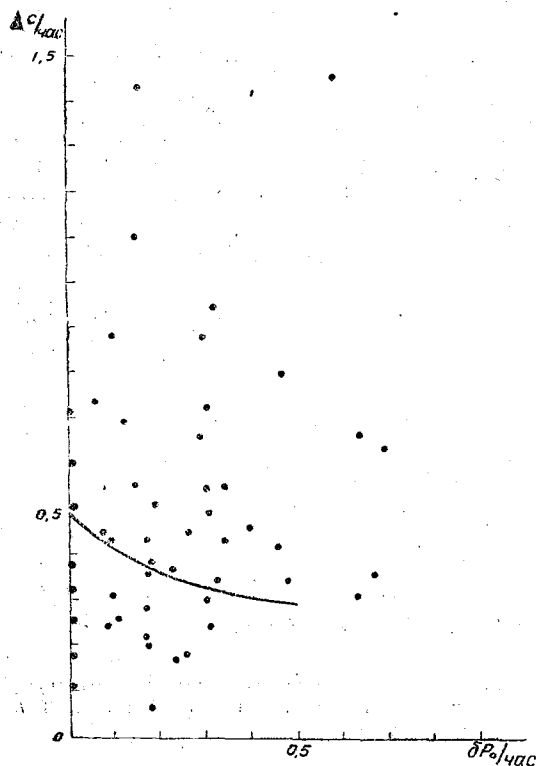


Рис. 2.

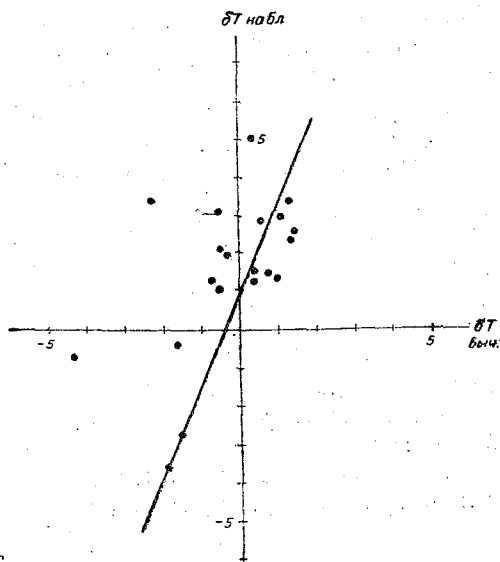


Рис. 3.

ошибкой при вычислении изменений температуры по данной формуле является недостаточной.

Слабая связь оказалась также между изменением давления у поверхности земли и ошибкой в определении температуры на уровне $z=2000$ м. Далее была сделана попытка установить одновременную зависимость ошибок от векторного изменения скорости в начальный момент на данном уровне (нами был взят уровень 2000 м) и изменением давления у поверхности земли также в начальный момент (рис. 2).

Такую зависимость установить не удалось, однако график показал, что формула (6) может применяться для прогноза температуры лишь в некоторых случаях. Возможность прогноза температуры по этой формуле определяется кривой на рис. 2. Как видно из этого графика, прогноз температуры по формуле (6) может даваться лишь в тех случаях, когда векторное изменение скорости в начальный момент не превышает 0,5 м/сек. за час. При изменении скорости, превышающем 0,5 м/сек. в час, ошибка при вычислении изменений температуры довольно значительна. Так как средняя ошибка для всех точек, расположенных ниже

кривой, определяющей возможность прогноза, все-таки велика (80—85%), в целях улучшения результатов прогноза температуры к формуле (6) были введены поправочные коэффициенты (рис. 3).

На рис. 3 на оси ординат отложены изменения температуры, взятые из наблюдений, на оси абсцисс — вычисленные по формуле (6).

Уравнение прямой, выражающее зависимость наблюдаемых изменений температуры от изменений, вычисленных по формуле (6), запишется так:

$$\delta T_{\text{набл}} = 0,9 + 2,3 \frac{2\omega_z}{gh} T_H c_0 c \sin(\alpha - \psi) t, \quad (7)$$

где t — время, протекшее от начального момента до того момента, для которого дается прогноз.

Вычисления, произведенные по этой формуле для всех точек, расположенных между осью абсцисс и кривой, определяющей возможность прогноза (рис. 1), показали, что средняя ошибка при вычислении температуры в этом случае составляет 60%. Однако за неимением более точной формулы формулу (7) можно использовать на практике в тех случаях, когда нельзя определить изменения температуры на ближайшие 6—12 час. по методу Кибеля.

Для практического пользования формулу (7) можно упростить, принимая $T_H = 220^\circ$, $\varphi = 55^\circ$, $g = 981$ см/сек².

В этом случае формула (7) запишется:

$$\delta T_{\text{набл}} = 0,9 + 22 \frac{c_0 c \sin(\alpha - \psi)}{h} t \quad (8)$$

или

$$\delta T_{\text{набл}} = 1 + 22 \frac{c_0 c \sin(\alpha - \psi)}{h} t, \quad (8')$$

где t — время (в часах), прошедшее от начального момента до того момента, для которого дается прогноз; скорость ветра выражена в м/сек., h — в метрах.

Таким образом, задача сводится к определению скорости и направления ветра на двух уровнях, отстоящих друг от друга на расстоянии h .

ВЛИЯНИЕ ТУМАНА НА РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС

§ 1. Введение

При появлении тумана радиационные потери поверхности земли существенно изменяются. Теория этого явления имеет важное значение для анализа тепловых процессов в приземном слое и для прогноза радиационных туманов. На практике это явление используется для защиты растений от заморозков путем постановки специальных туманных или дымовых завес.

Суть дела здесь заключается в том, что частицы дыма или тумана излучают тепловую радиацию к поверхности земли и отражают тепловую радиацию земли обратно. Так как температура частиц значительно выше, чем температура тех слоев воздуха, с которыми поверхность земли находится в радиационном взаимодействии, то оба эффекта приводят к уменьшению радиационных потерь поверхности земли.

Цель настоящей работы заключается в систематическом анализе радиационного эффекта тумана (туманной завесы).

Рассматриваемым нами вопросом ранее занимались М. Е. Берлянд и П. Н. Красиков [1]. В их работах приведен ряд сведений о завесах, описаны некоторые опыты, приводятся данные наблюдений над завесами в полевых условиях, рассматривается тепловой эффект завесы.

При теоретическом истолковании оптических свойств туманов иногда полагают, что оптическое поведение тумана аналогично поведению тонких пленок вещества, содержащих такое же количество массы на пути луча. Это означает, что туман заменяют пленкой, толщина которой совпадает с толщиной слоя „осажденной воды“ в тумане. Этот прием является ошибочным. В действительности оптическое поведение дисперсной среды существенно определяется ее структурой. Из-за большого числа поверхностей раздела фаз, на которых происходит отражение и диффракция, оптические свойства туманов и пленок совершенно различны.

Чтобы убедиться в этом, обратимся к численным данным. Рассмотрим, например, ослабление радиации при прохождении ею слоя тумана толщиной в 10 м с водностью в 1 г/м^3 и с частицами радиусом в 10μ . Это соответствует слою осажденной воды в 10μ . Остановимся на ослаблении радиации с $\lambda \approx 0,5 \mu$ (участок наиболее слабого поглощения; коэффициент поглощения в воде $\sim 15 \cdot 10^{-5} \frac{1}{\text{см}}$) и радиации с $\lambda = 3,1 \mu$ (участок наиболее сильного поглощения; коэффициент поглощения в воде равен $7330 \frac{1}{\text{см}}$). Частицы тумана для обоих потоков радиации являются большими. Это означает, что коэффициент ослабления в обоих случаях будет $2\pi a^2$ и, следовательно, ослабление обоих

потоков радиации будет практически одно и то же. Легко найдем, что в тумане $I(l) = I_0 e^{-1,5}$.

В табл. 1 мы приводим относительное количество ослабленной радиации $\left(\frac{I_0 - I}{I_0}\right)$ для туманов и пленок.

Из этой таблицы мы видим, что относительное ослабление видимой радиации в пленке приблизительно в 5 миллионов раз меньше, чем в тумане. Пленка в 10μ для $\lambda = 0,5 \mu$ совершенно прозрачна, тогда как эквивалентный слой тумана ослабляет радиацию в 4,5 раза ($e^{1,5} = 4,5$).

Противоположное положение для $\lambda = 3,1 \mu$. Здесь после прохождения пленки радиация ослабляется в 1520 раз, т. е. в 340 раз сильнее, чем при прохождении тумана.

Строгий анализ радиационного эффекта тумана требует рассмотрения рассеяния и поглощения радиации его частицами.

Обратимся к выводу формулы, описывающей радиационный эффект тумана. Будем представлять себе завесу тумана плоским, бесконечно протяженным слоем, толщины l , расположенным параллельно плоской поверхности. Введем в рассмотрение оптические параметры слоя: коэффициент отражения r и коэффициент поглощения α . Эти параметры будут зависеть от длины волны λ . Мы ограничимся в дальнейшем монохроматическими потоками при $\lambda = 10 \mu$. Переход к полным потокам легко осуществить, просуммировав соотношения для различных λ . Вероятно, для практических целей в этом нет большой необходимости, так как эффективное излучение земли сосредоточено в основном вблизи $\lambda = 10 \mu$.

Укажем связь между α и r тумана и радиационным эффектом, который он вызывает. Пусть $\Pi_{\downarrow}$ и $\Pi_{\uparrow}$ радиационные потоки на уровне земли соответственно вниз и вверх. Радиационный баланс при отсутствии тумана будет:

$$R = \Pi_{\downarrow} - \Pi_{\uparrow}. \quad (1)$$

Основное обстоятельство, позволяющее упростить задачу, состоит в том, что обычно оптическая толщина слоя тумана $(\alpha + r)$ является малой величиной¹. Обычно она около 0,3—0,5. Это означает, что мы можем просто применить к слою закон Кирхгофа. Таким образом, легко найдем:

$$\begin{aligned} \Delta \Pi_{\downarrow} &= \alpha(B - \Pi_{\downarrow}) - r\Pi_{\downarrow} + r\Pi_{\uparrow}, \\ \Delta \Pi_{\uparrow} &= 0. \end{aligned} \quad (2)$$

Здесь B — интенсивность излучения черного тела при температуре тумана. Заметим, что температура тумана обычно не сильно отличается от температуры поверхности земли. Следовательно, $B = \Pi_{\uparrow}$ и из (2) мы легко найдем:

$$\begin{aligned} \Delta R &= \Delta \Pi_{\downarrow} - \Delta \Pi_{\uparrow} = -(\alpha + r)R, \\ \frac{\Delta R}{R} &= -(\alpha + r). \end{aligned} \quad (3)$$

Формула (3) и дает решение поставленной задачи об установлении связи между ΔR и α и r . Важным обстоятельством является отрица-

¹ Речь идет о приземных радиационных туманах или о завесах.

тельный знак, стоящий в (3). Он указывает, что ΔR и R разных знаков. Во время заморозков баланс отрицателен. Знак минус, таким образом, указывает, что появление тумана означает увеличение баланса.

Отметим, что если оптическая толщина тумана $(\alpha + r)$ становится близкой к единице, в формуле (3) следует, очевидно, заменить $(\alpha + r)$ выражением $(1 - e^{-(\alpha + r)})$.

Отметим, что если не пренебрегать различием температур завесы и поверхности земли, то в правой части формулы (3) мы должны были бы добавить член $4\alpha \frac{\Delta T}{T} \Pi_{\uparrow}$, где $\frac{\Delta T}{T}$ — относительное различие в температурах. ($\Delta T > 0$, так как туман теплее). Мы должны тогда писать:

$$\Delta R = -(\alpha + r)R + 4\alpha \frac{\Delta T}{T} \Pi_{\uparrow}. \quad (3')$$

Обычно второй член справа раз в 5—10 меньше первого. Впрочем, эта оценка в разных случаях может сильно изменяться. Поэтому, вообще говоря, следует вычислять по формуле (3'). Впрочем, практически, часто достаточно ограничиться формулой (3).

Наша дальнейшая задача заключается в изучении величин α и r и установлении связи их с размерами и числом частиц, оптическими константами вещества частиц и другими характеристиками тумана.

Пусть масса вещества в столбе с сечением в 1 см^2 будет M , масса частицы m_0 , ее коэффициент поглощения α' и отражения r' . (Мы не учитываем дисперсии частиц по размерам.) Тогда:

$$\left. \begin{aligned} \alpha &= M \frac{\alpha'}{m_0} = M\alpha_0, & \alpha_0 &= \frac{\alpha'}{m_0}, \\ r &= M \frac{r'}{m_0} = Mr_0, & r_0 &= \frac{r'}{m_0}. \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

В силу (3) это означает, что радиационный эффект завесы ΔR пропорционален M .

§ 2. Общие формулы. Случай полностью отражающих частиц

Определение коэффициентов поглощения и отражения частицы представляет собой предмет теории дифракции электромагнитных волн.

Характер дифракции на шаре определяется значением двух параметров ρ и m . Первый есть отношение экватора шара $2\pi a$ к длине падающей волны λ :

$$\rho = \frac{2\pi a}{\lambda}, \quad (5)$$

второй — комплексный показатель преломления вещества шара (для данной длины волны λ) m :

$$m = n - i\kappa. \quad (6)$$

Здесь n и κ — показатели преломления и поглощения вещества шара.

Для воды при $\lambda = 10\mu$ имеем:

$$m = 1,208 - i0,056.$$

Формулы теории дифракции позволяют определить интенсивность света, рассеянного под углом β к падающему пучку, если параметры ρ и m известны.

Обозначая интенсивность света, рассеянного в единице телесного угла, через $I(\beta)$, интенсивность падающего естественно света — через I_0 , при учете исправлений, отмеченных нами, получим [2, 3]:

$$I(\beta) = I_0 \frac{a^2}{2\rho^2} (i_1 + i_2),$$

$$\left. \begin{aligned} i_1 &= \left| \sum_{l=1}^{\infty} [c_l(\rho, m) Q_l(\beta) + b_l(\rho, m) S_l(\beta)] \right|^2, \\ i_2 &= \left| \sum_{l=1}^{\infty} [c_l(\rho, m) S_l(\beta) + b_l(\rho, m) Q_l(\beta)] \right|^2. \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

Здесь c_l и b_l — комплексные выражения, содержащие цилиндрические функции от ρ и ρm (функции с полуцелым индексом), а $Q_l(\beta)$ и $S_l(\beta)$ — выражения, несложным образом связанные с полиномами Лежандра.

Введенный выше коэффициент отражения частицы r' выражается через i_1 и i_2 . Весь свет, рассеянный под углами β , от $\frac{\pi}{2}$ до π надо рассматривать в нашем случае как отраженный. Это дает:

$$r' = \pi a^2 K_r,$$

$$K_r = \frac{2}{\rho^2} \int_{\frac{\pi}{2}}^{\pi} \frac{[i_1(\beta) + i_2(\beta)]}{2} \sin \beta d\beta. \quad (8)$$

Коэффициент поглощения частицы α' выражается через коэффициент полного ослабления k и рассеяния k_p :

$$\alpha' = k - k_p. \quad (9)$$

Для прозрачных или полностью отражающих частиц $k = k_p$ и $\alpha' = 0$.

Величины k и k_p выражаются через коэффициенты c_l и b_l , входящие в формулы (7), с помощью следующих соотношений:

$$\left. \begin{aligned} k &= K\pi a^2; \quad K = \frac{2}{\rho^2} \operatorname{Im} \sum_{l=1}^{\infty} l(l+1) (-1)^l (c_l - b_l), \\ k_p &= K_p \pi a^2; \quad K_p = \frac{2}{\rho^2} \sum_{l=1}^{\infty} \frac{l^2 (l+1)^2}{2l+1} (|c_l|^2 + |b_l|^2). \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

Таким образом, для коэффициента поглощения α' получим:

$$\alpha' = \pi a^2 K_\alpha; \quad K_\alpha = K - K_p. \quad (11)$$

Написанные выше формулы позволяют вычислить интересующие нас величины α' и r' , если ρ и m известны.

Определение ρ и m является предметом эксперимента.¹ Зная их, мы можем вычислить α' и r' по формулам (7) — (11). К сожалению, формулы

¹ Отметим новый метод определения размеров частиц, предложенный в 1944 г. Б. В. Дерягиным и Г. Я. Власенко [6]. В их методе, в отличие от обычного ультрамикроскопирования, частицы движутся не поперек, а по направлению луча зрения.

эти чрезвычайно сложны, особенно в случае больших шаров. Эта сложность вызвана медленной сходимостью бесконечных рядов, входящих в решение нашей дифракционной задачи. (В случае, например, тумана с $a = 10\mu$, надо удерживать в суммах первые 15 членов.)

Решение вопроса лежит в применении приближенных методов анализа. Этими методами мы воспользуемся далее.

Для иллюстрации общих формул рассмотрим вначале случай тумана из полностью отражающих частиц ($m = \infty$).

При $m = \infty$ электромагнитное поле не проникает внутрь частиц и, следовательно, частицы ничего не поглощают. Таким образом, здесь $a' = 0$ и основное уравнение (3) для изменения радиационного баланса будет:

$$\frac{\Delta R}{R} = -r. \quad (12)$$

Радиационный эффект завесы сводится здесь только к отражению земного излучения и излучения атмосферы. Собственным излучением такая завеса не обладает.

Рассмотрим изменение r'_{cp} . Напомним, что мы записываем r' в виде $r' = \pi a^2 K_r$. Для малых частиц, разлагая c_i и b_i в ряды по ρ , получим:

$$K_r = \frac{10}{3} \rho^4.$$

Для больших частиц индикатрисса отраженного света будет сферой и доля света, отраженного назад, будет $\frac{\pi a^2}{2}$. Таким образом, для больших частиц

$$K_r = \frac{1}{2}.$$

Промежуточные значения мы определили табулированием формулы (8) для разных ρ .

С этой целью мы использовали некоторые индикатриссы, вычисленные Блюмером. Так как, однако, индикатрисс Блюмера оказалось недостаточно для получения ясного представления о ходе кривой $K_r(\rho)$, мы вычислили с необходимой точностью еще ряд индикатрисс (точнее, только половины их, относящиеся к рассеянию назад). Найденные индикатриссы затем численно интегрировались. В результате этих вычислений была получена табл. 2.

Таблица 2

ρ	0	1	1,5	2	2,5	3	3,5	4	4,5	5	5,5	6	6,5
K_r	0	1,31	1,01	0,711	0,593	0,569	0,518	0,526	0,498	0,516	0,516	0,525	0,516

Данные, относящиеся к этой таблице, изображены на рис. 1.¹

Острый максимум при $\rho = 1$ объясняется тем, что, с одной стороны, здесь приблизительно лежит максимум полного рассеяния вообще (напомним, что этот максимум лежит при $\rho = 1,2$), а с другой, что здесь еще велика доля, рассеянная назад. Это доля большая для малых частиц, у которых большая часть света отражается назад, постепенно уменьшается по мере роста частиц. Для $\rho \sim 1,4$ потоки вперед и назад равны, а для больших ρ вступает в силу эффект Ми — преобладает свет, рассеянный вперед. Для больших частиц его в три раза больше, чем света, рассеянного назад.

¹ В силу волновой природы рассеяния на частице, можно было ожидать, что наряду с главным максимумом при $\rho \sim 1$, кривая $K_r(\rho)$ обнаружит еще ряд интенсивных затухающих колебаний подобно тому как это было обнаружено нами для кривой коэффициента ослабления в рассматриваемом случае [7]. В действительности, как видим, колебания слабые. Возможно, что они несколько увеличатся при более подробных вычислениях.

Для характеристики отражающих свойств тумана существенно иметь не только зависимость r' от ρ , но и зависимость r_0 от ρ , т. е. знать величину отражения, отнесенную к единице массы. Так как $m_0 \sim a^3$, а для малых частиц $r' \sim a^6$, то $r_0 \sim a^3$. Для больших частиц $r' \sim a^2$ и $r_0 \sim \frac{1}{a}$. В результате кривая $r_0(\rho)$ имеет вид, изображенный на рис. 2. Интересным является узкий максимум отражения при $\rho \sim 1$, т. е. при $a \sim \frac{\lambda}{2\pi}$.

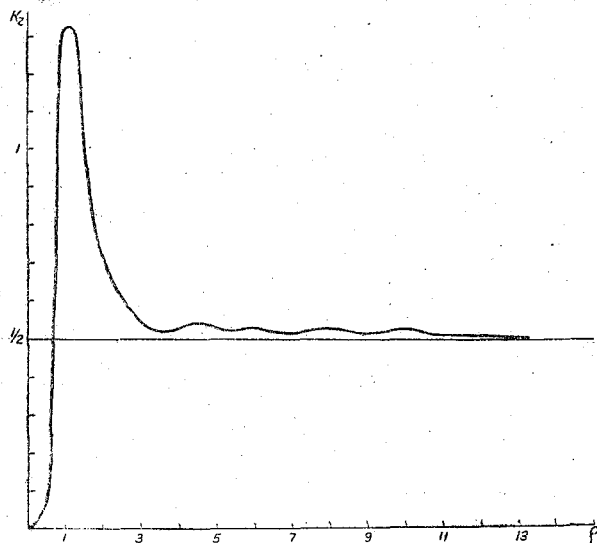


Рис. 1.

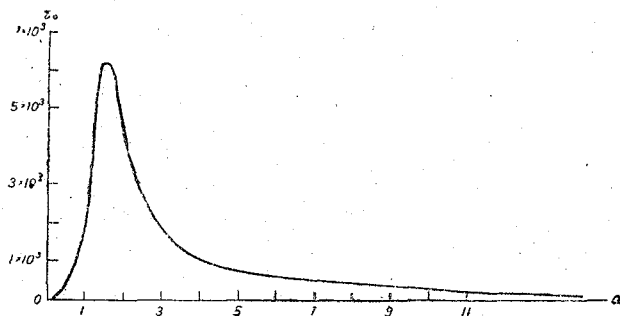


Рис. 2.

изменяется в пределах $10^{-5} - 10^{-4}$ г/см². В зависимости от радиуса частицы мы найдем тогда, что изменение радиационного баланса будет от $r_0^* 0\%$ до $10 r_0^* 0\%$, где r_0^* — величина, стоящая на оси ординат рис. 2. Для частиц с $a = 1,6 \mu \frac{\Delta R}{R}$ будет максимальным. При $M = 10^{-5}$ г/см², например, мы получим, что $\frac{\Delta R}{R}$ будет $-6,20\%$, а при $M = 10^{-4}$ г/см² $= 620\%$.

§ 3. Водяной туман

Обратимся теперь к интересующему нас вопросу об изменении радиационного баланса поверхности земли в присутствии тумана.

Рассмотрим α' и r' для малых частиц. Заметим, что вообще

$$r' = \frac{k_p}{1 + \eta} \quad (15)$$

Сам по себе факт существования максимума у кривой $r_0(\rho)$ известен. На него впервые указал Г. И. Покровский. Существование точное положение максимума, его величина, а главное точная форма кривой $r_0(\rho)$. Если плотность вещества частицы d_0 , то формулы, описывающие обе ветви кривой $r_0(a)$, будут:

$$\left. \begin{aligned} r_0(a) &= \frac{20\pi^4}{\lambda^4 d_0} a^2 \text{ см}^3/\text{г}, \\ r_0(a) &= \frac{3}{8d_0} \frac{1}{a} \text{ см}^2/\text{г}. \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

Эти формулы есть частные случаи общего соотношения:

$$r_0 = \frac{3}{4d_0} \frac{K_r}{a} \quad (14)$$

Цифры, указанные у оси ординат на рис. 2, дают r_0 в см²/г. При этом мы приняли $\lambda = 10 \mu$, а $d_0 = 1$ г/см³. По оси абсцисс отложен радиус частиц в микронах.

Радиационный эффект завесы определяется величиной $r = Mr_0$. Пусть M

где η — показатель асимметрии индикатриссы (отношение потоков, рассеянных вперед и назад).

Для малых частиц $\eta = 1$, т. е. $r' = \frac{1}{2} k_p$. Так как $\alpha' = k - k_p$, то

$$\alpha' + r' = k - \frac{1}{2} k_p. \quad (16)$$

Разлагая c_i и b_i в ряды по ρ и ограничиваясь низшими степенями, найдем для k и r' :

$$\left. \begin{aligned} k &= \frac{36\pi n\kappa}{|m^2 + 2|^2} \frac{v_0}{\lambda} = \pi a^3 \frac{24n\kappa}{|m^2 + 2|^2} \rho, \\ r' &= \frac{12\pi^3 v_0^2}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 = \pi a^3 \frac{4}{3} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 1} \right|^2 \rho^4. \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

Здесь v_0 — объем частицы.

Используя данные об отражении и поглощении радиации водой, опубликованные рядом авторов, мы нашли ход n и κ с λ для жидкой воды. Зная n и κ , мы вычислили k и r' для различных λ . Результаты этих вычислений изображены на рис. 3. Максимумы поглощения около 3μ и 6μ и подъем за 11μ обязаны соответствующему ходу поглощательных свойств жидкой воды. Точного подобия между кривыми для жидкой воды и малой капли, разумеется, нет, так как k' помимо κ содержит $\frac{1}{\lambda}$ и множитель $\frac{n}{|m^2 + 2|^2}$, также зависящий от λ .

Кривая для r' практически совпадает с релеевской кривой $\frac{1}{\lambda^4}$, так как спектральное изменение $\left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2$ невелико.

Для k_0 и r_0 из формул (17) получим ($k_0 = \frac{k}{m_0}$):

$$\left. \begin{aligned} k_0 &= \frac{36\pi n\kappa}{|m^2 + 2|^2 d_0} \frac{1}{\lambda}, \\ r_0 &= \frac{12\pi^3 v}{d_0} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \frac{1}{\lambda^4}. \end{aligned} \right\} \quad (18)$$

Здесь d_0 — плотность вещества частицы. Так как у нас $\rho \ll 1$, то $k_0 \gg r_0$ и $\alpha_0 + r_0$ практически совпадает с k_0 :

$$(\alpha_0 + r_0 = k_0 - r_0 \approx k_0).$$

Интересно, что для малых частиц α_0 не зависит от размеров частицы. r_0 здесь $\sim a^3$ так же, как и в (13). Для $\lambda = 10\mu$ $\alpha_0 = 640$ см²/г. При $M = 10^{-4}$ г/см² это для $\frac{\Delta R}{R}$ дает 6,4%, а при $M = 10^{-5}$ г/см² — всего 0,64%. Отметим, что максимальное поглощение при $\lambda = 3\mu$ будет около 5800 см²/г, т. е. в 9 раз больше.

Для коэффициента отражения при $\lambda = 10\mu$ найдем $r_0 = 24,6a^3$ см²/г; здесь a — радиус частицы в микронах

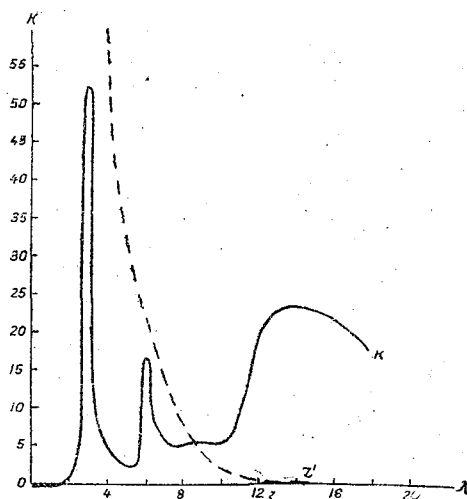


Рис. 3.

Обратимся теперь к большим частицам. Здесь поглотится почти все, что попадает внутрь контуров частицы. Что касается отражения, то свет, рассеянный назад, может быть найден по формулам геометрической оптики. Он очень мал, так как полное количество рассеянного света будет около πa^2 , причем в силу резко выраженного эффекта Ми для больших частиц он направлен в основном вперед. Количественные оценки для $\lambda = 10 \mu$ приводят для больших капель воды к следующим формулам:

$$\begin{aligned} \alpha' &= (1 - R^{(1)}) \pi a^2, \\ r' &= (1 + R^{(1)}) \pi a^2 \cdot 0,0294. \end{aligned} \quad (19)$$

Здесь $R^{(1)}$ — доля радиации, отраженная каплей [4].
Для α_0 и r_0 отсюда найдем:

$$\alpha_0 = \frac{0,75}{d_0} \frac{1}{a}; \quad r_0 = \frac{0,021}{d_0} \frac{1}{a}. \quad (20)$$

Мы видим, таким образом, что эффект поглощения будет здесь значительно больше (приблизительно в 36 раз), чем отражения. Это будет иметь

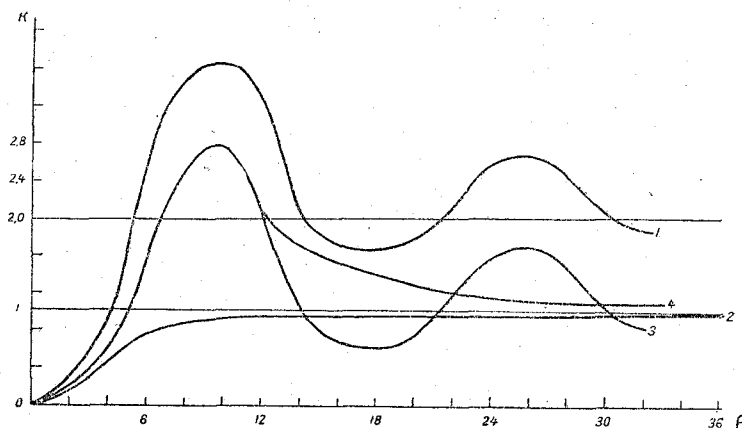


Рис. 4.

место также и для малых частиц. Так, например, для частиц с радиусом в 1μ , $r_0 = 24,60 \text{ см}^2/\text{г}$, а $\alpha_0 = 640 \text{ см}^2/\text{г}$, т. е. в 26 раз больше, чем z_0 .

Обратимся теперь к средним ρ . Эта область, в которой лежат интересные нас максимумы рассеяния и поглощения, является в то же время наиболее трудной для вычислений. Единственный путь получения здесь точных результатов состоит в проведении вычислений по точным формулам.

Приблизительный ход кривых можно получить, если воспользоваться некоторыми общими соображениями и учесть предельное поведение кривых (для малых и больших ρ). Мы выполнили это для $\lambda = 10 \mu$. На рис. 4 мы приводим кривые для полного ослабления (кривая 1), поглощения (кривая 2) и рассеяния (кривая 3) каплей воды радиации с $\lambda = 10 \mu$. При получении кривой 1 мы использовали известные результаты для воды в видимой области и соображения о подобии кривых. Максимумы и минимумы этой кривой лежат приблизительно при ρ , равных 9,5; 17,6; 25,7; 33,4, и равны соответственно 3,64; 1,65; 2,70; 1,84. Поведение кривой на важном участке (0—9,5) построено по данным в [5]. При построении кривой 2 (для поглощения) мы использовали соображения об отражении и поглощении по формулам геометрической оптики и формулы для поглощения малых частиц.

Кривая 3 построена как разность кривых 1 и 2. Так как точность всех наших оценок невелика, мы в дальнейшем отказались от учета дифракционных деталей в кривой 3 и заменили ее за первым максимумом кривой 4, соответствующей среднему ходу кривой 3. Кривыми рис. 4 дело не исчерпывается. Нам нужно знать еще кривую для $\eta(\rho)$. Эта кривая изображена нами на рис. 5. Вычисления приводят к резко колеблющемуся ходу $\eta(\rho)$. Кривая на рис. 5 представляет собой приблизительно средний ход $\eta(\rho)$. С помощью кривых для η и K_r мы построили кривую для r' (рис. 5, по оси ординат отложено $r'/\pi a^2$).

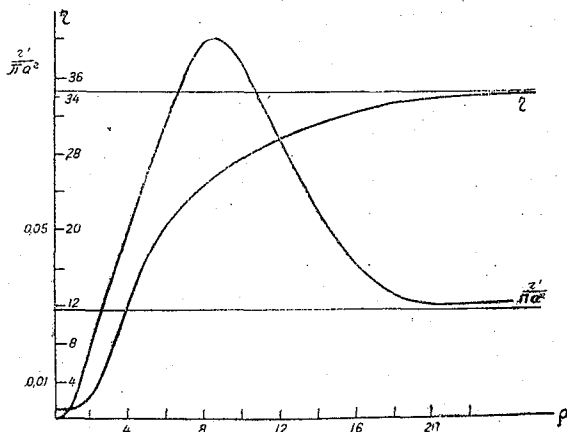


Рис. 5.

Обратимся теперь к кривым для α_0 и r_0 . Они изображены на рис. 6. По оси абсцисс отложены радиусы капель в микронах, по оси ординат α_0 и r_0 в $\text{см}^2/\text{г}$, причем масштаб для r_0 в 10 раз больше.

Из рис. 6 можно сделать ряд важных выводов:

1) для всех туманов, у которых радиус частиц $< 14 \mu$, α_0 и r_0 практически постоянны. Это означает, что радиационный эффект туманов практически не зависит от их структуры, если только частицы в них не очень велики ($a < 14 \mu$);

2) радиационный эффект тумана в основном вызван поглощением и излучением радиации каплями. Рассеяние радиации каплями дает эффект в 10 раз более слабый.

Из рис. 6 следует, что до $a = 14 \mu$ мы можем с практически достаточной точностью считать, что

$$\alpha_0 = 550 \text{ см}^2/\text{г}; r_0 = 55 \text{ см}^2/\text{г}; \\ \alpha_0 + r_0 = 605 \text{ см}^2/\text{г}. \quad (21)$$

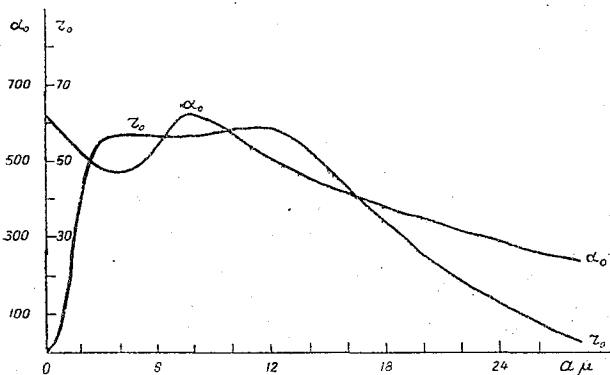


Рис. 6.

Это означает, что если толщина тумана l метров, а водность q в $\text{г}/\text{м}^3$, то изменение радиационного баланса (в процентах), вызванное этим туманом, описывается следующей простой формулой:

$$\frac{\Delta R}{R} = -6ql = -6w. \quad (22)$$

Здесь w — количество осажденной воды в тумане в $\text{г}/\text{м}^2$.

При $l = 5 \mu$ и $q = 0,2 \text{ г}/\text{м}^3$ мы найдем, что $\frac{\Delta R}{R} = -6\%$.

Для крупнокапельных туманов, в соответствии с рис. 6, радиационный эффект будет еще меньше.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Практическое применение развитых здесь соображений к другим спектральным участкам или к другим веществам часто осложняется плохим знанием m . Существенно, однако, что в ряде случаев можно не считаться с некоторыми ошибками в значении m . Дело в том, что из двух параметров ρ и m , от которых зависят все наши формулы, зависимость от ρ , как правило, более сильная. При грубых оценках поэтому можно не учитывать изменение m . Справедливость нашего замечания подтверждается опытами Линке и Борнэ. Исследуя прозрачность различных дисперсных систем (ладан, табачный дым, коготь и др.), они нашли, что ослабление в них практически одинаково, если только размеры частиц одни и те же. Мы можем, таким образом, установить следующее простое правило, удобное для практических оценок: оптические свойства дисперсных систем зависят не столько от их состава, сколько, главным образом, от размеров составляющих их частиц.

Подведем некоторые итоги. Основные результаты нашего исследования следующие:

1. Показано, что замена дисперсной фазы сплошной пленкой вещества является ошибочной.
2. Выведена формула, указывающая радиационный эффект тумана.
3. Указаны общие формулы, позволяющие вычислять поглощение и отражение от туманов.
4. Рассмотрен радиационный эффект тумана, состоящего из полностью отражающих частиц.
5. Рассмотрен радиационный эффект тумана, состоящего из малых и больших частиц.
6. Рассмотрен радиационный эффект водного тумана и выведена простая формула для этого случая.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берлянд М. Е. и Красиков П. Н. Труды ГГО, № 12 (74), 1948.
2. Ш у л е й к и н В. В. Физика моря, т. I, 1933.
3. Ш и ф р и н К. С. Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., № 3, 1949.
4. Ш и ф р и н К. С. Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., № 2, 1950.
5. Ш и ф р и н К. С. Труды ГГО, вып. 19, 1950.
6. Дерягин Б. В. и Власенко Г. Я. ДАН 68, 65, 1948.
7. Ш и ф р и н К. С. Труды ГГО, вып. 26, 1951.

О ВВЕДЕНИИ ТЕМПЕРАТУРНОЙ ПОПРАВКИ НА КОНДЕНСАЦИЮ ПРИ РАДИАЦИОННОМ ВЫХОЛАЖИВАНИИ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

В ряде случаев, при выхолаживании приземного слоя атмосферы, температура воздуха достигает температуры точки росы. Начинаясь при этом конденсация водяного пара весьма заметно влияет на дальнейшее изменение температуры благодаря выделяющейся скрытой теплоте парообразования. Ниже предлагается метод учета теплоты парообразования при предвычислении температуры воздуха, основанный на теоретических соображениях. Напишем уравнение первого начала термодинамики для насыщенного воздуха, которое определяет изменение температуры ниже точки росы:

$$dQ = c_p dT + Td\left(\frac{Lq}{T}\right). \quad (1)$$

Здесь dQ — приток тепла к единице массы фиксированного элемента воздуха; c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении; L — скрытая теплота парообразования; q — удельная влажность; T — температура воздуха.

Заменяя q через $\frac{p_w}{p}$ и воспользовавшись тем, что процесс изобарический, получим:

$$dQ = c_p dT + \frac{RTL}{p} d\left(\frac{p_w}{p}\right).$$

Поскольку в рассматриваемом случае изменения температуры происходят в интервале -5 — -10° , то с совершенно достаточной точностью можно считать L неизменным и, значит:

$$dQ = c_p dT + \frac{RTL}{p} dp_w. \quad (2)$$

Выразим теперь dp_w через dT .
Воспользовавшись тем, что

$$p_w = p \frac{0,623E}{p},$$

и формулой Клаузиуса—Клапейрона

$$\frac{dE}{E} = \frac{L dT}{AR_w T^2}$$

(AR_w — газовая постоянная для водяного пара), имеем:

$$\frac{dp_w}{p_w} = \left(\frac{L}{AR_w T} - 1 \right) \frac{dT}{T}.$$

Первое слагаемое в скобках приблизительно в 20 раз больше второго ($L = 600$ кал/г, $AR_w = 0,11$ кал/г·град), на этом основании

$$\frac{d\rho_w}{\rho_w} \cong \frac{L}{AR_w T} \cdot \frac{dT}{T}. \quad (3)$$

Подставляя в (2), получим:

$$dQ = c_p dT + \frac{RL^2 \rho_w}{AR_w p} \cdot \frac{dT}{T}. \quad (4)$$

Интегрируя последнее выражение от момента, когда температура воздуха достигла температуры точки росы τ' , до некоторого последующего момента, получим:

$$\int_{(\tau')}^{(T)} \frac{dQ}{c_p} = \int_{(\tau')}^{(T)} \left[dT + \frac{L^2 q}{AR_w c_p} \frac{dT}{T^2} \right] = (T - \tau) + \frac{L^2 \bar{q}}{AR_w c_p} \left(\frac{1}{\tau'} - \frac{1}{T} \right).$$

Введя температуру в градусах Цельсия, получим:

$$\int_{(\tau')}^{(T)} \frac{dQ}{c_p} = (t - \tau) + \frac{L^2 \bar{q}}{AR_w c_p 273^2} (t - \tau).^1 \quad (5)$$

Здесь $\bar{q}$ — среднее значение удельной влажности, за которое без заметных погрешностей можно принять начальную удельную влажность, поскольку относительные изменения удельной влажности сравнительно невелики. Подставляя в (5) численные значения констант и вводя вместо удельной влажности упругость водяного пара в миллибарах, получим:

$$\int_{(\tau')}^{(t')} \frac{dQ}{c_p} = (t - \tau) \left(1 + \frac{\bar{e}}{10} \right). \quad (6)$$

Для определения dQ можно воспользоваться тем, что роса и слабый туман обычно не меняют существенно эффективного излучения, поэтому можно положить, что $dQ = c_p dt'$, где dt' — изменение температуры, которое имело бы место, если бы не выделялась скрытая теплота парообразования. Подставляя значение dQ в формулу (6), имеем после интегрирования:

$$t' - \tau = (t - \tau) \left(1 + \frac{\bar{e}}{10} \right). \quad (7)$$

Из последней формулы получим искомую поправку на скрытую теплоту парообразования:

$$\Delta t = t - t' = - (t' - \tau) \frac{\bar{e}}{e + 10}. \quad (8)$$

Из полученной формулы вытекает найденная в ряде эмпирических исследований линейная зависимость ночного понижения температуры от температуры точки росы. Совершенно очевидно, что указанная зависимость является только приближенной. Следует отметить, что температура точки росы в двухметровом слое у земной поверхности меняется меньше, чем на 1° на метр. Поэтому с достаточной в большинстве случаев точностью можно $\bar{e}$ и τ брать по измерениям в психрометрической будке для всего слоя.

¹ Принимается, что $273 \gg \tau$, $273 \gg t$.

По полученной формуле была введена поправка к ночному понижению температуры для ст. Колтуши. Было взято семь случаев, при которых теплоотдача хорошо аппроксимируется формулой $\vartheta = \vartheta_0 - 0,19\sqrt{t}$ (см. работу Г. Х. Цейтин и Ф. Н. Шехтер).

Ниже даются отклонения (с поправками и без поправок) температуры, вычисленной от наблюдаемой.

Время от начала, часы .	2	3	4	5	6	7	8
Абсолютные отклонения без поправок	0,7	0,7	1,0	1,1	1,3	1,8	1,5
Абсолютные отклонения с поправками	0,7	0,5	0,7	0,9	0,5	0,5	0,4

О МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОМПОНЕНТ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

Для поверхности суши уравнение теплового баланса, как известно, может быть записано:

$$R = LE + P + Q. \quad (1)$$

Все величины последнего уравнения могут рассматриваться как потоки (или точнее — плотности потоков) энергии, связанные с теми или иными физическими процессами, происходящими на деятельной поверхности.

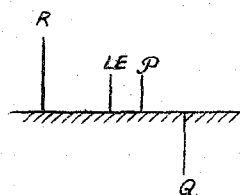


Рис. 1.

Величина R — радиационный баланс — характеризует процесс поглощения (излучения) радиации; E — количество тепла, затрачиваемое (получаемое) единицей поверхности на испарение (конденсацию) водяного пара, наконец, величины P и Q количественно выражают теплообмен между поверхностью и выше- и нижележащими слоями. Положительное значение членов уравнения теплового баланса показано стрелками на рис. 1.

Известно, что каждый из членов уравнения (1) может иметь разные знаки, поэтому запись уравнения может отличаться от принятой нами.

Для того чтобы определить все члены уравнения теплового баланса, необходимо знать три члена; тогда уравнение (1) позволяет определить четвертый член.

Рассмотрим кратко вопрос об определении членов уравнения теплового баланса деятельной поверхности.

Радиационный баланс R состоит из длинноволновой R_L и коротковолновой R_k частей:

$$R = R_L + R_k. \quad (2)$$

Длинноволновая часть радиационного баланса

$$R_L = E_A - E_{\Pi} - E_{\text{от}} \quad (3)$$

состоит из излучения земной поверхности E_{Π} , излучения атмосферы E_A и отраженной радиации $E_{\text{от}}$. В силу малости последнего члена в большинстве случаев уравнение (3) используется в форме:

$$R_L = E_A - E_{\Pi}. \quad (4)$$

В настоящее время не существует сравнительно простого и хорошо проверенного способа непосредственного измерения величины R_L (или обратной по знаку величины $R_L = E_{\Pi} - E_A$, которую называют эффек-

тивным излучением), поэтому широкое распространение получили формулы (типа формул Онгстрема, Брента), которые на основании эмпирически установленной зависимости величины R_L от метеорологических факторов (главным образом температуры и влажности воздуха) позволяют подсчитать величину R_L . Поскольку эмпирически установленные формулы не получили удовлетворительного физического обоснования, они, по необходимости, имеют локальный характер. Поэтому применение таких эмпирических формул для широких пространственных расчетов величины R_L может вызвать сомнение. В настоящее время существуют способы расчета R_L на основании метеорологических данных [3], [4], [5]. Эти способы имеют бесспорное преимущество по сравнению с указанными выше эмпирическими формулами.

Коротковолновая часть R_k может удовлетворительно измеряться обычными актинометрическими приборами.

Таким образом, экспериментальное определение величины R по составляющим (длинноволновая и коротковолновая части R) в настоящее время связано с определенными трудностями (главным образом из-за измерения величины R_L); поэтому в последние годы делаются серьезные попытки разработать удовлетворительные приборы, измеряющие всю величину R .

Нужно отметить, что впервые такой прибор был предложен русским физиком Михельсоном, после чего отечественными и иностранными исследователями было разработано несколько видоизменений прибора Михельсона.

В настоящее время наиболее надежным и простым прибором, измеряющим радиационный баланс, является термоэлектрический балансомер конструкции Ю. Д. Янишевского

При практическом использовании этого прибора встретились трудности, которые обусловили серьезное видоизменение методики измерения величины R . Это видоизменение методики состоит в том, что балансомер измеряют не величину R , а величину

$$R_B = R - S',$$

где S' — прямая солнечная радиация, R_B — радиационный баланс без прямой радиации. Поэтому балансомер измеряет фактически неполный радиационный баланс.

Сейчас не существует сколько-нибудь удовлетворительной теории балансомера, но принципиально измерение баланса этим прибором основывается на предположении, что показания балансомера, пропорциональные разности температур пластинок его, пропорциональны радиационному балансу.

Элементарные рассуждения, которые мы здесь не приводим (см. работу [6]), показывают, что радиационный баланс, измеряемый с помощью балансомера, должен определяться из следующего соотношения:

$$R = \alpha \Delta t + \beta \Delta_1 t, \quad (5)$$

где Δt — разность температур пластинок балансомера, $\Delta_1 t$ — разность температуры одной из пластинок и температуры воздуха, обтекающего балансомер, α, β — некоторые коэффициенты, из которых первый характеризует чувствительность прибора, а второй — теплообмен между пластинками балансомера и воздухом.

Наличие второго члена в уравнении (5) вызвано тем, что температура каждой пластинки балансомера (а значит, и их разность) определяется не только процессами поглощения и излучения радиации, но и процес-

сами теплообмена между пластинками и воздухом. Последний может отсутствовать только в том случае, когда температура пластинок в любой момент равняется температуре обтекающего воздуха. Этого, повидимому, никогда не наблюдается, поэтому показания балансомера зависят не только от величины радиационного баланса, но и в какой-то степени от условий теплообмена между пластинками балансомера и воздухом. Последние определяются:

- 1) разностью температур пластинок и обтекающего воздуха,
- 2) скоростью ветра и температурным градиентом (вертикальным) в воздухе.

Эти качественные соображения показывают, что для получения с помощью балансомера величины R необходимо уметь вводить поправки в показания балансомера, учитывающие влияние фактора теплообмена (конвекции), и, кроме того, использовать этот прибор таким образом, чтобы влияние этих факторов было по возможности малым.

Поэтому балансомер обычно затеняют от прямой радиации и помещают над подстилающей поверхностью на высоте не менее 1,5–2 м. Этим фактор обмена полностью не исключается, что подтверждается наличием зависимости показаний балансомера от скорости ветра, но влияние его сильно уменьшается. Точно учесть влияние фактора обмена сейчас не представляется возможным, поэтому создание балансомеров, показания которых не зависят от условий теплообмена, имеет большое принципиальное значение для непосредственного измерения величины R .

Таким образом, экспериментально величину радиационного баланса R можно в настоящее время измерить с помощью двух приборов: термоэлектрического балансомера и актиометра.

Известно, что и величина R_k может быть так же, как и R_L , приближенно определена с помощью эмпирических формул и связей, но этот способ имеет значение, повидимому, только при различных климатических описаниях.

Если же нас интересуют особенности физических процессов в нижних слоях воздуха, изменение тепло- и влагообмена за короткие промежутки времени (час, сутки и т. п.), то приближенные методы определения величины R_k здесь, очевидно, могут оказаться неудовлетворительными.

Испарение E . Вопросу определения скорости испарения с различных поверхностей посвящено большое количество, главным образом экспериментальных, исследований.

Обзор существующих методов определения и непосредственного измерения величины E можно найти в монографии М. И. Будыко [1] и несколько устаревшей монографии Б. Г. Иванова [2].

По мнению большинства современных исследователей, наиболее перспективным способом определения E является определение этой величины с помощью расчета турбулентного потока водяного пара от поверхности в воздух. Как известно, перенос влаги от подстилающей поверхности в верхние слои воздуха, собственно естественное испарение, осуществляется механизмом турбулентной диффузии водяного пара.

Для нижних слоев воздуха этот поток равен:

$$E = -k_q \frac{dq}{dz}, \quad (6)$$

где k_q — коэффициент турбулентности для водяного пара, dq/dz — вертикальный градиент абсолютной влажности (в г/м³ или г/см³) воздуха.

Основная трудность расчета E по этому способу заключается главным образом в определении коэффициента турбулентности k_q , поскольку величина dq/dz может быть сравнительно легко определена, так как для

этого достаточно измерить влажность воздуха на трех-двух высотах в нижнем слое воздуха.

При известном k_q формула (6), позволяя определить величину E , нуждается в экспериментальной проверке, поскольку величина k_q обычно находится не связанным с процессом испарения способом.

Об определении k_q более подробно будет сказано ниже. Сейчас же мы считаем необходимым отметить следующее обстоятельство.

Если мы сможем на основании метеорологических наблюдений определить величину k_q , тогда, очевидно, возможно определение величины испарения с помощью градиентных наблюдений влажности воздуха.

Такой путь определения испарения принципиально отличен от способа установления эмпирических связей между измеренным прибором испарением в данных условиях и различными метеорологическими факторами. Этот путь, как известно, несмотря на многочисленные попытки, по понятным физическим причинам не привел к успешной разработке удовлетворительного способа измерения естественного испарения.

Определение же величины естественного испарения с помощью расчета турбулентного потока водяного пара делает необходимым специальную проверку этого способа, поскольку это определение основывается на ряде теоретических положений, нуждающихся в экспериментальном подтверждении. Таких исследований произведено очень мало. Заслуживает внимания только одна известная нам работа М. И. Будыко [7], который экспериментально проверял соответствие между величинами коэффициентов турбулентности, получаемых с помощью разработанной им теории, и величинами k_q , получаемыми по уравнению (6) с помощью измерения естественного испарения E .

Теплообмен P между деятельной поверхностью и воздухом

Теплообмен между деятельной поверхностью и воздухом, который существенным образом определяет термический режим приземного воздуха, осуществляется или лучистым теплообменом или турбулентной передачей тепла. Согласно современным исследованиям в нижних слоях воздуха (во всяком случае, до высоты в несколько десятков метров), турбулентная передача тепла является главным процессом теплообмена и поэтому, аналогично величине E , формула для определения величины теплообмена обычно записывается:

$$P = -c_p \rho k_t \frac{dt}{dz}, \quad (7)$$

где c_p — удельная теплоемкость и плотность воздуха, k_t — коэффициент турбулентности для тепла.

Таким образом, для расчета величины P необходимо знать коэффициент турбулентности для тепла и градиент (вертикальный) температуры воздуха. Последний можно легко определить, измеряя на двух-трех высотах вблизи поверхности температуру воздуха.

Формулы (6) и (7) показывают, что определение двух членов теплового баланса деятельной поверхности связано с необходимостью знания величин коэффициентов турбулентности. Определение величин коэффициентов турбулентности на основании метеорологических наблюдений, особенно при условиях сверхadiaбатических градиентов в воздухе, когда величина указанных членов уравнения часто бывает наибольшей (в течение суток), в настоящее время возможно благодаря, главным образом, работам М. И. Будыко [1] и Д. Л. Лайхтмана [8].

Важно отметить, что для расчета двух членов теплового баланса деятельной поверхности необходимо знание характеристик турбулентности

нижних слоев воздуха. Определение последних характеристик будет более подробно изложено ниже.

Теплообмен между деятельной поверхностью и ниже лежащими слоями осуществляется преимущественно путем молекулярной теплопроводности. Величина этого члена уравнения теплового баланса по определению может быть вычислена по формуле:

$$Q = c_b a \left. \frac{d\theta}{dz} \right|_{z=-0}, \quad (8)$$

где уровень $z = -0$ обычно считают совпадающим с подстилающей поверхностью и тогда: c_b — объемная теплоемкость почвы, a — коэффициент температуропроводности почвы, $\frac{d\theta}{dz}$ — вертикальный градиент температуры в почве.

Для расчета величины Q , как очевидно, необходимо знать тепловые характеристики почвы (c_b , a) и распределение температуры в ней.

Относительно тепловых характеристик почвы необходимо отметить следующее.

Объемная теплоемкость различных видов почвы изменяется, главным образом, в зависимости от изменения влажности почвы.

Можно принять, что эта величина для различных видов почв и различной влажности их колеблется в сравнительно узких пределах ($c_b = 0,4 - 0,6$ кал/см³ · град для влажностей почв от 0 до 70—80% от максимальной влажности).

Поэтому для данного вида почвы и при известной ее влажности, которая может быть определена даже очень грубо (например, визуально), всегда можно сравнительно надежно и просто определить объемную теплоемкость почвы.

Сложнее дело обстоит с определением другой тепловой характеристики почвы — коэффициента температуропроводности. Последний в зависимости от вида почвы и ее влажности и некоторых других характеристик почвы может изменяться в сравнительно широких пределах.

Величина a в течение суток даже для одной и той же почвы может значительно изменять свою величину. Поэтому для расчета величины Q необходимо надежно определить коэффициент температуропроводности.

В настоящее время существуют различные способы определения величины a . Экспериментальные способы определения ее требуют производства специальных наблюдений, иногда довольно сложных и тщательно поставленных.

Поэтому желательно для определения величины a использовать измерения температуры почвы, без которых, как это видно из формулы (8), невозможно рассчитывать величину теплообмена Q .

Таких способов также существует несколько, наиболее надежные и обоснованные разработаны Д. Л. Лайхтманом и Г. Х. Цейтиным.

Основываясь на указанных работах, Г. А. Волошинова [9] убедительно решила вопрос о способах расчета величины a в зависимости от погодных условий. Даже при известных тепловых характеристиках почвы определение теплообмена Q затрудняется тем, что на основании обычных измерений температуры почвы (например, на стандартных глубинах 0, 5, 10, 15, 20 см) чрезвычайно трудно определить величину вертикального градиента температуры $\frac{dQ}{dz}$. Некоторые авторы, упрощая формулу (8), записывают ее в виде:

$$Q = c_b a \frac{\Delta\theta}{\Delta z}, \quad (9)$$

где $\Delta\theta$ — разность температур в почве на глубинах z_2 и z_1 ($\Delta z = z_2 - z_1$).

Формула (9) может при подсчетах величины Q давать, вообще говоря, какие угодно ошибки. Для примера приведем расчет величины Q , выполненный Г. Х. Цейтиным. По формуле (9) для измеренного распределения температуры в почве получилось $Q = -0,09$ кал/см² · мин.

Для этого же момента времени, на основании тех же данных о температуре, величина Q , вычисленная по формуле Лайхтмана [10], оказалась равной $Q = -0,17$ кал/см² · мин.

Этот пример показывает, что пользоваться формулой (9) для расчета величины Q невозможно.

Поэтому для надежного расчета Q приходится пользоваться более сложными формулами, которые позволяют определить Q с необходимой точностью.

Известно, что член Q принципиально может быть определен экспериментально, но несмотря на некоторые попытки в этом направлении, иногда, в общем, удачные (например, работы Б. А. Айзенштата [11]), в настоящее время не существует сравнительно простого, применимого в обычных условиях, метода экспериментального определения Q .

На основании краткого обзора по вопросу определения компонент теплового баланса подстилающей поверхности можно сделать следующие выводы.

1. Для определения радиационного баланса возможно использование ограниченной актинометрической аппаратуры (термоэлектрический балансомер и актинометр). При этом существует необходимость дальнейшего исследования балансомеров в направлении выяснения возможных ошибок измерения радиационного баланса.

2. Для расчета двух членов уравнения теплового баланса подстилающей поверхности необходимо знание характеристик турбулентности нижних слоев воздуха и градиентов температуры и влажности.

Поэтому необходимо было дальнейшее исследование турбулентного обмена в нижних слоях воздуха.

3. Для расчета величины теплообмена между деятельной поверхностью и нижележащими слоями необходимо было разработать способ расчета тепловых характеристик почвы и величины Q . Эта работа была выполнена сотрудниками ГГО Д. Л. Лайхтманом [10] и Г. Х. Цейтиным [12].

Естественно, что для решения указанных вопросов требовались серьезные исследования экспериментального и теоретического характера.

Экспериментальная часть работы выполнялась в период с 5/V по 16/VIII 1950 г. на станции физики приземного слоя воздуха в Колтушах. При постановке экспериментальных исследований мы старались возможно надежнее определить все члены уравнения теплового баланса деятельной поверхности.

Прежде чем переходить к краткому описанию применявшейся методики измерений, отметим, что экспериментальные работы выполнялись научными сотрудниками ГГО Н. В. Кучеровым, Т. В. Кирилловой, Т. А. Огневой, И. С. Борушко, Л. И. Зубенок.

При измерении компонент теплового баланса подстилающей поверхности применялась следующая методика.

Радиационный баланс измерялся на двух площадках: оголенной (черный пар) и с травостоем.

Для измерения применялись: балансомер ТЭ, пиранометр, актинометр, эффективный пиранометр (все приборы конструкции Ю. Д. Янишевского).

Для получения среднечасовых значений величины радиационного баланса в течение часа производились 8—6 серий измерений (каждая серия состояла из трех отсчетов).

Градиентные измерения: а) в воздухе — температура и влажность воздуха до высоты 2 и 3,7 м (с 31/VII 1950 г.) измерялись аспира-

ционными психрометрами по методике, которая была применена в работе М. И. Будыко [7] и др.

Распределение ветра до высоты 15 м измерялось контактными анемометрами, изготовленными мастерскими ЦБП ГГО.

б) Измерения распределения температуры внутри почвы производились:

1) термометрами Савинова, расположенными на глубинах 1, 2, 5, 7, 10, 15, 20 см и установленными в 5 повторностях: две повторности на оголенной почве, две — на травостое и одна — около термометров сопротивления (также на травостое);

2) термометрами сопротивления (конструкции Н. В. Кучерова), установленными на глубинах: 0, 1, 2, 3, 5, 7, 10, 20, 40, 80 см.

Таким образом, все основные наблюдения производились на двух площадках: на естественной площадке, покрытой травой, высота которой была до 3—5 см, и оголенной (черный пар).

К 27/VI высота травы была 10—15 см и местами до 20 см. 27/VI на площадке, а затем около нее (на расстоянии 100—150 м) трава была скошена.

Характерная высота травы для всего периода наблюдений была около 4—6 см (параметр шероховатости для равновесных условий — около 1 см).

Методика обработки наблюдений

Вертикальный профиль ветра. Среднечасовые скорости ветра на высотах 0,5; 1, 2, 5, 9, 15 м определялись путем обработки лент самописца контактных анемометров по методике, разработанной в ГГО [16].

Данные по вертикальному профилю ветра использовались для нахождения коэффициента турбулентности (определялась величина этого коэффициента для высоты 1 м) по методу, также разработанному в ГГО.

Радиационный баланс, как указано выше, измерялся двумя способами:

1) с помощью балансомера (или эффективного пиранометра) и актинометра;

2) с помощью приборов, измеряющих отдельные составляющие радиационного баланса (актинометр, пиранометр, альбедометр, эффективный пиранометр и пиргеометр Савинова — только над оголенной почвой).

Значение радиационного баланса за час (среднее) вычислялось как среднее из всех отсчетов.

Все приборы для измерения радиационного баланса проверялись до измерений, во время измерений и после них путем сравнения с актинометром Михельсона и ТЭА Янишевского, которые градуировались по эталону актинометрической лаборатории ГГО.

Испарение измерялось с помощью небольших алюминиевых испарителей (поверхность вставлявшегося монолита почвы 91 см²) по методике, использованной М. И. Будыко [7]. Для определения среднего за час испарения на площадке устанавливались 6 испарителей, которые экспонировались в течение часа. Обработка измерений испарения указанным методом показала, что относительная средняя ошибка для дневных условий равна 16%.

Градиенты влажности измерялись с помощью аспирационных психрометров б/м, установленных горизонтально на высотах: 0,5; 1; 1,5; 2 м (и с 31/VII 1950 г. — на высоте 3,7 м).

На каждой высоте было установлено по три прибора, которые перед измерениями и после них тщательно сравнивались.

В течение часа по каждому прибору делалось около 30 отсчетов.

Поскольку все психрометры перед измерениями сравнивались путем установки их на одной высоте, то возможные систематические ошибки

этих приборов при измерении разностей по высотам не имели значения (они систематически исключались). Что касается случайных колебаний величины разностей влажностей, то в результате обработки данных она оказалась равной 10—15%.

Поскольку, как уже было указано выше, для расчетов двух членов теплового баланса P и E необходимо знание характеристик турбулентного обмена — коэффициентов турбулентного обмена в нижнем слое воздуха, поэтому мы сейчас переходим к изложению результатов наших исследований прежде всего по этому вопросу.

Турбулентный обмен в нижних слоях воздуха

Для надежного расчета величин P и E необходимо определить величины k_p , k_q .

В этой связи подлежали исследованию и проверке следующие вопросы:

- 1) соотношение между коэффициентами влагообмена и теплообмена;
- 2) зависимость величин k_t и k_q от метеорологических факторов;
- 3) проверка существующих методов определения коэффициентов турбулентности.

Указанные вопросы предполагалось решить на основании анализа полученного нами экспериментального материала.

Соотношение между коэффициентами турбулентности для влагообмена и теплообмена

До настоящего времени выводы исследователей были различны по вопросу соотношения величин k_t , k_q . Некоторые предполагали, что в условиях нижних слоев воздуха справедливо соотношение $k_t = k_q$.

Наиболее серьезной попыткой доказательства этого положения следует признать расчеты М. И. Будыко [1], который на основании уравнений теплового ($R = LE + P$) и водного балансов ($E = O - C$, где O — осадки, C — сток), определил величину E двумя способами: по уравнению теплового баланса и по уравнению водного баланса. М. И. Будыко получил хорошее совпадение вычисленных величин. К слабым сторонам этого доказательства следует отнести то обстоятельство, что величина R определялась с помощью расчетных методов (точнее, рассчитывались отраженная коротковолновая радиация и эффективное излучение), применение которых могло обусловить неточности в определении величины R . Известно, что сравнительно небольшие ошибки в определении R могли дать значительные ошибки в определении величины E . Поэтому необходимо вывод М. И. Будыко проверить анализом непосредственных измерений величин R , E и Q .

Величины R , E измерялись нами непосредственно, Q^1 — рассчитывалось по методам, разработанным в ГГО с использованием подробных измерений температуры на поверхности и на различных глубинах в почве.

Величина P определялась как остаточный член уравнения теплового баланса.

Таким образом, коэффициенты турбулентности для влаги k_q и тепла k_t могли быть определены из уравнений

$$P = -c_p \rho k_t \frac{dt}{dz}, \quad E = -k_q \frac{dq}{dz}.$$

При определении величин k_t и k_q по написанным формулам нужно принять во внимание следующие очевидные соображения.

¹ Все величины Q рассчитаны научным сотрудником ГГО И. С. Борушко.

Ошибка в определении величины k_t зависит от ошибок определения P и градиента температуры воздуха.

Ошибка в определении P может быть минимальной в случае больших положительных значений радиационного баланса, что соответствует дневным, при ясной или малооблачной погоде, условиям. Кроме того, в этих условиях и величина R определяется наиболее надежно.

На основании наших измерений при ясной погоде можно принять, что ошибка в определении величины R не превышала 8%, что при характерной величине R дает возможную абсолютную ошибку около 0,04 кал/см² · мин.

Если учесть ошибки, связанные с определением величин E^1 и Q , то максимальная абсолютная ошибка в определении величины P может иметь порядок 0,08—0,1 кал/см² · мин. Поэтому, если величина P , получаемая из уравнения теплового баланса, равна или меньше 0,1 кал/см² · мин., то ошибка в определении ее может быть порядка 100% и больше, т. е. в этом случае мы получаем величины, обладающие совершенно недостаточной надежностью. Поэтому, если хотим, чтобы $\frac{\Delta P}{P} < 50\%$, то для анализа следует использовать P по величине $\geq 0,2$ кал/см² · мин.

Все это действительно при условии, если R определяется с указанной выше точностью.

Из всех часовых серий (около 155) мы имели 53 серии, где радиационный баланс измерен с указанной выше точностью. Эти часовые серии приходятся на случаи или ясной погоды (17), или незначительной верхней (и отчасти средней) облачности (33), или полной нижней облачности (3 случая).

Точность определения k_t , кроме того, зависит от точности определения вертикального градиента температуры воздуха, т. е., в конечном счете, от точности определения разностей температур на двух избранных высотах.

Окончательно ошибка в определении k_t может быть оценена по формуле:

$$\frac{\delta k_t}{k_t} = \frac{\delta P}{P} + \frac{\delta \Delta t}{\Delta t}.$$

Ошибка в определении разности температур существенно зависит от величины разности. Для того чтобы $\frac{\delta \Delta t}{\Delta t} \leq 0,1$, необходимо $\Delta t \geq 0,5^\circ$.

Из этих простых соображений следует, что даже при благоприятных условиях ($P \geq 0,2$; $\Delta t \geq 0,5^\circ$) ошибка в определении величины k_t может в отдельных случаях достигать значений 50—60%.

Оценим возможный порядок ошибки при определении величины k_q . Легко видеть, что:

$$\frac{\delta k_q}{k_q} = \frac{\delta E}{E} + \frac{\delta \Delta q}{\Delta q}.$$

Для дневных условий $\frac{\delta E}{E} \approx 0,16$.

Для того чтобы величина $\delta \Delta q / \Delta q$ не превышала 15—20%, легко показать, что для наших измерений должно выполняться условие $\Delta q \geq 0,3$ г/м². Отсюда следует, что ошибка в определении k_q в отдельных случаях может иметь порядок 30—40%.

¹ Средняя ошибка определения E для дневных условий, согласно обработке наших измерений, оказалась равной $\frac{\Delta E}{E} = 0,164 \approx 16\%$.

Для величины Q принимаются ошибки в 10%, что не является минимальной оценкой.

Из этих оценок возможных ошибок в определении величин k_t и k_q легко понять, что ошибка отношения k_q/k_t в отдельных случаях может достигать 80—90%. Таким образом, только имея в распоряжении значительное количество вычислений величин отношений коэффициентов, можно сделать надежный вывод о соотношении их.

У нас имелось 19 часовых серий измерений (из 53 серий, при которых надежно определялась величина P), когда величины Δt и Δq удовлетворяли указанным выше условиям.

В табл. 1 приведены данные, характеризующие соотношение между потоками влаги и тепла и между соответствующими коэффициентами турбулентности.

На основании данных таблицы построен корреляционный график (рис. 2). Несмотря на разброс точек на графике, который вполне объясняется оцененными выше ошибками величин k_t и k_q , можно утверждать, что точки группируются около проведенной пунктиром биссектрисы. Этот график показывает, что в среднем в дневных условиях в приземных слоях воздуха (величины k_q и k_t относятся к высоте 1 м) выполняется условие:

$$k_t = k_q.$$

Средние значения коэффициентов турбулентности для тепла и влаги указанных 20 случаев оказались равными $k_t = 0,18$, $k_q = 0,16$, т. е. средние значения k_t и k_q , учитывая ошибки определения этих величин, оказались совпадающими.

Следующий элементарный расчет также подтверждает справедливость равенства коэффициентов k_t и k_q .

Если $k_t = k_q$, то

$$\frac{P}{LE} = \frac{c_p \rho \Delta t}{L \Delta q} = 0,52 \frac{\Delta t}{\Delta q},$$

когда Δq выражается в г/м³. Средняя величина отношения P/LE , вычисленная на основании средних значений Δt и Δq , равна 0,7. С другой стороны, если мы найдем средние значения P и LE на основании данных табл. 1, то их отношение также равно 0,7, что опять характеризует выполнимость условия $k_t = k_q$.

Следует отметить, что отдельные значения отношений k_q/k_t , как это видно из табл. 1, могут заметно отличаться от единицы, что является вполне естественным следствием ошибок при определении потоков тепла и влаги и вертикальных градиентов температуры и влажности воздуха. Строго говоря, использованный нами экспериментальный материал дает основание утверждать, что различия между численными значениями k_q и k_t в среднем не могут быть больше 5—10%. Указанные возможные различия между k_q и k_t находятся в пределах ошибок определения этих величин всеми реально возможными методами.

Вполне обоснованным, поэтому, будет утверждение о том, что для дневных условий (сверхadiaбатические температурные градиенты) коэффициенты турбулентного тепло- и влагообмена в приземном слое воздуха численно совпадают друг с другом.

Утверждение некоторых исследователей, главным образом иностранных, о том, что в приземном слое атмосферы коэффициенты турбулентного влаго- и теплообмена могут значительно отличаться друг от друга, поэтому не может считаться обоснованным.

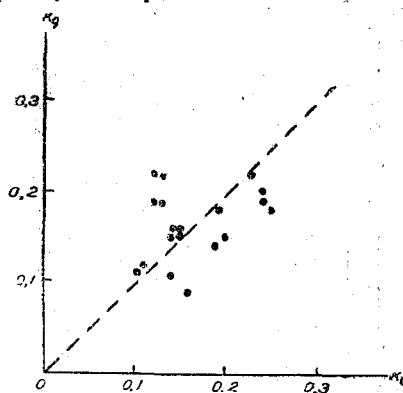


Рис. 2.

Таблица 1

Соотношения потоков тепла, влаги, коэффициентов турбулентности

№ шт	Дата	Время ч. м.	u_1	Δt	Δq	$E \cdot 10^6$ $\frac{\text{г}}{\text{см}^2 \cdot \text{мин.}}$	LE	P	$\frac{LE}{P}$	k_q	k_t	Облачность	$\frac{k_q}{k_t}$	R
1	6/V	13-14	2,4	1,2	0,68	426	0,256	0,242	1,06	0,145	0,149	0/0	0,97	0,654
2	19/VI	9 30-10 30	2,6	0,7	0,69	559	0,335	0,178	1,88	0,187	0,188	0/0	1,00	0,668
3	17/VII	10-11	3,8	1,12	0,80	516	0,310	0,213	1,46	0,149	0,141	0/0	1,06	0,635
4		12-13	3,6	1,19	0,70	495	0,298	0,229	1,3	0,163	0,142	0/0	1,15	0,620
5	3/VIII	16-17	3,2	0,5	0,35	280	0,168	0,192	0,88	0,184	0,278	0/0	0,66	0,336
6	10/VIII	8-9	3,8	0,6	0,52	258	0,155	0,116	1,34	0,114	0,143	0/0	0,80	0,329
7	11/VIII	10-11	3,2	1,1	0,41	398	0,238	0,177	1,35	0,224	0,119	0/0	1,88	0,520
8		14-15	3,6	0,6	0,50	334	0,200	0,166	1,2	0,154	0,204	0/0	0,75	0,408
9	8/IV	11 30-12 30	4,2	1,2	0,45	358	0,214	0,401	0,53	0,183	0,248	1/0 Cl, Ac, As	0,74	0,740
10		13 00-14 30	4,5	1,2	0,38	356	0,214	0,377	0,57	0,216	0,233	1/0 Cl	0,93	0,642
11		15 30-16 30	4,4	0,6	0,37	301	0,181	0,198	0,91	0,187	0,244	2/0 Cl	0,77	0,354
12	19/VI	11 30-12 30	2,6	0,96	0,84	708	0,425	0,169	2,52	0,194	0,130	1/1 Cu	1,5	0,756
13		13-14	2,2	0,91	0,94	661	0,397	0,180	2,21	0,161	0,146	1/1 Cu	1,1	0,716
14		14 30-15 30	1,9	0,8	1,12	579	0,347	0,117	2,97	0,119	0,108	2/2 Cu	1,1	0,569
15	17/VII	16-17	2,8	0,6	0,45	344	0,206	0,197	1,04	0,176	0,242	3/0 Cl	0,73	0,367
16	18/VII	8-9	1,1	0,6	0,97	398	0,239	0,126	1,9	0,094	0,156	10/0 Cl	0,61	0,482
17	22/VII	10-11	1,4	0,7	0,65	537	0,321	0,114	2,82	0,190	0,120	9/0 Cl	1,59	0,623
18	3/VIII	12-13	2,8	0,7	0,50	474	0,284	0,121	2,35	0,218	0,128	2/2 Cu	1,7	0,560
19	10/VIII	10-11	4,3	0,7	0,51	301	0,180	0,183	0,98	0,136	0,193	1/1 Cu	0,71	0,446
20		12-13	4,6	0,6	0,94	323	0,194	0,172	1,1	0,079	0,212	1/1 Cu	0,37	0,450
Средние				0,83	0,64	430	0,258	0,193	1,52	0,164	0,176		1,1	0,544

Рассмотрим кратко вопрос о соотношении между величинами k_q (или k_t) и k — коэффициентом турбулентного обмена количеством движения (так называемым коэффициентом кинематической турбулентной вязкости). Вообще говоря, поскольку в условиях приземного воздуха выполняется условие $k_q = k_t$, можно ожидать, что и условие $k = k_q$ также будет выполняться, так как не существует, повидимому, каких-либо серьезных факторов, которые обусловили бы невыполнимость последнего условия ($k = k_q$) при одновременной выполнимости первого условия ($k_q = k_t$).

Для бесспорного доказательства последнего утверждения необходимо, так же как и в случае сравнения величин k_q и k_t , определить величину k „прямым“, экспериментальным образом. Для этого необходимо измерить величину касательного напряжения τ , с которой k связано следующим простым соотношением:

$$\frac{\tau}{\rho} = V_*^2 = k \frac{du}{dz}, \quad (10)$$

где ρ — плотность воздуха, du/dz — вертикальный градиент средней скорости ветра, V_* — так называемая скорость трения (или динамическая скорость).

Экспериментальных данных о величине касательного напряжения в воздухе чрезвычайно мало, так как в настоящее время не существует проверенной методики измерения величины τ .¹ Поэтому вопрос о соотношении величин k_q и k мы в настоящее время можем решить только отчасти. Если предположить, что $k = k_q$, тогда величину V_* , используя измерения скорости испарения, можно вычислить по соотношению

$$V_* = \sqrt{E \frac{\Delta u}{\Delta q}}, \quad (11)$$

где Δu , Δq — разности скорости ветра и абсолютной влажности воздуха на двух высотах (мы использовали высоты 0,5 и 2 м).

С другой стороны, для состояний, близких к равновесным, существует хорошо проверенная формула для определения величины V_*' :

$$V_*' = \frac{0,40 u_1}{\ln \frac{1}{z_{00}}}, \quad (12)$$

где z_{00} — параметр шероховатости, u_1 — скорость ветра на высоте 1 м.

Для всех случаев, когда состояния были близки к равновесным, мы рассчитали величины V_* и V_*' по формулам (11) и (12). Несмотря на некоторые различия V_* и V_*' для отдельных часов, средние значения оказались: $V_* = 0,24$ м/сек., $V_*' = 0,23$ м/сек., т. е. для условий, близких к равновесным, простой анализ наших экспериментальных материалов подтверждает выполнимость условия $k = k_q$.

Не существует, по нашему мнению, серьезных оснований предполагать, что указанное условие не будет выполняться при состояниях, отличных от равновесных. Таким образом, турбулентный обмен в приземном слое воздуха характеризуется тем, что коэффициенты турбулентности для процессов влаго-, теплообмена и обмена количеством движения приближенно численно совпадают, т. е.

$$k = k_q = k_t.$$

Это заключение имеет фундаментальное значение, поскольку из него, например, следует, что критическое значение известного параметра Ri для приземного воздуха должно приближенно равняться единице, так как:

$$Ri_{кр} = \frac{k}{k_t}.$$

¹ Некоторые данные по этому вопросу приведены в работе А. Р. Константинова [13]

Зависимость характеристик турбулентного обмена от метеорологических факторов

Как было указано выше, величина k_q на основании измерения естественного испарения определяется более надежно, чем величина k_r , поэтому для иллюстрации зависимостей характеристик турбулентности от метеорологических условий мы воспользуемся прежде всего величиной k_q .

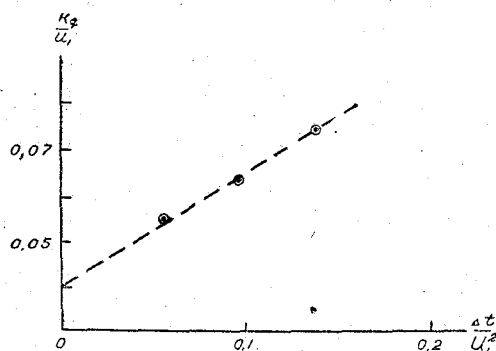


Рис. 3.

Необходимо указать, что некоторые исследователи (Будыко, Гандин, Лайтман и др.) занимались вопросом установления зависимости характеристик турбулентности от метеорологических факторов, но при этом коэффициенты турбулентности определялись не по измерению потоков, а, главным образом, на основании различных теоретических методов расчета их. Экспериментальных данных по характеристикам турбулентности в

литературе имеется очень мало, поэтому приводимый ниже материал представляет несомненный интерес.

Интенсивность турбулентного обмена в нижнем слое воздуха зависит от скорости ветра и параметра Ri (число Ричардсона или величина, эквивалентная ей, $-\frac{\Delta t}{u_1^2}$, где Δt — разность температур на двух высотах вблизи поверхности; мы использовали $\Delta t = t_{0,5} - t_{2,0}$ и u_1 — скорость ветра на высоте 1 м).

Зависимость величины k_q/u_1 от параметра $\Delta t/u_1^2$ показана на двух графиках (рис. 3 и 4).

На первом графике эта зависимость дана для ясной погоды (19 часовых серий), на втором — для различной погоды (от ясной до переменной и облачной погоды) для всех случаев измерения испарения и $\Delta q \geq 0,3$ г/м³ ($\Delta q = q_{0,5} - q_{2,0}$) — всего 45 случаев.

Следует констатировать хорошо выраженную зависимость k_1/u_1 от $\Delta t/u_1^2$.

Эта зависимость в первом приближении может приниматься за линейную. Интересно отметить, что значение величины k_q/u_1 при $\frac{\Delta t}{u_1^2} = 0$ как по первому, так и по второму графику соответствует значению параметра шероховатости для измерительной площадки ($z_{00} \approx 1$ см).

Рассмотрим следующую важную характеристику турбулентного обмена, так называемую динамическую скорость V_* .

Зависимость величины V_*/u_1 от параметра $\Delta t/u_1^2$ показана на рис. 5. Точки на графике получены в результате осреднения 45 часовых серий по четырем группам (средним значениям) параметра $\Delta t/u_1^2$.

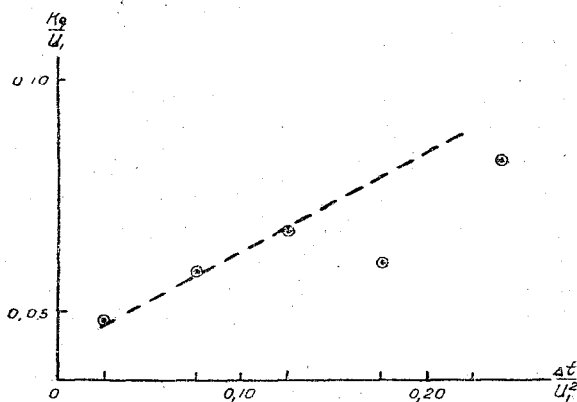


Рис. 4.

Как показывает график, зависимость V_*/u_1 от $\Delta t/u_1^2$ отличается от линейной. График показывает, что зависимость V_*/u_1 от $\frac{\Delta t}{u_1^2}$ слабей линейной. Это означает, что положение полуэмпирической теории о том, что если $\frac{k_1}{u_1} \sim \frac{\Delta t}{u_1^2}$, то зависимость V_*/u_1 от $\Delta t/u_1^2$ должна быть близка к $\frac{V_*}{u_1} \sim \left(\frac{\Delta t}{u_1^2}\right)^{1/2}$, следует считать экспериментально подтвержденным.

Следует также отметить, что при $\frac{\Delta t}{u_1^2} = 0$ значение V_*/u_1 , согласно рис. 5, около 0,090, что хорошо соответствует величине параметра z_{00} (в нашем случае при $z_{00} = 1$ см должно быть

$$\frac{V_*}{u_1} = \frac{0,40}{\ln \frac{1}{0,01}} = 0,087.$$

Таким образом, можно сделать следующие выводы о зависимости характеристик турбулентности от метеорологических факторов (u_1 и $\Delta t/u_1^2$).

1. Величины k_1/u_1 и V_*/u_1 существенно меняются с изменением метеорологических факторов (величины $u_1 \Delta t/u_1^2$).

2. В первом приближении зависимость между k_1/u_1 и $\frac{\Delta t}{u_1^2}$ может считаться линейной, т. е. можно при-
нять, что

$$\frac{k_1}{u_1} \approx A + B \frac{\Delta t}{u_1^2} = A \left(1 + \frac{B}{A} \frac{\Delta t}{u_1^2}\right). \quad (13)$$

3. Зависимость между V_*/u_1 близка к

$$\frac{V_*}{u_1} \sim D \left(1 + M \frac{\Delta t}{u_1^2}\right)^{1/2}. \quad (14)$$

В последних формулах величины A, B, D, M — некоторые функции шероховатости подстилающей поверхности.

Приведенные выше выводы служат серьезным экспериментальным подтверждением теоретически установленного советскими исследователями (М. И. Будыко, Д. Л. Лайхтман, А. М. Обухов) положения о том, что влияние фактора устойчивости на турбулентный обмен может быть описано функцией, зависящей только от Ri .

Далее, наши данные свидетельствуют о том, что теории М. И. Будыко и А. М. Обухова [14], в которых влияние фактора устойчивости на турбулентный обмен в явном виде выражалось через некоторую функцию Ri , качественно соответствуют реально наблюдаемой зависимости.

В дальнейшем мы этот вывод постараемся уточнить.

Проверка методов расчета коэффициентов турбулентности

Как уже было указано выше, в настоящее время существует несколько методов расчета коэффициентов турбулентности на основании градиентных наблюдений за скоростью ветра и температурой воздуха.

Далее, известно также, что заслуживают внимания (если иметь в виду градиентные наблюдения) методы, разработанные М. И. Будыко, Д. Л. Лайхтманом и А. М. Обуховым. Наши наблюдения позволяют произвести

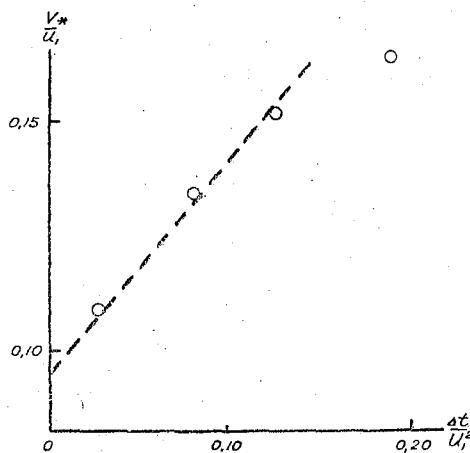


Рис. 5.

проверку указанных методов, поскольку мы имеем в своем распоряжении величины коэффициентов, которые вычислены независимым методом.

Рассмотрим вначале метод Д. Л. Лайхтмана.

Параметры, от которых зависит величина коэффициента турбулентности (в дальнейшем он будет обозначаться через k_L) на фиксированном уровне (за него мы принимаем высоту в 1 м), по методу Лайхтмана суть ϵ и z_0 . Эти величины определяются в результате обработки наблюдений за вертикальным распределением средних (обычно осредняют за час) скоростей ветра на различных высотах. При наших измерениях скорость ветра фиксировалась на уровнях по высоте от 0,5 до 15 м.

Величина коэффициента турбулентности (для $z=1$ м), по Лайхтману, вычисляется по формуле:

$$k_L = \frac{(xz_0^e)^2 \epsilon u_1}{(1 - z_0^e)}, \quad (15)$$

где величина x — независимая от высоты, для равновесных условий равная $x_0 = 0,40$.

Для неравновесных условий эта величина, повидимому, отлична от x_0 . Д. Л. Лайхтман из некоторых теоретических соображений предложил следующую формулу:

$$x = \frac{x_0}{1 - \epsilon}.$$

До настоящего времени эта формула недостаточно проверена. Поэтому мы, прежде всего, пытались экспериментально установить закон для изменения величины x в зависимости от изменения параметра устойчивости ϵ .

Для установления такой зависимости были использованы измерения скорости испарения и наблюдения за скоростью ветра.

Если использовать измерения испарения, то величина x может быть определена по формуле:

$$x^2 = \frac{E}{u_1^2 \left(\frac{\lg \beta}{u_1} - \epsilon \right)^2 \Delta q}. \quad (16)$$

Следует отметить, что вычисления x по указанной формуле, как очевидно, связаны с большими ошибками, поэтому для того чтобы получить надежный результат, вычисленные значения x для 45 часовых серий были осреднены по значениям параметра ϵ . Полученная зависимость изображена на рис. 6. На этом же рисунке пунктиром изображена зависимость, даваемая формулой (1).

Если закон Лайхтмана

$$x = \frac{x_0}{1 - \epsilon}$$

приблизительно может быть изображен прямой $x = x_0(1 + \epsilon)$, то полученная нами зависимость соответствует прямой

$$x = x_0(1 + 1,75\epsilon).$$

Установленная зависимость обоснована, строго говоря, только для значений параметра $\epsilon < 0$. В крайнем случае эту прямую, по нашему мнению, можно продолжить (показано пунктиром) до $\epsilon = 0,2$.

Существенно отметить, что для области отрицательных значений параметра ϵ установленная зависимость несколько отличается от предложенной теоретически Д. Л. Лайхтманом. Хотя необходимо также указать,

что характер зависимости величины α от устойчивости Лайхтманом указан правильно.

Исходя из изложенного, формула Лайхтмана должна быть видоизменена и записана в следующей форме:

$$k_L = 0,16(1 + 1,75\varepsilon)^2 \left(1 - \frac{4u_1\varepsilon}{\operatorname{tg} \beta}\right)^2 \operatorname{tg} \beta = 0,16[(1 + 1,75\varepsilon)z_0^s]^2 \frac{u_1\varepsilon}{1 - z_0^s}. \quad (16a)$$

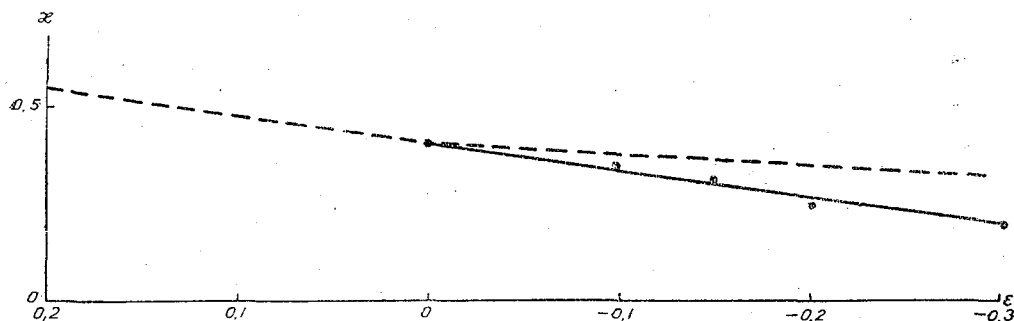


Рис. 6.

С помощью этой формулы мы вычислили коэффициенты турбулентности, потоки тепла и влаги и сравнили эти величины с соответствующими величинами, определенными экспериментально.

На рис. 7 изображена связь между коэффициентами турбулентности k_L , вычисленными по формуле (16a), и коэффициентами k_q , вычисленными по измерению испарения. Точки, как видно, группируются около биссектрисы.

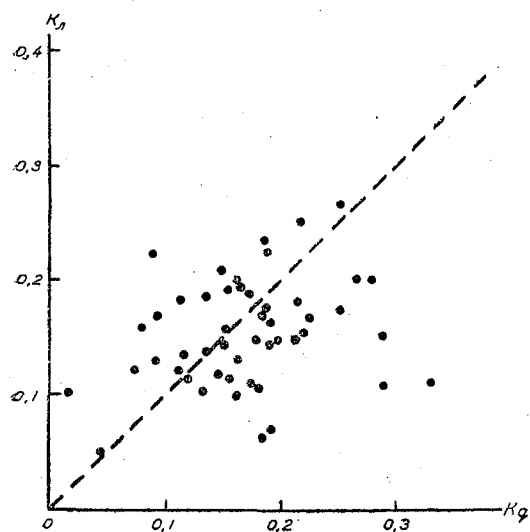


Рис. 7.

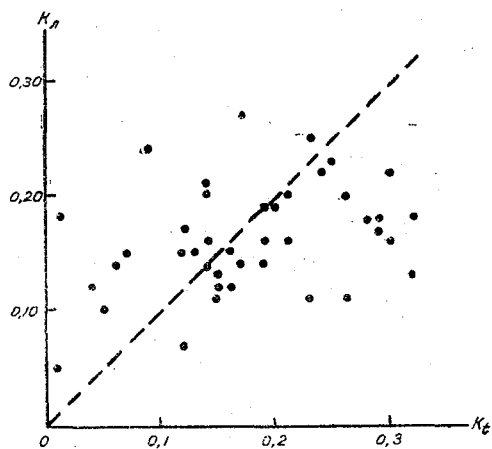


Рис. 8.

В среднем следует считать, что величины k_L и k_q совпадают.

График на рис. 7 может считаться не показательным, поскольку формула для k_L уточнена по измерению испарения.

На рис. 8 показан результат сравнения величин k_L с коэффициентом турбулентности k_t , вычисленным по величине турбулентного потока тепла, который определялся как остаточный член уравнения теплового баланса.

Следует также признать, что в среднем справедливо условие $k_{\text{л}} = k_t$. Для иллюстрации того факта, что разброс точек на наших графиках объясняется неточностями определения сравниваемых величин, может служить рис. 9, на котором дан результат сравнения величин $k_{\text{л}}$ и k_t .

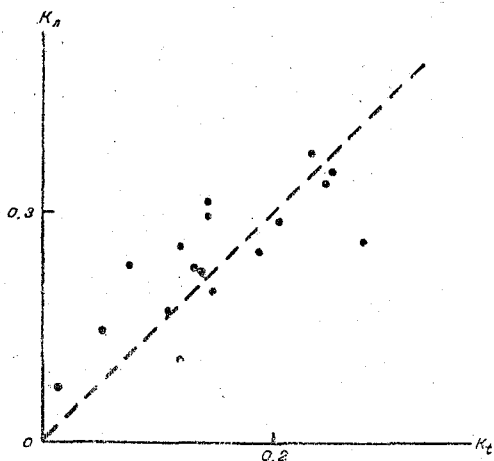


Рис. 9.

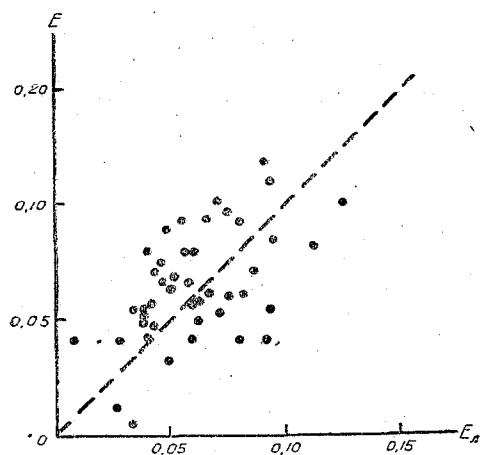


Рис. 10.

в случаях, когда последняя величина определена наиболее надежно (эти случаи соответствуют ясной погоде). Как видно из сравнения рис. 8 и 9, разброс точек на последнем значительно меньше, чем на первом.

Рисунок 10 иллюстрирует результаты сравнения величин потоков влаги, вычисляемых по формуле Лайхтмана ($E_{\text{л}}$) и по измерениям скорости испарения.

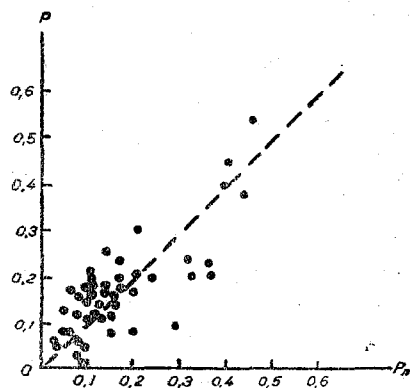


Рис. 11.

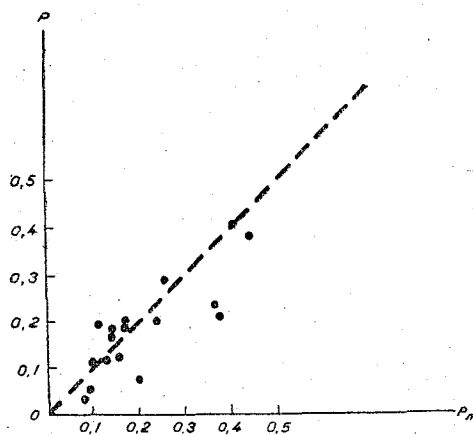


Рис. 12.

На рис. 11 и 12 показаны результаты сравнения величин потоков тепла, вычисляемых по формуле Лайхтмана ($P_{\text{л}}$) и по уравнению теплового баланса (P), причем на последнем — для случаев ясной погоды.

Приведенный материал убедительно показывает, что формула Лайхтмана (16а) в среднем дает правильные величины для коэффициентов турбулентности, потоков влаги (испарение) и потоков тепла, характеризующего теплообмен между подстилающей поверхностью и воздухом. Это заключение справедливо для дневных условий. (Точней эти условия можно характеризовать параметрами: $\varepsilon \leq 0,2$; $u_1 \geq 1,5$ м/сек.)

Переходим к изложению результатов проверки метода М. И. Будыко.

Мы уже ранее отметили, что графики (рис. 3 и 4), на которых отчетливо представлена зависимость величин k_1/u_1 и V_*/u_1 от параметра $\Delta t/u_1^2$, показывают, что теория Будыко качественно дает правильную зависимость характеристик турбулентного обмена от метеорологических факторов (в нашем случае от u_1 и $\Delta t/u_1^2$). Этот вывод совершенно бесспорен, так как, например, коэффициент турбулентности, по Будыко, линейно связан с параметром $\Delta t/u_1^2$, а последний эквивалентен параметру $\Delta t/u_1^2$.

Можно привести еще один факт, подтверждающий справедливость теории М. И. Будыко.

На рис. 13¹ приведена зависимость коэффициента турбулентности, вычисленного по измеренному испарению и градиенту влажности, от скорости ветра.

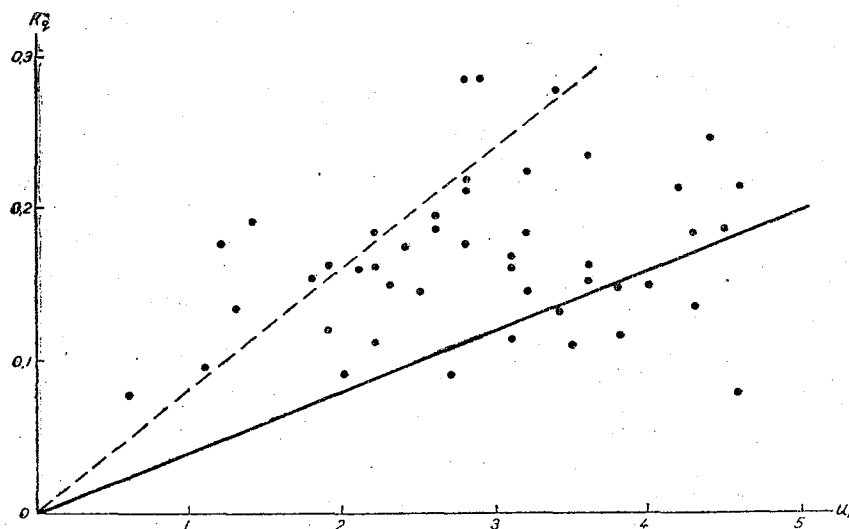


Рис. 13.

Сплошной линией изображено значение коэффициента турбулентности для равновесных условий, пунктиром — двойные значения этой величины при той же скорости ветра.

Реальные величины коэффициентов турбулентности в основном группируются в секторе, ограниченном, с одной стороны, равновесным коэффициентом, с другой — двойным значением последнего.

Теория Будыко утверждает, что при неизменном профиле ветра, коэффициент турбулентности может увеличиться под влиянием фактора устойчивости в два раза. График на рис. 13 показывает, что и это важное положение теории Будыко в общем соответствует действительности.

Наши данные позволяют провести и более детальную проверку метода М. И. Будыко.

Обратим внимание прежде всего на график — рис. 3. На основании этого графика можно написать следующую эмпирическую формулу:

$$\frac{k_1}{u_1} = A + B \frac{\Delta t}{u_1^2} = A \left(1 + \frac{B}{A} \frac{\Delta t}{u_1^2} \right).$$

В этой формуле A — значение k_1/u_1 при равновесных условиях.

¹ Приведенный график аналогичен тому, что уже приводился в работе М. И. Будыко [3].

Из графика легко получить:

$$A = 0,036; B = 0,27.$$

Поэтому:

$$\frac{k_1}{u_1} = A \left(1 + 7,5 \frac{\Delta t}{u_1^2} \right). \quad (17)$$

Здесь $\Delta t = t_{0,5} - t_{2,0}$.

Если в формуле Будыко:

$$\frac{k_1}{u_1} = A \left(1 + \frac{\Delta t}{\Delta u^2} \ln \frac{z_2}{z_1} \right) \quad (18)$$

сделать замену Δu на u_1 , то мы получим для нашего случая формулу:¹

$$\frac{k_1}{u_1} = A \left(1 + 15,3 \frac{\Delta t}{u_1^2} \right). \quad (19)$$

Сравнение формул (10) и (11) показывает, что формула Будыко, видимо, несколько неточно дает зависимость коэффициента от фактора устойчивости (параметра $\Delta t/u_1^2$). Для теории Будыко это означает, что величину h , которую Будыко называет высотой приземного слоя воздуха и принимает равной 30 м, в нашем случае следует считать равной 15 м.

Конечно, этот результат следует подтвердить и уточнить последующим анализом экспериментального материала.

В теории метода Будыко имеется величина, аналогичная приведенному выше параметру κ .

М. И. Будыко дает теоретическую зависимость между этой величиной и фактором устойчивости ($\Delta t/u_1^2$), поэтому для всех случаев, когда мы измеряли испарение и вычисляли величину k_q , мы могли подсчитать величину κ двумя способами:

1) согласно измерению испарения по формуле:

$$\kappa^2 = \frac{E}{\frac{du}{dz} \frac{dq}{dz}},$$

причем du/dz и dq/dz можно легко определить по формулам для единой высоты

$$\frac{du}{dz} = \frac{\Delta u}{\ln \frac{z_2}{z_1}} \quad \text{и} \quad \frac{dq}{dz} = \frac{\Delta q}{\ln \frac{z_2}{z_1}},$$

если высоты незначительные;

2) по теории Будыко, используя $\Delta t/u_1^2$ и u_1 (при $z_{00} = 1$ см), эту величину мы обозначили через κ_B .

Рисунок 14 показывает результаты сравнения величин κ (вычислено по испарению) и κ_B .

Этот график позволяет заключить, что величина κ_B в среднем несколько больше, чем κ , т. е. теория Будыко несколько преувеличивает зависимость коэффициента турбулентности от фактора устойчивости.

Поскольку от величины κ_B существенно зависит коэффициент турбулентности,² постольку и величины потоков тепла и влаги, даваемые теорией

¹ Для условий наших измерений, когда $z_{00} = 1$ см, теория М. И. Будыко не дает явной зависимости k_1/u_1 от $\Delta t/u_1^2$; для наших целей поэтому пришлось несколько „преобразовать“ формулу (18).

² По Будыко, $k_1/u_1 = A\kappa$, где A имеет прежние значение.

Будыко, будут несколько завышены по сравнению с реально измеренными величинами.

Для подтверждения этого положения приводим рис. 15, на котором даны результаты сравнения величин потоков тепла, вычисленных по формуле Будыко (P_B) и по уравнению теплового баланса (P).

График ясно показывает, что в среднем величина P_B

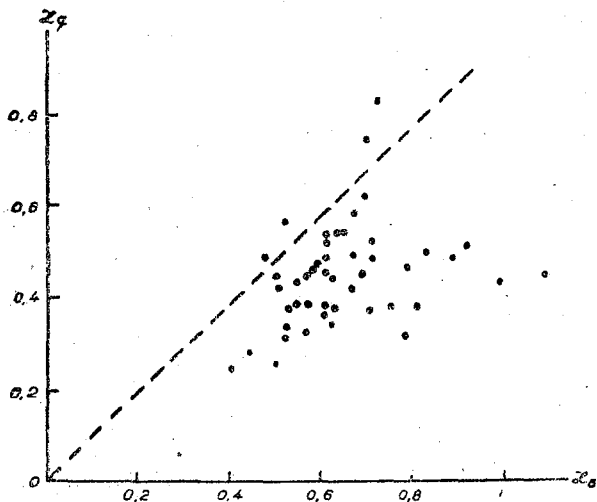


Рис. 14.

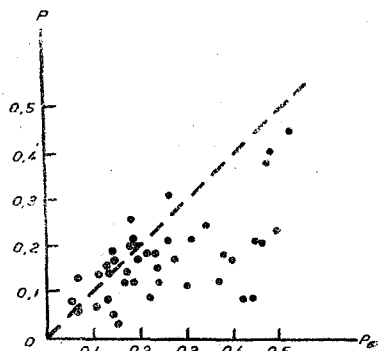


Рис. 15.

несколько больше P (по графику соотношение между P_B и P приближенно имеет вид $P_B \approx 1,25P$).

В заключение приводим еще один график (рис. 16), на котором показана зависимость между $k_1/\Delta u$ и $\Delta t/\Delta u^2$ по экспериментальным данным (пунктирная линия) и по формуле Будыко

$$\frac{k_1}{\Delta u} = A \left(1 + \frac{\Delta t}{\Delta u^2} \ln \frac{z_2}{z_1} \right)$$

(сплошная линия).

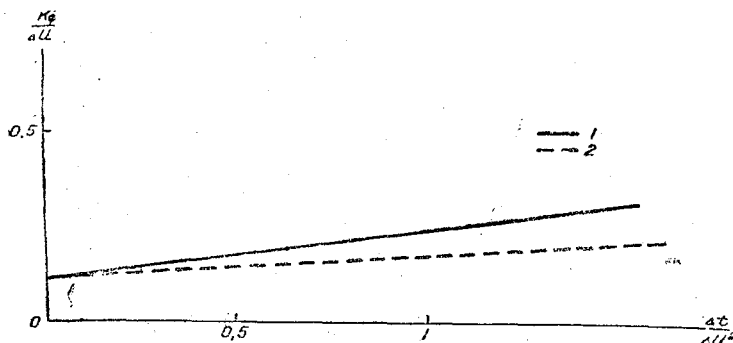


Рис. 16.

На основании указанного выше материала легко проверить не только качественно, что уже сделано выше, но и количественно справедливость формулы А. М. Обухова, которая для условий наших измерений может быть записана в следующем виде:

$$\frac{k_1}{u_1} = A \sqrt{1 + 0,5 \frac{\Delta t}{u_1^2}} = A \left(1 + 0,5 \frac{\Delta t}{u_1^2} \right)^{1/2}. \quad (20)$$

Достаточно сравнить последнюю формулу с формулой (17), дающей истинную связь между величинами k_1/u_1 и $\Delta t/u_1^2$, чтобы констатировать, что формула Обухова может иметь, главным образом, теоретическое значение. Поэтому работа А. С. Монина [15], в которой автор, проводя теоретический анализ режима турбулентного обмена в приземном слое воздуха, приходит к выводу о справедливости теории Обухова,¹ также не содержит результатов, имеющих в настоящее время прямое прикладное значение.

О расчете компонент теплового баланса

В результате проведенного анализа экспериментального материала по отдельным компонентам теплового баланса можно сделать следующие выводы.

1. Расчет величины теплообмена между подстилающей поверхностью и воздухом может производиться по формуле:

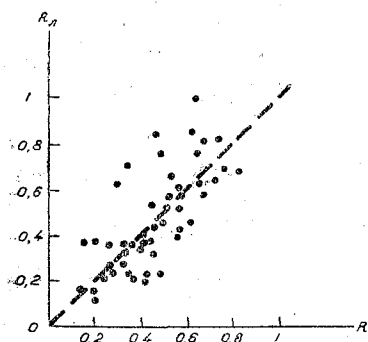


Рис. 17.

$$P = c_p \rho k_L \frac{\Delta t}{\Delta u} \operatorname{tg} \beta,$$

где k_L — коэффициент турбулентности, определяемый по несколько уточненной формуле Лайхтмана. Величины Δt , Δu , $\operatorname{tg} \beta$ определяются по градиентным наблюдениям (см. статью Т. А. Огневой — М. П. Тимофеева) [16].

2. Расчет второго члена — затраты тепла на испарение — производится по формуле:

$$LE = L k_L \frac{\Delta q}{\Delta u} \operatorname{tg} \beta.$$

3. Расчет величины теплового потока надежнее всего производить по методам, разработанным Д. Л. Лайхтманом и Г. Х. Цейтиным (см. труды ГГО, вып. 22, статьи Лайхтмана и Цейтина).

4. Измерение радиационного баланса в настоящее время целесообразнее всего производить с помощью ТЭ балансомера (или эффективного пиранометра) конструкции Ю. Д. Янишевского.

На основании указанных выводов и составлена инструкция по определению компонент теплового баланса деятельной поверхности (напечатана в настоящем выпуске).

В заключение считаем необходимым отметить следующее соображение. Поскольку мы можем на основании метеорологических наблюдений рассчитать три члена уравнения (P , LE и Q), то четвертый — радиационный баланс (R) можно было бы найти как остаточный член. Такая возможность принципиально реальна. Для подтверждения на рис. 17 приводится результат сравнения величин (среднечасовых значений потоков радиационного баланса, измеренного (R) и рассчитанного по предлагаемой нами методике (R_L). Как показывает рис. 17, в среднем согласие между этими величинами следует признать удовлетворительным: средняя ошибка такого расчета — около 20% от величины радиационного баланса.

Несмотря на это, мы все же рекомендуем измерять величину радиационного баланса.

¹ Результаты по формуле Обухова могут существенно измениться, если положить $R_{\text{кр}} = \frac{1}{15}$, но тогда в соответствии с теорией Обухова, следует, считать $\frac{k}{k_1} \cong \frac{1}{15}$, что противоречит экспериментальным и теоретическим выводам.

Измеренная величина R будет являться своеобразной контрольной величиной всех расчетов по тепловому балансу. Это особенно важно, так как в отдельных случаях, как это видно и из приведенного графика, ошибки расчета величины R могут быть более значительны, чем 20%.

Настоящая работа выполнена при непосредственном участии научных сотрудников ГГО Н. В. Кучерова, Т. В. Кирилловой, Т. А. Огневой, Л. И. Зубенок, И. С. Борушко.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Гидрометеиздат, 1948.
2. Иванов Б. Г. Испарение в естественных условиях. 1939.
3. Шехтер Ф. Н. К вычислению лучистых потоков тепла в атмосфере. Труды ГГО, вып. 22, 1950.
4. Ковалева Е. Д. О расчете эффективного излучения земной поверхности и противозлучения атмосферы (напечатана в настоящем сборнике).
5. Кириллова Т. В. Сравнительная оценка различных методов определения эффективного излучения у земной поверхности (напечатана в настоящем сборнике).
6. Лютерштейн И. Г. и Скворцов А. А. Актинометр для измерения и записи баланса радиации. Журнал геофизики, т. III, вып. 2, 1933.
7. Будыко М. И. Измерение естественного испарения. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 34, 1946.
8. Лайхтман Д. Л. Профиль ветра и обмен в приземном слое атмосферы. Изв. АН СССР, сер. геофиз. и геогр., т. 8, № 1, 1944.
9. Волошинова Г. А. Сравнение различных методов определения коэффициента температуропроводности. Труды ГГО, вып. 22, 1950.
10. Лайхтман Д. Л. О вычислении теплоотдачи почвы. Труды ГГО, вып. 22, 1950.
11. Айзенштат Б. А. О непосредственном определении компонент теплового баланса поверхности земли. Информ. сб. № 1, 1951.
12. Цейтин Г. Х. О новом методе вычисления коэффициента температуропроводности почвы. Труды ГГО, вып. 22, 1950.
13. Константинов А. Р. Исследование турбулентной структуры ветра в приземном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 16, 1949.
14. Обухов А. М. Турбулентность в температурно-неоднородной атмосфере. Труды ин-та теоретич. геофиз., т. I, 1946.
15. Монин А. С. Турбулентный режим в приземном слое воздуха. Информ. сб., № 1, 1951.
16. Труды ГГО, вып. 20, 1950.

И. С. БОРУШКО, Т. В. КИРИЛЛОВА, Е. Д. КОВАЛЕВА, Д. Л. ЛАЙХТМАН,

Г. Х. ЦЕЙТИН, Ф. Н. ШЕХТЕР

РУКОВОДСТВО ПО ПРЕДВЫЧИСЛЕНИЮ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ В ОТДЕЛЬНОЙ ТОЧКЕ

Введение

Предлагаемое руководство предназначено для предвычисления ночного понижения температуры в отдельной точке.

Расчетные формулы требуют точного знания основных физических характеристик для данного места, которые определяют понижение температуры. Такими определяющими характеристиками являются:

1. Полная теплоотдача почвы $Q_{p_1 c_1}$ ¹ (в дальнейшем будем говорить просто — теплоотдача почвы) — количество тепла, которое теряется единицей поверхности почвы за единицу времени благодаря излучению, испарению и турбулентной теплопроводности от почвы к воздуху.

При получении расчетной формулы учитывается ночное понижение теплоотдачи, вызванное турбулентным потоком тепла от более теплого воздуха к почве и уменьшением потери тепла на испарение. В руководстве даются два способа определения теплоотдачи: по результатам измерения температуры почвы и по радиационному балансу деятельной поверхности.

В расчетной формуле используется следующая зависимость Q от времени:

$$Q(t) = \begin{cases} Q_0 & \text{при } 0 \leq t \leq t_1 \\ Q \frac{1 - \alpha \sqrt{t}}{1 - \alpha \sqrt{t_1}} & \text{при } t > t_1, \end{cases}$$

причем $t=0$ в момент захода солнца, t_1 — от 0,5 до 1 часа — время, в течение которого теплоотдача может считаться постоянной.

2. Коэффициент теплопроводности почвы $a^2 \rho_1 c_1$ (a^2 — коэффициент температуропроводности), характеризующий скорость распространения тепла в почве из внутренних слоев к охлаждающейся поверхности. Для удовлетворительного предвычисления температуры он должен быть известен достаточно точно. В руководстве даны два способа определения a^2 , которые обеспечивают нужную точность.

3. Приращение температуры поверхности почвы, вызванное неравномерным распределением температуры внутри почвы, ε . Эта величина зависит от начального распределения температуры в почве и от ее коэффициента теплопроводности. В руководстве дается аналитический способ расчета ε .

¹ $\rho_1 c_1$ — объемная теплоемкость почвы.

§ 1. Расчетная формула

Предвычисление температуры поверхности почвы производится по следующей формуле:

$$T_0(t) = \varepsilon(t) + \frac{2Q_0}{a\sqrt{\pi}}\sqrt{t} - \frac{Q_0\alpha\sqrt{\pi}}{2a} \cdot \frac{t_1}{1-\alpha\sqrt{t_1}} \left[\frac{1+x}{\pi x} \arccos \left(1 - \frac{2}{1+x} \right) - \frac{2}{\pi\sqrt{x}} \right]. \quad (1)$$

Здесь $x = \frac{t_1}{t-t_1}$; $T_0(t)$ — температура поверхности почвы, остальные обозначения прежние.

Подставляя численные значения постоянных, можно расчетную формулу написать в следующем виде:

$$T_0(t) = \varepsilon(t) + W(t, t_1) \frac{Q_0}{a}. \quad (2)$$

Значения $W(t, t_1)$ для различных t_1 и t приводятся в табл. 1.

Значения $W(t, t_1)$

Таблица 1

$t_1 \backslash t$	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
0,5	1,44	1,66	1,83	1,94	2,02	2,08	2,11	2,15	2,17	2,18
0,75	1,48	1,72	1,88	2,00	2,10	2,15	2,19	2,23	2,24	2,26
1,0	1,52	1,76	1,93	2,06	2,14	2,21	2,27	2,29	2,31	2,32

В последнем выражении первое слагаемое представляет приращение температуры поверхности почвы, вызванное перераспределением тепла внутри почвы (как уже указывалось), второе слагаемое — приращение температуры поверхности почвы, вызванное теплоотдачей благодаря излучению, испарению и турбулентной теплопроводности.

Все входящие в формулу (2) величины удобно выражать в системе единиц: сантиметр, градус, час. Такая система в дальнейшем и принимается.

§ 2. Определение приращения температуры поверхности почвы, обусловленного неравномерным распределением температуры почвы по глубине в начальный момент

Величина $\varepsilon(t)$ зависит от времени t , протекшего от начального момента, и от скорости перераспределения температуры внутри почвы, т. е. от коэффициента температуропроводности.

$\varepsilon(t)$ определяется по следующей формуле:

$$\varepsilon(t) = \frac{1}{2a\sqrt{\pi t}} \int_0^\infty \tau_0(z) e^{-\frac{z^2}{4a^2 t}} dz, \quad (3)$$

где $\tau_0(z)$ — распределение температуры в почве по глубинам в начальный момент; a^2 — коэффициент температуропроводности почвы (методом его определения посвящен отдельный параграф в этой инструкции).

При данных параметрах t и a^2 и известном распределении температуры в начальный момент $\varepsilon(t)$ находят следующим образом:

- 1) вычисляют параметр $\xi = 2a\sqrt{t}$, выражая его в сантиметрах;
- 2) строят график функции $\tau_0(z)$ (рис. 1);

3) при помощи последнего графика находят температуры $\tau_0(z)$ на шести определенных глубинах. В зависимости от параметра $\xi = 2a\sqrt{t}$ эти глубины в сантиметрах определяют из табл. 2;

4) искомое $\varepsilon(t)$ для данного значения $\xi = 2a\sqrt{t}$ есть средняя арифметическая из температур на шести выбранных глубинах.

Таблица 2

$\xi \backslash n$	1	2	3	4	5	6
2,5	0,16	0,66	0,84	0,60	1,83	3,24
5,0	0,30	1,31	1,69	3,20	3,75	5,18
7,5	0,45	1,96	2,53	4,80	5,62	9,72
10,0	0,59	2,62	3,37	6,40	7,50	13,0
12,5	0,74	3,28	4,22	8,00	9,38	16,2
15,0	0,89	3,93	5,07	9,60	11,2	19,4
17,5	1,04	4,60	5,91	11,2	13,1	22,7
20,0	1,19	5,24	6,75	12,8	15,0	25,9
22,5	1,34	5,90	7,60	14,4	16,9	29,2
25,0	1,49	6,55	8,44	16,0	18,8	32,4
30,0	1,78	7,86	10,1	19,2	22,5	38,9
35,0	2,08	9,16	11,8	22,4	26,3	45,3
40,0	2,38	10,5	13,5	25,6	30,0	51,8

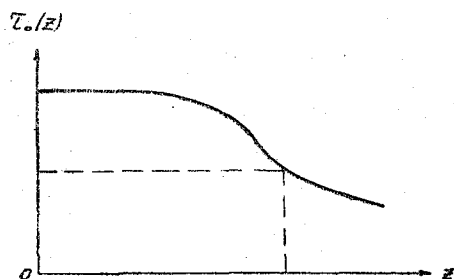


Рис. 1.

Пример. Найдем $\varepsilon(t)$ по следующим данным:

- а) распределение температуры в начальный момент (20 час.) (табл. 3);
- б) коэффициент температуропроводности $a^2 = 12,6 \text{ см}^2/\text{час.}$

Таблица 3

z	0	2	5	7	10	15	20
$\tau_0(z)$	12,8	16,0	18,2	18,9	19,0	18,3	16,7

$\bar{T} = 17,1^\circ$

Допустим, что нас интересует $\varepsilon(t)$ для моментов $t = 1, 2, 3, 4, 5, 6$ и 7 час. [при $t = 0$ или в начальный момент $\varepsilon(t)$ всегда совпадает с температурой поверхности почвы], тогда параметры ξ для этих моментов следующие (табл. 4):

Таблица 4

t	1	2	3	4	5	6	7
$\xi = 2a\sqrt{t}$ в см. . .	7,1	10,0	12,30	14,2	15,9	17,4	18,8

Чтобы не рассчитывать $\varepsilon(t)$ для каждого из этих значений ξ , поступим следующим образом: найдем $\varepsilon(t)$ для равных значений ξ , а именно: 5, 10, 15 и 20 см, тогда легко будет найти $\varepsilon(t)$ для истинных значений ξ интерполированием.

Расчет $\varepsilon(t)$ для $\xi = 5, 10, 15$ и 20 см располагаем по следующей схеме (табл. 5):

Таблица 5

$\xi = 2a\sqrt{t}$	n	1	2	3	4	5	6	Σ	$\varepsilon(t)$
5		13,4	15,1	15,7	17,1	17,6	18,3	97,2	16,2
10		13,9	16,6	17,4	18,7	19,0	18,7	104,3	17,4
15		14,3	17,7	18,3	19,0	18,9	16,9	105,1	17,5
20		14,9	18,3	18,9	18,7	18,3	15,0	104,1	17,4

В приведенной таблице выписаны температуры почвы, снятые с графика функции $\tau_0(z)$ для глубин, указанных в табл. 2, по заданным значениям ξ ; Σ — сумма всех шести чисел строки, а последний столбец — среднее арифметическое шести чисел строки, что и дает значение $\varepsilon(t)$ для ξ , указанного слева.

Таблица 6

t	1	2	3	4	5	6	7
ξ	7,1	10,0	12,3	14,2	15,9	17,4	18,8
$\varepsilon(t)$	16,9	17,4	17,4	17,5	17,5	17,4	17,4

Теперь легко находим интересующие нас значения $\varepsilon(t)$ интерполированием (лучше всего графическим) (табл. 6).

§ 3. Определение теплоотдачи почвы Q_{p1c1}

Теплоотдача почвы есть величина, характеризующая потерю тепла поверхностью почвы путем излучения, теплопроводности в воздух и испарения.

Для определения величины теплоотдачи по предлагаемому ниже способу необходимо располагать следующими данными:

1) температурой поверхности почвы для нескольких моментов времени, отстоящих друг от друга на равных интервалах;

2) температурой на разных глубинах в почве в первый из этих моментов;

3) величиной, характеризующей скорость распространения тепла в почве, так называемым коэффициентом температуропроводности a^2 ;

4) объемной теплоемкостью почвы.

Здесь будет дан способ определения отношения величины теплоотдачи к объемной теплоемкости, так как только это отношение и необходимо для предвычисления температуры. Эту величину будем обозначать через $Q(t)$, где t — время, протекшее от начального момента. $Q(t)$ в дальнейшем будем называть приведенной теплоотдачей.

Величина $Q(t)$ определяется формулой:

$$Q(t) = \frac{2}{aV\pi} \frac{d}{dt} \left[\int_0^t M(t-\theta) \frac{d\theta}{\sqrt{\theta}} \right], \quad (4)$$

причем $M(t) = T_0(t) - \varepsilon(t)$.

Здесь, как уже указано выше:

$T_0(t)$ — температура поверхности почвы в момент t ;

$\varepsilon(t)$ — приращение температуры поверхности почвы, вызванное неравномерным распределением температуры почвы по глубине в начальный момент;

a^2 — коэффициент температуропроводности;

$\pi = 3,142$.

Расчет теплоотдачи $Q(t)$ по формуле (4) для момента t производится следующим образом:

1) вычисляют значения функции $\varepsilon(t)$ для разных моментов t [о способе вычисления $\varepsilon(t)$ сказано выше];

2) находят по известным температурам $T_0(t)$ величины $M(t) = T_0(t) - \varepsilon(t)$;

3) вычисляют $Q(t)$ для интересующего момента по формуле:

$$Q(t) = B \{ M(t) - b_1 M(t - \varepsilon) - b_2 M(t - 2\varepsilon) - b_3 M(t - 3\varepsilon) - \dots - b_{n-1} M[t - (n-1)\varepsilon] \}, \quad (5)$$

где

$$B = \frac{2a}{\sqrt{\pi\varepsilon}} = 1,13 \frac{a}{\sqrt{\varepsilon}}; \quad \varepsilon = \frac{t}{n}.$$

Здесь b_k — некоторые постоянные числа k , заданные табл. 7.

Таблица 7

k	b_k	k	b_k	k	b_k
1	0,5858	7	0,0137	13	0,0053
2	0,063	8	0,0110	14	0,0048
3	0,0500	9	0,0092	15	0,0043
4	0,0318	10	0,0080	16	0,0039
5	0,0227	11	0,0069	17	0,0036
6	0,0171	12	0,0060	18	0,0032

n — число равных интервалов, на которые делится время t , так что $\varepsilon = \frac{t}{n}$ — продолжительность каждого интервала.

Заметим, что n может быть взято произвольно; чем больше n , тем более точно получаются значения $\varepsilon(t)$.

Таблица 8

Время, час.	9 августа					10 августа		
	20	21	22	23	24	1	2	3
t	0	1	2	3	4	5	6	7
$T_0(t)$	12,8	10,5	9,2	8,4	7,8	7,3	6,8	6,4

Пример. Рассчитаем приведенную теплоотдачу почвы $Q(t)$ для Колтушей в ночь на 10/VIII 1950 г., принимая за начальный момент 20 час. 9/VIII, в сроки 24, 1, 2, 3 часа по следующим данным:

а) Температура поверхности почвы (табл. 8).

Здесь t — время в часах, прошедшее от начального момента, $T_0(t)$ — в градусах.

б) Температура в начальный момент распределялась по глубине следующим образом (табл. 9):

Таблица 9

z	0	2	5	7	10	15	20
$T_0(z)$	12,8	16,0	18,2	18,9	19,0	18,3	16,7

Здесь z — глубина в см, причем $z = 0$ — поверхность почвы.

в) Коэффициент температуропроводности $a^2 = 12,6$ см²/час.

Таблица 10

Время, час	20	21	22	23	24	1	2	3
t	0	1	2	3	4	5	6	7
$\varepsilon(t)$	12,8	16,9	17,4	17,4	17,5	17,5	17,4	17,4
$T_0(t)$	12,8	10,5	9,2	8,4	7,8	7,3	6,8	6,4
$M(t)$	0	-6,4	-8,2	-9,0	-9,7	-10,2	-10,5	-11,0

Рычисления $M(t)$ проведено в табл. 10. [О способе получения $\varepsilon(t)$ сказано выше.]

Далее расчет теплоотдачи $Q(t)$ в сроки 24, 1, 2 и 3 часа 10/VIII или для $t=4, 5, 6$ и 7 час. располагаем по табл. 11, основанной на использовании формулы (5).

Таблица 11

k	0	1	2	3	4	5	6	Σ	ε	$Q(t)$
$-b_k$		-0,586	-0,0963	-0,0500	-0,0318	-0,0227	-0,0171			
t										
4	-9,7	5,28	0,79	0,32				-3,31	1,0	-13,2
5	-10,2	5,69	0,87	0,41	0,20			-3,03	1,0	-12,1
6	-10,6	5,98	0,93	0,45	0,26	0,14		-2,84	1,0	-11,3
7	-11,0	6,21	0,98	0,48	0,29	0,19	0,11	-2,74	1,0	-11,0
t	7	6	5	4	3	2	1			
$M(t)$	-11,0	-10,6	-10,2	-9,7	-9,0	-8,2	-6,4			

Пояснения к табл. 11:

а) Удобно для всех четырех моментов $t=4, 5, 6$ и 7 число частей деления n выбрать равным количеству часов, прошедших от начального момента, поэтому продолжительность каждой части $\varepsilon=1$ часу (второй столбец с правой стороны таблицы);

б) в столбце под номером 0 ($k=0$) против соответствующего t приводятся значения $M(t)$;

в) затем столбцы заполняются следующим образом: умножают каждое b_k на числа M , выписанные в нижней строке, начиная со значения M , стоящего против числа b_k , и, двигаясь далее направо к следующему числу M , которое также умножают на то же число b_k ; результат вписывается в соответствующем столбце.

Например, числа (0,98; 0,93; 0,87; 0,79) в столбике 2 получаются так: устанавливают на логарифмической линейке множитель (-0,0963) и умножают его соответственно на числа (-10,2; -9,7; -9,0; -8,2);

г) столбик Σ есть алгебраические суммы чисел соответствующих строк: например, число -3,03 получено в результате сложения:

$$-10,20 + 5,69 + 0,87 + 0,41 + 0,20;$$

д) значения приведенной теплоотдачи, т. е. величины $Q(t)$ (последний правый столбец), для моментов t , указанных слева, получены умножением чисел Σ на число B , которое в этом случае равно:

$$B = \frac{2a}{\sqrt{\pi\varepsilon}} = \frac{1,128 \cdot \sqrt{12,6}}{\sqrt{1}} = 4,00.$$

Значения получены в град. см. час.

Примечание. Указанная схема применяется при одновременном вычислении теплоотдачи для нескольких моментов времени, разделенных равными промежутками, и при условии, что числа ε равны этим промежуткам. В остальных случаях расчет теплоотдачи $Q(t)$ производится непосредственно по формуле (5).

Для прогноза ночного понижения температуры необходимо рассчитать теплоотдачу поверхности почвы приблизительно в момент захода солнца. Для этого рекомендуется проводить четыре наблюдения над температурой поверхности почвы и одно наблюдение над распределением

температуры почвы по глубине в следующие сроки: за два часа до захода солнца (в этот момент наблюдают и температуру по глубине), за час, за полчаса и в момент захода солнца. Таким образом, необходимо будет рассчитывать способом, указанным выше, $M(t) = T_0(t) - \varepsilon(t)$ для моментов $t = 0; 0,5; 1,0; 1,5; 2$, где $t = 0; 1,0; 1,5; 2$ являются моментами первого, второго, третьего и четвертого наблюдения. Температуру почвы $T_0(t)$ в момент $t = 0,5$ (через полчаса после первого наблюдения) находят интерполированием. После этого по формуле (5) (в этом случае $\varepsilon = 0,5$ часа) находят приведенную теплоотдачу для $t = 2$ (момент захода солнца).

Пример. Рассчитаем для 9/VIII (см. предыдущий пример) приведенную теплоотдачу для 20 час. (заход солнца 20 час. 10 мин.).

Данные для расчета следующие:

а) Распределение температуры в почве в момент первого наблюдения (за два часа до захода солнца), т. е. в 18 час., дано в табл. 12.

Таблица 12

z	0	2	5	7	10	15	20
$\tau_0(z)$. .	20,1	20,6	21,3	21,4	20,5	18,4	16,7

б) Температура поверхности почвы в момент первого (18 час.), второго (19 час.), третьего (19 час. 30 мин.) и четвертого (20 час.) наблюдений приведена в табл. 13.

Таблица 13

Время, час	18	19	19 30	20
t	0	1	1,5	2
$T_0(t)$	20,1	17,0	14,6	12,8

в) $a^2 = 12,6$ см²/час.

Применяя здесь формулу (5), имеем:

$$Q(t)|_{t=2} = B \{ M(2) - b_1 M(2 - 0,5) - b_2 M(2 - 2 \cdot 0,5) - b_3 M(2 - 3 \cdot 0,5) \}$$

или

$$Q(t)|_{t=2} = B \{ M(2) - 0,586 M(1,5) - 0,0963 M(1,0) - 0,0500 M(0,5) \},$$

где

$$B = \frac{1,13 a}{V_{\varepsilon}} = \frac{1,13 \cdot \sqrt{12,6}}{\sqrt{0,5}} = 5,67.$$

Числа M для требуемых моментов $t = 0,5; 1; 1,5$ и 2 часа находятся по табл. 14.

Таблица 14

Время, час	18	18 30	19	19 30	20
t	0	0,5	1,0	1,5	2,0
$T_0(t)$	20,1	18,6	17,0	14,6	12,8
$\xi = 2a\sqrt{t}$	—	5,0	7,1	8,7	10,0
$\varepsilon(t)$	20,1	20,7	20,8	20,7	20,6
$M(t)$	0,0	-2,1	-3,8	-6,1	-7,8

При этом значение $T_0(t)$ для $t = 0,5$ (т. е. для 18 час. 30 мин.), где нет наблюдения, найдено графическим интерполированием. Значения $\varepsilon(t)$ найдены по указанному выше способу для $\xi = 5; 7,5$ и 10 см (из табл. 15).

Требуемые значения $\epsilon(t)$ для $\xi=5,0; 7,1; 8,7$ и 10 см найдены графическим интерполированием.

Таблица 15

$\xi \backslash n$	1	2	3	4	5	6	Σ	$\epsilon(t)$
5,0	20,2	20,4	20,5	20,9	21,0	21,4	124,4	20,7
7,5	20,2	20,6	20,7	21,2	21,3	20,6	124,6	20,8
10,0	20,3	20,7	20,9	21,4	21,3	19,2	123,8	20,6

Подставляя найденные значения $M(t)$, получим:

$$Q(2) = 5,67 \{-7,80 + 0,586 \cdot 6,1 + 0,0963 \cdot 3,8 + 0,0500 \cdot 2,1\} = \\ = 5,67 \cdot (-3,65) = -20,7,$$

откуда искомое значение $Q(t)$ для момента захода солнца:

$$Q(2) = -20,7 \text{ град} \cdot \text{см/час}.$$

Определение теплоотдачи почвы по эффективному излучению

Теплоотдача почвы в ясные и малооблачные дни достигает максимального значения около захода солнца, в течение $\frac{1}{2}$ —1 часа практически не меняется, а затем начинает убывать пропорционально квадратному корню из времени. Эффективное излучение в ночную часть суток слабо убывает и имеет порядок $0,100$ — $0,150$ кал/см²·мин.

Обычно в момент захода солнца теплоотдача почвы по абсолютной величине несколько больше эффективного излучения, независимо от того, ясные это или малооблачные дни. Облачность в одинаковой степени влияет в сторону уменьшения абсолютного значения обеих величин. В ночном ходе эффективного излучения и теплоотдачи почвы всегда настает момент (спустя приблизительно полтора часа после захода солнца), когда по абсолютной величине они становятся равными.

В том случае, когда нельзя определить теплоотдачу почвы непосредственно по данным о распределении температуры, для ясных или малооблачных ночей весны, лета, осени можно принять теплоотдачу почвы в момент захода солнца равной эффективному излучению с добавлением $0,024$ кал/см²·мин. (при наличии облачности эффективное излучение определяется с поправкой на облачность). В пустынных условиях теплоотдача почвы равна эффективному излучению с добавлением $0,020$ кал/см²·мин.

Эффективное излучение рекомендуется определять непосредственным измерением по балансомеру; при наличии данных зондирования — по радиационной диаграмме Ф. Н. Шехтер (о диаграмме Ф. Н. Шехтер см. ниже); при отсутствии данных зондирования или балансомера эффективное излучение определяется по радиационному графику Е. Д. Ковалевой с поправкой на разность температуры между поверхностью почвы и воздуха на высоте 2 м.

Пример. Ст. Колтуши, 9/VIII 1950 г. Заход солнца 20 час. 10 мин.

Эффективное излучение, определенное по радиационному графику в 20 час. 00 мин., равняется $0,110$ кал/см²·мин. Эффективное излучение в момент захода солнца будет $0,110$ кал/см²·мин. Теплоотдача почвы в 20 час. 00 мин. будет:

$$0,110 + 0,024 = 0,134 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}.$$

Теплоотдача, рассчитанная по температурам почвы, оказалась равной для 9/VIII в 20 час. 10 мин. $0,136 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$

Остановимся теперь подробнее на способах определения эффективного излучения деятельной поверхности, по которым в некоторых случаях приходится определять теплоотдачу почвы. Наиболее простой способ определения эффективного излучения — непосредственное измерение балансомером. Методика работы с балансомером описана довольно подробно в „Актинометрических инструкциях“ (Наставление станциям и постам, вып. 5).

Более точные данные об эффективном излучении могут быть получены на основании температурного зондирования при помощи радиационной диаграммы. В том случае, когда при прогнозах отсутствуют балансометрические измерения и нет аэрологических данных, эффективное излучение может быть получено по упрощенному графику на основании измерения температуры и влажности в психрометрической будке. Ниже дается подробное описание работы с радиационной диаграммой и графиком для определения эффективного излучения по наземным данным.

А. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОТИВОИЗЛУЧЕНИЯ АТМОСФЕРЫ И ЭФФЕКТИВНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО РАДИАЦИОННОЙ ДИАГРАММЕ

При наличии аэрологического зондажа атмосферы рекомендуется пользоваться радиационной диаграммой. Для вычисления по ней надо знать распределение по высоте температуры и поглощающей массы $m(z)$:

$$m(z) = \int_0^z \rho_w \sqrt{\frac{p}{p^*}} d\xi = \frac{1}{g} \int_p^{p_0} q \sqrt{\frac{p}{p^*}} dp,$$

где ρ_w — плотность водяного пара в г/см^3 , q — удельная влажность в г/кг , p_0 — давление у земной поверхности в мб, p — давление на высоте z в мб, $p^* = 1013 \text{ мб}$, $g = 981 \text{ см/сек.}^2$ — ускорение силы тяжести.

Для получения зависимости $m(z)$ существуют два способа:

а) Графический способ

Бланк диаграммы (m -диаграмма) представляет прямоугольник, в котором по горизонтали нанесено давление в мб, по вертикали — удельная влажность в г/кг (см. приложение 4 в конце книги).

Расчет производится в следующем порядке.

1) Составляем табл. 16, в которую вписываем распределение по высоте давления, удельной влажности и температуры. В верхнюю строку всегда

Таблица 16

$z \text{ км}$	$p \text{ мб}$	$q \text{ г/кг}$	$t^\circ \text{ С}$	Площадь в см^2	m

вписываем значения метео-элементов у земной поверхности или на ближайшей к ней высоте.

2) Наносим p и q из табл. 16 для каждой высоты на бланк m -диаграммы и соединяем точки плавной кривой.

3) Подсчитываем площади, ограниченные орди-

натами, соответствующими давлению у земной поверхности и на тех высотах, для которых вычисляется $m(z)$. Сверху эти площади

ограничены отрезками кривой между p_0 и p , снизу — краем диаграммы (рис. 2).

4) Используя масштаб, указанный на бланке, переводим см^2 в нужные единицы ($\text{г}/\text{см}^2$). Полученные m вносим в табл. 16.

б) Аналитический способ

Если отсутствует бланк m -диаграммы, то поглощающую массу надо считать по формуле $m(z) = \sum_i m_i$, где $m_i = 0,32 \cdot 10^{-4} \Delta p_i q_i \sqrt{p_i}$.

Вычисления удобно проводить по такой схеме:

1) Составляем табл. 17, в которую вписываем распределение метеозаписей по высоте.

2) Находим толщину слоев в мб (Δp_i).

3) Вычисляем средние удельную влажность (q_i) и давление (p_i) каждого слоя.

4) Извлекаем квадратный корень из среднего давления ($\sqrt{p_i}$).

5) Вычисляем величины m_i каждого слоя по написанной выше формуле.

6) Составляем суммы m_i . Для каждой высоты $m(z)$ равно сумме m_i слоев, лежащих ниже данной высоты. Полученные $m(z)$ вписываем в табл. 17.

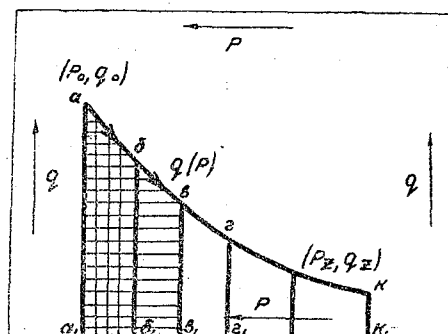


Рис. 2.

Таблица 17

z км	p мб	q г/кг	$t^\circ \text{C}$	Δp_i	q_i	p_i	$\sqrt{p_i}$	m_i	m

Получив таблицу, связывающую t° и m , переходим к вычислению излучения по радиационной диаграмме (P -диаграмма) (см. приложение 5 в конце книги).

На бланке P -диаграммы на горизонтальной оси нанесена температура (t°), на вертикальной — поглощающая масса (m г/см²). Для вычисления противоизлучения атмосферы и эффективного излучения земной поверхности надо знать поглощающую массу тропосферы (M), которая практически совпадает с поглощающей массой всей атмосферы, и температуру ее верхних слоев (t°). В ряде случаев аэрологический зондаж кончается значительно ниже. Для нахождения M и t° можно воспользоваться табл. 18, где m_H и t_H° — поглощающая масса и температура на высоте зондажа H .

Таблица 18

H , км	2	3	4	5	6
M/m_H	1,55	1,26	1,14	1,08	1,04
$t^\circ - t_H^\circ$	—36	—30	—24	—18	—12

Определение излучения при ясном небе

а) Противоизлучение атмосферы (Π)

1) На бланк P -диаграммы наносим значения t° и m для всех высот и соединяем точки плавной кривой. Если зондаж не достигает 8 км, то последнюю точку кривой находим из таблицы.

2) Из последней точки ($t^\circ_{z=8}$, $m=M$) проводим горизонтальную прямую $m=M$ до правого края диаграммы.

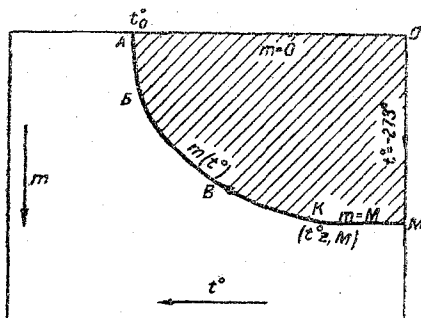


Рис. 3.

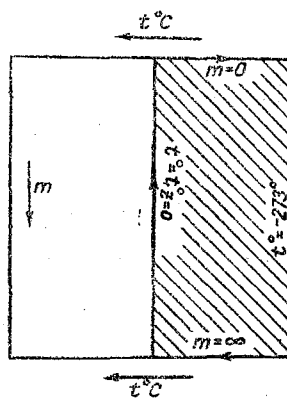


Рис. 4.

3) Вычисляем площадь, ограниченную сверху и справа рамкой диаграммы ($m=0$; $t^\circ = -273^\circ$), снизу — прямой $m=M$, слева — кривой $m(t)$ (рис. 3).

4) Используя масштаб, указанный на бланке P -диаграммы, переводим см^2 в единицы измерения излучения ($\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{мин.}$)

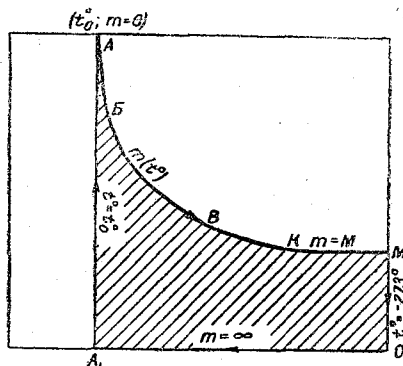


Рис. 5.

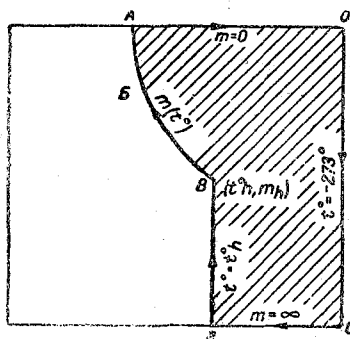


Рис. 6.

б) Собственное излучение земной поверхности (E)

Оно дается на P -диаграмме площадью, ограниченной сверху, справа и снизу рамкой диаграммы ($m=0$; $t^\circ = -273^\circ$; $m=\infty$), а слева — изотермой при температуре земной поверхности $t^\circ = t^\circ_{z=0}$ (рис. 4).

в) Эффективное излучение земной поверхности ($\mathcal{E}$)

Эффективное излучение равно разности между собственным излучением земной поверхности и противоизлучением атмосферы ($\mathcal{E} = E - \Pi$) и, следовательно, определяется по P -диаграмме таким путем:

1) Наносим на бланк P -диаграммы значения t° и m для всех высот и соединяем точки плавной кривой. Если зондаж не достигает 8 км, то последнюю точку кривой находим из таблицы.

2) Из последней точки ($t^\circ_{z=h}$, $m=M$) проводим горизонтальную прямую $m=M$ до правого края диаграммы.

3) Из самой верхней точки кривой ($t^\circ_{z=0}$, $m=0$) опускаем изотерму до нижнего края диаграммы.

4) Вычисляем площадь, ограниченную сверху проведенными кривой $m(t^\circ)$ и прямой $m=M$, справа и снизу — рамкой диаграммы ($t^\circ = -273^\circ$; $m = \infty$), слева — изотермой при температуре земной поверхности $t^\circ = t^\circ_{z=0}$ (рис. 5).

5) Используя масштаб, указанный на бланке диаграммы, переводим см^2 в $\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{мин}$.

Определение излучения при сплошной облачности

а) Противоизлучение атмосферы (Π)

1) Наносим на бланк P -диаграммы значения t° и m для всех высот до высоты облаков и соединяем точки плавной кривой.

2) Из последней точки ($t^\circ_{z=h}$, $m=m_h$), соответствующей высоте облаков h , опускаем изотерму $t^\circ = t^\circ_{z=h}$ до нижнего края диаграммы.

3) Вычисляем площадь, ограниченную сверху, справа и снизу рамкой диаграммы

($m=0$; $t^\circ = -273^\circ$; $m=\infty$), слева — изотермой $t^\circ = t^\circ_{z=h}$ и кривой $m(t^\circ)$ (рис. 6).

4) Используя указанный на бланке масштаб, переводим см^2 в $\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{мин}$.

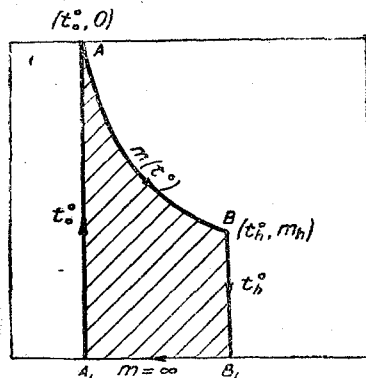


Рис. 7.

б) Эффективное излучение (Θ)

1) Наносим на бланк P -диаграммы значения t° и m для всех высот до высоты облаков и соединяем точки плавной кривой.

2) Из последней точки ($t^\circ_{z=h}$, $m=m_h$), соответствующей высоте облаков h , опускаем изотерму $t^\circ = t^\circ_{z=h}$ до нижнего края диаграммы.

3) Из самой верхней точки ($t^\circ_{z=0}$, $m=0$) опускаем изотерму до нижнего края диаграммы.

4) Вычисляем площадь, ограниченную сверху кривой $m(t)$, справа — изотермой $t^\circ = t^\circ_{z=h}$, снизу краем диаграммы $m=\infty$, слева — изотермой $t^\circ = t^\circ_{z=0}$ (рис. 7).

5) Используя масштаб, указанный на бланке, переводим см^2 в $\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{мин}$.

Пример

9/VIII 1950 г. Самолетный зондаж атмосферы в 20—21 час. Вычисляем $m(z)$.

а) Графический способ

1) Составляем табл. 16, в которую вписываем данные зондажа. (В рассматриваемом примере z — высота над уровнем моря; первая строка — земная поверхность, вторая — метбудка, затем — аэрологический зондаж.)

2) Наносим на бланк m -диаграммы p и q для всех высот и получаем кривую $ab\gamma\dots\kappa$ (см. рис. 2).

3) Подсчитываем площади aa_1b_1b , aa_1v_1v , aa_1z_1z , $\dots aa_1\kappa_1\kappa$ и вносим их в табл. 16, получаем табл. 19.

Таблица 19

z	p	q	$t^\circ C$	Площадь в cm^2	m
0,04	1012,25	6,8	11,7	0,00	0,00
0,042	1012	7,2	12,9	0,06	0,0020
0,2	992	7,6	14,3	4,46	0,15
0,5	957	5,1	12,4	11,12	0,37
1,0	900	5,2	7,6	19,92	0,65
1,5	846	5,1	4,4	27,40	0,90
2,0	794	4,8	1,3	34,37	1,13
2,28	766	2,5	1,1	37,24	1,23
2,5	746	2,5	-0,3	38,71	1,28
3,0	699	1,8	-3,9	41,20	1,36
3,32	670	1,4	-6,3	42,38	1,40
3,47	657	1,3	-6,4	42,85	1,42
4,0	615	0,8	-10,1	44,43	1,47
4,07	608	0,7	-10,6	44,57	1,47

4) На бланке m -диаграммы указан масштаб: единица площади равна $0,025 \text{ г/см}^2$. В единице площади для прилагаемого бланка содержится 1 см^2 . Умножая все получившиеся площади на $0,025$, заполняем столбец для m .

б) Аналитический способ

1) По форме табл. 17 составляем табл. 20, в которую вносим данные зондажа.

Таблица 20

z	p	q	t°	Δp_i	q_i	p_i	$\sqrt{p_i}$	m_i	m
0,04	1012,25	6,8	11,7						0,00
0,042	1012	7,2	12,9	0,25	7,0	1012,12	31,75	0,0018	0,0018
0,2	992	7,6	14,3	20	7,4	1002	31,6	0,15	0,15
0,5	957	5,1	12,4	35	6,4	974	31,2	0,22	0,37
1,0	900	5,2	7,6	57	5,2	928	30,4	0,29	0,66
1,5	846	5,1	4,4	54	5,2	873	29,5	0,26	0,92
2,0	794	4,8	1,3	52	5,0	820	28,6	0,24	1,16
2,28	766	2,5	1,1	28	3,6	780	27,9	0,09	1,25
2,5	746	2,5	-0,3	20	2,5	756	27,5	0,04	1,29
3,0	699	1,8	-3,9	47	2,2	722	26,8	0,09	1,38
3,32	670	1,4	-6,3	29	1,6	684	26,1	0,04	1,42
3,47	657	1,3	-6,4	13	1,4	664	25,7	0,01	1,43
4,0	615	0,8	-10,1	42	1,0	636	25,3	0,03	1,46
4,07	608	0,7	-10,6	7	0,8	612	24,7	0,00	1,46

2) Вычисляем Δp_i ; 3) находим q_i , p_i ; 4) определяем $\sqrt{p_i}$; вычисляем $m_i = 0,32 \cdot 10^{-4} \Delta p_i q_i \sqrt{p_i}$ для каждого слоя; 6) складывая m_i , находим m , например:

$$m(z=1) = 0,0018 + 0,15 + 0,22 + 0,29 = 0,66,$$

$$m(z=1,5) = 0,66 + 0,26 = 0,92,$$

$$m(z=2) = 0,92 + 0,24 = 1,16.$$

Получив связь между t° и m , переходим к определению излучения.

Определение излучения при ясном небе

а) Противоизлучение атмосферы (Π)

1) Наносим из таблицы значения t° и m для всех высот на бланк P -диаграммы и соединяем полученные точки плавной кривой $ABV \dots K$ (рис. 3).

В нашем случае зондаж кончается на 4-м км, поэтому последнюю точку находим из таблицы. Для $H=4$: $\frac{M}{m_H} = 1,14$; $t^\circ - t^\circ_H = -24$; $m_H = 1,47$, $t^\circ_H = -10,1$, следовательно $m = 1,68$, $t^\circ = -34,1$.

2) Из точки $K(t^\circ = -34,1$; $m = 1,68$ г/см²) проводим горизонтальную прямую $m = 1,68$ до правого края диаграммы (M).

3) Вычисляем площадь $AOMK \dots BA$. Она равна 877,8 см².

4) На бланке P -диаграммы указан масштаб: единица площади равна 0,002 кал/см² · мин., следовательно, в 1 см² содержится 0,0005 кал/см² · мин. Умножаем 877,8 см² на 0,0005 и получаем $\Pi = 0,439$ кал/см² · мин.

б) Эффективное излучение земной поверхности ($\mathcal{E}$)

1) Наносим из таблицы значения t° и m на бланк P -диаграммы и соединяем точки плавной кривой $ABV \dots K$. Так как зондаж кончается на 4-м км, то последнюю точку находим из таблицы. Для $H=4$: $\frac{M}{m_H} = 1,14$, $t^\circ - t^\circ_H = -24$, $m_H = 1,47$, $t^\circ_H = -10,1$, следовательно, $M = 1,68$, $t^\circ = -34,1$ (рис. 5).

2) Из точки $K(t^\circ = -34,1$; $m = 1,68$) проводим горизонтальную прямую $m = 1,68$ до правого края диаграммы (M).

3) Из точки $A(t^\circ = 11,7$; $m = 0$) опускаем изотерму $t^\circ = 11,7$ до нижнего края диаграммы (A_1).

4) Вычисляем площадь $AB \dots KMO A_1A$. Она равна 207,5 см².

5) На бланке P диаграммы указан масштаб: единица площади равна 0,002 кал/см² · мин. На бланке в единице площади содержится 4 см², следовательно, в 1 см² содержится 0,0005 кал/см² · мин.

Умножая 207,5 см² на 0,0005, получаем $\mathcal{E} = 0,104$ кал/см² · мин.

Определение излучения при сплошной облачности

Предположим, что в рассмотренном выше примере на высоте 4 км расположена сплошная облачность, и вычислим противоизлучение атмосферы и эффективное излучение земной поверхности в этом случае.

а) Противоизлучение атмосферы (Π)

1) Наносим из таблицы значения t° и m для всех высот до 4 км на бланк P -диаграммы и соединяем полученные точки плавной кривой $AB \dots V$ (рис. 6).

2) Из точки $B(t^\circ = -10,1$, $m = 1,47$) опускаем изотерму $t^\circ = -10,1$ до нижнего края диаграммы (B_1).

3) Вычисляем площадь $AOOB_1V \dots BA$. Она равна 1032,2 см².

4) Масштаб, указанный на бланке P -диаграммы, дает: в 1 см² содержится 0,0005 кал/см² · мин.

Умножаем 1032,2 см² на 0,0005 и получаем, что $\Pi = 0,516$ кал/см² · мин.

б) Эффективное излучение ($\mathcal{E}$)

1) Наносим из таблицы значения t° и m для всех высот до 4 км на бланк P -диаграммы и соединяем полученные точки плавной кривой $AB \dots V$ (рис. 7).

2) Из точки $B(t^\circ = -10,1; m = 1,47)$ опускаем изотерму $t^\circ = -10,1$ до нижнего края диаграммы (B_1).

3) Из точки $A(t^\circ = 11,7; m = 0)$ опускаем изотерму $t^\circ = 11,7$ до нижнего края диаграммы (A_1).

4) Вычисляем площадь $AB \dots BB_1 A_1 A$. Она равна $53,8 \text{ см}^2$.

5) Масштаб, указанный на бланке, дает, что в 1 см^2 содержится $0,0005 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$

Умножаем $53,8 \text{ см}^2$ на $0,0005$ и получаем $\mathcal{E} = 0,027 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$

Замечание. В том случае, когда нас интересует как противоизлучение атмосферы, так и эффективное излучение земной поверхности, достаточно определить по диаграмме одну из искомых величин. Вторая величина находится из уравнения: $\Pi + \mathcal{E} = E$, где $E = \sigma T^4$, $T = 273^\circ + t^\circ$.

Значения $E = \sigma T^4$ даются в таблицах для разных $t^\circ \text{ С.}$

В рассматриваемом примере для ясного неба $\Pi = 0,439 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$, $t_{z=0}^\circ = 11,7^\circ$, следовательно,

$$E = 0,543 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$$

и

$$\mathcal{E} = E - \Pi = 0,543 - 0,439 = 0,104 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.};$$

для сплошной облачности $\Pi = 0,516 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$, $E = 0,543 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$ и $\mathcal{E} = 0,543 - 0,516 = 0,027 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$

Б. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ПРОТИВОИЗЛУЧЕНИЯ АТМОСФЕРЫ ПО НАЗЕМНЫМ ДАННЫМ

В случае отсутствия данных аэрологического зондирования эффективное излучение земной поверхности ($\mathcal{E}$) и противоизлучение атмосферы (Π) могут быть определены по наземным данным. Для этого достаточно знать температуру земной поверхности и удельную влажность воздуха (q_0 г/кг) или абсолютную влажность (e_0 мб) у земной поверхности.

Тогда эффективное излучение земной поверхности и противоизлучение атмосферы могут быть вычислены по радиационному графику (Р-график; см. приложение 1 в конце книги).

На Р-графике по вертикальной оси отложены величины удельной влажности (q г/кг) и абсолютной влажности воздуха (e мб), на верхней горизонтальной оси — эффективное излучение земной поверхности ($\mathcal{E}$ кал/см² · мин.), на нижней — противоизлучение атмосферы (Π кал/см² · мин.). Наклонные прямые представляют собой изотермы.

На вертикальной оси находим величину абсолютной (удельной) влажности воздуха у земной поверхности и от нее перемещаемся по горизонтали (вправо — для определения эффективного излучения земной поверхности, влево — для определения противоизлучения атмосферы) до пересечения с изотермой, соответствующей температуре земной поверхности. От полученных точек пересечения двигаемся по вертикалям до пересечения с горизонтальными осями координат. Абсциссы точек пересечения и дадут величины эффективного излучения земной поверхности и противоизлучения атмосферы.

Найденные значения эффективного излучения земной поверхности и противоизлучения атмосферы справедливы для случая, когда температура в атмосфере падает с высотой на 6° на 1 км.

Если ход температуры в атмосфере отличается от указанного, то полученные значения эффективного излучения земной поверхности и противоизлучения атмосферы окажутся или заниженными или завышенными.

Чтобы получить истинные или близкие к ним значения эффективного излучения и противоизлучения, необходимо ввести поправку на распределение температуры.

Для нахождения этой поправки, кроме температуры земной поверхности, необходимо знать температуру воздуха на высоте 2 м. Тогда поправки можно найти на вспомогательных графиках: на графике справа — поправку на эффективное излучение земной поверхности (k_1), на графике слева — на противоизлучение атмосферы (k_2). На вертикальной оси графиков отложены разности температур земная поверхность — воздух на высоте 2 м, на горизонтальной оси — величины, на которые необходимо умножить эффективное излучение земной поверхности и противоизлучение атмосферы, полученные по основному графику. Зная разность температур земная поверхность — воздух на высоте 2 м, надо найти ее значение на вертикальной оси и от нее перемещаться параллельно горизонтали до пересечения с кривой графика, откуда — по вертикали до горизонтальной оси. Абсцисса точки пересечения и даст величину поправочного множителя.

Рассмотрим конкретный случай 9/VIII 1950 г., 20 час.
Исходные данные:

температура земной поверхности $+11,7^\circ$,

температура воздуха на высоте 2 м $+12,9^\circ$,

абсолютная влажность воздуха у земной поверхности $e_0 = 10$ мб.

Определяем эффективное излучение земной поверхности и противоизлучение атмосферы по основному графику:

1) На вертикальной оси находим точку, соответствующую влажности $e_0 = 10$ мб,

2) перемещаемся по горизонтали вправо и влево до изотермы, соответствующей температуре $+11,7^\circ$,

3) от точки пересечения перемещаемся по вертикалям до пересечения с горизонтальными осями.

Точкам пересечения соответствуют: эффективное излучение земной поверхности $0,115$ кал/см²·мин., противоизлучение атмосферы $0,428$ кал/см²·мин.

Далее определяем поправку на распределение температуры. Для этого:

1) вычисляем разность температур земная поверхность — воздух на высоте 2 м;

$$11,7^\circ - 12,9^\circ = -1,2^\circ;$$

2) на вертикальных осях вспомогательных графиков находим местоположение разности $-1,2^\circ$;

3) перемещаемся по горизонталям до пересечения с кривыми графиков;

4) от точек пересечения перемещаемся по вертикалям до горизонтальных осей.

Вертикали пересекают горизонтальные оси в точках, где величины поправок равны: на правом графике $0,95$, на левом $1,02$.

Следовательно, исправленные величины эффективного излучения земной поверхности: $0,115 \cdot 0,95 = 0,109$ кал/см²·мин., противоизлучения атмосферы: $0,428 \cdot 1,02 = 0,437$ кал/см²·мин.

В. УЧЕТ ВЛИЯНИЯ ОБЛАЧНОСТИ

При наличии данных аэрологического зондирования, при сплошной облачности, для определения величины эффективного излучения следует пользоваться радиационной диаграммой.

Учет влияния облачности без данных аэрологического зондирования становится значительно грубее. В этом случае для вычисления эффективного излучения при наличии облачности следует пользоваться радиационным графиком с введением поправок на облачность.

Поправочный множитель, учитывающий влияние облачности, следует вводить к величине противоишлучения, а не эффективного излучения, поскольку последнее зависит от облачности только косвенно, через противоишлучение.

Величина противоишлучения при облачности n определяется по формуле:

$$\Pi_n = \Pi_0(1 + cn^2),$$

где n — степень облачности в десятых долях покрытия неба, Π_n — величина противоишлучения при облачности n , Π_0 — величина противоишлучения при безоблачном небе, c — коэффициент, зависящий от формы облаков.

Значения коэффициентов, вычисленные по данным среднего распределения температуры и влажности для облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов, следующие: нижний ярус $c_1 = 0,28$, средний ярус $c_2 = 0,22$, верхний ярус $c_3 = 0,075$.

Для определения величины противоишлучения при облачности n следует прежде всего по радиационному графику определить величину противоишлучения Π_0 . По разности температур земной поверхности и на высоте 2 м найти поправку k_2 и вычислить произведение $k_2\Pi_0$. Затем по графику, построенному для определения эффективного излучения при облачном небе [см. приложение 2 (0-график) в конце книги], в нижнем левом углу найти поправку на облачность kn^2 для данного количества облаков определенного яруса.

В нижней части графика находим наклонную прямую, пересекающую ось X в точке, соответствующей найденному значению $k_2\Pi_0$. Находим точку пересечения этой наклонной с прямой, параллельной оси X , соответствующей найденному значению kn^2 . Из полученной точки пересечения прямых восстанавливаем перпендикуляр и продолжаем его до пересечения с наклонной прямой в верхней части графика, соответствующей температуре земной поверхности. Значение противоишлучения, соответствующее точке пересечения перпендикуляра с осью X , есть Π_n — противоишлучение при облачности n . Отрезок перпендикуляра, заключенный между осью X и точкой пересечения перпендикуляра с наклонной прямой, соответствующей температуре земной поверхности, дает величину эффективного излучения $\mathcal{E}_n$ при облачности n . Численное значение $\mathcal{E}_n$ нужно снять со шкалы, помещенной справа сверху, проводя для этого из точки пересечения прямую, параллельную оси X .

В качестве примера рассчитаем эффективное излучение при облачном небе за 14/VIII 1950 г. в 20 час. 30 мин. обл. 10/0 Ci; $t = 13,0^\circ$; $t_2 = 14,1^\circ$; $e = 10,0$ мб.

Прежде всего по данным $t = 13,0^\circ$ и $e = 10,0$ мб определяем $\Pi_0 = 0,438$; по разности температур $-0,9^\circ$ определяем поправочный множитель $k_2 = 1,01$. Вычисляем произведение $k_2\Pi_0 = 0,442$. Затем на нижней шкале находим $n = 10$ и по вертикали идем до пересечения с кривой, соответствующей верхнему ярусу облачности. Из точки пересечения идем вправо по горизонтали до пересечения с наклонной прямой, которая на оси X соответствует значению 0,442. (Так как прямые проведены через каждые 0,010, то тысячные доли значения $k_2\Pi_0$ нужно интерполировать). От полученной точки пересечения прямых идем вверх до пересечения с наклонной в верхней части графика, соответствующей температуре земной поверхности. (Десятые доли градуса нужно интерполировать). От точки пересечения идем вправо до пересечения со шкалой $\mathcal{E}_n$, где снимаем с графика значение $\mathcal{E}_n = 0,076$. Если для какой-либо цели нужно знать значение Π_n , то его снимаем с горизонтальной шкалы в точке пересечения ее вертикалью.

Рассмотрим второй пример для случая неполной облачности.
Исходные данные: 16/VIII 1950 г. в 12 час. 30 мин. обл. 4/4 Cu;
 $t = 31,2$; $t_2 = 23,3$; $e = 14,1$ мб. Определяем $\Pi_0 = 0,577$; поправочный множитель $k_2 = 0,90$; $k_2 \Pi_0 = 0,519$ и таким же путем находим $\mathcal{E}_n = 0,107$.

§ 4. Введение поправки на скрытую теплоту парообразования

В тех случаях, когда абсолютная влажность в вечерний срок такова, что вычисленная температура почвы (равная температуре непосредственно примыкающего к почве слоя воздуха) окажется ниже температуры точки росы, необходимо ввести поправку по формуле:

$$\Delta T = \frac{\tau - t}{1 + \frac{10}{e}}, \quad (6)$$

где τ — температура точки росы, t — вычисленная температура поверхности почвы ($\tau > t$), e — абсолютная влажность

Значения τ и e можно брать по измерениям в психрометрической будке в вечерний срок.

Пример. В вечерний срок $e = 7,7$ мб и значит температура точки росы $\tau = 3,2^\circ$.

Без учета скрытой теплоты парообразования вычисленная температура в 6 час. утра оказалась равной $-0,5^\circ$. Найти фактическую температуру. По приведенной выше формуле находим поправку:

$$\Delta T = \frac{3,2 + 0,5}{2,30} = 1,6;$$

В таком случае фактическая температура будет:

$$t^\circ = -0,5 + 1,6 = +1,1^\circ.$$

§ 5. Вычисление коэффициента температуропроводности

Коэффициент температуропроводности, как указано, есть величина, характеризующая скорость распространения тепла в почве. Здесь будут предложены два способа определения этой величины.

Первый способ дает возможность определить температуропроводность по наблюдениям над температурой почвы в моменты, близкие к заходу солнца, когда температура почвы на некоторой глубине достигает максимума.

Второй способ основан на наблюдениях температуры в дневные часы суток. (Подробно об этом — в статье Г. Х. Цейтина „О новом методе вычисления коэффициента температуропроводности почвы“, Труды ГГО, вып. 22, 1950 г.).

Первый способ, изложенный здесь, основан на применении формулы (6) из упомянутой статьи, второй — на формуле (4) из той же статьи.

а) Первый способ

Для определения величины температуропроводности по этому способу требуется произвести измерения температуры почвы на разных глубинах и в три срока: за полчаса — час до захода солнца, около захода солнца и через полчаса — час после захода солнца. Измерения температуры про-

изводят в каждый срок на поверхности почвы и на глубинах порядка 1, 2, 3, 5, 10, 15 см, а также дополнительно на глубинах порядка 25 и 50 см в один из указанных сроков, ибо на этих глубинах температура в течение всего срока наблюдений заметно не изменится.

Можно проводить измерения и на стандартных глубинах термометрами Савинова, но результаты вычислений в этом случае будут менее точными.

Коэффициент температуропроводности a^2 определяется по формуле:

$$a^2 = \frac{L}{N}, \quad (7)$$

где величины L и N определяются следующим образом:

Определение величины L

1) Строят на миллиметровке график зависимости температуры почвы $T(z, t)$ на разных глубинах в момент первого наблюдения, от половины квадрата глубины (рис. 8, кривая M_1P_1), т. е. от величины $z^2/2$.

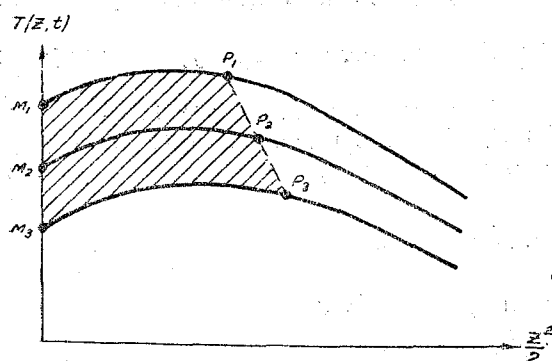


Рис. 8.

2) На том же графике строят такие же зависимости в моменты второго и третьего наблюдения (рис. 8, кривые M_2P_2 и M_3P_3).

3) На каждой кривой находят точки, где температура по глубине достигает максимума, и эти точки соединяют плавной кривой (на рис. 8 это кривая $P_1P_2P_3$).

4) Измеряют планиметром заштрихованную на рис. 8 площадь, которую выражают в см^2 ; при отсутствии планиметра площадь определяют подсчетом клеток или указанным ниже способом.

Полученную площадь в см^2 умножают на масштаб температуры и масштаб, по которому откладывались величины $z^2/2$. Это дает искомую величину числителя L в формуле (7).

Пример. а) Пусть температура $T(z, t)$ отложена в масштабе 1:1, т. е. один сантиметр равен одному градусу;

б) половины квадратов соответствующих глубин $z^2/2$ отложены в масштабе две единицы величины $z^2/2$ на одном сантиметре;

в) измеренная площадь равна 50 см^2 , тогда имеем:

$$L = 50 \cdot 1 \cdot 2 = 100 \text{ град} \cdot \text{см}^2.$$

Определение величины N

Для определения N нужно проделать следующие операции:

1) Нанести на миллиметровке температуры поверхности почвы, измеренные во время первого, второго и третьего наблюдения, откладывая по вертикали температуры, а по горизонтали — время в часах. На рис. 9 это точки M_1 , M_2 и M_3 . Последние соединяют плавной кривой.

2) Нанести максимальные температуры во время тех же наблюдений, снимая их для этого с рис. 8. На рис. 9 это точки P_1 , P_2 и P_3 . Последние также соединяют плавной кривой.

3) Измерить заштрихованную площадь $P_1 P_2 P_3 M_2 M_1$ и последнюю, выраженную в см^2 , умножить на масштаб времени и температуры. Это дает величину N . Например, если измеренная площадь равна 48 см^2 масштаб температуры $0,5^\circ$ в 1 см и масштаб времени $0,25$ часа в 1 см , то:

$$N = 48 \cdot 0,5 = 6 \text{ град} \cdot \text{час}.$$

4) После получения L и N вычисляем a^2 по формуле (7).

Например, из предыдущих примеров имели: $L = 100 \text{ см}^2 \cdot \text{град}$; $N = 6 \text{ час} \cdot \text{град}$, поэтому $Q^2 = \frac{L}{N} = \frac{100}{6} = 16,7 \text{ см}^2 \cdot \text{час}$.

Примечания. 1. Как видно из рис. 8, для определения величины L необходимо знать только температуры почвы на глубинах, расположенных выше той глубины, где достигается максимум температуры; поэтому при построении кривых для определения величины L (рис. 8)

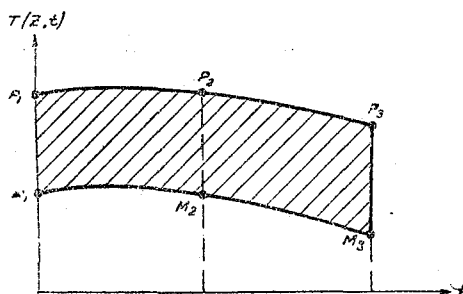


Рис. 9.

можно ограничиться только участками кривых, расположенных левее максимальных значений температур.

Очевидно также (рис. 8), что для второго наблюдения необходимо нанести только участок кривой около максимальной точки P_2 .

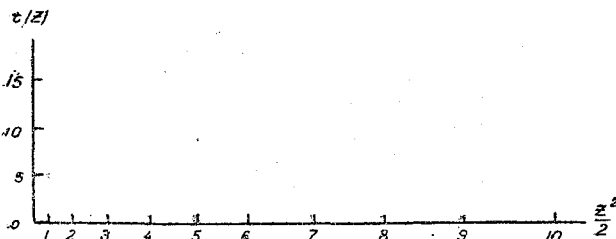


Рис. 10.

2. Для облегчения построения кривых на рис. 9 предлагается пользоваться табл. 21, дающей значения функции $z^2/2$ от z ; удобно также изготовить специальные бланки, где по одной оси расположены

неравномерная шкала величин $z^2/2$, а по другой — шкала температур, как это изображено на рис. 10.

На шкале величин $z^2/2$ (рис. 11) подписываются непосредственно значения глубин z в см , а не значения величин $z^2/2$.

При наличии таких бланков нанесение кривых на рис. 9 производится просто: против соответствующего значения z наносится температура на этой глубине.

3) Масштабы по осям удобно брать следующие:

- а) температуры на рис. 8 и 9: $0,5 - 1^\circ$ в 1 см миллиметровки, в зависимости от величин изменения температуры;
- б) времени на рис. 9: $0,2 - 0,5$ часа в 1 см миллиметровки;
- в) величины $z^2/2$ на рис. 9 и на бланках: от 2 до 5 единиц этой величины в 1 см миллиметровки.

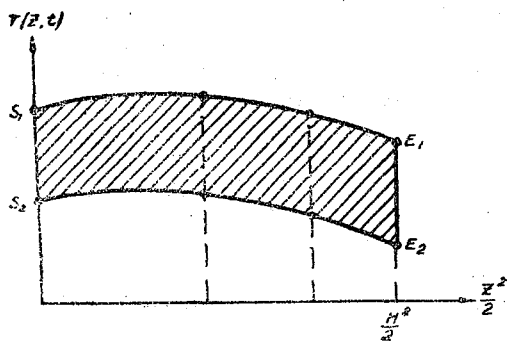


Рис. 11.

Таблица 21

z в см	$\frac{z^2}{2}$	z в см	$\frac{z^2}{2}$	z в см	$\frac{z^2}{2}$	z в см	$\frac{z^2}{2}$
0	0	7	24,5	13	84,5	19	180,5
1	0,5	8	32	14	98	20	200
2	1	9	40,5	15	112,5	25	312,5
3	4,5	10	50	16	128	30	450
4	8	11	60,5	17	144,5	35	612,5
5	12,5	12	72	18	162	40	800
6	18						

б) Второй способ

Для определения коэффициента температуропроводности почвы a^2 необходимо располагать наблюдениями над температурой почвы в нескольких сроках (не менее двух) на глубинах порядка 0 (поверхность), 2, 5, 7, 10, 15, 20 см и на глубинах порядка 30, 50, 70 и 100 см в моменты первого и последнего наблюдения. Последнюю глубину берут там, где температура в течение всего срока наблюдения не меняется. Интервалы между наблюдениями рекомендуется делать не более 1—2 час. Наблюдения, по возможности, производить в дневные часы суток.

Величина a^2 здесь вычисляется по формуле:

$$a^2 = \frac{M_1 + M_2 H}{N_1}, \quad (8)$$

где H — некоторая заранее выбранная глубина, а величины M_1 , M_2 и N определяются следующими способами:

Определение величины M_1

1) Строят на миллиметровке два графика: один — для зависимости температуры почвы от величины $z^2/2$ в момент первого наблюдения и второй — для последнего по времени наблюдения. Построение этих кривых выполняется аналогично, как и кривых на рис. 9, и может быть выполнено на описанных выше бланках. Глубины z необходимо брать здесь от $z=0$ до $z=H$ (рис. 11).

2) Измеряют заштрихованную площадь $S_1 E_1 E_2 S_2$; полученную площадь в см^2 умножают на масштаб температуры и масштаб по оси $z^2/2$. Это дает величину M_1 в градусах на см^2 . Например, если измеренная площадь равна 40 см^2 , масштаб температуры 1° в 1 см, а масштаб шкалы $z^2/2$ — 5 см^2 на 1 см, то:

$$M_1 = 40 \cdot 1 \cdot 5 = 200 \text{ град} \cdot \text{см}^2.$$

Определение M_2

Для определения этой величины используются наблюдения, выполненные в первом и последнем сроках на всех глубинах, начиная от выбранной глубины H и всех других, расположенных ниже нее, и кончая той глубиной, где приблизительно можно считать температуру неизменной за время, протекающее от первого до последнего наблюдения (порядка нескольких часов).

Ход вычисления M_2 при наличии этих данных пояснен на следующем численном примере (табл. 22).

Таблица 22

z в см	20	30	50	80	100	130	(1)
T_0	20,1	20,0	19,8	20,0	20,2	20,5	(2)
T_1	20,8	20,4	20,0	19,8	20,1	20,5	(3)
ΔT	0,7	0,4	0,2	-0,2	-0,1	0	(4)
Δz	10	20	30	20	30		(5)
ρ	0,55	0,30	0,00	-0,15	-0,15		(6)
δ	5,5	6,0	0,0	-3,0	-1,5		(7)

В этой схеме числа T_0 , T_1 в строках (2) и (3) — температуры почвы на глубинах z , указанных в строке (1) в моменты первого и последнего наблюдения.

Числа ΔT в строке (4) — приращения температуры (т. е. разности) за время от первого до последнего наблюдения на соответствующих глубинах. Числа Δz в строке (5) — разность двух глубин, между которыми это число находится.

Числа ρ в строке (6) — полусуммы соответствующих чисел ΔT (например, число 0,30 получено так: $0,30 = \frac{0,4 + 0,2}{2}$).

Наконец, числа δ в строке (7) — произведения соответствующих чисел ρ на Δz .

Искомое M_2 находится сложением всех чисел δ ; в нашем примере имеем:

$$M_2 = 5,5 + 6,0 + 0,0 - 3,0 - 1,5 = 7,0 \text{ град} \cdot \text{см.}$$

Определение N_1

Определение этой величины производится таким же образом, как и определение N в первом способе вычисления коэффициента a^2 . Здесь строят на миллиметровке два графика: зависимость от времени температуры на поверхности почвы и на выбранной глубине H . На рис. 12 точки $P_1, P_2, P_3, \dots, P_n$ и $\bar{P}_1, \bar{P}_2, \bar{P}_3, \dots, \bar{P}_n$ — температуры почвы в моменты первого, второго, третьего и последнего (n -го) наблюдения, соответственно на поверхности почвы и на глубине H .

Измеряют заштрихованную площадь $\bar{P}_1 \bar{P}_2 \bar{P}_3 \dots \bar{P}_n P_n \dots P_3 P_2 P_1 \bar{P}_1$ и умножают ее на масштабы по осям. Например, если площадь равна 80 см^2 и масштабы по осям соответственно 1° в 1 см и 0,025 часа в 1 см, то получим:

$$N = 80 \cdot 1 \cdot 0,25 = 20 \text{ град} \cdot \text{час.}$$

После получения величин M_1 , M_2 и N коэффициент температуропроводности a^2 вычисляется по формуле (8). В наших примерах (выбираем $H = 20 \text{ см}$) получим:

$$a^2 = \frac{200 + 20 \cdot 7}{20} = \frac{340}{20} = 17 \text{ см}^2/\text{час.}$$

Примечание. Масштабы по осям на графиках (рис. 11 и 12) следует брать такие же, какие указаны для предыдущих графиков на рис. 8 и 9.

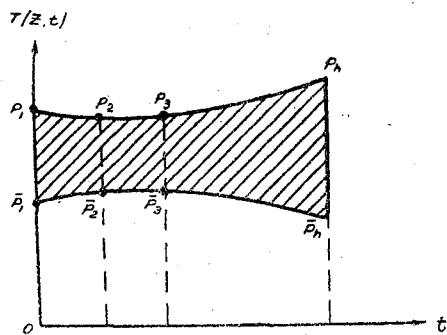


Рис. 12.

Упрощенный способ предвычисления ночного понижения температуры

При отсутствии данных о теплоотдаче и теплопроводности почвы, прогноз понижения температуры может быть сделан по номограмме (см. приложение 6 в конце книги).

Для этого требуется знание температуры поверхности в два момента времени с интервалом между ними в 2 часа. За начальный момент можно взять любое время после захода солнца. Получив нужные два значения температуры, производим расчет следующим образом:

1. На крайней левой шкале номограммы откладываем температуру в начальный момент (первое измерение t_0°).

2. На крайней правой шкале откладываем разность между первым и вторым измерениями температуры ($t_0^{\circ} - t_2^{\circ}$).

3. Соединяем отмеченные точки прямой и в местах пересечения ее с вертикалями считываем искомое понижение температуры (Δt°). Внизу и вверху вертикальных прямых средней шкалы проставлено время, отсчитываемое от момента первого измерения. Если нас интересуют сами температуры, то полученные Δt° надо прибавить к t_0° .

ДОПОЛНЕНИЕ

Определение площадей

Измерение площадей на графиках (рис. 8, 9, 10 и 11) лучше всего производить планиметром. Если последний отсутствует, по площади можно измерить по числу клеток или по изложенному ниже способу.

а) Измерение площади на рис. 9

Эта площадь имеет форму, изображенную на рис. 13.

Делим всю площадь $M_0PEN_0M_0$ (рис. 13), начиная с левого края, на ряд равных по ширине вертикальных полос $M_0M_1N_1N_0M_0$; $M_1M_2N_2N_1M_1$

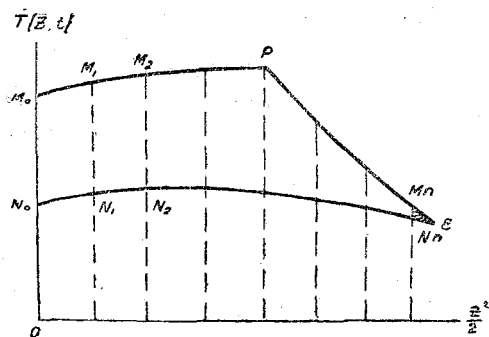


Рис. 13.

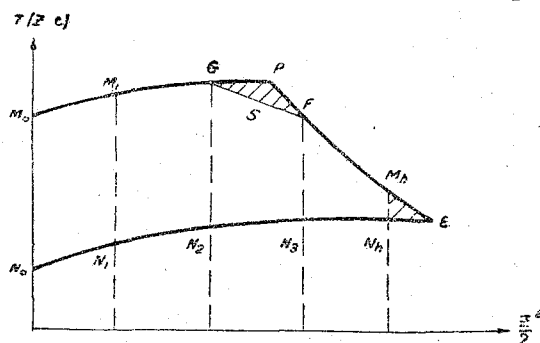


Рис. 13а.

и т. д., причем, поскольку графики выполнены на миллиметровке, за линии деления M_0N_0 , M_1N_1 и т. д. можно принять сантиметровые („жирные“) линии. Ширину этих полос, при соблюдении указанных выше масштабов, следует брать 1—2 см. При этом могут встретиться два случая: когда вершина p лежит на какой-либо линии деления (на „жирной“ линии), как указано на рис. 13 и когда этого не наблюдается (рис. 13а)—более частый случай.

Определение площади в первом случае (рис. 13) производится так: поочередно измеряем длину прямых M_0N_0 , M_1N_1 и т. д. до M_nN_n включительно, причем, длины прямых выражаем в сантиметрах; складываем все

эти числа и от суммы вычитаем полусумму длин крайних прямых $M_0 N_0$ и $M_n N_n$. Затем полученный результат умножаем на ширину полос в сантиметрах, что дает величину площади $M_0 P M_n N_0 M_0$, выраженную в см^2 . Площадь остающегося маленького треугольника $M_n E N_n$ оцениваем приближенно (по клеткам) и прибавляем к полученной площади. Это дает площадь всей фигуры.

Во втором случае (рис. 13а) поступаем точно так же, как и в первом, но нужно еще прибавить площадь участка $GPFG$, имеющего приближенно форму треугольника, причем площадь его определяется из выражения (см. рис. 13а) $\frac{1}{2} PS (GF)$, где длины отрезков PS и GF измеряются линейкой.

Так, пусть площадь $M_0 P E N_0 M_0$ разделена вертикальными „жирными“ линиями на четыре полосы шириной в 2 см, как указано на рис. 13а, причем длины отрезков в сантиметрах таковы: $M_0 N_0 = 4,8$; $M_1 N_1 = 5,1$; $GN_2 = 5,3$; $FN_3 = 3,8$ и последнего $M_4 N_4 = 1,6$; далее — длина $GF = 2,6$ и $PS = 1,2$; площадь треугольника $M_4 N_4 E \approx 0,8 \text{ см}^2$, тогда, по предыдущему, площадь $M_0 P E N_0 M_0$:

$$4,8 + 5,1 + 5,3 + 3,8 + 1,6 - \frac{4,8 + 1,6}{2} + 0,8 + \frac{2,6 \cdot 1,2}{2} = \\ = 20,6 - 3,2 + 0,8 + 1,6 = 19,8 \text{ см}^2.$$

б) Измерение площадей на рис. 11 и 12

Делим площадь $P_1 P_2 M_3 M_1 P_1$ (рис. 14), начиная с левого края, на ряд равных полос, шириной в 2—4 см (при соблюдении указанных масштабов). Далее, измеряем линейкой длину прямых $P_1 M_1$; $L_1 D_1$; $L_2 D_2$ и т. д. $L_n D_n$

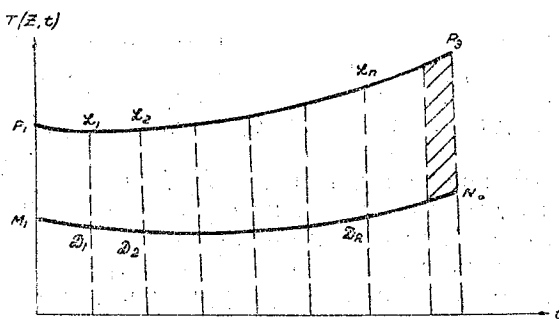


Рис. 14.

в сантиметрах, складываем все эти числа, вычитаем из полученной суммы полусумму длин крайних отрезков $P_1 M_1$ и $L_n D_n$ и результат умножаем на ширину полосок. Это дает площадь фигуры $P_1 P_2 M_3 M_1 P_1$. Если последняя линия деления $L_n D_n$ не совпадает с краем $P_3 M_3$ измеряемой фигуры, то площадь остающейся полосы $L_n P_3 M_3 D_n L_n$, которая уже всех остальных полос, вычисляем отдельно, умножив для этого полусумму сторон $L_n D_n$ и $P_3 M_3$ на ширину $D_n M_3$. Полученную площадь $L_n P_3 M_3 D_n L_n$ прибавляем к площади $P_1 L_n D_n M_1 P_1$, что дает искомую площадь всей фигуры $P_1 P_3 M_3 M_1 P_1$.

ИНСТРУКЦИЯ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ КОМПОНЕНТ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

Уравнение теплового баланса подстилающей поверхности суши может быть записано в следующем виде:

$$B = LE + P + Q, \quad (1)$$

где B — радиационный поток на поверхность, т. е. разность между количеством приходящей на поверхность радиации и количеством радиации, уходящей от поверхности (вследствие излучения поверхностью и отражения радиации от поверхности);

LE — затраты тепла на испарение (L — теплота испарения);

P — поток тепла между поверхностью и воздухом;

Q — поток тепла между поверхностью и нижележащими слоями почвы.

В настоящей инструкции излагаются способы расчета среднечасовых значений трех членов уравнения теплового баланса: E , P , Q .

Радиационный баланс B измеряется экспериментально и его величина служит контролем для вычисления трех членов уравнения теплового баланса.

По среднечасовым значениям величин E , P , Q могут быть определены суммы их за час, за дневное время, за сутки и т. д. Для расчета значений величин E , P , Q необходимо провести измерения:

- 1) вертикального распределения скорости ветра;
- 2) вертикальных градиентов температуры и влажности воздуха;
- 3) распределения температуры в почве.

§ 1. Измерения вертикального распределения скорости ветра

Среднечасовая скорость ветра измеряется контактными анемометрами, установленными на специальной мачте на высотах: 0,5, 1, 2, 5, 10, 15 м. Постановка и проведение измерений скорости ветра описаны в работе М. П. Тимофеева и Т. А. Огневой „Оперативный метод определения коэффициента турбулентного обмена на основании наблюдений над вертикальным профилем ветра“ (Труды ГГО, вып. 20, 1949 г., стр. 16—19). Контактные анемометры включаются в сроки 23.30—24.30, 1.30—2.30 и т. д. по среднему солнечному времени таким образом, чтобы получить средние скорости ветра за четные часы.

На основании известных среднечасовых скоростей ветра на указанных высотах определяется коэффициент турбулентности k_1 на высоте 1 м.

Для получения значения коэффициента турбулентности k_1 необходимо специальным способом обработать данные о скоростях ветра.

О способе обработки измеренных скоростей написано в указанном выше вып. 20 Трудов ГГО на стр. 19—21.

В результате обработки измеренных скоростей ветра определяются величины ε и $\operatorname{tg} \beta$, через которые выражается коэффициент турбулентности k_1 .

§ 2. Вычисление коэффициента турбулентности на высоте 1 м

Вычисление коэффициента турбулентности на высоте 1 м производится по формуле:

$$k_1 = 0,16 \left[(1 + 1,75\varepsilon) \cdot \left(1 - \frac{u_1 \varepsilon}{\operatorname{tg} \beta} \right) \right]^2 \operatorname{tg} \beta,$$

где u_1 — скорость ветра (м/сек.) на высоте 1 м, k_1 — коэффициент турбулентности (м²/сек.) на той же высоте 1 м.

Примечания. 1. Величина ε для дневных часов и малооблачной погоды отрицательна (от 0,0 до $-0,3$, $-0,4$). Для вечерних и ночных часов ε положительна, причем, если $\varepsilon \geq 0,2$, то $k_1 = 0$.

2. Вычисления по формуле (1) производятся для случаев, когда скобка $\left(1 - \frac{u_1 \varepsilon}{\operatorname{tg} \beta} \right) > 0$; если окажется, что $\left(1 - \frac{u_1 \varepsilon}{\operatorname{tg} \beta} \right) = 0$, то $k_1 = 0$.

При отсутствии указанных в § 1 подробных измерений скоростей ветра на различных высотах следует пользоваться следующей эмпирической формулой:

$$k_1 = \frac{0,16 u_1}{\ln \frac{1}{z_{0,0}}} \left[1 + 7,5 \frac{\Delta t}{u_1^2} \right]$$

где $\Delta t = t_{0,5} - t_{2,0}$ — разность температуры на высотах 0,5 и 2 м, $z_{0,0}$ — параметр шероховатости для равновесных ($\Delta t \approx 0,0$) условий.

§ 3. Измерение вертикальных градиентов температуры и влажности воздуха

Измерение вертикальных градиентов температуры и влажности воздуха производится специальной установкой.

Комплект установки

Установка состоит из четырех основных частей: 1) фоторегистратора, 2) электрических дистанционных психрометров, 3) кабеля и 4) аккумулятора.

Принцип действия

Установка представляет собой мостик сопротивления, у которого два плеча изготовлены из манганина и постоянно включены, а два других плеча составляют те или иные термометры сопротивления (вмонтированные в корпус аспирационного психрометра) и подключаются периодически в различных комбинациях, которые позволяют измерять разность температуры между „первым сухим“ и последовательно „вторым сухим“, третьим и так до пятого термометра, а затем — разность температуры между сухим и смоченным термометрами первой высоты, второй и т. д. до пятой.

Переключение производится автоматически, электрическим мотором мощностью 4,5 вт, приводящим в движение переключатель коммутатора. Короткопериодный гальванометр, включенный в диагональ мостика, отмечает на фотобумаге изменения сопротивления, произошедшие вследствие изменения температуры на соответствующих уровнях.

Описание фоторегистратора

Фоторегистратор смонтирован на жесткой панели. Основные его части (рис. 1):

1) коммутатор K — переключает электрическую схему посредством электромотора $ЭМ$;

2) часовой механизм $ЧМ$ — включает схему в заданный срок;

3) гальванометр $Г$ — записывает (оптически) результаты измерения на фотобумаге;

4) фотокассета $ФК$,

5) осветитель $ОСВ$,

6) зеркальная система $З_1$ и $З_2$,

7) приборы для подстройки схемы на заданных условиях: вольтметр $В$ и реостат $Р$.

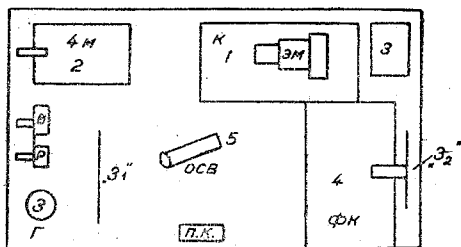


Рис. 1.

Фоторегистратор покрывается кожухом, на котором смонтированы штепсели для включения сухих и смоченных термометров, питания

электромоторов психрометра и подключения аккумулятора.

Электрическая схема кожуха с панелью соединяется переходной колодкой $ПК$.

Кожух прикрепляется к плите винтами.

Установка электропсихрометров

Электропсихрометры устанавливаются на мачте на высотах 0,5; 1; 2; 5; 10 м в следующем порядке:

1. Устанавливается кабель на мачте. Кабель имеет отводы для подключения сухого и смоченного термометров и электромотора аспиратора на каждой из указанных высот.

2. Укрепляются психрометры на своих высотах (номера на психрометрах и кронштейнах имеют свои наименования, например, кронштейн и психрометр высоты 10 м имеет отметку 10).

3. Подключаются сухой и смоченный термометры к соответствующим отводам кабеля — например, на высоте 5 м имеются 2 отвода „5 сух.“, 2 отвода „5 смоч.“, на психрометрах также имеются отметки „сух.“ и „смоч.“

4. Подключаются провода $ЭМ$ кабеля к проводам $ЭМ$ электромотора аспиратора.

5. Укрепляется бачок с дистиллированной водой, в носок которого опускается батист психрометра.

Примечание. За высоты 0,5; 1; 2; 5; 10 м принимаются расстояния от поверхности земли до термометров сопротивления.

Включение установки

Перед включением установки укрепляется на мачте кабель. На каждом из уровней имеются отводы для психрометров (отводы для сухого, смоченного термометров и для электромоторчиков) с соответствующими бирками.

Затем включаются в штепсели кожуха фоторегистратора.

Устанавливается валик часового механизма на соответствующее время пуска.

Заряженная фотокассета вставляется в свое гнездо и поворачивается до отказа в направлении часовой стрелки. Этим самым кассета открывается и закрепляется на месте.

Гнездо кассеты закручивается крышкой. Установка производит все измерения автоматически. Включение осуществляется часовым механизмом.

Настройка фоторегистратора

Осветитель

Необходимо добиться того, чтобы луч света, идущий от осветителя, падал на зеркальце гальванометра (рис. 1). Отражение от гальванометра должно быть направлено на зеркальце 1, расположенное на оправе кассеты. Отражение от зеркальца 1 необходимо направить на зеркальце 2, а отражение от зеркальца 2 направить в прорезь оправы фотокассеты.

Часовой механизм

Часовой механизм имеет эбонитовый валик, который производит один оборот в час.

Валик имеет два медных контакта, расположенных по диаметру образующей валика. Эти контакты соединяются с группой контактов, скользящих по поверхности валика. Через каждые полчаса контактные пластинки замыкаются.

Валик необходимо установить на контакт во время, равное точно какому-либо получасу.

Общий вид регистратора

Передняя панель имеет 5 отверстий (рис. 2): для завода часов 1, для пуска мотора коммутатора и включения всей электро- и механической схемы регистратора в необходимое время 2, для регулирования напряжения, подаваемого на мостик 3, реостат и вольтметр 4; отверстие 5 служит для наблюдения за отраженными лучами света, т. е. за правильностью настройки оптики регистратора.

Напряжения с помощью реостата *P* устанавливаются на заданную отметку по шкале вольтметра *B*.

При правильной настройке луч света должен показаться на прорези кассеты, как бы пересекая ее.

Когда схема настроена, то все отверстия должны быть закручены.

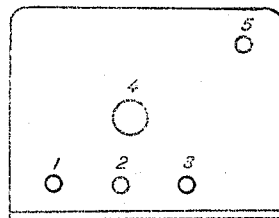


Рис. 2.

Фотокассета

Заряжается в соответствии со схемой (рис. 3).

После съемки кассеты фотобумага сматывается с катушки и обрабатывается проявителем и фиксажем.

Схема зарядки кассеты

1) Ведущий валик, 2) направляющие валика, 3) катушка смотки фотобумаги, 4) катушка намотки фотобумаги, 5) фотобумага (стрелкой указано направление ее движения при работе кассеты).

Для зарядки необходимо:

1) вынуть катушку 3, намотать на нее 5 м фотоленты эмульсией внутрь;

- 2) срезать конец ленты на угол с вершиной посередине ее;
- 3) конец ленты протянуть под направляющий валик;
- 4) протянуть ленту по поверхности ведущего валика (эмульсия должна быть сверху);
- 5) протянуть конец ленты под второй направляющий валик;
- 6) конец ленты закрепить в прорези катушки намотки;
- 7) сделать несколько оборотов, вращая в направлении, указанном стрелкой. Необходимо добиться того, чтобы лента шла правильно, т. е. точно центрированно относительно краев катушек. В противном случае лента при работе может рваться. Кассеты сменяются через 12—14 час.

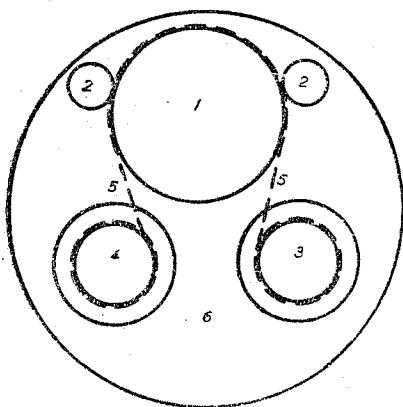


Рис. 3.

Обработка лент

Для обработки лент изготавливаются специальные линейки. Прикладывая эту линейку к соответствующей отметке на фотобумаге, отсчитывают величину разности температуры для данной комбинации высот. Результаты обработки записывают в табл. 1.

В третий столбец записываются показания термометра, отмечающего величину температуры; в четвертый столбец — номера высот; в пятый — разности температуры между первым термометром (сухим) и „сухими“ — термометрами других уровней; в шестой — разности температур между „сухими“ и „смоченными“ термометрами для всех уровней; в седьмой и восьмой столбцы — температуры „сухих“ и „смоченных“ термометров, которые вычисляются по величинам температур контрольного термометра T_k и $\Delta T_{\text{сух}}$ и $\Delta T_{\text{смоч}}$.

Таблица 1

Дата	Время	$T_{\text{контрольный}}$	№ п/п.	$T_{\text{сухой}}$	$T_{\text{смоченный}}$	$T_{\text{сухой}}$	$T_{\text{смоченный}}$	Влажность	
								0/0	абсолютная
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
			1						
			2						
			3						
			4						
			5						

В девятый и десятый столбцы записываются относительная и абсолютная влажности.

§ 4. Измерения распределения температуры в почве

Температура на поверхности почвы и на различных глубинах измеряется с помощью специальной установки, описание которой дается ниже.

Установка состоит из:

- 1) регистратора (1 шт.); 2) термометров сопротивления (10 шт.); 3) кабеля и 4) измерительного мостика.

Принцип действия

Установка представляет собою мостик сопротивления, два плеча r_1 и r_2 которого изготовлены из манганина, благодаря чему их сопротивления неизменны.

В плечо r_3 включен термометр сопротивления, находящийся в почве на глубине 50 см, а в плечо r_4 попеременно включаются термометры сопротивления, находящиеся на глубинах 0 (поверхность Π), 1, 2, 3, 5, 7, 10, 15, 20 см.

На глубине 50 см установлен ртутный термометр, показания которого считаются контрольными.

Таким образом, измерения разностей температуры производятся между всеми термометрами по сравнению с термометром, установленным на глубине 50 см.

Величины разности алгебраически суммируются с величиной температуры на глубине 50 см и вычисляются температуры почвы на указанных глубинах.

Регистратор

Регистратор состоит из гальванометра 1, осветителя 2, двух зеркал 3 и 4, отсчетной шкалы 5 и выключателя 6 (рис. 4).

Гальванометр, осветитель, зеркала и шкала собраны на общей металлической плите. Провода, идущие к гальванометру и осветителю, выводятся через клеммы, смонтированные в кожухе.

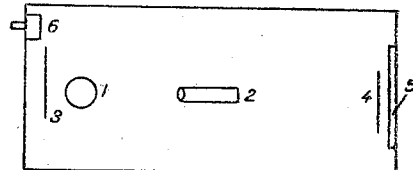


Рис. 4.

Измерительный мостик

Измерительный мостик имеет число клемм, соответствующее числу термометров, и, кроме того, клеммы для включения элемента общей точки термометра и клеммы для включения гальванометра.

Все клеммы имеют пометки: Γ — гальванометр; OT — общая точка термометров; 1, 2, 3, 5, 7, 10, 15, 25 и 50 — указывающие глубины расположения термометров.

На кабеле имеются точно такие же отметки.

Мостик имеет штепсельный переключатель с идентичными отметками глубины.

Мостик имеет также выключатель элемента, реостат настройки, вольтметр настройки, кнопки Γp и T , соответственно, для грубого и для точного измерения температуры.

Включение установки

1. Присоединить концы кабеля к мостику соответственно 1 к 1, 2 — ко второй клемме и т. д.

2. Присоединить сухой элемент к соответствующим клеммам мостика $+B$ и $-B$.

3. Присоединить провода, идущие от регистратора, к клеммам $+ \Gamma$ и $- \Gamma$ мостика.

4. Присоединить батарею сухих элементов к клеммам „осветитель“ регистратора.

5. Посредством реостата установить стрелочку вольтметра на контрольную черту.

После этого схема готова к измерению.

Измерение

1. Установить штепсельную вилку в гнездо с отметкой *П*.
2. Нажать кнопку *Гр* и, если нет сильного отброса зайчика гальванометра, то опустить кнопку *Гр*, нажать кнопку *Т* и, отсчитав положение зайчика на шкале, записать результат в книжку наблюдений в графу *П*.
3. Выдернуть штепсельную вилку из гнезда *П* и плотно вставить в гнездо *Г* для измерения разности температуры между уровнями 50 см и 1 см глубин и т. д.

Установка термометров

1. В требуемой точке выкопать яму предельно малого сечения и глубиной 55 см. Выкопанную землю необходимо складывать на брезент во избежание засорения площадки.
- Вырезанный дерн также сохраняется в чистом виде и после установки термометра укладывается на прежнее место.
2. В выкопанной яме одна стенка должна быть вертикальной. На этой стенке делается отметка глубин, на которых должны устанавливаться термометры.
3. В местах отметок необходимо сделать горизонтальные углубления по форме термометров.
4. Плотно вставить термометры в эти углубления.
5. Засыпать землю выкопанную яму и уложить дерн.
6. Разместить на свежем месте (рядом с выкопанным местом) термометры для измерения температуры поверхности почвы.
7. Кабель, идущий от мостика к термометрам, заложить в землю.
8. Вытяжной термометр T_k установить на глубине 50 см на расстоянии 20—30 см от термометра сопротивления, установленного на той же глубине.

Обработка результатов измерения

Результаты обрабатываются по специально изготовленным таблицам, полученным на основании градуировочных кривых. Таблицы прилагаются к каждому комплекту установки.

§ 5. Вычисление величины теплообмена с воздухом (P) и затрат тепла на испарение (LE)

После определения коэффициентов турбулентности на высоте 1 м, измерения вертикального распределения температуры и влажности воздуха производится вычисление величин P и LE .

Вычисление величины теплообмена с воздухом производится по формуле:

$$P = 1,34k_1 \frac{\Delta t \operatorname{tg} \beta}{\Delta u}. \quad (2)$$

Здесь k_1 — коэффициент турбулентности на высоте 1 м (в $\text{м}^2/\text{сек.}$), Δt , Δu — разности температур и скорости ветра (средние за час) на высотах z_1 и z_2 .

За высоты z_1 и z_2 рекомендуется брать $z_1 = 0,5$ и $z_2 = 2$ м (или $z_1 = 1$ м и $z_2 = 5$ м).

Затраты тепла на испарение вычисляются по формуле:

$$E = 0,006 Lk_1 \frac{\Delta q \operatorname{tg} \beta}{\Delta u}. \quad (3a)$$

Теплота испарения L может быть принята равной (для теплого времени года) 600 кал/г, поэтому

$$E = 3,6k_1 \frac{\Delta q \operatorname{tg} \beta}{\Delta u}, \quad (3)$$

где Δq — разность абсолютной влажности воздуха (средняя за час) на высотах z_1 и z_2 , тех же, что и для температуры.

Если абсолютная влажность q измерена в мб, множитель 3,6 в формуле (3) заменяется множителем 2,7.

§ 6. Определение теплового потока в почве (Q)

При определении теплового потока, кроме распределения температуры почвы по глубине и на поверхности почвы по времени, необходимо знать объемную теплоемкость почвы и коэффициент температуропроводности.

Определение объемной теплоемкости

Объемную теплоемкость можно определить непосредственно калориметрическим способом.

В этом случае пользуются обычным физическим калориметром или оборудованным специально сосудом Дюара.

При приближенном определении объемной теплоемкости можно воспользоваться данными табл. 2, дающей соотношение между влажностью и объемной теплоемкостью различных почв.

Таблица 2

	Влажность в %	Песок	Глина	Гумус
Абсолютно сухо	0,0	0,29	0,23	0,16
Сухо	5,0	0,37	0,28	0,18
Слабое увлажнение	10,0	0,44	0,34	0,20
Влажно	15,0	0,52	0,39	0,22
Сильное увлажнение	20,0	0,59	0,44	0,24

Существует еще один способ определения объемной теплоемкости. При этом надо знать влажность почвы, ее удельный вес и удельную теплоемкость частиц почвы.

Объемная теплоемкость влажной почвы складывается из теплоемкостей сухой почвы и воды, содержащихся в единице объема. Теплоемкость же сухой почвы равна произведению удельной теплоемкости частиц почвы на вес сухой почвы, содержащейся в единице объема пробы. При определении влажности почвы рекомендуется брать пробы в двух повторностях на глубинах: 0—5; 5—10; 10—15; 15—20 см. Для каждого данного слоя почвы объемная теплоемкость определяется отдельно, а затем берется средняя из них. Удельная теплоемкость частиц принята: для песка 0,191, глины 0,224, гумуса 0,443 кал/г · град.

Обычно объемная теплоемкость почвы остается постоянной при меняющихся условиях погоды, с выпадением же осадков она увеличивается.

Пример расчета объемной теплоемкости

Глубина, с которой взята проба (глина) . . . 0—5 см
 Влажность пробы 2,3%
 Удельный вес 1,07 г · см³
 Удельная теплоемкость частиц глины . . . 0,224 кал/г · град

Количество воды, содержащейся в единице объема:

$$1,07 \cdot 0,023 = 0,025 \text{ г/см}^3.$$

Теплоемкость воды, содержащейся в пробе:

$$0,025 \cdot 1,0 = 0,025 \text{ кал/град} \cdot \text{см}^3.$$

Количество сухой почвы, содержащейся в единице объема пробы:

$$1,07 - 0,025 = 1,04 \text{ г/см}^3.$$

Теплоемкость сухой почвы:

$$1,04 \cdot 0,22 = 0,23 \text{ кал/град} \cdot \text{см}^3.$$

Объемная теплоемкость:

$$0,23 + 0,03 = 0,26 \text{ кал/град} \cdot \text{см}^3.$$

Определение коэффициента температуропроводности

Для определения коэффициента температуропроводности почвы рекомендуется новая формула, основанная на использовании экстремальных значений в распределении температуры почвы на глубине. Эта формула применима для расчета коэффициента k для слоя от поверхности до глубины, где температура имеет экстремальное значение:

$$k = \frac{\int_0^{u(H_0)} [T(u, t) - T(u, 0)] du + \int_{u(H_0)}^{u(H_t)} [T(u, t) - T(u, t_m)] du}{\int_0^t [T(0, t) - T(H_t, t)] dt}, \quad (4)$$

где t_m — время, в которое наблюдалось экстремальное значение температуры на глубине,

$T(u, t_m)$ — экстремальное значение температуры,

H_0 и H_t — глубины, на которых наблюдались экстремальные значения температуры в начальный и конечный моменты времени.

Экстремальные значения температуры наблюдаются приблизительно в течение трех-четырех часов утром и вечером, около восхода и захода солнца.

Подробный вывод формул приводится в статье Г. Х. Цейтина (Труды ГГО, вып. 22, 1950 г.). Ошибка вычисления k по этой формуле приблизительно равна 10%.

Ниже приводится пример расчета коэффициента температуропроводности по формуле (1). Данные взяты из наблюдений лета 1950 г. на метеостанции Колтуши (табл. 3).

Таблица 3

Время ч. м. \ z	0	2	5	7	10	15	20
18 00	21,2	21,6	22,4	22,0	21,4	20,3	18,4
18 30	19,6						
20 20	17,9	18,8	19,8	20,2	20,1	19,6	18,4
$\frac{z^2}{2}$	0	2	12,5	24,5	50,0	112,5	200,0

На миллиметровую бумагу наносят температурные кривые, в нашем примере соответствующие температурам в 18 и 20 час. (рис. 5а). Данное построение делается для того, чтобы лучше выявить глубину, на которую приходится экстремальное значение температуры.

После этого переходят к определению самой величины коэффициента температуропроводности графическим способом. Пример расчета приведен на рис. 5б, где по оси абсцисс отложены квадраты глубины, деленные на два, а по оси ординат — соответствующие температуры на этих глубинах. Экстремальные значения температур соединяются прямой (H_0H_t).

Полученная таким образом площадь S_1 состоит из двух площадей: левая дает первое слагаемое числителя, правая — второе слагаемое. Знаменатель формулы представлен площадью S_2 (рис. 5в); кривая 1 соответствует изменениям температур на поверхности почвы, в промежуток времени от 18 до 20 час., кривая 2 соответствует изменениям максимальных значений температур за то же время.

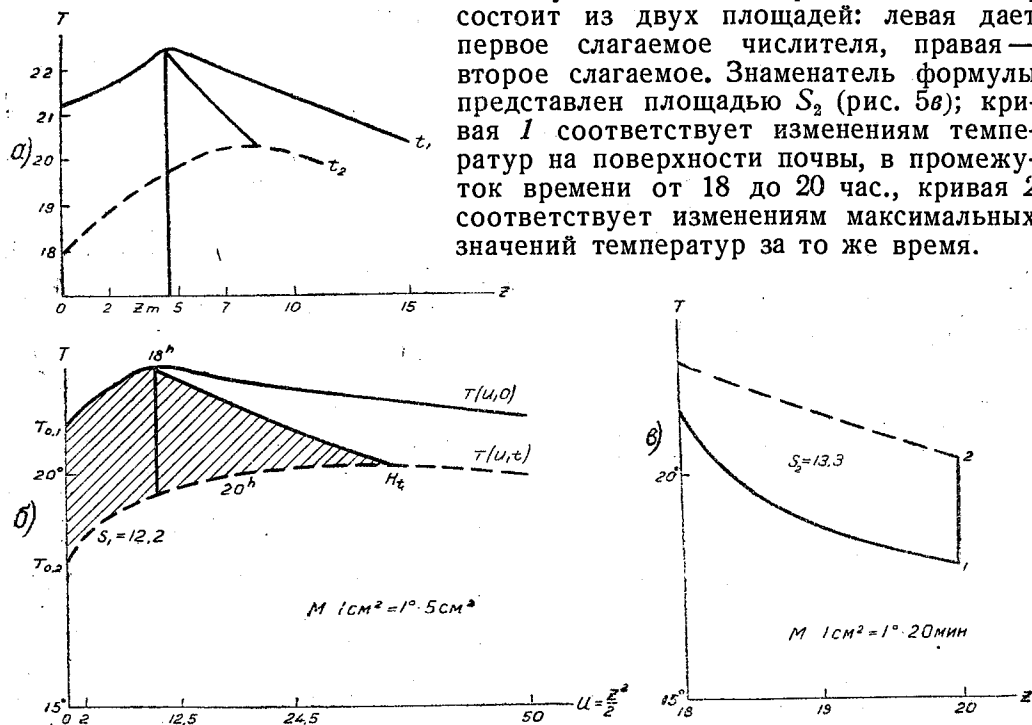


Рис. 5.

Каждая полученная площадь планиметрируется и умножается на соответствующий масштаб. Для нашего примера получаем:

$$k = \frac{-12,2 \cdot 5 \text{ град} \cdot \text{см}^2}{-13,3 \cdot 20 \cdot 60 \text{ град} \cdot \text{сек.}} = 0,00382 \text{ см}^2/\text{сек.}$$

В случае, если коэффициент температуропроводности нельзя определить по экстремальным значениям температуры (это случается в облачную погоду, когда температура в течение суток мало меняется), тогда для определения коэффициента k рекомендуется следующая формула:

$$k = \frac{\int_0^{\frac{H^2}{2}} [T(u, t) - T(u, 0)] du + H \int_H^\infty [T(z, t) - T(z, 0)] dz}{\int_0^t [T(0, t) - T(H, t)] dt}, \quad (5)$$

где $u = \frac{z^2}{2}$; H — глубина в см, выбранная заранее. Первый интеграл числителя представляет собой площадь, ограниченную двумя температурными кривыми по глубине за два срока. Промежуток между сроками можно брать любой, от 2—3 до 8—10 часов. Принято при этом по оси ординат откладывать температуры, по оси абсцисс — соответствующие им квадраты глубин, деленные на два, при этом обычно ограничиваются глубиной в 20 см, т. е. $H = 20$ см.

Второй интеграл числителя представляет площадь, также ограниченную двумя температурными кривыми до точки их слияния, но по оси абсцисс уже откладываются сами глубины, а не квадраты их. Температурные кривые, как правило, сливаются на глубине 50—70 см, когда взят большой промежуток во времени между сроками; при малом промежутке времени кривые сливаются на меньших глубинах.

Знаменатель в формуле (5) есть площадь, ограниченная кривыми 1 и 2, показывающими распределение температур на поверхности почвы и на глубине H , взятыми за каждый час от начального до конечного момента.

Пример расчета коэффициента температуропроводности по формуле (5) приводится ниже.

Пусть дано следующее распределение температуры почвы по глубине и по времени (табл. 4):—

Таблица 4

Время ч. м. \ z	0	2	5	7	10	15	20	30	50
8 30	22,1	17,0	15,6	15,3	14,9	14,7	14,8	14,4	13,8
9 30	26,2								
10 30	28,6								
11 30	29,0								
12 30	29,3	22,0	20,7	18,8	17,6	16,1	15,2	14,6	13,8

Построение площадей формулы (5) дано на рис. 6. В результате планиметрирования площадей и учета масштаба получаем величину коэффициента температуропроводности:

$$k = \frac{20,4 \cdot 2,0 \cdot 10,0 + 20,0 \cdot 2,0 \cdot 2,0}{75,0 \cdot 2,0 \cdot 20 \cdot 60} = 0,00271 \text{ см}^2/\text{сек.}$$

Коэффициент температуропроводности достаточно определять раз в сутки, если метеорологические условия устойчивые. В случае выпадения осадков, коэффициент необходимо определять два раза — утром и вечером.

Надежнее всего определять коэффициент по максимумам в распределении температуры почвы по глубине, т. е. в часы захода солнца.

Определение потока тепла в почве Q

Суммарную величину потока тепла за определенный промежуток времени можно определить по формуле

$$\frac{Q}{c_p} = \frac{a}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\pi} M(t - \theta) \frac{d\theta}{\sqrt{\theta}} \quad (6)$$

или ее можно переписать в виде:

$$\frac{Q}{c_p} = A [M(t) + \gamma_1 M(t - \varepsilon) + \gamma_2 M(t - 2\varepsilon) + \gamma_3 M(t - 3\varepsilon) + \dots + \gamma_{n-1} M(t - (n-1)\varepsilon)],$$

где

$$M(t) = \varphi(t) - \varepsilon(t),$$

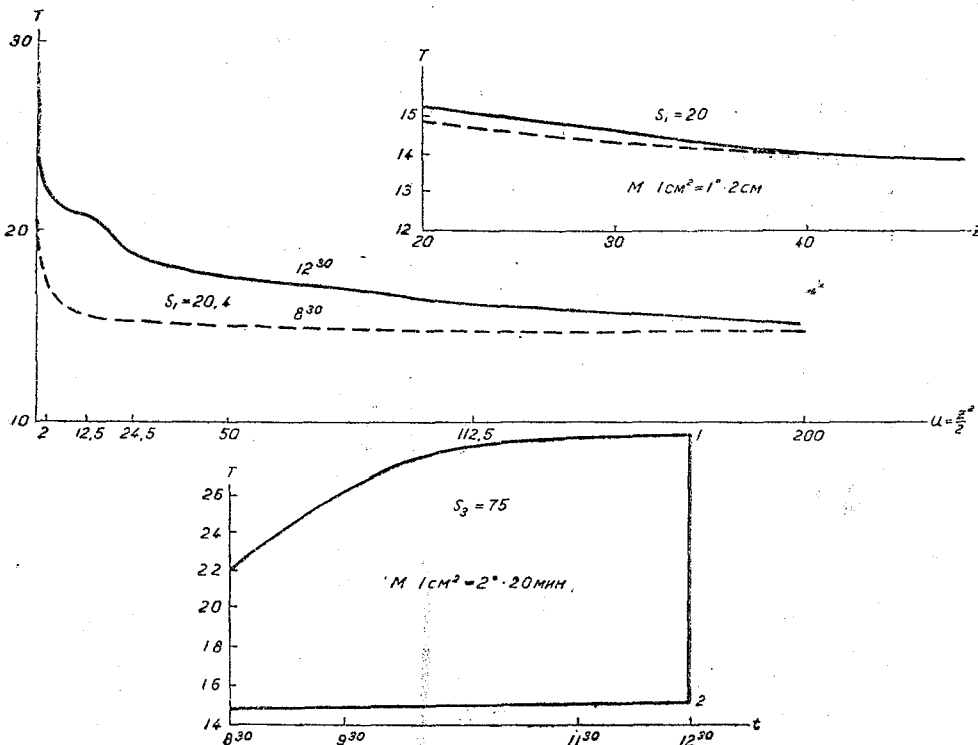


Рис. 6.

$\varphi(t)$ — температура поверхности почвы,
 t — число часов, прошедшее от начального момента,

$$\varepsilon(t) = \frac{1}{a\sqrt{\pi t}} \int_0^\infty \tau(u) e^{-\frac{u^2}{4a^2 t}} du,$$

a — коэффициент температуропроводности в степени $1/2$; $a = \sqrt{k}$,
 c_p — объемная теплоемкость почвы,
 γ — постоянные коэффициенты, данные в табл. 5.

Таблица 5

n	γ	n	γ	n	γ	n	γ
0	1	5	0,336	10	0,237	15	0,194
1	0,828	6	0,307	11	0,226	16	0,188
2	0,539	7	0,284	12	0,216	17	0,182
3	0,436	8	0,266	13	0,208	18	0,177
4	0,376	9	0,250	14	0,200		

Формула (6) дает возможность определить величину суммарного потока Q/cp за промежуток времени 2 часа. При расчете по этой формуле необходимо знать распределение температуры по глубине в начальный момент времени и на поверхности почвы за равные промежутки времени, например, через 2 часа.

Пусть надо определить суммарные потоки тепла за время от 18 до 20 час. от 20 до 22 час., от 22 до 24 час., от 24 до 2 час., если известно распределение температуры по глубине в 18 час. и на поверхности через 2 часа (табл. 6).

Таблица 6

Глубина	0	1	2	5	10	20	40
Температура	36,8	36,9	40,2	39,9	36,3	31,1	25,7

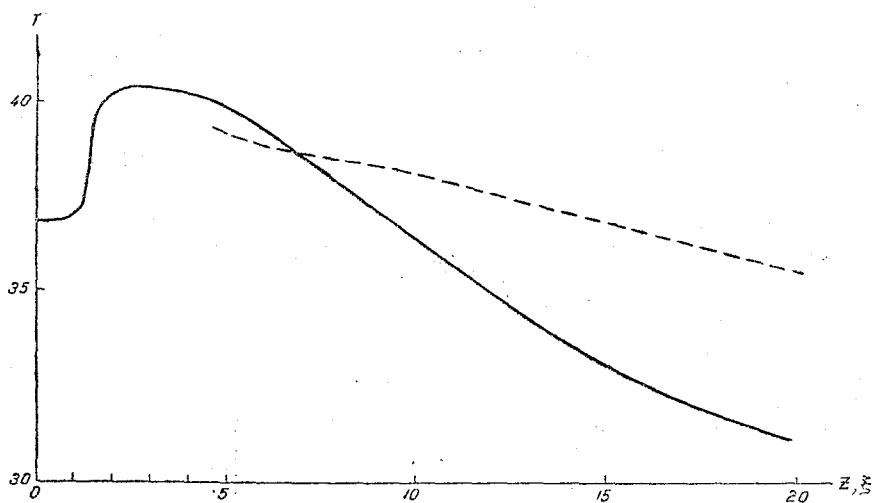


Рис. 7.

Ход температуры (табл. 6) по глубине наносится на миллиметровую бумагу (рис. 7).

Таблица 7

Время	18	20	22	24	2
Температура на поверхности . . .	36,8	25,9	22,4	20,2	18,0

Коэффициент теплопроводности:

$$k = a^2 = 0,00194 \text{ см}^2/\text{сек.}$$

Ниже приводим рекомендуемую форму записи и расчет потока по заданным величинам (табл. 8).

Таблица 8

Время	18	20	22	24	2
t	0	2	4	6	8
$\varphi(t)$	36,8	25,9	22,4	20,2	18,0
$\xi(t) = 120 a \sqrt{t}$	0	7,4	10,5	12,9	14,9
$\varepsilon(t)$					
$M(t)$					
Q/cp					

В табл. 8 $\xi(t) = 120 a \sqrt{t}$ — вспомогательная величина, необходимая для определения $\varepsilon(t)$, которая определяется с помощью табл. 9.

Таблица 9

$\xi(t) \backslash n$	1	2	3	4	5	6
2,5	0,15	0,66	0,84	1,6	1,9	3,3
5	0,30	1,32	1,68	3,20	3,75	6,50
10	0,59	2,62	3,37	6,39	7,50	13,0
15	0,88	3,93	5,07	9,60	11,25	19,40
20	1,18	5,24	6,75	12,80	15,0	25,9
25	1,48	6,55	8,43	16,0	18,7	32,4
30	1,77	7,86	10,10	19,2	22,5	38,9

В табл. 9 приняты следующие обозначения:

$$\xi(t) = 120 a \sqrt{t}.$$

В столбиках 1, 2, ..., 6 для каждого значения $\xi(t) = 2,5; 5,0; 10,0$ и т. д. даны шесть глубин в см, на основании значения которых надо снять температуры с температурной кривой в начальный момент (18 час.) (рис. 7 сплошной линией). При снятии температур с графика рис. 7 составляется табл. 10, подобная табл. 9. В табл. 10 в графе „ Σ “ записывается сумма температур по строчкам, затем эта сумма делится на 6, по числу слагаемых в строчке, частные же являются искомыми величинами $\varepsilon(t)$.

Полученные таким образом $\varepsilon(t)$ для $\xi(t) = 5; 10; 15$ и 20 нужно проинтерполировать по $\xi(t)$, соответствующим в нашем примере 7,4; 10,5; 12,9 и 14,9. Интерполируем графически (пунктир рис. 7). После этого заполняем строку $\varepsilon(t)$ табл. 8, а следовательно, и строку $M(t)$ и строим график зависимости функции $M(t)$ от времени (рис. 8).

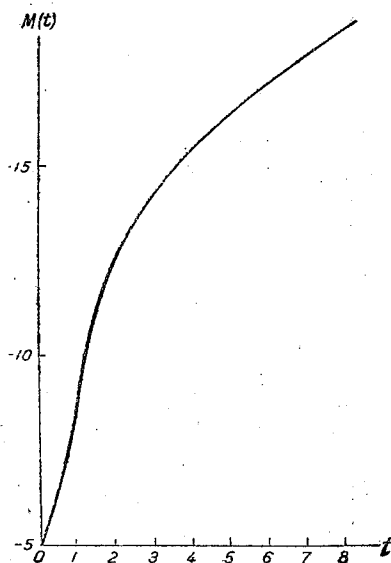


Рис. 8.

Таблица 10

$\xi(t) \backslash n$	1	2	3	4	5	6	Σ	$\varepsilon(t)$
5,0	36,8	38,3	39,8	40,3	40,3	38,8	234,3	39,0
10,0	36,8	40,2	40,3	38,9	38,0	34,6	228,8	38,1
15,0	36,9	40,2	39,8	36,6	35,7	31,3	220,5	36,8
20,0	37,3	39,7	38,6	36,4	33,5	28,9	214,4	35,7

Значения $\varepsilon(t)$ и $M(t)$ для нашего примера будут:

t	0	2	4	6	8
$\varepsilon(t)$	36,8	38,5	37,9	37,3	36,8
$M(t)$	0	-12,6	-15,5	-17,1	-18,8

Переходим к непосредственному определению величин Q/cp . Вычисления проводятся по табл. 11.

Таблица 11

	t	Порядковые числа n				Σ	N	$\frac{Q}{cp}$	Град. см
		0	1	2	3				
a	γ	1	0,828	0,539	0,436				
b	2	-12,6	-7,11			-19,71	1,0	-39,15	-39,15
c	4	-15,5	-11,91	-6,79	-3,76	-37,96	1,0	-75,4	-36,25
d	6	-17,1	-12,82	-6,79		-36,71	2,0	-103,2	-27,80
e	8	-18,8	-14,18	-8,34	-5,50	-46,82	2,0	-131,2	-28,0
$M(t)$	8	6	4	3	2	1			
	-18,8	-17,1	-15,5	-14,4	-12,6	-8,6			

Объяснения табл. 11.

В строке a вписаны значения коэффициентов γ ; в строках b, c, d, e вписаны произведения коэффициентов γ на величины $M(t)$, при этом в строке b : за первые два часа от начального момента (1 час, 2 часа), в строке c : за четыре часа (1, 2, 3, 4 часа), в строках d и e : за 6 и 8 часов, через 2 часа.

Функции $M(t)$ за соответствующие промежутки времени снимаются с графика (рис. 8). В последней строке выписаны для удобства все значения $M(t)$, необходимые при расчетах.

В графе „ Σ “ выписаны суммы произведений по строчкам.

Графа N содержит числа, показывающие, через какие промежутки времени взяты в данной строке величины $M(t)$.

Графа Q/cp — произведения величин из графы „ Σ “ на коэффициент A' для первых двух строчек и коэффициент A'' для последующих строчек. Коэффициенты A' и A'' вычисляются по формуле $A = 0,752a \sqrt{N}$, размерность a берется в см/час^{1/2}.

Полученные величины дают значения Q/cp суммарного потока тепла за промежутки времени от 18 до 20, от 18 до 22 час. и т. д.

Для того чтобы получить величину среднего потока Q в кал/см² · мин. за промежутки времени, равные 2 час., надо из каждой последующей величины Q/cp вычесть предыдущую, умножить на величину объемной теплоемкости и разделить на 120. Например, пусть объемная теплоемкость равняется 0,5 кал/град · см³, тогда для промежутков времени:

18—20 час.

$$Q = - \frac{39,15 \cdot 0,5}{120} = -0,163 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин.}$$

20—22 часа

$$Q = - \frac{36,25 \cdot 0,5}{120} = -0,151 \quad ,$$

22—24 часа

$$Q = - \frac{27,8 \cdot 0,5}{120} = -0,116 \quad ,$$

24—2 часа

$$Q = - \frac{28,0 \cdot 0,5}{120} = -0,116 \quad ,$$

Для определения теплового потока в почве необходимо измерять температуры на поверхности ее в нечетные часы по среднему солнечному времени через каждые два часа в течение суток. Отсчеты температуры необходимо делать за 5 мин. до срока и 5 мин. спустя после срока и взять среднее из двух отсчетов.

В часы захода солнца необходимо четыре раза через час измерить температуры почвы по глубинам (весной и осенью это будут 18, 19, 20, 21 час, летом — 19, 20, 21, 22 часа).

В случае дождливой погоды надо измерить температуры почвы во время восхода солнца по глубинам три раза утром, через час. Эти данные нужны для определения коэффициента температуропроводности по экстремальным значениям температуры.

Распределение температуры по глубине в 19 час. берется за начальный момент для определения тепловых потоков. Измерения по вытяжному термометру T_k производить в 1, 7, 13 и 19 час.

Для определения суммарного потока, кроме указанной выше формулы, можно рекомендовать следующую формулу Д. Л. Лайхтмана:

$$\frac{Q}{c_p} = \frac{k}{H} \int_{t_1}^{t_2} [T(t, 0) - T(t, H)] dt - \frac{1}{2H} \int_0^H [T(t_2, z) - T(t_1, z)] d(z - H)^2.$$

§ 7. Измерение радиационного баланса B

Уравнение радиационного баланса обычно записывается в следующем виде:

$$B = S' + D + E_A - E_B - R_L - R_K.$$

где S' — прямая радиация, D — рассеянная радиация, E_A — излучение атмосферы, E_B — излучение подстилающей поверхности, R_L — отраженная длинноволновая радиация, R_K — отраженная коротковолновая радиация.

Ночью уравнение баланса имеет вид:

$$B = E_A - E_B - R_L.$$

Все величины измеряются в кал/см² · мин.

Приборами, измеряющими радиационный баланс и его отдельные составляющие, являются: термоэлектрический балансомер, термоэлектрический актинометр, альбедометр и эффективный пиранометр. Описание этих приборов дано Ю. Д. Янишевским в „Наставлении гидрометстанциям и постам“, вып. 5.

Все указанные приборы являются относительными, требующими частых проверок. Точность измерения радиационного баланса в значительной мере определяется частотой и тщательностью проверок переводных множителей приборов.

Радиационный баланс следует измерять по затененному балансомеру или по затененному эффективному пиранометру и прибавлять к их показаниям прямую радиацию, измеренную одновременно по актинометру.

Для расчета эффективного излучения и противоизлучения к измерениям по эффективному пиранометру в дневные часы нужно добавить измерения рассеянной и отраженной радиации по альбедометру.

Таким образом, по сокращенной программе радиационный баланс следует измерять по затененному балансомеру с одновременным измерением прямой радиации по актинометру или по полной программе по затененному эффективному пиранометру с одновременным измерением прямой

радиации по актинометру и измерением рассеянной и отраженной радиации по альбедометру.

Для контроля следует проводить одновременные наблюдения обоими методами.

Для измерения величины $B - S'$ днем и B ночью необходимо иметь гальванометр с чувствительностью $\geq 10^{-7}$. Величину баланса следует рассчитывать с точностью до 0,01.

Установка актинометрических приборов, а также выбор площадки, ее размеры проводятся в соответствии с указаниями, данными в „Наставлении гидрометстанциям и постам“, вып. 5.

О методике наблюдений

Наблюдения над радиационным балансом проводятся одновременно с наблюдениями над другими составляющими теплового баланса. При этом для совместного использования данных нужно проводить осреднение за один и тот же промежуток времени. При отсутствии регистрации наблюдения над температурой и влажностью воздуха и скоростью ветра производятся в течение часа в сроки, указанные ниже.

Срочные наблюдения нужно проводить каждые два часа, во все четные часы суток по среднему солнечному времени.

Для определения среднечасовых значений баланса наблюдения следует производить 4 раза за час. Если нам нужно иметь измерения радиационного баланса, скажем, в 6 час., то мы осредняем наблюдения, произведенные в течение часа от 5 час. 30 мин. до 6 час. 30 мин. Начало отдельных серий измерений баланса относится к 5.30, 5.45, 6.00 и 6 час. 15 мин. В серию включаются последовательно отсчеты места нуля (в начале и конце серии), отсчеты по затененному эффективному пиранометру в трех положениях и по пиранометру также в трех положениях (вверх, вниз и снова вверх). При наличии солнца серия занимает по времени 6—10 мин. По сокращенной программе наблюдения проводятся в те же сроки, но только по актинометру и затененному балансомеру.

Условия и порядок наблюдений, форма записи и обработка указаны в „Наставлении гидрометстанциям и постам“, вып. 5, с той разницей, что наблюдения по актинометру проводятся всегда, когда можно навести тень от солнца, а не при отсутствии на солнце следов облаков, как это указано в § 16 „Наставления“.

Следует несколько подробнее остановиться на вопросах, связанных с обработкой данных и наблюдениями по эффективному пиранометру малой модели экспериментальных мастерских ГГО выпуска 1950 г.

После отсчета температуры прибора и определения места нуля при разомкнутой цепи производятся отсчеты по гальванометру при положении прибора приемной поверхностью вверх.

Сразу после этого прибор переворачивается приемной поверхностью вниз и повторяются такие же отсчеты.

В обоих случаях проверяется горизонтальность установки прибора.

Обработка заключается:

- 1) в нахождении средних из трех отсчетов;
- 2) во введении шкаловой поправки;
- 3) в определении разности между исправленным отсчетом и средним местом нуля;
- 4) в определении величины

$$E_1 + D = n_1 f(v) a,$$

где E_1 — эффективное излучение прибора, $f(v)$ — поправочный множитель на скорость ветра, a — переводный множитель прибора, $n_1 = n - n_0$ —

исправленный отсчет по гальванометру при положении прибора приемной поверхностью вверх;

5) в определении величины

$$B - S' = a [n_1 f(v_1) - n_2 f(v_2)],$$

где n_2 — разность между исправленным отсчетом по гальванометру при положении прибора приемной поверхностью вниз и местом нуля;

6) в определении противоизлучения атмосферы по разности

$$\sigma T^4 - E_1 = E_A,$$

где T — температура прибора.

Непрерывные наблюдения радиационного баланса проводятся на оголенной площадке.

Для характеристики радиационного баланса различных подстилающих поверхностей должны проводиться эпизодические сравнительные наблюдения на одной-двух других площадках с растительностью, характерной для данного района.

Примечание. При отсутствии необходимого количества приборов можно ограничиться измерением альбедо и температуры подстилающей поверхности на сравнительных площадках.

Зная величину излучательной способности данной подстилающей поверхности и имея данные измерений температуры и альбедо, можно рассчитать радиационный баланс данной подстилающей поверхности по измерениям отдельных составляющих баланса на оголенной площадке.

Обозначим величины, относящиеся к балансу площадки, отличной от оголенной, штрихами; относящиеся к балансу оголенной площадки — без значков.

Значения S' и D принимаем одинаковыми для обеих площадок. Если A — альбедо, δ — излучательная способность подстилающей поверхности, T — температура подстилающей поверхности, то радиационный баланс поверхности, покрытой растительностью, будет:

$$R_1 = S' + D - \frac{A'}{A} R_K + (E_A - E_B - R_L) \frac{\delta_1 (\sigma T_1^4 - E_A)}{\delta (\sigma T^4 - E_A)}.$$

Расчетные методы определения эффективного излучения

Величина эффективного излучения является важной характеристикой радиационного баланса; эта величина определяет, главным образом, изменение величины радиационного баланса в зависимости от свойств подстилающей поверхности.

С другой стороны, измерение эффективного излучения наиболее трудно.

Из различных расчетных методов определения величины эффективного излучения (эмпирические формулы, графические методы, теоретические формулы) наиболее точным и удобным является графический метод.

При наличии данных аэрологического зондирования следует пользоваться радиационной диаграммой Ф. Н. Шехтер (Труды ГГО, вып. 22, 1950 г.).

Если данных зондирования нет, следует пользоваться графиком Е. Д. Ковалевой (см. инструкцию о предвычислении суточного хода температуры и работы Е. Д. Ковалевой и Т. В. Кирилловой в настоящем сборнике).

Редактор *Д. Л. Лайтман*

Техн. ред. *М. И. Брайнина* и *М. С. Рулева*.

Корректоры *Б. Л. Хасин* и *А. И. Исакова*.

Сдано в набор 12/IV 1951 г.	Подписано к печати 14/XII 1951 г.	Изд. № 69.
Индекс М-Л-69.	Бумага 70×105. Бум. л. $4^{13}/_{16} + 6$ вкл.	Печ. зн. в 1 бум. л. 99 000.
Печ. л. $15\frac{1}{4}$	Уч.-изд. л. 14,17.	Тираж 600 экз.
Гидрометеиздат, г. Ленинград, 1951 г.	М-40 360	Заказ № 949.
		Цена 8 руб. 50 коп.

2-я типо-литография Гидрометеиздата, Ленинград, Прачечный пер., д. 6.