ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ТРУДЫ ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. ВОЕЙКОВА

ВЫПУСК 160

МЕТОДИКА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ И ОБРАБОТКИ

Под редакцией канд. геогр. наук Т. А. ОГНЕВОЙ



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1964

АННОТАЦИЯ

В сборник включены работы по методике метеорологических и актянометрических наблюдений и их обработке, а также некоторые результаты по обобщению материалов наблюдений.

Сборник предназначен для специалистов метеорологов и климатологов, работающих в научно-исследовательских институтах Гидрометслужбы и на сети гидрометстанций, а также для научных сотрудников и инженеров смежных специальностей.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.		
3	С. И. Сивков. К методике вычисления возможных сумм радиации . К. Д. Лебедева, С. И. Сивков, Т. К. Ястребова. О повышении точ-	
20°	ности измерении радиационного баланса на сети станции. С. И. С и в к о в. О вычислении возможной и относительной продолжительности солнения	
39	М. П. Чижевская. Закономерности суммарной радиации по наблюдениям в Воейково	
54	Л. Д. Гаврилова. Сравнение результатов регистрации суммарной радиации актинографом Робича и термоэлектрическим соляриграфом	
6 0	Н. П. Русин, Л. А. Строкина, Л. Л. Брагинская. Суммарная радиа- ция и радиационный баланс Антарктики	
74	В. П. Ходакова. Суммарная радиация над южной частью Индийского океана по данным судовых наблюдений .	
77	илерия к, л. р. струзер. упроценная методика оценки распределения капель дождя по размерам. И Л Коланев Изменчивость характеристик снежного поклова на равнинной	
86	территории СССР. Т. В. Дьячкова. О методике расчета потока тепла в почву при использова-	
99 102	нии установки М-54. Э. Г. Перняк, Л. И. Прокофьева, Л. Р. Струзер. Некоторые экспериментальные данные о систематических погрешностях градиентных	
103	наолюдении	
113	Р. С. Ляпина, Л. И. Прокофьева. О горизонтальной изменчивости гра- лиентов температуры и влажности воздуха.	
123	И. А. Покровская, В. А. Лурье. Результаты исследования новых эталон- ных барометров.	
132	И. А. Берлин, К вопросу об обработке наблюдений над влажностью воздуха М. В. Гущина. Результаты испытания на сети метода определения нижней праници.	
144	С. А. С мирнов. Порывистость ветра при больших скоростях по данным при- бора М-27 (по наблюдениям в Антарктиде).	
148 157	Н. В. Максимов, Э. Б. Красносельский. Опыт искусственного устра- нения лавинной опасности в высокогорных районах Тянь-Шаня.	
101	в. С. двас. А вычислению относительной влажности по точке росы.	

Редактор А. Б. Котиковская Техн. редактор Г. С. Николаева Корректоры: В. В. Мамедова, Ф. И. Межиковская

Слано в набор 11/1 1964 г. Поликсано к печати 6/IV 1964 г. Бумага 70×108 ¹ /16. Бум. л. 5.
Печ. л. 13,7. Учизд. л. 13,25. Тираж 940 экз. М-15178. Индекс МЛ-63.
Гидрометеорологическое издательство. Ленинград. В-53, 2-я линия, д. № 23
Темплан 1964 г., № 45.
Заказ № 13 Цена 93 коп.
Пенингралская типография № 8 «Главполиграфирома»

Ленинградская типография № 8 «Главполиграфпрома» Государственного комитета Совета Министров СССР по печати. Ленинград, Прачечный пер., 6

С. И. СИВКОВ

к методике вычисления возможных сумм радиации

Предлагается методика расчета возможных сумм прямой солнечной, рассеянной и суммарной радиации по данным значениям широты, склонения солнца и полуденной интенсивности прямой радиации. В основу расчетов положена формула Кастрова.

Возможными суммами радиации за какой-либо период называют суммы, которые могли бы быть получены за этот период при постоянно безоблачном небе и среднем для этого периода состоянии прозрачности атмосферы.

Из этого определения следует, что возможные суммы могут вычисляться для каждого вида радиации (для прямой, рассеянной и суммарной) и для периодов любой длительности.

Возможные суммы радиации являются необходимыми характеристиками радиационного режима при отсутствии облачности. Кроме этого, их нужно знать для расчета действительных сумм радиации, получаемых при наличии облачности. При этом действительная сумма радиации обычно представляется в виде

$$\sum W = \sum W_0 f(n), \tag{1}$$

где ΣW_0 означает возможную сумму радиации, а f(n) — функцию какойлибо характеристики облачности n, принимаемой за основу при расчете.

Из этой формулы следует, что ошибки в определении возможной суммы радиации будут особенно искажать вычисляемые действительные суммы при небольшой облачности, когда значение функции f(n)приближается к единице. Если величина ΣW_0 берется грубо приближенно, то и постоянные параметры функции f(n) будут определяться из соотношения $f(n) = \frac{\Sigma W}{\Sigma W_0}$ неточно; в результате точность расчета действительных сумм радиации по формуле (1) может значительно снижаться. Отсюда следует, что при расчетах действительных сумм радиации ее возможные суммы должны вычисляться возможно более точно.

Определение возможных сумм радиации может производиться двумя путями — эмпирическим и расчетным. Эмпирически возможные суммы подсчитываются по кривым суточного хода интенсивности радиации, построенным по данным наблюдений в отдельные сроки или по записям регистрирующих приборов. Получаемые таким путем возможные суммы можно считать достаточно точными, однако их подсчет требует большой затраты времени. Вследствие этого эмпирические методы подсчета

1*

возможных сумм оказываются практически выполнимыми только при расчетах многолетних средних сумм для небольшого числа пунктов. В общем случае предпочтение следует отдать расчетным методам при условии их достаточной точности и отсутствия значительных систематических ошибок.

Расчетные методы позволяют вычислять возможные суммы радиации путем интегрирования функций, представляющих дневной ход интенсивности радиации в зависимости от степени прозрачности атмосферы и числа оптических масс или высоты солнца. Интенсивность радиации *I* должна быть выражена как функция какой-либо характеристики прозрачности атмосферы *P* и высоты солнца *h* или числа оптических масс *m*. В этом случае суточная сумма для любого вида радиации выражается общей формулой:

$$\sum I = 2 \int_{0}^{t_0} I dt = 2 \int_{0}^{t_0} F(\varphi, \delta, P) dt, \qquad (2)$$

где t_0 означает время захода солнца, отсчитываемое в минутах от момента истинного полудня. При этом принимается, что суточный ход радиации симметричен относительно истинного полудня.

Основным фактором, определяющим дневной ход радиации, является изменение высоты солнца *h* в течение дня, в свою очередь определяемое формулой:

$$\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \tau. \tag{3}$$

Здесь φ — широта места, δ — склонение солнца, τ — его часовой угол. Со временем *t* величина τ связана соотношением

$$t = \frac{T}{2\pi} \tau.$$
 (4)

(6)

Заменяя в формуле (2) аргумент t аргументом τ , получаем общую формулу, связывающую суточную сумму радиации с определяющими ее факторами,

$$\sum I = \frac{T}{\pi} \int_{0}^{\tau_{0}} I d\tau = \frac{T}{\pi} \int_{0}^{\tau_{0}} F(\varphi, \delta, P) d\tau, \qquad (5)$$

где P означает некоторую количественную характеристику прозрачности атмосферы T=24 час. = 1440 мин.

До настоящего времени расчетными методами определялись только возможные суммы прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность и суммы суммарной радиации. Однако в ряде случаев могут потребоваться суммы любого вида радиации. В данной работе будет рассмотрено применение расчетных методов для каждого вида радиации.

1. Возможные суммы прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность

В качестве функции $F(\varphi, \delta, P)$, выражающей интенсивность радиации, часто принимается формула Буге

$$S_m = S_0 p^m$$
,

в которой S_0 — солнечная постоянная, p — коэффициент прозрачности атмосферы, m — число оптических масс по таблице Бемпорада.

Подстановка значения S из (6) в (5) дает

$$\sum S = \frac{S_0 T}{\pi} \int_0^{\tau_0} p^m d\tau = \frac{S_0 T}{\pi} \int_0^{\tau_0} p^{\frac{1}{\sin h}} d\tau.$$

Подынтегральная функция здесь не интегрируется непосредственно. Однако приближенное значение ΣS может быть получено методами численного интегрирования. Подобные вычисления производились А. Анго [17], А. Бальди [18], Миланковича [10], С. И. Савинова [12], В. Н. Украинцева [16], а в последнее время — в работах М. С. Аверкиева [2, 3]. Во всех этих работах результаты вычислений представлены в виде таблиц, в которых суммы радиации представляются для принятых значений коэффициента прозрачности в зависимости от широты места наблюдения и склонения солнца (или даты).

При расчете возможных сумм радиации с помощью этих таблиц может быть достигнута очень хорошая точность, если ввести понятие об эффективном значении коэффициента прозрачности p_3 . За эффективное принимается такое значение коэффициента прозрачности, при котором вычисленная сумма радиации совпадает с полученной из непосредственных наблюдений. Как было показано в работе [14], эффективный коэффициент прозрачности оказывается близким к значению коэффициента прозрачности p_n , вычисляемому по формуле Буге из наблюдений в истинный полдень. Для Карадага было получено

$$p_{\rm g} = p_{\rm m} + 0.023$$

в общем случае для любых широт и склонений солнца было получено также линейное соотношение

$$p_{\mathfrak{s}} = 0.92 p_n + 0.080,$$

дающее почти те же величины p_3 при средней прозрачности атмосферы. Проверка точности расчета по величинам p_3 и формуле Буге была сделана для 38 отдельных дней июня, отмеченных как полностью безоблачные по записям актинографа в Карадаге за 1934—1939 гг. Среднее отклонение вычисленных дневных сумм от зарегистрированных составило около 2% дневной суммы радиации, максимальное — около 7%. Средние значения для всех 38 дней июня почти совпали (расхождение составило около 0,3%).

В таблицах М. С. Аверкиева суммы рассчитываются по значению коэффициента прозрачности, вычисляемому из измерений радиации при m=2. Точность расчета обеспечивается тем, что вместо численного интегрирования по формуле Буге для расчета используются эмпирические зависимости интенсивности радиации от высоты солнца [1]. Очевидно, и этот путь должен давать результаты, близкие к действительности.

Однако несмотря на вполне удовлетворительную точность, перечисленные таблицы почти не находят применения. Их общим и весьма существенным недостатком является трудность практического использования. При вычислении ΣS по таблицам приходится производить интерполяцию по трем аргументам: φ , δ и p. Интерполяцию по аргументу p надо производить между значениями, расположенными на различных страницах таблиц. Такая интерполяция практически настолько неудобна, что авторы актиноклиматологических исследований до настоящего времени предпочитают подсчитывать возможные суммы радиации эмпирическими методами или пользоваться обобщенными (среднеширотными) суммами.

Весьма желательно поэтому использовать для расчета какой-либо иной путь, дающий возможность преодолеть отмеченные затруднения. Для этого следует применить формулу Кастрова [7, 13], представляющую дневной ход радиации,

$$S_m = \frac{S_0}{1+cm},\tag{7}$$

где с есть величина, характеризующая степень прозрачности (точнее, относительное ослабление радиации единичным слоем атмосферы).

Заменим в формуле (7) величину *m* ее приближенным значением $m = \frac{1}{\sin h}$. Это дает

 $S_m = \frac{S_0 \sin h}{c + \sin h} = S_0 - \frac{S_0 c}{c + \sin h}.$ (8)

Если обозначить для краткости

 $\sin \varphi \sin \delta = \hat{A}; \quad \cos \varphi \cos \delta = B,$

$$\sin h = A + B\cos\tau$$

$$\sum S = \frac{T}{\pi} \int_{0}^{\tau_{0}} \left(S_{0} - \frac{S_{0}c}{c+A+B\cos\tau} \right) d\tau =$$

$$= \frac{S_{0}T}{\pi} \left(\tau_{0} - c \int_{0}^{\tau_{0}} \frac{d\tau}{c+A+B\cos\tau} \right). \tag{9}$$

Здесь τ_0 означает часовой угол солнца в момент его захода. Величина интеграла в правой части формулы (9) выражается различно в зависимости от знака разности $(c+A)^2 - B^2$.

Если эта разность положительна, т. е. $(c+A)^2 > B^2$, то

$$\sum S = \frac{S_0 T}{\pi} \left[\tau_0 - \frac{2c}{\sqrt{(c+A)^2 - B^2}} \operatorname{arctg} \left(\sqrt{\frac{c+A-B}{c+A+B}} \operatorname{tg} \frac{\tau_0}{2} \right) \right]. \quad (10)$$

Если же $(c+A)^2 < B^2$, то

$$\sum S = \frac{S_0 T}{\pi} \left[\tau_0 - \frac{c}{\sqrt{B^2 - (c+A)^2}} \ln \frac{\sqrt{B + (c+A)} + \sqrt{B - (c+A)} \operatorname{tg} \frac{\tau_0}{2}}{\sqrt{B + (c+A)} - \sqrt{B - (c+A)} \operatorname{tg} \frac{\tau_0}{2}} \right]. (11)$$

Выражения подобного же вида были получены Б. М. Гальперин [6] для сумм прямой радиации на горизонтальную поверхность. Однако до настоящего времени они не нашли применения не только из-за сложности формул, но и главным образом вследствие зависимости величин ΣS от четырех аргументов (B, A, c и τ_0). Поэтому оказывается невозможным табулировать или представить в виде номограммы значения ΣS в зависимости от значений этих аргументов.

Чтобы обеспечить возможность практического применения формул (10) и (11), следует их выразить в виде, более удобном для вычислений.

TO

И

Из формулы (3) следует, что

$$\cos\tau_0 = -\operatorname{tg}\varphi\operatorname{tg}\delta = -\frac{A}{B}.$$
 (12)

Далее,

$$\operatorname{tg} \frac{\tau_0}{2} = \sqrt{\frac{1 - \cos \tau_0}{1 + \cos \tau_0}} = \sqrt{\frac{\cos \left(\varphi - \delta\right)}{\cos \left(\varphi + \delta\right)}} = \sqrt{\frac{B + A}{B - A}}, \quad (13)$$

откуда

$$\tau_0 = 2 \arctan \sqrt{\frac{B+A}{B-A}}.$$
 (14)

Коэффициент с, характеризующий ослабление радиации в формуле Кастрова, может быть вычислен по измеренной интенсивности радиации S

$$c = \frac{S_0 - S_m}{mS_m} \,. \tag{15}$$

Так как величина *с* несколько меняется в зависимости от числа оптических масс, то для полной определенности необходимо установить ее эффективное значение. Другими словами, нужно выяснить, для какого значения *m* должна определяться величина *с*, чтобы вычисленная сумма ΣS совпадала с наблюдаемой.

Как было указано выше, для коэффициента прозрачности'р его эффективное значение p_3 близко к полуденному. Коэффициент прозрачности имеет очень резко выраженную зависимость от числа масс m и все же разность $p_3 - p_{\pi}$ очень невелика. Очевидно, для коэффициента c, величина которого мало меняется в зависимости от m, можно без существенной погрешности принять, что $c_3 = c_{\pi}$. Тогда, согласно формуле (15),

$$c_{9} = c_{\pi} = \frac{S_{0} - S_{\pi}}{m_{\pi}S_{\pi}} = \frac{S_{0} - S_{\pi}}{S_{\pi}} \sin h_{\pi},$$
 (16)

где m_n , h_n и S_n — соответственно число оптических масс, высота солнца и интенсивность радиации в момент истинного полудня.

Подставляя в формулы (10) и (11) величины $tg\frac{\tau_0}{2}$, τ_0 и с из формул (13), (14) и (16) и введя для краткости обозначения $R = \sqrt{\frac{B+A}{B-A}}$ и $N = \frac{S_0 - S_{\pi}}{S_{\pi}}$, получим после элементарных алгебраических преобразований

$$\sum S = \frac{2S_0T}{\pi} \left[\operatorname{arctg} R - \frac{NR}{V(1+N)(NR^2-1)} \operatorname{arctg} \sqrt{\frac{NR^2-1}{1+N}} \right] \quad (17)$$

для случая $R^2 > \frac{1}{N}$, или

$$\sum S = \frac{2S_0 T}{\pi} \left[\operatorname{arctg} R - \frac{NR}{2\sqrt{(1+N)(1-NR^2)}} \ln \frac{\sqrt{1+N} + \sqrt{1-NR^2}}{\sqrt{1+N} - \sqrt{1-NR^2}} \right] \quad (18)$$

для случая $R^2 < \frac{1}{N}$.

Формула значительно упрощается при $R^2 = \frac{1}{N}$; в этом случае

$$\sum S = \frac{2S_0 T}{\pi} \left[\operatorname{arctg} R - \frac{R}{1 + R^2} \right].$$
(19)

Эти формулы имеют по сравнению с формулами (10) и (11) то существенное преимущество, что сумма радиации выражается как функция всего лищь двух аргументов, из которых R определяется только широтой и склонением солнца, а N — полуденной интенсивностью радиации. Благодаря этому оказывается возможным для расчета сумм радиации составить таблицы или номограммы в форме, удобной для практического применения.

Необходимо особо рассмотреть случаи, когда величина R может получаться мнимой. Из формулы (13) следует, что для этого величины $\cos(\varphi - \delta)$ и $\cos(\varphi + \delta)$ должны иметь разные знаки, что при положительных значениях φ (т. е. в северном полушарии) возможно при

$$\cos{(\varphi - \delta)} < 0$$
, т. е. при $(\varphi - \delta) > 90^{\circ}$,

или при

$$\cos(\varphi + \delta) < 0$$
, т. е. при $(\varphi + \delta) > 90^{\circ}$.

Первый случай становится возможным при отрицательных значениях δ (т. е. в зимние месяцы) и величинах φ , близких к 90° (т. е. в высоких широтах). В этом случае солнце не появляется из-за горизонта в течение всего периода, пока $\varphi > 90° + \delta$. Дневные суммы радиации в это время, очевидно, равны нулю (полярная ночь).

Второй случай возможен также при величинах φ , близких к 90°, но уже при положительных значениях δ . Все время, пока выполняется условие $\delta > 90^\circ - \varphi$, солнце не заходит за горизонт (полярный день). При этом в формулах (2), (5), (9) необходимо взять в качестве верхнего предела интегрирования t=12 час. и $\tau_0=\pi$, в результате чего вместо формул (10) и (11) получается одна более простая формула:

$$\sum S = S_0 T \left(1 - \frac{c}{\sqrt{(c+A)^2 - B^2}} \right) = S_0 T \left[1 - \frac{N}{\sqrt{(1+N)(N-\beta)}} \right], \quad (20)$$

где

8

$$\beta = \frac{B-A}{B+A}.$$

Определение сумм радиации, несмотря на сложность формул (17)— (19), может быть произведено очень быстро с помощью двух таблиц или номограмм. По первой из них определяются величины R по данным значениям φ и δ , по второй — величины ΣS по найденному значению R и данному значению S_{π} .

Номограмма для определения R представлена на рис. 1. По горизонтальной оси номограммы отложены величины δ от —23,5 до +23,5°, по вертикальной оси — значения широты φ от 0 до 90°, т. е. номограмма составлена для северного полушария. Кривые линии номограммы представляют изолинии равных значений R, указанных при каждой кривой. Любой паре значений φ и δ соответствует определенная точка номограммы, расположенная либо на какой-нибудь изолинии R, либо между двумя изолиниями. Целые и десятые доли величины R для этой точки отсчитываются по ближайшей линии, проходящей под точкой (для положительных значений δ) или над точкой (для $\delta < 0$). Сотые доли Rотсчитываются на глаз по положению точки между двумя изолиниями. Если нанесенная по φ и δ точка оказывается выше верхней изолинии, то при $\delta > 0$ это означает полярный день, а при $\delta < 0$ — полярную ночь.

Как видно из номограммы и следует из формулы (13), в северном полушарии при $\delta > 0$, т. е. в течение теплого полугодия, R > 1 и возрастает с широтой. В течение холодного полугодия R < 1 и с широтой уменьшается. В моменты осеннего и весеннего равноденствий (при $\delta = 0$) величина R = 1 на всех широтах. На экваторе R = 1 в течение всего года.

Образец номограммы для вычисления суммы ΣS представлен на рис. 2. По горизонтальной оси графика отложены не значения N, а непосредственно полуденные интенсивности радиации S_{π} в кал/см² мин. Этим достигается существенное упрощение расчета, так как становится излишним вычисление значений N или характеристики прозрачности c. По вертикальной оси отложены искомые суммы ΣS в кал/см²сутки. Кривые линии номограммы, как и на рис. 1, представляют изолинии равных значений R.

Для определения ΣS на номограмме находят точку, соответствующую исходным значениям S_{π} и R. Отсчет ординаты этой точки по шкале, указанной на вертикальной оси номограммы, дает непосредственно искомое значение ΣS .



Рис. 1. График для определения величины R.

При вычислении сумм радиации необходимо иметь в виду, что входящая в формулы величина S_0 должна соответствовать не среднему расстоянию между землей и солнцем ρ_0 , а действительному расстоянию между ними ρ в момент измерения. Изменения этого расстояния могут быть учтены одним из следующих способов:

1) можно вводить в формулы (17) — (19) величину S_0 , соответствующую действительному расстоянию. В этом случае для различных дней года нужно брать различную величину солнечной постоянной, тогда измеренную величину S_n не нужно приводить к среднему расстоянию между землей и солнцем и вычисленная ΣS будет соответствовать действительному расстоянию ρ ;

2) можно принимать для вычислений одну и ту же величину S_0 , соответствующую среднему расстоянию ρ_0 . В этом случае измеренную величину S_{π} необходимо предварительно привести к среднему расстоянию путем умножения на отношение $\frac{\rho_0^2}{\rho^2}$, тогда вычисленная сумма радиации будет также относиться к среднему расстоянию ρ_0 и ее нужно привести к действительному значению ρ путем умножения на $\frac{\rho^2}{2}$.

Несмотря на необходимость двойного приведения (сначала для S_{π} от ρ к ρ_0 , затем для ΣS от ρ_0 к ρ), второй способ предпочтительнее, так как применение упрощающих вычисления таблиц и графиков возможно только при его использовании.

Следует особо остановиться на величине S_0 . Суммы радиации зависят не только от значений S_{II} и R, но и от величины S_0 . Поэтому, приняв для вычислений неправильное значение S_0 , будем получать систематически завышенные или заниженные суммы радиации.



Рис. 2. График для определения возможных сумм радиации Σ S.

Какое значение S₀ при вычислении сумм радиации следует признать правильным? Очевидно, то, при котором вычисленные суммы радиации будут наиболее близки к измеренным. Исследование этого вопроса привело к заключению, что наилучшее согласование расчетов с измерениями получается при значении $S_0 = 1,80$ кал/см² мин. (формула Кастрова). При этом значении S₀ лучше всего представляет суточный ход интенсивности радиации, а величина коэффициента с в течение дня остается почти постоянной. Исключение составляют только случаи пониженной прозрачности атмосферы. Однако и в этих случаях для $S_0 =$ =1,80 кал/см² мин. виртуальный ход величин с оказывается выраженным менее резко, чем для более высоких или более низких значений S₀. Указанное значение S₀ совпадает с метеорологической солнечной постоянной Георги [15, 20] и применение его для выражения суточного хода радиации у земной поверхности является также принципиально более

правильным, чем применение астрономической солнечной постоянной 1,98 кал/см² мин.

Для суждения о точности расчетов по формулам (17)—(20) необходимо рассмотреть, насколько соответствуют действительности основные предположения и допущения, сделанные при выводе этих формул. Допущения эти следующие.

1. Было принято, что дневной ход интенсивности радиации с удовлетворительной точностью выражается формулой Кастрова, если прозрачность атмосферы в течение дня остается неизменной. Это предположение можно считать соответствующим действительности. Из всех формул теоретического или эмпирического происхождения формула Кастрова (при значении $S_0=1,80$ кал/см²мин. и с, вычисленном для m=1,5) дает наилучшее согласие с результатами наблюдений. Только при высотах солнца, меньших 15°, величины интенсивности S, вычисленные по формуле Кастрова, превышают наблюдавшиеся величины более чем на 0,02 кал/см²мин. При средней и повышенной прозрачности атмосферы для высот солнца больше 15° результаты расчетов по формуле и непосредственные измерения практически совпадают.

2. Было принято, что число оптических масс $m = \operatorname{cosec} h$, тогда как в действительности при m > 2 по Бемпораду $m < \operatorname{cosec} h$. Влияние этого упрощающего допущения на точность расчета сумм радиации можно оценить при сравнении вычисленных по формулам (7) и (8) значений S между собой и со значениями, полученными из наблюдений. Для c=0,32 (для среднего, наиболее часто повторяющегося состояния прозрачности атмосферы) и $S_0=1,80$ кал/см²мин. расчет по формулам (7) и (8) дает:

h				100	6,80	50	30	2°	lo
т.				5,60	8,0	10,4	15,4	19,8	27,0
cosec	h	•~	· ·	5,76	8,5	11,5	19,1	28,6	57,1
<i>S</i> по	формуле (7	7) .		0,65	0,51	0,42	0,30	0,25	0,19
.S по	формуле (8).		0,63	0,48	. 0,38	0,25	0,18	0,09
S no	наблюдения	м.		0,63	0,47	0,35	0,20	0,14	0,07

Из этих данных следует, что замена в формуле Кастрова числа оптических масс m через соsec h не только не ухудшает, но существенно улучшает формулу и значительно приближает к действительности расчеты по ее варианту (8) даже при очень малых высотах солнца. Таким образом, можно считать, что принятие допущений 1 и 2 не должно вызывать расхождений сумм радиации, рассчитанных по формулам (17)— (20), с ее фактическим приходом за безоблачные дни.

3. При расчетах допускается, что состояние прозрачности атмосферы в течение целого дня определяется величиной интенсивности S_n , измеренной всего лишь в один срок — в момент истинного полудня (или при современной программе наблюдений в срок 12 час. 30 мин.). Такое допущение справедливо, если прозрачность атмосферы в течение дня остается неизменной. Между тем в действительности прозрачность атмосферы в отдельные конкретные дни меняется, и состояние прозрачности, отмеченное в полдень, может оказаться нехарактерным для всего дня. Естественно, возникает вопрос, в какой степени изменения прозрачности атмосферы могут отразиться на точности расчетов.

Изменения прозрачности могут быть периодическими или непериодическими. Периодические изменения прозрачности атмосферы связаны с увеличением в течение дня влагосодержания и запыленности, а также с ростом или уменьшением конденсационной мутности. В результате этих изменений дневной ход радиации оказывается несимметричным относительно истинного полудня. Большей частью дополуденные значения

радиации оказываются несколько выше послеполуденных. В зимние месяцы может наблюдаться обратное соотношение, когда в утренние часы конденсационная мутность значительна, а к полудню под действием солнечной радиации она уменьшается. В том и другом случае полуденная интенсивность радиации соответствует некоторому среднему состоянию прозрачности атмосферы. Вычисляемая по S_n сумма радиации будет больше действительной суммы за одну половину дня, но меньше действительной за другую. В целом за весь день вычисленная сумма будет близка к действительности, тем более что амплитуда периодических изменений прозрачности обычно невелика.



Рис. 3. Сопоставление сумм ΣS , вычисленных ($\Sigma S_{вычисл}$) и полученных путем регистрации ($\Sigma S_{регистр}$).

При непериодических изменениях прозрачности, связанных обычно со сменой воздушных масс различного происхождения, дневной ход радиации может быть резко асимметричен относительно истинного полудня. Однако и при непериодических изменениях прозрачности вычисленная по S_n дневная сумма радиации не будет заметно отклоняться от действительной, если прозрачность атмосферы в течение дня равномерно возрастала или уменьшалась. Наиболее существенные ошибки могут получаться в тех случаях, когда прозрачность атмосферы изменяется скачком незадолго до полудня или вскоре после полудня. В этом случае полуденное значение будет характерно только для одной половины дня, но нехарактерно для другой.

Так как для значительных промежутков времени (порядка месяца или даже декады) непериодические изменения прозрачности могут возникать в различное время дня и бывают направлены в различные стороны, то влияние их на суммы радиации в значительной степени сглаживается и не должно вносить существенных ошибок в результаты расчетов. Но при расчете возможных сумм радиации для отдельных дней расхождение между вычисленными и наблюдаемыми суммами иногда может становиться заметным.

Обобщая результаты произведенного анализа сделанных допущений, можно ожидать, что в преобладающем большинстве случаев вычисленные суммы должны находиться в удовлетворительном согласии с наблюдаемыми. Более заметные расхождения могут получаться только для отдельных дней с резкими изменениями прозрачности атмосферы в течение дня.

Для проверки этого заключения и установления величины отдельных расхождений по формулам (17) и (18) были вычислены суточные суммы ΣS для 47 дней, отмеченных как совершенно безоблачные по записям актинографа в Ташкенте.

Суммы вычислены для 25 дней июня (1939—1950 гг.) и 22 дней декабря (1946—1950 гг.).

Сопоставление результатов расчета и регистрации представлено на рис. 3. Как видно из этого графика, систематические ошибки при расчете сумм отсутствуют. Среднее значение ΣS для июля составляет по расчету 913 кал/см² день, а по регистрации 926 кал/см² день (расхождение составляет около 1,5%); в декабре среднее значение составляет по расчету 522 кал, а по регистрации 515 кал, т. е. расхождение также около 1,5%. Такое согласие для средних сумм можно считать удовлетворительным. Разброс точек графика характеризует отклонения вычисленных сумм от зарегистрированных для отдельных дней. Среднее отклонение без учета знака составляет для июня 32 кал/см² день, т. е. около 3,5%, для декабря — 3,4 кал/см² день, или около 6,5% дневной суммы; максимальное отклонение в июне — 12%, в декабре — 17%. Таким образом, даже для отдельных дней рассчитанные возможные суммы радиации можно считать удовлетворительно точными.

Необходимо отметить, что расхождение вычисленных сумм с действительными увеличится, если величину S_0 принять равной величине астрономической солнечной постоянной, т. е. 1,98 кал/см² мин. В результате такой замены в формулах (17)—(18) увеличивается на 10% величина множителя $\frac{S_0T}{\pi}$, но уменьшается величина множителя в квадратных скобках, в результате чего вычисленные суммы радиации получаются на 2,5—3% меньше.

Величины возможных сумм радиации для перпендикулярной поверхности представляют интерес в особенности потому, что через них наиболее просто выражаются суммы других видов радиации.

2. Возможные суммы прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность

Так как для горизонтальной поверхности

$$S_h = S_h \sin h$$
,

то в соответствии с формулой (8) можно написать

$$S'_{h} = S_{0} \left(\sin h - \frac{c \sin h}{c + \sin h} \right) = S_{0} \left(\sin h - c + \frac{c^{2}}{c + \sin h} \right)$$
(21)

или, переходя к суточной сумме,

$$\sum S' = \frac{S_0 T}{\pi} \int_0^3 \left(A - c + B \cos \tau + \frac{c^2}{c + A + B \cos \tau} \right) d\tau.$$

Выполняя интегрирование, получаем

$$\sum S' = \frac{S_0 T}{\pi} \left[(A - c) \tau_0 + B \sin \tau_0 + \frac{2c^2}{\sqrt{(c+A)^2 - B^2}} \operatorname{arctg} \left(\sqrt{\frac{c+A-B}{c+A+B}} \operatorname{tg} \frac{\tau_0}{2} \right) \right], \quad (22)$$

$$\sum S' = \frac{S_0 T}{\pi} \left[(A - c) \tau_0 + B \sin \tau_0 + \frac{VB + (c + A)}{\sqrt{B^2 - (c + A)^2}} \ln \frac{VB + (c + A)}{\sqrt{B + (c + A)} - \sqrt{B - (c + A)} \operatorname{tg} \frac{\tau_0}{2}}{\sqrt{B} - (c + A)} \right].$$
(23)

Формулы (22) и (23) были впервые получены Б. М. Гальперин [6]. Введение аргументов N и R аналогично тому, как это было сделано ранее для сумм ΣS , дает

$$\Sigma S' = \frac{2S_0 T}{\pi} \cos(\varphi - \delta) \left[\left(\frac{R^2 - 1}{2R^2} - N \right) \arctan R + \frac{1}{2R} + \frac{N^2 R}{V(1+N)(NR^2 - 1)} \operatorname{arctg} \sqrt{\frac{NR^2 - 1}{1+N}} \right]$$
(24)

при
$$R^2 > \frac{1}{N}$$
, или

$$\sum S' = \frac{2S_0T}{\pi} \cos(\varphi - \delta) \left[\left(\frac{R^2 - 1}{2R^2} - N \right) \operatorname{arctg} R + \frac{1}{2R} + \frac{N^2R}{2\sqrt{(1+N)(1-NR^2)}} \ln \frac{\sqrt{1+N} + \sqrt{1-NR^2}}{\sqrt{1+N} - \sqrt{1-NR^2}} \right]$$
(25)

при $R^2 < \frac{1}{N}$. Для случая $R^2 = \frac{1}{N}$

14

$$\sum S' = \frac{2S_0 T}{\pi} \cos{(\varphi - \delta)} \left[\frac{R^2 - 3}{2R^2} \operatorname{arctg} R + \frac{R^2 + 3}{2R(R^2 + 1)} \right].$$
(26)

Для непрерывного полярного дня суточная сумма радиации выразится формулой

$$\sum S' = S_0 T \cos\left(\varphi - \delta\right) \left[\frac{1-\beta}{2} - N + \frac{N^2}{\sqrt{(N+1)(N-\beta)}}\right].$$
(27)

Формулы (24) и (25) можно упростить, если $\Sigma S'$ выразить через ΣS . Из сопоставления формул (15) и (8) следует:

 $S_h' = S_0 \sin h - c S_h. \tag{28}$

Отсюда при интегрировании получается

$$\sum S' = \frac{T}{\pi} \int_{0}^{\tau_0} S_0 \sin h \, d\tau - c \sum S.$$

Произведение $S_0 \sin h = S'_A$ есть интенсивность радиации, падающей на горизонтальную поверхность при абсолютной прозрачности атмосферы. Следовательно,

$$\sum S' = \sum S'_A - c \sum S. \tag{29}$$

Эта формула представляет существенный интерес, так как устанавливает связь между дневными суммами радиации на горизонтальную и перпендикулярную поверхность.

или

Дневную сумму радиации на горизонтальную поверхность при абсоютной прозрачности атмосферы легко вычислить по величинам A и B или R:

$$\sum S'_{A} = \frac{S_{0}T}{\pi} \int_{0}^{3} (A + B\cos\tau) d\tau = \frac{S_{0}T}{\pi} (A\tau_{0} + B\sin\tau_{0}) =$$
$$= \frac{S_{0}T}{\pi} (A\tau_{0} + \sqrt{B^{2} - A^{2}}) = \frac{S_{0}T}{\pi} \cos(\varphi - \delta) \left[\frac{R^{2} - 1}{R^{2}} \operatorname{arctg} R + \frac{1}{R} \right]. \quad (30)$$

Если ввести обозначение

$$k_A = \frac{S_0 T}{\pi} \left(\frac{R^2 - 1}{R^2} \operatorname{arctg} R + \frac{1}{R} \right),$$

$$\sum S'_A = k_A \sin k_{\pi}.$$
(31)

ro .

Величина k_A зависит только от R и эта связь может быть представлена таблицей или графиком.

Из (16), (29) и (31) следует

$$\sum S' = (k_A - N \sum S) \sin h_{\pi}, \qquad (32)$$

или

$$\sum S' = \left(\frac{k_A}{\Sigma S} - N\right) \sin h_{\rm m} \sum S,\tag{33}$$

т. е. дневные суммы радиации на горизонтальную поверхность пропорциональны синусам полуденных высот солнца и суммам радиации на перпендикулярную поверхность.

Такого рода зависимость была установлена эмпирически Е. П. Барашковой [4] для действительных сумм радиации на горизонтальную и перпендикулярную поверхности. По данным шести регистрирующих прямую радиацию станций (Якутск, Свердловск, Иркутск, Карадаг, Владивосток и Тбилиси), коэффициент $k_{S'}$ в формуле $\Sigma S' = k_{S'} \sin h\Sigma S$ меняется в сравнительно небольших пределах (0,68 $\leqslant k_{S'} \leqslant$ 0,83). В среднем можно принимать $k_{S'} = 0,76$. Как показывает формула (33), коэффициент $\left(\frac{k_A}{\Sigma S} - N\right)$ при отсутствии облачности является функцией R и N(или R и S_n). Вычисления показывают, что величина этого коэффициента медленно уменьшается с возрастанием R и S_n (табл. 1).

		<u> </u>	(/см ² мин.	
R	0,40	0,80	1,20	1,60
0,4 1,0 2,0	0,81 0,78 0,76	0,78 0,76 0,74	0,75 0,73 0,71	0,71 0,69 0,67

Зависимость $k_{S'}$ от R и S_{π}

Данные табл. 1 совпадают с величинами $k_{S''}$, найденными эмпирически Е. П. Барашковой. Практически вычисление сумм $\Sigma S'$ наиболее удобно производить по формуле (32) с использованием таблиц или номограмм, предназначенных для вычисления величин k_A и ΣS . При этих вычислениях следует иметь в виду, что величина k_A , так же как и ΣS , должна быть приведена к действительному расстоянию между землей и солнцем путем умноже-

ния на величину отношения -

3. Вычисление возможных сумм рассеянной радиации

Возможные суммы рассеянной радиации до настоящего времени мало используются, но желательно рассмотреть методику их расчета, так как ее можно использовать при расчете возможных сумм суммарной радиации.

Не останавливаясь на эмпирических методах расчета, рассмотрим вариант аналитического способа, позволяющий использовать полученные ранее формулы для прямой радиации и наиболее просто и быстро выполнить расчет.

Дневной ход рассеянной радиации наиболее часто можно представить двумя формулами. Одна из них следующая:

 $D = Am^{-b} \approx A (\sin h)^b. \tag{34}$

Эта формула предложена В. Г. Кастровым [8] как эмпирическая. Так как величина b в этой формуле оказывается близкой к 0,5, то часто применяется вариант этой формулы

 $D = A \sqrt{\sin h} \,. \tag{35}$

Коэффициент А в этой формуле зависит от степени прозрачности атмосферы. В работе [11] формула дается в развернутом виде

$$D = \frac{2}{3} \left(1 - \frac{0.95 \, S_{90^{\circ}}}{1.84} \right) \sqrt{\sin h} \,. \tag{36}$$

Дневной ход рассеянной радиации, кроме того, можно представить в виде

$$D = k_D (S_0 - S_h) \sin h. \tag{37}$$

Эта формула Берлаге [19] получена из теоретических предпосылок. На хорошее соответствие результатов расчетов наблюденным величинам указывал Л. Г. Махоткин [9]. Сопоставляя формулы (37) и (7), он получил вариант, наиболее удобный для расчета дневных сумм,

$$D = k_D c S = k_D N \sin h_n S. \tag{38}$$

На первый взгляд эта формула противоречит общеизвестному факту возрастания величины D с уменьшением S. Однако формулой (38) устанавливается, что D прямо пропорционально не S, а произведению cS, в котором при уменьшении одного из сомножителей S увеличивается другой c, причем его увеличение оказывает преобладающее влияние на величину произведения.

Численное значение коэффициента k_D должно быть определено по результатам наблюдений. К сожалению, до настоящего времени для рассеянной радиации при безоблачном небе еще нет сводки данных об интенсивности радиации при различных высотах солнца и различной прозрачности атмосферы, какие имеются для прямой солнечной радиации. Поэтому заключение о величине коэффициента k_D приходится делать на основании менее обширного материала.

Проверка формулы (38) по данным наблюдений нескольких станций СССР, расположенных в различных широтных зонах, показала, что эта формула представляет результаты наблюдений со вполне удовлетворительной точностью. Величина коэффициента k_D при отсутствии снежного покрова (т. е. при среднем значении альбедо $A_k = 0,20$) для всех пунктов оказалась близкой к 0,38. Таким образом, формула (38) принимает следующий вид:

$$D = 0.38N \sin h_{\rm n} S. \tag{39}$$

Так как величина произведения 0,38 $N \sin h_{\pi}$ в течение дня принимается неизменной, то при вычислении дневной суммы это произведение выходит за знак интеграла, после чего получается

$$\sum D = 0,38N \sin h_{\rm m} \sum S,\tag{40}$$

т. е. формула для дневных сумм рассеянной радиации имеет такой же вид, как и для дневных сумм прямой радиации на горизонтальную поверхность.

Практически расчет дневных сумм рассеянной радиации может производиться по тем же таблицам или номограммам, которые используются для расчета прямой радиации.

При отсутствии снежного покрова альбедо различных естественных поверхностей обычно меняется в пределах 15—25,% и лишь в редких случаях выходит за эти пределы. Столь небольшие колебания альбедо не вызывают заметных изменений рассеянной радиации. Поэтому можно думать, что формулы (39) и (40) с коэффициентом 0,38 могут применяться при отсутствии снежного покрова без существенных систематических ошибок за счет отклонения действительных значений альбедо от средних в отдельных конкретных случаях.

При наличии снежного покрова рассеянная радиация безоблачного неба возрастает. Поэтому для дней со снежным покровом вычисленные по формуле (40) суточные суммы ΣD должны умножаться на некоторый коэффициент, больший единицы (порядка 1,2—1,3). Уточнение величины этого переходного коэффициента для суточных сумм должно составить предмет особого исследования.

Для вычисления месячных сумм рассеянной радиации в переходные месяцы, когда снежный покров отмечается не во все дни, месячные суммы должны получаться суммированием за дни со снежным покровом и за дни без снежного покрова в отдельности.

4. Расчет возможных сумм суммарной радиации

Возможные дневные суммы суммарной радиации ΣQ получаются очень просто с помощью формул (33) и (40):

$$\sum Q = \sum S' + \sum D = (k_{S'} + k_D) \sin h_{\pi} \sum S.$$
(41)

Таким образом, для суммарной радиации, так же как для прямой и рассеянной, дневная сумма ΣQ оказывается пропорциональной синусу полуденной высоты солнца и дневной сумме прямой радиации на перпендикулярную поверхность.

Если принимается $k_D = 0.38 N$, то вычисленные по формуле (41) суммы будут действительны при отсутствии снежного покрова. Для дней с наличием снежного покрова суммы ΣQ должны умножаться на величину переходного множителя, которая, по М. С. Аверкиеву [3], равна

2 Заказ № 13

БИБЛ	HOTEHA							
Ленинградского								
Изс	Ститута							

-17

где *а* — величина альбедо. Отсюда для перехода от $\alpha = 0.20$ $1-0.2\alpha$ к $\alpha = 0.70$ для снежного покрова получаем

$$\sum Q_{\rm ch} = 1,12 \sum Q_{\rm 6.\,ch}.\tag{42}$$

Вычисление возможной суммарной радиации может производиться по тем же таблицам и номограммам, которые применяются для расчета прямой радиации.

Расчет возможных сумм радиации по изложенному здесь методу может быть выполнен, если известны полуденные величины интенсивности прямой радиации на перпендикулярную поверхность. Поэтому измерения интенсивности радиации в истинный полдень или в срок, близкий к нему, можно считать минимальной программой актинометрических наблюдений, позволяющей рассчитывать возможные суммы радиации. Так как данные о величинах S_{π} в настоящее время имеются для очень многих советских и зарубежных станций, то становится возможным построение карт распределения средних полуденных интенсивностей S_{n} и возможных сумм ΣS , $\Sigma S'$, ΣD и ΣQ .

С помощью этих карт возможные суммы радиации могут быть определены и для таких пунктов, в которых не производились актинометрические наблюдения. В таких определениях нередко возникает необходимость, и вследствие отсутствия данных о прозрачности атмосферы некоторые исследователи пытаются рассчитывать коэффициенты прозрачности атмосферы или возможные суммы по абсолютной влажности [3, 5]. При этом учитывается только один из факторов, ослабляющих прямую радиацию, — селективное поглощение водяными парами. Влияние же пылевой и конденсационной мутности остается неучтенным, тогда как это влияние часто оказывается преобладающим. Поэтому расчет возможных сумм с поправками на абсолютную влажность может приводить к существенным ошибкам в величинах возможных сумм. То же можно сказать о применении среднеширотных значений коэффициентов прозрачности, так как действительное распределение характеристик прозрачности может значительно отличаться от широтного.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверкиев М. С. О возможности определения переводного множителя актино-метра без сравнения с эталонным прибором. Вестник МГУ, № 10, 1955.
- 2. Аверкиев М. С. Возможные месячные и годовые суммы прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность при различной прозрачности атмосферы для широт 40—70°. Вестник МГУ, сер. биол., почвовед., геол., геогр., № 2, 1956. 3. Аверкиев М. С. Уточненный метод расчета суммарной радиации. Вестник МГУ,
- сер. географ., № 1, 1961.
- 4. Барашкова Е. П. Соотношение между месячными суммами прямой солнечной радиации, приходящей на горизонтальную и перпендикулярную поверхности. Труды ГГО, выш. 125, 1962.
- 5. Браславский А. П. и Викулина З. А. Нормы испарения с поверхности во-
- дохранилищ. Гидрометеоиздат, Л., 1954. 6. Гальперин Б. М. К методике приближенных расчетов сумм радиации. Метеорология и гидрология, № 4, 1949.
- Кастров В. Г. К вопросу об основной актинометрической формуле. Метеороло-гический вестник, № 7, 1928.
 Кастров В. Г. Актинометрические свойства мглы. Социалистическое зерновое хозяйство, № 3, 1938.
 Малания П. Р. Заминистическое пологии и при болоблом.
- 9. Махоткин Л. Г. Закономерности изменения рассеянной радиации при безоблачном небе. Труды ГГО, выш. 80, 1959.
- 10. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. Гостехиздат, М., 1939.

- 11. Руководство гидрометеорологическим станциям по регистрации радиации. Гидрометеоиздат, Л., 1961. 12. Савинов С. И. Солнечная, земная и атмосферная радиация. Климат и погода,
- № 2-3, 1926.
- Савинов С. И. По поводу статьи В. Г. Кастрова «К вопросу об основной актинометрической формуле». Метеорологический вестник, № 7, 1928.
 Сивков С. И. Об эффективном коэффициенте прозрачности атмосферы. ДАН
- СССР, т. 80, № 4, 1951.
- 15. Сивков С. И. Метеорологическая солнечная постоянная. Труды BHMC, т. VI, 1963.
- 16. Украинцев В. М. Вычисление месячных сумм прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность для широт субтропической зоны. Материалы по агроклиматическому районированию субтропиков СССР, вып. 2, Гидрометеоиздат, Л., 1938.
- 17. Angot A. Recherches théoriques sur la distribution de la chaleur à la surface du globe. Bureau Central Météorol. de France Annales de 1883, T. 1. Paris.
- B a ld it A. Sur la repartition de la chaleur solaire à la surface du globe. Annales du Bur. Centr. Météorol., Memoirs de 1909, Paris.
 B e r l a g e H. P. Zur Theorie der Beleuchtung einer horizontalen Fläche durch Tageslicht. Meteorol. Zeitschr., Bd. 45, Nr. 5, 1928.
- Georgi I. Solarkonstante und meteorologische Strahlungsmessung. Annalen der Meteorol., H. 3-5, 1952.

К. Д. ЛЕБЕДЕВА, С. И. СИВКОВ, Т. К. ЯСТРЕБОВА

О ПОВЫШЕНИИ ТОЧНОСТИ ИЗМЕРЕНИЙ РАДИАЦИОННОГО БАЛАНСА НА СЕТИ СТАНЦИЙ

В работе приводятся результаты экспериментального исследования некоторых источников ошибок измерения радиационного баланса, намечаются пути их устранения.

Радиационный баланс подстилающей поверхности на сети актинометрических станций СССР измеряется термоэлектрическими балансомерами системы Ю. Д. Янишевского. Результаты этих измерений обрабатываются, публикуются и используются как для обобщений и выводов актиноклиматологического характера, так и для различных запросов народного хозяйства. Поэтому качественная оценка измерений радиационньго баланса и прежде всего их точности имеет актуальное значение.

В работе [4] были приведены результаты исследований ошибок, оказывающих влияние на точность измерений балансомерами Янишевского. Однако эти предварительные выводы нуждались в уточнении и экспериментальном подтверждении. В данной работе сообщаются материалы дополнительных исследований ошибок измерения радиационного баланса, проведенных в 1961—1962 гг. в Воейково.

1. Неодинаковая чувствительность приемных поверхностей балансомера к коротковолновой и длинноволновой радиации

Практически невозможно осуществить приемную поверхность, поглощательная и излучательная способность которой была бы одинакова как для коротковолновых ($0,3\mu < \lambda < 3,0\mu$) потоков прямой, рассеянной и отраженной радиации, так и для длинноволновых ($3,0\mu < \lambda < 100,0\mu$) потоков противоизлучения атмосферы и излучения деятельного слоя подстилающей поверхности. Так как на станциях балансомеры градуируются по прямой солнечной радиации, то можно считать, что коротковолновые потоки измеряются балансомером правильно. Длинноволновые же составляющие радиационного баланса измеряются с ошибкой, величина которой тем больше, чем больше различие переводных множителей балансомера для коротковолновой и длинноволновой радиации.

Данные по спектральной поглощательной способности черных поверхностей [4, 7] свидетельствуют о том, что в наиболее благоприятном случае различия в чувствительности для коротковолновой и длинноволновой радиации могут быть снижены до 2—3%. Однако такие небольшие различия достигаются только при покрытии приемных поверхностей достаточно толстым (не менее $10-15\mu$) слоем высококачественной черной матовой краски. Ю. Д. Янишевский [7] оценивает величину этого расхождения в 4-7%. Для балансомеров, применяемых на сети, различия спектральной чувствительности, по-видимому, значительно превосходят указанные величины, так как при изготовлении балансомеров качество чернящих покрытий не регламентируется и не контролируется, а состав краски и плотность покрытия меняются не только от выпуска к выпуску, но даже для приборов одного и того же выпуска. Этот вывод подтверждается результатами исследований большого количества балансомеров и пиргеометров, проведенных Н. Н. Андреевой [1] и авторами настоящей статьи в 1961—1962 гг.

При проведении данной работы все балансомеры и пиргеометры градуировались по коротковолновой радиации в поверочной трубе при положении балансомера перпендикулярно к солнечным лучам, по методу солнце-тень. Интенсивность прямой радиации измерялась термоэлектрическим актинометром, проверенным по пиргелиометру. Часть балансомеров была проградуирована на коротковолновую радиацию в лабораторных условиях в Центральном бюро поверки при ГГО с применением искусственного источника радиации. Градуировка по длинноволновой радиации производилась в естественных условиях в ясные ночи через 1—2 часа после захода солнца по пиргеометрам Онгстрема № 59*R* и 59*L*. (Постоянные пиргеометров определены в отделе радиационных исследований ГГО по разработанному в отделе методу "черного неба" в 1961 г.) При градуировках балансомеров по пиргеометру измерялось излучение при положениях пиргеометра приемной поверхностью вверх и приемной поверхностью вниз (по 10 отсчетов). Радиационный баланс в абсолютных единицах принимался равным разности отсчетов «вверх» минус «вниз».

Полученные результаты получились очень сходными с данными Н. Н. Андреевой [1], которая исследовала 19 балансомеров различных выпусков и 2 термоэлектрических пиргеометра Янишевского. Для исследованных балансомеров из 19 случаев было получено следующее распределение величин отношения $\Delta = \frac{a_{\rm R} - a_{\rm K}}{a_{\rm K}}$, характеризующего расхождения в чувствительности балансомера к коротковолновой и длинноволновой радиации ($a_{\rm R}$ — переводный множитель для длинноволновой, $a_{\rm K}$ — для коротковолновой радиации):

$\Delta < 10^{0}/_{0} - 2$	случая
$10/0 < \Delta < 200/0 - 7$	"
$21^{0}/_{0} < \Delta < 30^{0}/_{0} - 5$	"
$310/_0 < \Delta < 400/_0 - 4$	11
$\Delta > 40\% - 1$. 13

Для двух пиргеометров Янишевского величина Δ получилась еще больше: 49 и 51%. Авторами исследовано 15 балансомеров, 3 из которых изготовлены в 1961 г., а остальные — в 1959 г. Исследовались также № 528 (сдвоенный) и два специальных балансомера-пиргеометра: № 3638 (односторонний). Балансомеры-пиргеометры были изготовлены из обычных термоэлектрических балансомеров следующим образом: в одностороннем балансомере-пиргеометре одна из сторон термоэлектрического балансомера наглухо закрыта металлической пластинкой, в сдвоенном — два обычных балансомера сложены друг C. другом приемными поверхностями внутрь и скреплены вместе. При градуировках, кроме переводных множителей $a_{\rm g}$ и $a_{\rm k}$, определялись среддля обеих сторон балансомера значения чувствительности ние

(в мв. см² мин/кал) к коротковолновой (K_к) и длинноволновой (K_д) радиации.

Результаты градуировок приведены в табл. 1.

Таблица 1

№ прибора	Кĸ	Кд	a _k	a _a	$\frac{a_{\mathrm{A}}}{a_{\mathrm{K}}}$	$\frac{a_{\rm A} - a_{\rm K}}{a_{\rm K}} 100^{\circ}/_{\rm 0}$
$\begin{array}{c} 3685\\ 3875\\ 3870\\ 3872\\ 4088\\ 3852\\ 4109\\ 4113\\ 3862\\ 3874\\ 3848\\ 3847\\ 3863\\ 3540\\ 3442\\ 528\\ 3638\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 4,96\\ 7,10\\ 7,20\\ 6,54\\ 7,47\\ 6,44\\ 7,48\\ 7,74\\ 7,12\\ 6,52\\ 8,69\\ 7,16\\ 6,95\\ 8,54\\ 4,78\\ 7,44\\ 6,12\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 4,33\\ 5,07\\ 5,22\\ 4,52\\ 5,46\\ 5,60\\ 5,23\\ 6,12\\ 6,08\\ 5,73\\ 6,81\\ 6,00\\ 5,05\\ 7,62\\ 4,47\\ 5,50\\ 5,01\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,0299\\ 0,0206\\ 0,0204\\ 0,0228\\ 0,0186\\ 0,0225\\ 0,0185\\ 0,0185\\ 0,0185\\ 0,0211\\ 0,0236\\ 0,0173\\ 0,0208\\ 0,0206\\ 0,0174\\ 0,0305\\ 0,0198\\ 0,0241 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,0341\\ 0,0290\\ 0,0282\\ 0,0331\\ 0,0255\\ 0,0259\\ 0,0264\\ 0,0234\\ 0,0247\\ 0,0268\\ 0,0220\\ 0,0248\\ 0,0220\\ 0,0248\\ 0,0220\\ 0,0248\\ 0,0220\\ 0,0268\\ 0,0268\\ 0,0294\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 1,139\\ 1,406\\ 1,383\\ 1,452\\ 1,371\\ 1,151\\ 1,427\\ 1,264\\ 1,170\\ 1,134\\ 1,272\\ 1,192\\ 1,378\\ 1,120\\ 1,069\\ 1,352\\ 1,220\\ \end{array}$	$ \begin{array}{r} 14\\ 41\\ 38\\ 45\\ 37\\ 15\\ 43\\ 26\\ 17\\ 13\\ 27\\ 19\\ 38\\ 12\\ 7\\ 35\\ 22 \end{array} $

Анализ табл. 1 показывает, что для всех 17 приборов различие в чувствительности к коротковолновой и длинноволновой радиации $\triangle = \frac{a_{\text{R}} - a_{\text{K}}}{a_{\text{K}}}$ составляет в среднем 26%. Отношение переводных множителей $\frac{a_{\text{R}}}{a_{\text{K}}}$ у разных приборов различное, что, по-видимому, объясняется различным качеством применяемой краски, толщиной чернящего покрытия, его однородностью и прочностью. Для всех приборов отношение $\frac{a_{\text{R}}}{a_{\text{K}}} > 1$.

Если обобщить результаты исследования всех 38 балансомеров и пиргеометров, полученных Н. Н. Андреевой и нами, то для них среднее расхождение чувствительности для коротковолновой и длинноволновой радиации составляет 25%, а среднее для 34 балансомеров составляет 23%. На рис. 1 наглядно представлено распределение значений отношения $\Delta = \frac{a_{\pi} - a_{\kappa}}{a_{\kappa}}$ для 34 исследованных балансомеров. На рисунке по оси ординат отложено число балансомеров с данным различием чувствительности к коротко- и длинноволновой радиации, а по оси $a_{\pi} - a_{\kappa}$

абсцисс — значения отношения $\frac{a_{\kappa}}{a_{\kappa}}$, выраженные в процентах.

Приведенные результаты исследования балансомеров заслуживают большого внимания, так как они меняют представление о порядке ошибок измерений радиационного баланса за счет спектральных различий чувствительности приемных поверхностей балансомера. Так как отношеа_д

ние $\overline{a_{\kappa}}$ во всех случаях получается больше единицы, то, следовательно, ошибки измерения являются систематическими, т. е. длинноволновый баланс оказывается уменьшенным по абсолютной величине,

з полный баланс — завышенным. Абсолютная величина ошибки особенно велика при больших высотах солнца, т. е. в околополуденные гасы летних месяцев. Относительная ошибка наибольшая в ночные насы, когда отсутствует приход коротковолновой радиации.

Если считать, что пиргеометры Онгстрема измеряют длинноволновое излучение без существенных систематических ошибок, то полученные эезультаты позволяют приближенно оценить величину ошибок, допукаемых при существующей методике определения величин радиацион-

 $\frac{a_{\rm r}}{a_{\rm k}}$ =1,23, можно вычислить поного баланса. Принимая условно правки, которые должны были бы придаваться к измеренной величине полного баланса для получения его действительной величины. Такие поправчисло балансомерою ки приводятся в табл. 2 для двух вариантов: с 3 расчетом по величинам B и B_{κ} и с расчетом по величине B_{π} . 2 Как видно из табл. 2,

абсолютная ошибка может получаться значительной и существенно искажать величины и суточный ход радиационного баланса. При этом следует учитывать, что более трети общего числа исследованных балансоме-



а_д — а_к для исследованных балансомеров.

ров имели расхождение в чувствительности a_{π} и a_{κ} больше 25%.

Таблица 2

Ошибки измерений радиационного баланса (кал/см² мин.) за счет различий чувствительности балансомера к коротковолновой

 a_{κ}

И	длинноволновой	радиации	при	$\frac{a_{\rm R}}{a_{\rm K}}=1,23$	

Измерен-		Кој	ротково.	лновый	баланс	$B_{\kappa} = Q$	— <i>R</i> к ка	ал/см ² м	ин.	
полный баланс	0,0	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50	0,60	0,70	0,80	0,90
······································		<u>. </u>	Взави	симости	от вели	ичин В н	н <i>В</i> к			
$\begin{array}{c} -0,20\\ -0,10\\ 0,00\\ 0,10\\ 0,20\\ 0,30\\ 0,40\\ 0,50\\ 0,60\\ 0,70\\ 0,80\end{array}$	0,05 0,02 0,00 0,02	0,05 0,02 0,00 0,02	0,05 0,02 0,00 0,02	0,05 0,02 0,00 0,02	0,07 0,05 0,02 0,00 0,02	0,07 0,05 0,02 0,00 0,02	0,07 0,05 0,02 0,00 0,02	0,07 0,05 0,02 0,00 0,02	0,07 0,05 0,02 0,00	0,0 0,0 0,0

	Длинноволновый баланс B_{a} кал/см ² мин.								
измеренный В _д	0,00	0,10	0,20	-0,30	0,40	0,50	-0,60		
В зависимости от величины Вд									
Величина абсолютной поправки .	0,00	0,02	0,05	0,07	0,09	0,12	0,14		
Исправленный Вд.	0,00	0,12	-0,25	0,37	0,49	0,62	0,74		
· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·			1		ι · .		l • • •		

Так как величины отношений $\frac{a_{\pi}}{a_{\kappa}}$ у разных приборов могут значительно различаться, то наблюдения, производимые на станциях сети, могут оказаться не вполне сравнимыми, что затрудняет получение правильных выводов о географическом распределении радиационного баланса. На отдельных станциях однородность рядов измерений может нарушаться при каждой замене балансомера, а также за счет изменения величины отношения $\frac{a_{\pi}}{a_{\kappa}}$ в результате атмосферных воздействий на приемные поверхности прибора в процессе его эксплуатации.

Приведенные выше данные о величинах $\frac{a_{\rm A}}{a_{\rm K}}$ нельзя считать бесспорными вследствие отсутствия до настоящего времени общепризнанного эталона для измерений длинноволновой радиации. Часто применяемые в качестве эталона компенсационные пиргеометры Онгстрема являются по существу относительными приборами. Их постоянные могут получаться различными в зависимости от методики определения и, кроме того, изменяться под воздействием внешних факторов на ничем не защищенные приемные полоски пиргеометров. Поэтому для точного учета различий в чувствительности балансомеров к коротковолновой и длинноволновой радиации необходимо проведение следующих мероприятий:

1) создание эталонной установки типа «черного неба» для градуировки приборов, измеряющих длинноволновую радиацию, и разработка точной регламентации порядка градуировки;

2) определение при поверке балансомеров чувствительности не только к коротковолновой радиации K_{κ} , но и к длинноволновой K_{π} . Величины K_{κ} и K_{π} должны указываться в поверочном свидетельстве каждого балансомера. По этим данным должна определяться поправка, которую следует вводить в измеренные величины B_{π} и B для исключения ошибки;

3) наличие на каждой станции для контроля за постоянством отношения $\frac{a_{\pi}}{a_{\kappa}}$, кроме рабочего прибора, контрольного балансомера, который должен применяться только для поверок рабочего балансомера;

4) улучшение качества чернящих покрытий для приемных поверхностей балансомеров в целях возможно большего приближения отношения $\frac{a_{\pi}}{a_{\kappa}}$ к единице. Для окраски приемных поверхностей должен применяться один и тот же сорт высококачественной краски, а также должны быть установлены и соблюдены определенные технические требования в отношении качества краски, толщины красящего слоя,

уавномерности покрытия и стойкости по отношению к атмосферным зоздействиям.

Необходимо подчеркнуть, что рассматриваемый источник ошибок халактерен не только для термоэлектрического балансомера Янишевского, ю и для любого прибора, измеряющего длинноволновую радиацию. Тоэтому проведение перечисленных выше мероприятий имеет большое начение при использовании балансомеров и пиргеометров любой конструкции.

2. Неодинаковая чувствительность верхней и нижней сторон балансомера

Второй источник, приводящий к систематическим ошибкам при изчерениях радиационного баланса, связан с неодинаковой чувствительностью верхней и нижней приемных поверхностей балансомера.

По принятой в настоящее время методике для случаев, когда полученные при градуировке переводные множители сторон a_1 и a_2 разлинаются, при обработке результатов наблюдений пользуются средним значением переводного множителя $a_{cp} = \frac{a_1 + a_2}{2}$. Если при этом балансомер обращен вверх более чувствительной стороной (т. е. переводный множитель этой стороны a_1 меньше множителя нижней стороны a_2), го положительные составляющие радиационного баланса получаются завышенными, а отрицательные — заниженными. А так как при измерении полного радиационного баланса В ошибки измерения положигельных и отрицательных составляющих складываются, то величина В получается завышенной. При поворачивании балансомера менее чувствительной стороной вверх ошибка меняет знак. Как показано в [4], абсолютная величина ошибки равна относительной разности переводных множителей $\frac{a_1-a_2}{a_2}$, умноженной на полусумму абсолютных ин a_1 генсивностей всех составляющих радиационного баланса.

Для экспериментального исследования этого источника ошибок были отобраны три балансомера с расхождением переводных множителей сторон на 3,5, 6 и 10%. По этим балансомерам в Воейково был произведен ряд наблюдений, при которых балансомеры поворачивались вверх попеременно первой и второй стороной и в каждом положении делалось по 3 отсчета. Измерения производились преимущественно в околополуденные часы летних месяцев, т. е. при высотах солнца 20—50°, когда абсолютные ошибки за счет неодинаковой чувствительности сторон наиболее заметны. Обработка производилась, как обычно, по среднему для обеих сторон значению переводного множителя

$$a_{\rm cp} = \frac{a_1 + a_2}{2}.$$

Для каждого измерения баланса вычислялись значения B_1 (при положении балансомера первой стороной вверх), B_2 (при положении балансомера второй стороной вверх) и $B_{cp} = \frac{B_1 + B_2}{2}$. Результаты наблюдений представлены в табл. 3.

Как показывают данные таблицы, различия в чувствительности сторон балансомера не сказываются на средних величинах *B* при $\delta = 3,5\%$, но становятся заметными при $\delta > 5\%$. Для используемых на сети балансомеров допуск в различии чувствительности верхней и нижней сторон

Таблица З

12

8

9

	на измеряем	ую величину	радиационн	юго баланса	, ·
$a_1 - a_2$	Средние з	начения, ка	л/см ² мин.	$B_{cp} - B_{1,1000/}$	Число
$\frac{a_1}{a_1} = 1000/0$	D	D		$\frac{B_{cp}}{B_{cp}}$	наблюде-

 B_{cp}

0,56

0,51

0,60

0

4

5

 B_2

0,56 0,53

0,63

 B_1

0,56

0,49

0,57

3,5

6,5

10,0

Влияние различий в чувствительности приемных поверхностей

составляет 5%. Однако в условиях сети старение приемных поверхностей и изменение их чувствительности происходит неодинаково: под влиянием атмосферных воздействий чувствительность приемной поверхности, обращенной вверх, уменьшается быстрее. Поэтому величина б во многих случаях может выходить за пределы допуска 5%; возникающую при этом систематическую ошибку необходимо учитывать, поворачивая балансомер при каждом наблюдении вверх первой и второй стороной попеременно и осредняя полученные отсчеты. Такое изменение методики наблюдений предусмотрено Методическими указаниями № 24 по инспекции актинометрических наблюдений, однако оно значительно осложняет проведение наблюдений и применяется крайне редко.

Необходимо отметить, что действительные расхождения чувствительности сторон балансомера могут значительно отличаться от величины б, характеризующей эти расхождения только по отношению к коротковолновой радиации в диапазоне длин волн 0,3-2µ. Действительное расхождение чувствительности будет представлять алгебраическую сумму величин δ для коротковолновой и длинноволновой части (3—50µ), а также расхождений, вызываемых неодинаковой для обеих сторон зависимостью от скорости ветра и угла падения радиации. Поэтому для контроля величины δ при поверках балансомеров желательно не ограничиваться сопоставлением переводных множителей a_1 и a_2 , получаемых по коротковолновой радиации. Обычную поверку желательно дополнять специальной поверкой на различие чувствительности сторон как днем при затененном положении балансомера, так и в ночные часы, когда расхождение в отсчетах при переворачивании прибора будет вызываться различной чувствительностью сторон только к длинноволновой радиации. Такая поверка должна заключаться в проведении серии отсчетов (не менее 10) при положении балансомера вверх первой стороной, переворачивании балансомера и серии отсчетов при перевернутом положении прибора. Для каждой серии вычисляется среднее значение исправ- $\frac{N_1 - N_2}{N_1}$. Если ленного отсчета N_{испр}, после чего находится величина эта величина превышает 5% и значение в подтверждается повторным контролем, то каждое измерение баланса следует производить с переворачиванием прибора, хотя бы значение $\frac{a_1-a_2}{a_1}$ для коротковолновой радиации не превышало 5%.

Из сказанного выше ясно, насколько осложняет наблюдения и снижает их качество наличие у балансомера двух приемных поверхностей. Поэтому очень существенные преимущества могла бы дать ликвидация второй приемной поверхности, т. е. превращение балансомера в пиргео-

етр. Такую переделку наиболее просто осуществить покрытием однойгороны балансомера круглой металлической пластинкой. Эта плагинка должна быть отникелирована для лучшего отражения падаюцей на нее радиации и отделена от закрываемой приемной поверхности еплоизолирующей прокладкой для того, чтобы термоспаи закрытой поерхности находились в температурном контакте преимущественно корпусом прибора.

Переделанный таким образом прибор перестает быть балансомером превращается в пиргеометр, так как будет измерять разность темератур незакрытой приемной поверхности и корпуса. Эта разность емператур пропорциональна разности падающей на приемную поверхость радиации и собственного излучения этой поверхности. Балансотер-пиргеометр в естественных условиях в положении приемной поверхости «вверх» при затенении ее от прямой солнечной радиации будет измерять эффективную радиацию сверху

$$E = D + E_A - \gamma \sigma T_{\rm np}^4 , \qquad (1)$$

де уб T^4 — собственное излучение приемной поверхности при темпезатуре $T_{\rm пр}$

При положении приемной поверхности «вниз» будет измеряться эфрективная радиация снизу

$$E_{\mathrm{H}} = R_{\mathrm{H}} + R_{\mathrm{J}} + E_{\mathrm{J}} - \gamma \sigma T_{\mathrm{H}p}^{4} , \qquad (2)$$

-де $E_3 = \gamma_3 \sigma T^4$ — излучение подстилающей поверхности;

$$E - E_u = B - S' \tag{3}$$

дает радиационный баланс подстилающей поверхности без прямой солнечной радиации.

Таким образом, предполагаемое изменение конструкции не меняет измеряемые величины радиационного баланса. Разница с балансомером обычной конструкции может получиться только за счет устранения ошибок, вызываемых наличием двух приемных поверхностей у прибора. Как отмечено в работах [2, 6], основные ошибки в показания пиргеометра Янишевского вносятся влиянием расположенных под прибором черных экранов, которые в предлагаемом одностороннем балансомере-пиргеометре отсутствуют. Существенным преимуществом балансомера-пиргеометра по сравнению с термоэлектрическим балансомером является также возможность раздельного определения длинноволновой радиации противоизлучения атмосферы и длинноволнового излучения подстилающей поверхности.

3. Зависимость чувствительности балансомера от угла падения радиации

Впервые зависимость чувствительности балансомеров от угла падения радиации была исследована И. А. Покровской [5].

На основании обобщения полученных И. А. Покровской результатов в работе [4] было показано, что за счет неучета этого источника ошибок абсолютные значения радиационного баланса, измеренного при высотах солнца $h_{\odot} = 20 - 30^{\circ}$, могут быть занижены на 5%, а при $h_{\odot} = 30 - 40^{\circ}$ – на 3%.

Так как на большинстве актинометрических станций все еще отсутствуют поверочные трубы для поверки балансомеров на перпендикулярную поверхность, то переводные множители к балансомерам определяются при горизонтальном положении приемных поверхностей. Это вносит систематическую ошибку в переводные множители, так как применение поправочных множителей *F_h* при поверках не предусматривается и величина их в поверочных свидетельствах не указывается. Кроме того, наблюдения по незатененному от прямых солнечных лучей балансомеру используются для контроля переводного множителя по срочным наблюдениям. В таких случаях зависимость показаний балансомера от угла падения радиации также не учитывается.

Для дальнейшего исследования этого источника ошибок желательнобыло определение поправочных множителей F_h , зависящих от высоты солнца, для большего числа балансомеров. С этой целью 17 балансомеров и два балансомера-пиргеометра проверялись при разных углах падения радиации в лабораторных условиях в Центральном бюро поверки по методике, принятой для пиранометров. В результате были получены зависимости поправочных множителей от высоты солнца для



Рис. 2. Графики зависимости поправочного множителя от высоты солнца. 1 — балансомер № 3685, 2 — балансомер № 4114, 3 — балансомер № 3442.

обеих сторон каждого из балансомеров и двустороннего балансомерапиргеометра. На рис. 2 приведены примеры таких зависимостей.

Анализ полученных ланных показывает, что зависимость чувствительности балансомеров и балансомеров-пиргеометров от угла падения радиации выражена значительно более резко, чем у пиранометров и альбедометров. , У большинства приборов уменьшение чувствительности становится заметным уже при высотах солнца 50-60°, а у отдельных приборов уже при 70-80°. Оно особенно велико при высотах солнца до 20-30°. При этом следует отметить, что зависимость поправочного множителя F_h от высоты солнца неодинакова для обеих сторон балансомера. Для всех исследованных приборов при $h_{\odot} < 50^\circ$ величина $F_h > 1$; отсюда следует, что величины радиационного баланса при измерениях незатененным балансомером получаются систематически заниженными, если зависимость F_h не

учитывается. Этот вывод подтверждается результатами наблюдений. В табл. 4 представлены результаты двух вариантов обработки измерений радиационного баланса: по обычному методу (B) и с использованием полученных при поверке значений $F_h(B_h)$. Наблюдения производились в ясную погоду незатененными балансомерами при высотах солнца от 15 до 52°. Всего было обработано 70 серий измерений по 10 балансомерам. За меру относительной ошибки принята величина отношения $\Delta_h = \frac{B - B_h}{B}$, выраженная в процентах. В таблицу включены только результаты измерений при $h_{\odot} > 20^\circ$.

Данные табл. 4 дают количественную характеристику рассматриваемой ошибки. При высотах солнца 20—30° ошибка в отдельных случаях составляет 6—10%, при $30^{\circ} < h_{\odot} < 40^{\circ} \Delta_{h} \sim 3-6\%$ и при $50^{\circ} < h_{\odot} < 60^{\circ} \Delta_{h} \sim 1-2\%$. Для большинства приборов (за исключением балансомера 28

Таблица 4

чувствитсявлюсти бизинсожери от узли пидения ридлиции (70)										
№ прибора	Высота солнца h _o , град.									
	. 2530	30—40	40-50	50—55						
3685 3874 3848 3847 3870 3852 3875 3863 3540 3442	$ \begin{vmatrix}6,0 \\5,9 \\7,7 \\5,2 \\6,0 \\4,6 \\3,6 \\6,0 \\6,0 \\5,6 \end{vmatrix} $	$\begin{array}{c} -2,2 \\ -3,9 \\ -3,9 \\ -2,6 \\ -4,0 \\ -3,7 \\ -1,3 \\ -2,9 \\ -2,4 \\ -2,4 \end{array}$	$ \begin{array}{c} 0,0\\ -2,0\\ -2,8\\ -1,7\\ -2,3\\ -2,2\\ -1,6\\ -1,6\\ -1,6\\ -1,6\\ -1,6\\ \end{array} $	$-1,2 \\ -2,4 \\ -1,2 \\ -1,2 \\ -1,2 \\ -1,2 \\ -1,2 \\ -2,4 \\ -1,2 \\ $						

Средние значения ошибок измерений *В* при зависимости чувствительности балансомера от угла падения радиации (⁰/₀)

№ 3875) величины ошибок при одинаковых высотах солнца меняются незначительно. Данные табл. 4 вычислялись по трем отсчетам балансомера по обычной методике, применяемой на сети. Увеличение числа отсчетов в каждой серии не оказало влияния на результаты: при 5, 10 и 15 отсчетах средние величины ошибок в каждом диапазоне высот солнца остались прежними.

Для положительных значений баланса по незатененному балансомеру ошибки за счет спектральных различий чувствительности и за счет влияния высоты солнца имеют разные знаки, вследствие чего общая результативная ошибка уменьшается. Но для отрицательных значений баланса (при малых высотах солнца) ошибки суммируются и могут достигать значительных величин (10—15%) и, в частности, давать неверное представление о моменте перехода баланса через нуль.

Зависимость чувствительности от угла падения радиации может сказываться и на измерениях затененным балансомером, если градуировка прибора по коротковолновой радиации производится при его горизонтальном положении, так как переводный множитель балансомера получается заниженным. То же получается и при контроле балансомера по срочным наблюдениям. Для исключения таких ошибок необходимо учитывать зависимость F_h аналогично тому, как это делается для альбедометров и пиранометров. С этой целью балансомеры должны проходить доподнительную специальную поверку, а величины F_h должны указываться в поверочных свидетельствах балансомеров.

4. Влияние процессов испарения или конденсации на показания балансомера

Для экспериментального определения влияния гидрометеоров на величину радиационного баланса производилась регистрация баланса в ясные ночи (не только с гидрометеорами, но и в сухие ночи) с помощью термоэлектрического балансомера и однозаписного электронного потенциометра типа ПСРІ-01 и ЭПП-09 с большой разверткой во времени (скорость протяжки от 18 до 240 см/час.). При анализе материалов записей оказалось, что жидкие и твердые гидрометеоры оказывают качественно одинаковое влияние на величину радиационного баланса, но различное в ночных и дневных условиях. В ночных условиях при образовании росы резких изменений в записи радиационного баланса не обнаруживается, и запись балансомером, по крытым росой, по характеру не отличается от записи чистым и сухим балансомером; величина же баланса при этом несколько больше (на 11—14%), чем в ясные сухие ночи, что обнаруживается при чистке балансомера и при сравнениях с записями в сухие ночи.

Твердые гидрометеоры (иней, изморозь) ночью также не сказываются на характере записи баланса, о чем свидетельствует рис. З. На рисунке З *а* представлена запись, полученная в январе 1962 г. по сухому и чистому балансомеру (справа) и по балансомеру, покрытому инеем (слева). Балансомер, покрытый инеем или изморозью, становится более



Рис. 3. Примеры записи радиационного баланса при выпадении гидрометеоров и при отсутствии гидрометеоров.

чувствительным (рис. 3 б), ибо излучательная и поглощательная способность снега больше, чем излучательная и поглощательная способность черного покрытия приемной поверхности балансомера. Изменение величины записи (завышение) балансомером, покрытым инеем или изморозью, составляет около 6%, что лежит в пределах точности регистрации радиационного баланса термоэлектрическими балансомерами [величина 6% получена из соотношения ординат записи балансомера, покрытого инеем (справа), и очищенного (слева)]; чистка производилась марлей, смоченной в спирте.

После восхода солнца и появления коротковолновой радиации запись радиационного баланса балансомером, покрытым гидрометеорами, существенно искажена, причем при чистке балансомера отмечается не только изменение величины радиационного баланса, но и его знака. Более значительное искажение записи по сравнению с ночным временем объясняется тем, что вода и снег, являясь абсолютно черными для длинноволновой радиации, почти целиком отражают коротковолновую радиацию. После чистки такого балансомера величина записи меняется на 50% (рис. 3 ∂) или запись меняет знак (рис. 3 s, z): справа запись до чистки балансомера, слева — после чистки.

Анализ полученных записей баланса позволяет сделать следующие зыводы:

1) гидрометеоры как жидкие, так и твердые не искажают сущетвенным образом ночную запись радиационного баланса (искажения лежат в пределах точности регистрации радиационного баланса термоэлектрическими балансомерами);

2) дневные записи радиационного баланса балансомером, покрытым гидрометеорами, существенно искажены по сравнению с обычной записью радиационного баланса (искажения достигают 50-200%). Качественная картина искажения для жидких и твердых гидрометеоров одинакова.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Н. Н. Результаты исследования чувствительности балансомеров и пир-

 Андреева п. п. результаты исследования чувствительности балансомеров и пир-геометров. Труды ААНИИ, т. 229, 1961.
 Барашкова Е. П. Зависимость длинноволновой радиации атмосферы от метео-рологических элементов. Труды ГГО, вып. 100, 1960.
 Еловских М. П., Кондратьев К. Я. Радиометр для измерения теплового из-лучения атмосферы и сравнение его с пиргеометром. Метеорология и гидрология, № 7. 1057. № 7, 1957.

4. Лебедева К. Д., Сивков С. И. О точности измерения радиационного баланса

термоэлектрическими балансомерами. Труды ГГО, вып. 129, 1962. 5. Покровская И. А. Погрешности поверки термоэлектрических балансомеров. Труды ГГО, вып. 101, 1959.

6. Росс Ю. К. Об измерении радиационных потоков при помощи пиргеометра Яни-шевского. Труды ГГО, вып. 61 (123), 1955.
 7. Янишевский Ю. Д. Актинометрические приборы и методы наблюдений. Гидро-метеоиздат, Л., 1957.
 8 Пивоварова З. И. и Лебедева К. Д. Руководство гидрометеорологическим

станциям по актинометрическим наблюдениям. Гидрометеоиздат, Л., 1957.

С. И. СИВКОВ

О ВЫЧИСЛЕНИИ ВОЗМОЖНОЙ И ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ СОЛНЕЧНОГО СИЯНИЯ

В статье рассматривается состояние вопроса и предлагается простой способ вычисления возможной и относительной продолжительности солнечного сияния.

Одной из основных характеристик солнечного сияния является его относительная продолжительность, которая определяется как отношение действительной продолжительности солнечного сияния к возможной. Для получения сравнимых величин относительной продолжительности солнечного сияния необходимо принять единое определение возможной продолжительности солнечного сияния и установить общую методику ее вычисления.

В этот вопрос необходимо внести ясность прежде всего потому, что существуют три различных определения возможной продолжительности солнечного сияния.

1. Возможная продолжительность солнечного сияния определяется как промежуток времени между астрономическим восходом и астрономическим заходом солнца ($\overline{S}_{0,a}$). В этом случае она зависит только от широты места и склонения солнца и будет одинакова для всех пунктов, лежащих на одной и той же широте в данный период.

2. За возможную продолжительность солнечного сияния принимается промежуток времени между фактическим для данного места восходом и фактическим заходом солнца при отсутствии облачности ($\overline{S}_{0, \phi}$). При таком определении возможная продолжительность солнечного сияния зависит не только от широты места и склонения солнца, но и от закрытости горизонта вблизи точек восхода и захода солнца. Для мест с совершенно открытым горизонтом $\overline{S}_{0, \phi} = \overline{S}_{0, a}$. Для мест с закрытым горизонтом $\overline{S}_{0, \phi} = \overline{S}_{0, a}$.

3. Возможная продолжительность солнечного сияния может быть определена как промежуток времени между началом и окончанием записи гелиографа при отсутствии облаков на диске солнца в течение всего дня $(\overline{S}_{0,r})$. Если в данном месте закрытость горизонта такова, что запись на лентах гелиографа при отсутствии облаков на диске солнца начинается сразу же после фактического восхода солнца и заканчивается только в момент фактического захода, то $\overline{S}_{0,r} = \overline{S}_{0,\phi}$ и определения 2 и 3 совпадают. Однако в большинстве случаев закрытость горизонта не столь значительна, так что запись на лентах гелиографа начи-

нается лишь спустя некоторое время после фактического восхода и заканчивается несколько ранее фактического захода солнца. В этом случае $\overline{S}_{0,r} < \overline{S}_{0,\phi} \ll \overline{S}_{0,a}$.

Очевидно, определениям 1, 2 и 3 соответствует, как правило, различная возможная, а, следовательно, и различная относительная продолжительность солнечного сияния. При этом для пунктов, лежащих на одной и той же широте, расхождения в относительной продолжительности солнечного сияния, определяемой по 1, могут вызываться различными условиями облачности или различной закрытостью горизонта или же, наконец, неодинаковой чувствительностью гелиографов.

При вычислении возможной продолжительности солнечного сияния, согласно определению 2, различия в степени закрытости горизонта входят в величину возможной продолжительности. Поэтому расхождения в величинах относительной продолжительности солнечного сияния на близких по широте станциях будут вызываться различиями в режиме облачности или в чувствительности гелиографов.

Наконец, если используется определение 3, то величиной возможной продолжительности солнечного сияния учитываются не только условия закрытости горизонта, но и чувствительность гелиографа. Поэтому расхождения в величинах относительной продолжительности солнечного сияния на различных станциях будут вызываться только различными условиями облачности.

Очевидно, что наиболее просто вычисляется астрономически возможная продолжительность солнечного сияния, которая и дается в ряде руководств и справочников в виде таблиц. Однако по конкретности метеорологической интерпретации и лучшей сравнимости величин относительной продолжительности солнечного сияния предпочтения заслуживает определение 3 возможной продолжительности, т. е. для данного места и данного гелиографа.

До 1955 г. в СССР было принято определение 3, после 1955 г. — определение 1. Таким образом, данные об относительной продолжительности солнечного сияния до и после 1955 г. оказываются несравнимыми.

В настоящее время по вопросу о вычислении относительной продолжительности солнечного сияния имеется рекомендация Комиссии по приборам и методам наблюдений (СІМО) Всемирной метеорологической организации (WMO) за № 31 (13) СІМО-53 следующего содержания [3]:

«...Комиссия по приборам и методам наблюдений рекомендует, чтобы вычисление возможного числа часов солнечного сияния в процентах (относительной продолжительности солнечного сияния) было отнесено к максимальной продолжительности солнечного сияния, соответствующей ясному небу и получаемой по записям данного прибора для данного места и времени, и чтобы принятые максимальные величины были опубликованы».

Для приведения величин относительной продолжительности солнечного сияния к этой международной рекомендации следует, очевидно, восстановить метод вычисления этих величин, применявшийся до 1955 г.

Одной из основных причин, вызвавших переход с 1955 г. к вычислению относительной продолжительности солнечного сияния по астрономически возможной продолжительности, было несовершенство методики определения величины $\overline{S}_{0, r}$. Возможная для данного места времени и прибора продолжительность солнечного сияния вычислялась путем введения к астрономически возможной продолжительности поправок на

З Заказ № 13

разность между моментами начала или окончания записи и моментами астрономического восхода или захода солнца. Хотя порядок вычисления поправок был регламентирован [1], результаты этих вычислений оказались не свободными от субъективности. Кроме того, найденные величины поправок трудно было контролировать.

Между тем вычисление возможной для данного гелиографа продолжительности солнечного сияния может быть значительно упрощено, если по записям гелиографа определять не поправки к астрономической продолжительности сияния, а непосредственно возможную продолжительность.

Наиболее удобно возможную продолжительность солнечного сияния определять графически.

Исходными данными при составлении графика служат значения возможной продолжительности солнечного сияния для отдельных дней, в которые она по условиям облачности может быть определена. Такие дни не обязательно должны быть безоблачными. Необходимо только, чтобы солнечный диск не закрывался облаками от момента восхода солнца до начала записи гелиографа и от окончания записи гелиографа до момента захода солнца, если определение возможной продолжительности производится непосредственно по лентам гелиографа. Если же это определение производится по таблицам ТМ-15, то необходимо, чтобы солнечный диск был открыт также от момента начала записи до окончания соответствующего часового промежутка. Выполнение этого условия при пользовании только таблицами можно проконтролировать, так как его нарушение сразу же будет заметно по положению точки, представляющей данный день, среди других точек графика.

Для всех часовых промежутков, следующих за первым часовым промежутком с записью до последнего, продолжительность солнечного сияния принимается равной 1 часу. За возможную продолжительность солнечного сияния для данного дня принимается общая продолжительность сияния за все часовые промежутки. Так как солнечный диск может быть свободен от облаков утром, но закрыт вечером, или наоборот, то определение возможной продолжительности лучше производить в отдельности для полуденной и послеполуденной половины дня.

В качестве примера приведем результат подсчета продолжительности солнечного сияния по таблице ТМ-15. Из таблицы выписаны данные о продолжительности солнечного сияния за дни с наиболее ранним восходом и наиболее поздним заходом солнца.

Число месяца	Продолжительность солнечного сияния, часы									
	6—7	78	812	12—16	16—17	17—18	6—12	12—18	за день	
3 9 10 17 20 25 28	0,10,10,3 $$	0,81,01,01,01,01,01,0	$ \begin{array}{r} 4,0\\ 4,0\\ 4,0\\\\ 4,0\\ 4,0\\ 4,0\\ 4,0\\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} 4,0\\ 4,0\\ -4,0\\ -4,0\\ -4,0\\ -4,0\\ \end{array} $	0,60,91,00,91,01,0	0,2	4,8 5,1 5,3 5,41 5,6 5,3	$\begin{array}{r} 4,6\\ 4,9\\ 4,91\\ 5,2\\ 4,9\\ 5,41\\ 5,5\end{array}$	9,4 10,0 10,0 10,5 10,3 11,0 10,8	

¹ Величины получены интерполяцией.

34

Из приведенных данных видно, что вечером 20 числа и утром 28 числа продолжительность сияния занижена по сравнению с сосед-

ими днями, по-видимому, вследствие наличия небольшой облачности. сли для второй половины дня 20 числа интерполировать продолжиельность по данным для 17-го и 28-го, то можно думать, что интерпоированная величина 5,3 часа будет ближе к действительности, чем неосредственно подсчитанная по записи 4,9 часа. Тогда для целого дня, место 10,3 часа получится продолжительность 10,7 часа. Для дополуенных часов 28-го таким же путем получится 5,6 часа вместо 5,3, а для сего дня 11,1 часа вместо 10,8 часа.

Интерполяция для послеполуденных часов 10-го и 25-го и для доолуденных 20-го числа производится без затруднений.

При работе с таблицами ТМ-15 интерполяция и подсчет общей проолжительности сияния производятся очень быстро и не требуют осоых выписок.

Найденные описанным способом значения возможной продолжительости солнечного сияния наносятся на график, по горизонтальной оси оторого откладываются даты, а по вертикальной — суточная продолсительность солнечного сияния в часах. Практически удобно строить рафик в масштабе 1 день — 1 мм, 1 час — 10 мм. Без существенной огрешности можно принять для всех месяцев одинаковую продолжиельность в 30 дней.

Значения возможной продолжительности солнечного сияния отдельных дней представлены на графике совокупностью точек, верхняя граица которых и будет характеризовать очищенный от возможных ошиюк в сторону занижения годовой ход возможной суточной продолжиельности солнечного сияния. Эта верхняя граница очерчивается на рафике и по ней паходятся величины возможной продолжительности на 5-е (\overline{S}_5), 15-е (\overline{S}_{15}) и 25-е (\overline{S}_{25}) числа каждого месяца. Возможная продолжительность за месяц $\overline{S}_{\rm M}$ рассчитывается по формуле $\overline{S}_{\rm M} = = \overline{S}_5 \cdot 10 + \overline{S}_{15} \cdot 10 + \overline{S}_{25} \cdot n$, в которой *п* означает число дней в 3-й декаде месяца.

На графике следует провести также кривую, представляющую гоцовой ход астрономически возможных суточных величин продолжительности солнечного сияния. Наличие этой кривой облегчает графическую интерполяцию в случае значительных промежутков по времени между гочками графика.

В качестве примера на рис. 1 представлен график возможной продолжительности солнечного сияния, составленный по таблицам ТМ-15 метеостанции Воейково за 1957, 1958 и 1959 гг. Как можно видеть из рисунка, даже при значительной облачности, наблюдаемой в Воейково, построение графика возможной продолжительности не вызывает затруднений.

По сравнению с ранее применявшимся методом определения поправок к астрономически возможной продолжительности солнечного сияния предлагаемый метод имеет ряд преимуществ.

1. Результаты определений представляются в наглядной форме для всего года.

2. Результаты определений легко могут быть проконтролированы.

3. На график могут наноситься результаты определений за несколько лет, что позволяет уточнить проведение огибающей кривой и выявить изменение условий закрытости горизонта или изменения в установке.

Представляет также интерес сопоставление величин продолжительности солнечного сияния астрономически возможной $\overline{S}_{0, a}$ и возможной для данного гелиографа в данных условиях $\overline{S}_{0, r}$. Такое сопоставление

3*


оможет исключить влияние различной закрытости горизонта отдельых пунктов на продолжительность солнечного сияния, регистрируемую елиографом.

Определим приведенную к открытому горизонту продолжительность олнечного сияния \overline{S}_{np} как величину, удовлетворяющую условию

$$\frac{\overline{S}_{np}}{\overline{S}_{0, a}} = \frac{\overline{S}_{p}}{\overline{S}_{0, r}},$$

де \overline{S}_p означает продолжительность солнечного сияния, зарегистрирозанную гелиографом. В таком случае величина \overline{S}_{np} может быть легко зычислена:

$$\overline{S}_{np} = \overline{S}_{p} \frac{\overline{S}_{0, a}}{\overline{S}_{0, F}}.$$
(1)

Полученные таким путем величины S_{np} более сравнимы между со-5ой, так как различия в закрытости горизонтов и свойствах гелиографов в них исключены; различия величин \overline{S}_{np} определяются только условиями облачности.

В качестве примера применения «приведенной» продолжительности солнечного сияния рассмотрим эти характеристики за 1953 г. для станций Сочи и Красная Поляна Ростовского УГМС [2].

Обе станции находятся на небольшом расстоянии друг от друга (около 40 км по прямой линии). Их широты отличаются всего лишь на 7'. Но ст. Сочи находится на побережье Черного моря на высоте всего лишь 34 м над ур. м., ст. Красная Поляна лежит на высоте 566 м над ур. м., поэтому условия облачности для обеих станций различны. Неодинакова и закрытость горизонта (на ст. Сочи горизонт более открыт). Поэтому естественно и большое расхождение в зарегистрированной на обеих станциях продолжительности солнечного сияния: 2240 часов за год для Сочи и 1832 часа для Красной Поляны. Возникает вопрос, какая часть этого расхождения вызывается различиями в закрытости горизонта и какая — различиями режима облачности.

Применяемая методика вычисления возможной продолжительности солнечного сияния не позволяет ответить на этот вопрос. Астрономически возможная продолжительность солнечного сияния почти одинакова для обеих станций (4480 часов за год для Сочи и 4470 часов для Красной Поляны). Но возможная для каждого гелиографа на месте его установки продолжительность различна. При определении ее описанным выше методом она составляет 4000 часов для Сочи и только 3594 часа для Красной Поляны. По этим данным и формуле (1) можно вычислить «приведенную» продолжительность солнечного сияния для каждой станции:

для Сочи

$$\overline{S}_{np} = 2240 \cdot \frac{4480}{4000} = 2509$$
 час.,

для Красной Поляны

$$\bar{S}_{np} = 1832 \cdot \frac{4470}{3594} = 2279$$
 час.

Таким образом, «приведенные» значения годовой продолжительности солнечного сияния расходятся на 230 часов, или на 10%, тогда как неприведенные расходились на 408 часов, или на 22%. Отсюда следует, что различиями в режиме облачности вызывается расхождение

годовой продолжительности только на 10%, а остальные 12% первоначального расхождения нужно отнести за счет различий в закрытости горизонта.

Относительная продолжительность солнечного сияния в настоящее время очень часто используется как характеристика облачности для расчета сумм радиации (прямой, рассеянной или суммарной). Очевидно, и для этой цели наилучшие результаты может дать вычисление по относительной продолжительности солнечного сияния, определенной для данного гелиографа в условиях его установки.

Из всего сказанного выше следует, что возвращение к вычислению возможной продолжительности солнечного сияния на основе определения 2 следует признать целесообразным.

ЛИТЕРАТУРА

- Руководство по первичной обработке материалов метеорологических наблюдений. Гидрометеоиздат, Л., 1957.
- 2. Руководство по подготовке метеорологических ежегодников. Гидрометеоиздат, Л., 1955.
- Å ngström A. On the computation of global radiation from records of sunshine. Arkiv för geofysik, Bd. 2, No 22, 1957.

М. П. ЧИЖЕВСКАЯ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ ПО НАВЛЮДЕНИЯМ В ВОЕЙКОВО

В статье обобщены материалы наблюдений за суммарной радиацией в Воейково за период 1948—1962 гг. Рассмотрены закономерности годового и суточного хода, зависимость от высоты солнца, количества и форм облачности. Проведена проверка распространенных расчетных формул.

На экспериментальной базе Главной Геофизической Обсерватории в Воейково с 1948 г. проводятся систематические актинометрические измерения. На основании обобщения материалов наблюдений [15, 16] были выявлены закономерности рассеянной и прямой радиации. Данная работа посвящена исследованиям закономерностей суммарной радиации в Воейково.

Помимо срочных измерений, в Воейково проводится раздельная регистрация коротковолновых потоков [15, 16], а также регистрация суммарной радиации пиранографом Рабича (в 1948—1949 гг.) и соляриграфом (с 1950 г.), у которого приемником суммарной радиации служит пиранометр, установленный на метеорологической площадке на высоте 2 м, а в качестве регистратора используются гальванографы Крова—Савинова (1950—1957 гг.), МСЩ Пр 354 (1958—1960 гг.), а с 1960 г. применяется гальванограф Нагітапп Вгаип с часовым приводом.

Поскольку в Воейково имеются данные раздельной регистрации прямой и рассеянной радиации и регистрации непосредственно суммарной радиации, то прежде всего представляется возможным показать различия в величинах суммарной радиации, получаемой двумя способами. Для примера в табл. 1 приведены эти различия в виде отношения месячных сумм Q', полученных по соляриграфу, к суммам Q=D+S', полученным при раздельной регистрации прямой и рассеянной радиации за 1960—1962 гг.

Из табл. 1 следует, что месячные суммы, получаемые двумя спосо бами, близки друг к другу; преобладающие различия между ними не систематические и составляют 2—5%, а максимальные (в отдельные месяцы) не превышают 9%. Следовательно, данные регистрации по соляриграфу за 1948—1949 гг. можно считать однородными с данными раздельной регистрации прямой и рассеянной радиации за 1950— 1962 гг.

При сопоставлении суточных сумм различия несколько больше, но, как видно из табл. 2, преобладают расхождения в 5%. В отдельные же

Таблица 1

Величины отношения $\frac{Q'}{Q}$ по месячным суммам

	Год	Ι	II	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	X	ΧI	XII	Среднее за год
	1960 1961 1962	1,00 1,03 1,05	0,99 0,94 0,98	0,93 0,95 0,93	1,01 0,95 0,96	1,02 1,00 0,99	1,02 0,97 0,98	0,98 1,01 1,01	1,02 0,99 0,98	1,00 1,00 1,01	0,99 1,00 0,98	0,98 0,94 0,92	1,00 1,09 1,03	1,00 0,99 0,99
C 32	реднее	1.03	0.97	0.94	0.97	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	0.99	0.95	1.04	0.99

дни различия суточных сумм, полученных двумя методами, могут отличаться на ± (10÷15%), в особенности в зимнее время, когда величины суммарной радиации малы.

Повторяемост	њ р	азли	чных	знач	ений	$\frac{Q'}{Q}$	ПО	суточ	ным	сумм	am ('	P/o)	
Градации отношения,	º/o	I	П	Ш	IV	v	VI	VII.	VIII	IX	Х	XI	XII
$\pm (5,1 + 10) \pm 10)$		52 32 16	53 39 8	74 16 10	$\begin{array}{c} 67\\20\\3\end{array}$	$70 \\ 27 \\ 3$	77 13 10	84 10 6	74 19 7	77 12 11	58 23 19	46 33 21	61 16 13

Данные регистрации дают возможность показать, с какой точностью рассчитываются суммы радиации из срочных наблюдений. Методика расчета сумм по данным срочных измерений имеет широкое распространение.

В табл. З показаны различия месячных сумм суммарной радиации $Q_{\rm cp}$, рассчитанных по данным срочных наблюдений и полученных при регистрации за период 1957—1962 гг.

Таблица З

Таблица 2

Элементы	Ι	II	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год
Qcp	0,6	1,8	6,0	9,2	12,5	14,5	13,8	9,8	5,8	2,1	0,7	0,3	77,1
$\frac{Q_{\rm cp}}{Q_{\rm c}}$	0, 86	0,95	0,95	0,98	0,98	0,95	0,97	0,95	0,95	0,95	0,88	0,75	0,96

Соотношение месячных сумм суммарной радиации, вычисленных по срочным наблюдениям и по данным регистрации

Из табл. З следует, что в летние месяцы наблюдается хорошее согласие месячных сумм, рассчитанных по срочным наблюдениям, с данными по регистрации; отклонения составляют 2—5%. В зимние месяцы относительные величины отклонений увеличиваются до 14—25% в связи с малыми абсолютными значениями. Существенно отметить, что во все месяцы суммы, получаемые по срочным наблюдениям, ниже сумм, полученных при регистрации. В результате годовая сумма суммарной радиации, рассчитанная по срочным наблюдениям, на 4% ниже, чем полученная при регистрации. Такие же данные получены З. И. Пивоваровой [6] и Е. П. Барашковой [5, 6] и другими.

Закономерности суммарной радиации по наблюдениям в Воейково зассматриваются на основании величин, полученных по данным разельной регистрации прямой радиации на горизонтальную поверхность рассеянной радиации; величины, полученные по соляриграфу, слукат для контроля и восстановления пропусков. Наблюдения приведены к международной пиргелиометрической шкале 1956 г.



Рис. 1. Зависимость суммарной радиации от высоты солнца при наличии снежного покрова (1) и без снежного покрова (2).

Для обшей характеристики суммарной радиации в табл. 4 приведены интенсивности ее при ясном небе за все месяцы года, полученные по осредненным данным за период 1950—1962 гг.

Как видно из этой таблицы, интенсивность суммарной радиации при ясном небе имеет максимум в полуденные часы. Летом в суточном ходе наблюдается незначительная асимметрия — послеполуденные суммы Q_{nn} на 2% ниже дополуденных Q_{dn} , что объясняется большей прозрачностью атмосферы в дополуденные часы. В годовом ходе максимальные величины наблюдаются в июне при наибольшей высоте солнца. Следовательно, в условиях ясного неба величины суммарной радиации определяются высотой солнца и прозрачностью атмосферы. На рис. 1 по наблюдениям за 1950—1962 гг. представлена зависимость суммарной радиации от высоты солнца (sin h_{\odot}) без снежного покрова и при снежном покрове. График построен по средним интенсивностям суммарной радиации для данной высоты солнца.

Как видно из рис. 1, интенсивность суммарной радиации в интервале высот от 10 до 55° линейно возрастает с увеличением синуса высоты солнца. Суммарная радиация при безоблачном небе и снежном покрове на 10% выше суммарной радиации без снежного покрова, что согласуется с выводом М. С. Аверкиева [1, 2], который на основании теоретических расчетов получил различие в 12%. Более высокие суммы суммарной радиации при снежном покрове связаны с тем, что при болших альбедо увеличивается вторичное рассеяние и повышается величина

Таблица 4

Суточный ход суммарной радиации (кал/см² мин.) при ясиом небе по средиим данным за 1959-1962 гг.

	$\frac{\chi_{\rm ann}}{\rm Q_{\rm nnn}}$	1,00	1,00	1,01	1,02	1,02	1,02	1,02	1,02	1,01	1,01	00,1,00	1,00
əlah	Сутон Суммы	48	140	300	485	044	735	701	550	360	186	75	31
	20-21						0,04	0,03					
	19-20	I.				0,07	0,17	0,14	0,02				
	18-19				0,06	0, 24	0,32	0,28	0,15	_			. ,
	17—18			0,04	0,25	0,43	0,52	0,47	0,33	0,12		•	
	16-17			0,20	0,45	0,62	0,71	0,66	0,50	0,29	0,06		1
	15—16		0,12	0,35	0,62	0,80	0,89	0,86	0,68	0,45	0,20	0,01	
	1415	0,07	0,25	0,52	0,78	0,96	1,64	1,02	0,84	0,62	0,34	0,12	0,01
	13—14	0,14	0,37	0,65	0,90	1,06	1,15	1,12	0,97	0,72	0,44	0,21	0,10
lacы	1213	0 20	0,43	0,69	0,96	1,13	1,21	1,19	1,03	0,78	0,49	0,28	0,15
	11-12	0,20	0,43	0,73	0,96	1,13	1,21	1,19	1,04	0,78	0,49	0,28	0,15
	1011	0,14	0,37	0,65	0,90	1,07	1,17	1,13	0,97	0,73	0,44	0,21	0,10
	9-10	0,07	0,25	0,53	0,79	0,97	1,06	1,04	0,86	0,63	0,34	0,12	0,01
	6-8		0,12	0,36	0,63	0,83	0,91	0,88	0,71	0,46	0,21	0,01	
	7—8		•	0,20	0,46	0,64	0,73	0,69	0,53	0,30	0,07		
	6-7		÷	0,04	0, 26	0,45	0,54	0,49	0,35	0,12			
	5-6				0,07	0,26	0;34	0,30	0,16				
	45					0,08	0,19	0,15	0,02				~
	3-4	· ·					0,05	0,04					· · · ·
	IVIecau	H V	II	III	ΙΛ	Ν	١٨	ΛII	VIII	1X	×	IX	IIX

рассеянной радиации; кроме того, зимой выше прозрачность атмосферы. При безоблачном небе интенсивность суммарной радиации в отдельные дни по сравнению со средними может меняться в значительных пределах. Например, при $h_{\odot}=30^{\circ}$ интенсивность суммарной радиации меняется от 0,85 до 0,54 кал/см²мин., что связано с различным состоянием прозрачности атмосферы.

При наличии облачности суточный ход суммарной радиации нарушается, ее значения могут как увеличиваться, так и уменьшаться по сравнению с суммарной радиацией при безоблачном небе. При сплошной облачности приход суммарной радиации всегда уменьшается. На приход суммарной радиации оказывает существенное влияние не только количество, но и форма облаков. На рис. 2 дана зависимость суммарной радиации от высоты солнца при полном покрытии неба облаками различных форм. График построен на основании средних величин



Рис. 2. Зависимость суммарной радиации от высоты солнца при сплошном покрытии неба облаками различных форм. 1 — Сі при снежном покрове, 2 — Сі без снежного покрова, 3 — Ас при снежном покрове, 4 — Ас без снежного покрова, 5 — Sc при снежном покрове, 6 — Sc без снежного покрова.

интенсивности суммарной радиации для данной высоты солнца и одинакового состояния диска солнца.

Перистые облака уменьшают суммарную радиацию по сравнению с безоблачным небом на 15—17%, но зависимость ее от h_{\odot} в интервале высот 10—55° остается линейной, как и в случае ясного неба.

Облака среднего яруса (Ac) по сравнению с ясным небом уменьшают суммарную радиацию на 50—60% при $h_{\odot}>20^{\circ}$. С уменьшением высоты солнца ослабление суммарной радиации облаками среднего яруса увеличивается и при высоте солнца 10° составляет 67%. При снежном покрове и облаках среднего яруса суммарная радиация $Q_{\rm ch}$ возрастает и составляет 1,2 по сравнению с величинами без снежного покрова.

Наиболее велико уменьшение суммарной радиации при облаках нижнего яруса (до 88%), так как в этом случае облака совсем не пропускают прямую радиацию, а интенсивность рассеянной радиации невелика. При полном покрытии неба облаками нижнего яруса и наличии снежного покрова суммарная радиация больше, чем при отсутствии снега, на 54%. При полном покрытии неба облаками влияние снега

на величину суммарной радиации увеличивается с увеличением плотности облаков и уменьшением высоты облачного слоя. На этот факт указывает М. С. Аверкиев [2]. Б. М. Гальперин [8] по данным ряда пунктов и Н. Н. Калитин [11] для Павловска рассматривали влияние различных форм облаков при полном покрытии неба на величину суммарной радиации через отношение суммарной радиации при полном покрытии неба облаками различных форм к суммарной радиации при ясном небе $\left(\frac{Q}{Q_0}\right)$. В табл. 5 приведены величины $\frac{Q}{Q_0}$, вычисленные по наблюдениям в Воейково, а также полученные Калитиным и Гальперин.

Таблица 5

-		Высота	солнца в	Воейков	во, град.		По	По
Форма облаков	10°	17°	25°,	30°	35 °	45°	Н. Н. Кали- тину	Б. М. Галь- перин
Ci Ac Sc	0,84 0,33	0,84 0,37 0,13	0,84 0,39 0,17	0,85 0,41 0,20	0,85 0,46 0,24	0,85 0,49	0,66-0,98 0,54-0,62 0,41-0,37	$0,83 \\ 0,40 \\ 0,22$

Сравнение величин показывает, что $\frac{Q}{Q_0}$, полученные Калитиным и Гальперин, близки к величинам $\frac{Q'}{Q_0}$, вычисленным по наблюдениям в Воейково. Исключение составляют лишь соотношения Калитина для облаков среднего и нижнего ярусов. Обращает на себя внимание закономерность существенного изменения отношения $\frac{Q}{Q_0}$ для облаков среднего и нижнего ярусов. Солнца: с уменьшением высоты солнца увеличивается ослабляющее действие облаков. Если облачный покров не сплошной, то закономерность изменения суммарной радиации от высоты солнца и формы облачности более сложная и зависит от количества облаков.

В табл. 6 приведены значения суммарной радиации для высот солнца от 10 до 50° при различных формах и количестве *n* облаков, эти значения получены по средним данным при одинаковом состоянии диска солнца.

Из табл. 6 следует, что при облачности менее 5 баллов интенсивность суммарной радиации практически не зависит ни от формы, ни от количества облаков и близка к радиации при ясном небе. При облачности более 6 баллов заметно уменьшение суммарной радиации от количества облаков, причем оно тем больше, чем ниже облачность. Так, $h_{\odot} = 30^{\circ}$ например, при верхней облачности в 8 баллов И Q=0,68 кал/см²мин., при тех же условиях, но при облаках среднего яруса Q = 0.56кал/см²мин., а при облаках нижнего яруса Q = 0.38 кал/см²мин.

В реальных условиях изменения суммарной радиации могут намного отличаться от приведенных средних величин. Когда облака покрывают не все небо и солнце не закрыто, суммарная радиация может быть больше, чем при безоблачном небе; обычно при таких условиях наблюдаются наибольшие ее величины. В Воейково максимальная интенсивность суммарной радиации (1,49 кал/см²мин.) наблюдалась 22 июня 1961 г. при высоте солнца 53° и облачности 100/9 Cb, Cu, Ci.

Таблица б

		(no cp	едним за 1946	-1902 IT.)		
n	10°	150	200	30 °	40°	50°
			При Сі, Сs,	Ce		
1 2 3 4 5 6 7 8 9	0,18 0,18 0,17 0,16 0,16 0,16 0,16 0,15 0,12	$\left \begin{array}{c} 0,31\\ 0,28\\ 0,27\\ 0,26\\ 0,28\\ 0,25\\ 0,22\\ 0,22\\ 0,22\\ 0,20\\ \end{array}\right.$	$ \begin{array}{c} 0,43 \\ 0,40 \\ 0,40 \\ 0,39 \\ 0,39 \\ 0,39 \\ 0,39 \\ 0,39 \\ 0,39 \\ 0,37 \end{array} $	0,70 0,70 0,68 0,66 0,67 0,67 0,67 0,68 0,63	0,92 0,92 0,93 0,90 0,90 0,88 0,86 0,86 0,86	1,15 1,09 1,09 1,08 1,03 1,03 1,03 1,03 1,00
а 1910 г. – С			При Ас			
1 2 3 4 5 6 7 8 9	0,21 0,20 0,19 0,17 0,13 0,12 0,12 0,12 0,12	$\left \begin{array}{c} 0,29\\ 0,29\\ 0,30\\ 0,29\\ 0,28\\ 0,27\\ 0,23\\ 0,22\\ 0,20\\ \end{array}\right.$		0,68 0,65 0,65 0,62 0,58 0,58 0,58 0,56 0,30	$\begin{array}{c} 0,84\\ 0,84\\ 0,83\\ 0,82\\ 0,82\\ \hline 0,82\\ \hline 0,70\\ 0,65\\ \hline \end{array}$	1,09 1,09 1,08 1,05 1,00 0,96
			При Sc			
$ \begin{array}{c} 1 \\ 2 \\ 3 \\ 4 \\ 5 \\ 6 \\ 7 \\ 8 \\ 9 \\ 9 \end{array} $	0,18 0,16 0,15 0,15 0,15 0,10 0,10 0,10 0,09	$\begin{array}{c}$	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	0,77 	0,85 	•

Величины интенсивности суммарной радиации (кал/см² мин.) в зависимости от высоты солнца при различной облачности (по средним за 1948—1962 гг.)

Таблица 7

		_	_				_							_					
									ΥЧ	асы						_			
Месяц	3-4	45	56	6—7	7—8	8—9	9—10	10-11	11—12	12—13	1314	14—15	1516	16-17	17—18	19-20	20-21	21-22	Сутки
I II IV V VI VII VIII IX X XI XII	121	4 7 5 1	3 9 13 11 5 1	2 9 17 21 18 12 4	1 7 16 25 29 27 20 10 2	$\begin{array}{r} 4\\15\\24\\32\\38\\35\\27\\16\\5\\1\end{array}$	$2 \\ 8 \\ 21 \\ 31 \\ 39 \\ 43 \\ 40 \\ 33 \\ 23 \\ 8 \\ 3 \\ 1$	$\begin{array}{c} 4\\ 12\\ 27\\ 35\\ 42\\ 48\\ 45\\ 36\\ 26\\ 11\\ 4\\ 2\end{array}$	$\begin{array}{c} 6\\ 14\\ 30\\ 38\\ 44\\ 49\\ 47\\ 38\\ 28\\ 13\\ 6\\ 3\end{array}$	$ \begin{array}{r} 6\\14\\30\\37\\43\\48\\46\\38\\28\\13\\6\\3\end{array} $	$\begin{array}{r} 4\\ 12\\ 27\\ 34\\ 41\\ 46\\ 45\\ 35\\ 25\\ 11\\ 4\\ 2\end{array}$	$2 \\ 8 \\ 22 \\ 30 \\ 37 \\ 43 \\ 40 \\ 31 \\ 21 \\ 8 \\ 3 \\ 1$	$ \begin{array}{r} 4 \\ 15 \\ 23 \\ 31 \\ 34 \\ 25 \\ 16 \\ 4 \\ 1 \end{array} $	1 8 16 25 28 27 19 9 1	2 8 17 20 19 12 3	3 10 13 12 5 1	4 7 5 1	121	$\begin{array}{c} 24 \\ 78 \\ 206 \\ 307 \\ 422 \\ 491 \\ 458 \\ 338 \\ 211 \\ 76 \\ 28 \\ 12 \end{array}$

Часовые и суточные суммы суммарной радиации по средним за 1950-1962 гг.

Режим суммарной радиации по наблюдениям в Воейково характеризуется табл. 7, где приведены для всех месяцев года часовые и суточные суммы по средним данным раздельной регистрации прямой и рассеянной радиации (D+S') за период 1950—1962 гг. Так как часовые суммы суммарной радиации определяются высотой солнца, облачностью и прозрачностью атмосферы, то они в суточном ходе имеют максимум в полуденные часы, а в годовом — растут от января к июню, когда наблюдается их максимум; наименьшие суммы отмечаются в декабре. Если в декабре в полдень часовая сумма составляет 3 кал/см²час, то в июне она увеличивается до 49 кал/см²час. Наименьшие суточные суммы наблюдаются в декабре и составляют 12 кал/см², когда высота солнца в околополуденные часы не превышает 7-8° и продолжительность дня невелика, кроме того, наблюдается наибольшая облачность преимущественно нижнего яруса. Максимальная суточная сумма. в июне составляет 491 кал/см².

В отдельные дни в зависимости от характера облачности как часовые, так и суточные суммы подвержены значительным колебаниям, что показано на повторяемости суточных сумм суммарной радиации во все месяцы года по наблюдениям за 1950—1962 гг. (табл. 8). Наименьшая изменчивость сумм наблюдается в зимнее время (декабрь, январь), когда в 90—99% случаев суточные суммы составляли 40 кал/см². От января к июню изменчивость суточных сумм увеличивается, и особенно летом в июне, когда наряду с величинами 80 кал/см² наблюдаются суммы 800 кал/см². Наиболее вероятны значения суточных сумм в июне 500—700 кал/см². Среднесуточные величины соответствуют максимальной повторяемости.

Таблица 8

Суточные суммы (кал/см ²)	I	II	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	X	XI	X11
$\begin{array}{c} 0 &40 \\ 41 &80 \\ 81 &120 \\ 121 &160 \\ 161 & -200 \\ 201 &240 \\ 241 &280 \\ 281 &320 \\ 321 &360 \\ 361 &400 \\ 401 &440 \\ 441 &480 \\ 481 &520 \\ 521 &560 \\ 561 &600 \\ 601 &640 \\ 641 &680 \\ 681 &720 \\ 721 &760 \\ 761 &800 \end{array}$	90 9 1	29 34 20 10 6 1	$ 1 \\ 9 \\ 14 \\ 11 \\ 12 \\ 16 \\ 17 \\ 10 \\ 7 \\ 3 3 $	$3 \\ 5 \\ 6 \\ 9 \\ 10 \\ 6 \\ 9 \\ 13 \\ 11 \\ 14 \\ 8 \\ 4 \\ 1 \\ 1$	$ \begin{array}{c} 1 \\ 2 \\ 5 \\ 4 \\ 5 \\ 6 \\ 6 \\ 8 \\ 6 \\ 9 \\ 8 \\ 6 \\ 9 \\ 8 \\ 6 \\ 14 \\ 7 \\ 3 \\ 2 \end{array} $	$ \begin{array}{c} 1 \\ 1 \\ 2 \\ 3 \\ 3 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 9 \\ 8 \\ 13 \\ 14 \\ 10 \\ 5 \\ 2 \\ 1 \end{array} $	$ \begin{array}{r} 1 \\ 3 \\ 2 \\ 4 \\ 4 \\ 5 \\ 6 \\ 8 \\ 7 \\ 11 \\ 12 \\ 9 \\ 5 \\ 4 \\ 1 \\ $	$2 \\ 6 \\ 6 \\ 10 \\ 10 \\ 7 \\ 10 \\ 9 \\ 11 \\ 8 \\ 6 \\ 7 \\ 1 \\ 1$	$4 \\ 9 \\ 11 \\ 15 \\ 16 \\ 10 \\ 10 \\ 7 \\ 4 \\ 2 \\ 1$	$31 \\ 36 \\ 18 \\ 8 \\ 5 \\ 1 \\ 1 \\ 1$	777 21 2	99 1

Повторяемость суточных сумм суммарной радиации за 1950-1962 гг. (%)

Годовой ход месячных сумм, так же как и суточных, существенно зависит от особенностей годового хода облачности. В табл. 9 приведены месячные суммы суммарной радиации за 1950—1962 гг. Как

идно из этой таблицы, месячные суммы суммарной радиации измеяются от 0,4 ккал/см² в декабре до 15,1 ккал/см² в июне. В отдельные оды в зависимости от облачности максимум перемещается с июня на юль, как, например, в 1955 и 1959 гг., когда июль имел меньшую обачность. Большие месячные суммы наблюдаются в мае (13,0 ккал/см²). Іапример, в 1956, 1960 гг. месячные суммы суммарной радиации в мае ыли даже больше, чем в июле, так как в эти годы в мае среднемесячая облачность составляла 5—6 баллов, а в июле 7—8 баллов. Даные измерения для Павловска [11] близки к величинам суммарной раиации для Воейково. Среднегодовая сумма суммарной радиации Воейково составляет 81,2 ккал/см² с колебаниями в отдельные годы т 75,1 ккал/см² в 1958 г. до 91,6 ккал/см² в 1951 г.

Таблица 9 ...

	neen		- y 111 111 114	Cymm	upnon	ради	цции	10,104	(um ()				`
Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	x	XI	XII	Год
$ \begin{array}{r} 1950 \\ 1951 \\ 1952 \\ 1953 \\ 1954 \\ 1955 \\ 1956 \\ 1957 \\ 1958 \\ 1959 \\ 1960 \\ 1961 \\ 1962 \\ \end{array} $	$\begin{array}{c} 0,9\\ 1,0\\ 0,6\\ 0,7\\ 0,8\\ 0,7\\ 0,8\\ 0,7\\ 0,8\\ 0,7\\ 0,8\\ 0,7\\ 0,8\\ 0,6\\ 0,6\end{array}$	1,92,32,02,82,82,32,81,81,31,62,41,31,9	5,5 7,1 7,4 6,0 4,9 6,3 7,2 7,1 6,4 6,7 6,2 4,2 7,2	$\begin{array}{c} 7,7\\ 10,0\\ 10,0\\ 10,1\\ 8,6\\ 9,0\\ 8,6\\ 10,0\\ 9,0\\ 9,1\\ 10,2\\ 9,4\\ 8,1 \end{array}$	$13,1 \\ 15,2 \\ 14,0 \\ 13,4 \\ 11,3 \\ 10,5 \\ 14,8 \\ 13,0 \\ 10,8 \\ 14,4 \\ 15,1 \\ 12,5 \\ 10,7 \\ $	$14,4\\15,9\\15,3\\15,2\\14,0\\14,1\\15,9\\15,3\\13,9\\16,0\\15,4\\16,1\\14,4$	13,8 13,8 15,4 12,0 13,2 ,15,8 13,7 15,2 13,8 16,6 14,6 13,4 13,7	12,614,010,18,410,612,58,411,09,112,311,29,98,5	6,6 8,1 4,6 5,6 5,7 6,4 5,9 6,7 5,5 6,7 5,5 6,7 5,5 6,7 5,5 6,7 5,2	2,7 2,9 1,4 2,1 2,5 2,3 2,4 2,4 2,4 2,4 2,4 2,3 2,2 2,1	$\begin{array}{c} 0,9\\ 1,0\\ 0,9\\ 0,9\\ 1,0\\ 1,1\\ 0,9\\ 0,7\\ 0,8\\ 0,9\\ 0,8\\ 0,6\\ \end{array}$	0,3 0,3 0,4 0,3 0,6 0,4 0,5 0,5 0,2 0,5 0,3	80,4 91,6 82,1 77,8 76,5 80,8 82,5 83,7 75,1 86,6 86,1 78,1 73,4
Среднее	0,7	2,1	6,3	9,2	13,0	15,1	14,3	10,7	6,2	2,3	0,9	0,4	81,2
Павловск, среднее за 936—1940 гг.	0,7	-2,3	5,5	9,0	14,0	15,2	14,8	11,7	6,8	2,6	0,8	0,5	83,9

Месячные суммы суммарной радиации по годам (ккал/см²)

Для установления закономерностей пространственного распределения суммарной радиации широко используются расчетные методы, так как данных измерений еще недостаточно.

Наиболее известны расчетные формулы С. И. Савинова, А. Онгстрема, Ф. Альбрехта, а в последнее время большое распространение имеют формулы С. И. Сивкова и М. С. Аверкиева.

Материалы метеорологических наблюдений метеостанций Воейково позволяют получить суммарную радиацию расчетным методом и сравнить ее с данными непосредственной регистрации.

По многолетним данным средней облачности и продолжительности солнечного сияния за 1950—1962 гг. были вычислены месячные суммы суммарной радиации по формулам:

Ф. Альбрехта [3]

$$Q = Q_{0}\left\{1 - \left[1 - f\left(\frac{n}{n_{L}}\right)\varphi(h_{M})\right]n\right\},\$$

где *п* и n_L — величины общей и нижней облачности, $h_{\rm M}$ — полуденная высота солнца для середины месяца, $f\left(\frac{n}{n_L}\right)$ и $\varphi(h_{\rm M})$ взяты из работы М. С. Аверкиева [2], а Q_0 из табл. 4, где приведены величины суммарной

радиации при ясном небе и средней прозрачности атмосферы по измерениям в Воейково.

2) С. И. Сивкова [13]

$$\sum_{M} Q = 0,0049 \left(\sum_{M} \overline{S} \right)^{1,31} + 10,5 \left(\sin h_{\pi} \right)^{2,1},$$

где $\Sigma_{\rm M}\overline{S}$ — месячная продолжительность солнечного сияния, а $h_{\rm n}$ — полуденная высота солнца на 15-е число месяца.

Сопоставление месячных сумм суммарной радиации, полученных расчетным путем, с данными регистрации (табл. 10) показывают, что расчетные формулы дают сравнительно близкие результаты.

Таблица 10

Рассчитанные и измеренные месячные суммы суммарной радиации (ккал/см²)

	I	И	ці	IV	v	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год
По формуле Ф. Альб- рехта	0,5	2,1	5,3	10,1	13,4	15,2	14,8	11,1	5,8	2,4	0,8	0,3	81,8
кова	0,5 0,7	$1,7 \\ 2,1$	5,8 6,3	8,9 9,2	12,6 13,0	15,3 15,1	14,0 14,3	10,5 10,7	6,3 6,2	$2,2 \\ 2,3$	0,9 0,9	$0,4 \\ 0,4$	79,1 81,2

Рассчитанные величины отлицаются от измеренных в среднем на 2— 3%. Месячные суммы, рассчитанные по формуле Ф. Альбрехта, при больших высотах солнца для апреля—августа выше измеренных в среднем на 0,4 ккал/см², а при малых высотах солнца ниже на 0,2 ккал/см² (средние по абсолютной величине расхождения составляют 0,4 ккал/см²). По формуле С. И. Сивкова месячные суммы суммарной радиации рассчитываются с меньшими расхождениями (средняя абсолютная величина составляет лишь 0,2 ккал/см²), но рассчитанные суммы (за исключением июня и сентября) ниже измеренных. Годовая же сумма, рассчитанная по формуле Альбрехта, на 1% выше, а по формуле С. И. Сивкова — на 2% ниже данных регистрации. Формулы С. И. Савинова [14], А. Онгстрема [12], Т. Г. Берлянд [7],

Формулы С. И. Савинова [14], А. Онгстрема [12], Т. Г. Берлянд [7], М. С. Аверкиева [2] выведены при использовании зависимости отношения действительной суммарной радиации Q_{α} к суммарной радиации при ясном небе Q_0 от облачности и относительной продолжительности солнечного сияния (отношение продолжительности солнечного сияния S_{α} к возможной продолжительности солнечного сияния S_{β}). Во все эти формулы входит ряд эмпирических коэффициентов, в свою очередь зависящих от высоты солнца, формы и физических свойств облаков, а также от альбедо деятельной поверхности. Поэтому численные значения коэффициентов изменяются в годовом и в широтно-долготном ходе.

По многолетним данным регистрации суммарной радиации й продолжительности солнечного сияния, а также по данным наблюдений за облачностью в Воейково вычислены и приведены в табл. 11 следующие эмпирические коэффициенты формул различных авторов:

1) *k* — по формуле С. И. Савинова

$$k=1-\frac{1}{n_1}\left(1-\frac{Q_{\mathrm{I}}}{Q_0}\right),$$

где $n_1 = \frac{1 - S_1 + \overline{n}}{2}$, S_1 — относительная продолжительность солнечного сияния, \overline{n} — среднемесячная облачность (выраженная в долях единицы);

	Сред- І нее За год		4 0,39	4	5 0,35	 m	6 0,29	9 0,73		
	IX	۰ د	ر بې	0,4	0,3(0,4	0,3(0,80	12	
	IX		0,31	1	0,32	- 1	0,36	0,79	39	
	×		0,28	0,29	0,26	0,26	0,39	0,83	25	
	IX		0,42	0,42	0,32	0,36	0,27	0,71	20	
TP A WI	VIII	4	0,40	0,40	0,33	0,27	0,29	0,73	20	
Indi Yiq	IIV		0,44	0,40	0,32	0,25	0,22	0,68	19	
расчетн	ΙΛ		0,45	0,43	0,36	0,31	0,20	0,68	19	
ropыx]	>		0,42	0,41	0,34	0,28	0,26	0,68	17	
в неко	ΪΛ		0,36	0,38	0,31	0,30	0,30	0,75	25	
циенто	111		0,48	0,40	0,44	0,39	0,23	0,89	61	
иффеоу	Η		0,42	0,39	0,42	0,38	0,27	0,92	71	
іеских	I		0,38	0,38	0,39	0,40	0,29	0,89	72	
Годовой ход эмпири	Пункт		Воейково	Павловск 1936—1940 гг.	Воейково	Павловск	Ізоейково	Воейково	Альбедо	-
	Ваказ № 13	<i>b</i> — по фолмуле С. И. Сави-	HOBA		η-по формуле А. Онгстрема		а — по формуле Т. Г. Берлянд	<i>k</i> — по формуле М. С. Лвер- киева		

тарийнал

2) η — по формуле Онгстрема

$$\eta = 1 - \frac{1}{1 - S_1} \left(1 - \frac{Q_{\pi}}{Q_0} \right),$$

где S₁ — относительная продолжительность солнечного сияния; 3) *а* — по формуле Т. Г. Берлянд [7]

$$a = \frac{1}{n} \left(1 - \frac{Q_{\mathrm{A}}}{Q_0} - bn^2 \right).$$

По данным Т. Г. Берлянд, коэффициент *b* практически не меняется и равен 0,38.



Рис. 3. Зависимость величин $1 - \frac{Q_{\rm A}}{Q_0}$ от $\frac{n_0 + n_{\rm H}}{2}$. 1 — при снежном покрове, 2 — без снежного покрова.

4) k — по формуле М. С. Аверкиева [2]

50

 $k = \frac{2}{n_{\rm o} + n_{\rm H}} \left(1 - \frac{Q_{\rm A}}{0.96Q_{\rm 0}A} \right),$

где $A = \frac{1}{1 + \gamma \alpha}$, α — альбедо деятельной поверхности, $\gamma = 0,2 + 0,3n$ (*n* — среднемесячная облачность, n_o и $n_{\rm H}$ — общая и нижняя облачность соответственно). В последней строке табл. 11 приведено альбедо деятельной поверхности.

Из табл. 11 видно, что наименьшие значения k и η по данным наблюдений в Воейково в формулах Савинова и Онгстрема отмечаются осенью (октябрь и ноябрь), когда сплошная низкая облачность уменьшает рассеянную радиацию; максимальные величины k и η наблюдаются в марте при увеличенных значениях рассеянной радиации за счет вторичного рассеяния при большом альбедо и малой облачности.

Полученные для Воейково значения k и η близки к величинам, полученным для Павловска (1936—1940 гг.) Б. М. Гальперин [9]. Коэффициент a в формуле Т. Г. Берлянд по данным в Воейково изценяется от 0,39 в октябре до 0,20—0,23 в июне, июле, марте. Среднеодовая величина a=0,29.

Т. Г. Берлянд [7] для широты 60° дает a=0,36. Таким образом, веичина a, полученная для Воейково, ниже, чем рекомендуемая Т. Г. Бериянд для широты 60°.

По данным измерений, в Воейково значения k из формулы Аверкиеваем зменяются от 0,89 (январь—декабрь) до 0,68 (май—июнь). Коэффициент k, полученный для Воейково, выше, чем определенный М. С. Авериевым [2] для средней части Европейской территории СССР.

Существенный интерес представляет зависимость соотношения $\frac{Q_{n}}{Q_{0}}$ ют общей и нижней облачности и от относительной продолжительностик олнечного сияния. Данные наблюдений в Воейково показывают, чтом



Рис. 4. Зависимость отношения $\frac{Q_{\pi}}{Q_0}$ от относительной продолжительности солнечного сияния. 1 – при снежном покрове, 2 – без снежного покрова.

зависимости $1 - \frac{Q_{\pi}}{Q_0}$ от полусуммы общей и нижней облачности $\frac{n_0 + n_{H_T}}{2}$ (рис. 3) и $\frac{Q_{\pi}}{Q_0}$ от относительной продолжительности солнечного сияния: $\frac{S_{\pi}}{S_{B}}$ (рис. 4) можно считать линейными. Отсюда можно получить эмпирические формулы для вычисления суммарной радиации по данным о возможной радиации при ясном небе и значениям общей и нижней об лачности или относительной продолжительности солнечного сияния. Естественно, что эмпирические коэффициенты этих формул будут разными в зависимости от того, покрыта ли деятельная поверхность снегом или нет. При использовании данных об облачности для поверхности, покрытой травой,

$$Q = Q_0 \left(1, 11 - 0, 84 - \frac{n_0 + n_H}{2} \right),$$

для поверхности, покрытой снегом,

$$Q_{\rm ch} = Q_0 \left(1, 17 - 0, 88 - \frac{n_0 + n_{\rm H}}{2} \right).$$

51

4*

При использовании данных об относительной продолжительности солнечного сияния для бесснежной поверхности

$$Q = Q_0 \left(0,29 + 0,75 \frac{S_{\pi}}{S_{\text{B}}} \right),$$

а для покрытой снегом

52

$$Q_{\rm ch} = Q_0 \left(0, 40 + 0, 65 \frac{S_{\rm m}}{S_{\rm b}} \right).$$

Подобная зависимость была определена Н. И. Гойса [10] по данным станций Украинского УГМС.

Обобщение материалов наблюдений за суммарной радиацией в Воейково позволяет сделать следующие выводы.

1) Месячные суммы суммарной радиации, рассчитываемые по срочным наблюдениям, на 2-5% меньше сумм, полученных по данным регистрации; в зимние месяцы расхождения составляют 0,2 ккал/см²месяц.

2) Месячные суммы суммарной радиации, полученные при раздельной регистрации прямой и рассеянной радиации и по соляриграфу, отличаются на 2-5%; суточные суммы различаются несколько больше, но преобладают отклонения около 5%.

3) Облака верхнего яруса при сплошном покрытии неба уменьшают суммарную радиацию по сравнению с радиацией при ясном небе на 15—17%; облака среднего яруса — на 50—60% при h₀>20° и на 65% при $h_{\odot} < 20^{\circ}$; облака нижнего яруса — на 90%.

4) Величина суммарной радиации при снежном покрове при прочих равных условиях больше, чем над поверхностью без снежного покрова, в 1,10 раза при ясном небе, в 1,21 раза при облаках верхнего яруса и в 1,54 раза при нижней облачности.

5) При облачности до 5 баллов средние величины суммарной радиации мало зависят от форм и количества облаков и близки к величинам при ясном небе. При облачности больше 5 баллов суммарная радиация уменьщается с увеличением количества облачности, особенно при нижних облаках.

6) Суточные суммы суммарной радиации сильно изменяются в зависимости от характера облачности. Особенно велика изменчивость в леткогда суточные суммы могут меняться от 80 ние месяцы, ло 800 кал/см²сутки.

7) Годовая сумма суммарной радиации по средним данным за 13 лет равна 81,2 ккал/см².

8) Суммарная радиация, вычисленная по распространенным расчетным формулам, близка к величинам, полученным по данным регистрации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверкиев М. С. Уточненный метод расчета суммарной радиации. Вестник МГУ, сер. географ., № 1, 1961.

2. Аверкиев М. С. Об универсальной формуле для расчета суммарной радиации. Метеорология и гидрология, № 2, 1962.

3. Albrecht F. Methods of computing global radiation. Geofisica pura e applicata, vol. 32, III, 1955.

4. Барашкова Е. П. Некоторые закономерности в режиме суммарной радиации. Труды ГГО, вып. 80, 1959.

- Барашкова Е. П. Опыт расчета дневных сумм суммарной радиации по срочным наблюдениям. Труды ГГО, вып. 80, 1959.
 Барашкова Е. П., Гаевский В. Л., Дьяченко Л. И., Лугина К. М., Пивоварова З. И. Радиацонный режим территории СССР. Гидрометеоиздат, по 1061. Л., 1961.

- 7. Берлянд Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
- альперин Б. М. Суточный приход суммарной солнечной радиации при раз-личных облаках. Труды ГГО, вып. 125, 1962. Γ
- 9. Гальперин Б. М. К методике приближенных расчетов сумм солнечной радиа-
- ции. Метеорология и гидрология, № 4, 1949. 0. Гойса Н. И. Уточнение методики расчета суммарной радиации по наблюдениям над облачностью. Труды УкрНИГМИ, вып. 26, 1961.
- 1. Калитин Н. Н. Суммарная раднация в Павловске. Труды ГГО, вып. 19, 1950. 2. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца. Гидрометеоиздат, Л., 1954.
- 3. Руководство гидрометеорологическим станциям по регистрации радиации. Гидрометеоиздат, Л., 1961. 4. Савинов С. И. Соотношение между облачностью, продолжительностью солнеч-
- ного сияния и суммами прямой и рассеянной радиации. Метеорологический вестник, № 1, 1931.
- 15. Чижевская М. П. Рассеянная радиация в Воейково. Труды ГГО, вып. 129, 1962.
- 16. Чижевская М. П. Прямая радиация в Воейково и использование ее для определения характеристик прозрачности атмосферы. Труды ГГО, вып. 112, 1963.

Л. Д. ГАВРИЛОВА

«СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РЕГИСТРАЦИИ СУММАРНОЙ РАДИАЦИИ АКТИНОГРАФОМ РОБИЧА И ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКИМ СОЛЯРИГРАФОМ

В статье приводятся результаты сравнения суммарной радиации, получаемой по распространенному за рубежом биметаллическому актинографу Робича и по методам, принятым в Советском Союзе.

Для получения сумм суммарной радиации на сети станций Советского Союза используется термоэлектрический пиранометр Янишевского гальванографы разных систем. При этом, согласно [1], наиболее гочно суммы суммарной радиации получаются при раздельной регистрации прямой и рассеянной радиации, для чего применяются актинографы и пиранографы с затенением пиранометра. При невозможкости осуществить такую регистрацию используются соляриграфы, т. е. ширанометр в качестве приемной части и гальванограф.

На зарубежных актинометрических станциях для получения сумм «суммарной радиации широко распространен актинограф Робича.

Модель актинографа Робича 58 *d* [2] была установлена на метеостанщии Воейково для сравнения получаемых сумм радиации по этому прибору за период с 1/V 1961 г. по 1/V 1962 г. с суммами, полученными по штринятым у нас методам.

Измерительная система актинографа Робича состоит из трех зачерженных полос, подвергающихся действию радиации, и трех (расположенных под ними) белых биметаллических полос, назначение которых состоит в том, чтобы исключить влияние изменений температуры воздуха. Полосы соединены друг с другом и с регистрирующей системой жим образом, что положение пера обусловливается интенсивностью вадиации, а не температурой окружающего воздуха.

Регистрирующей частью прибора является часовой механизм, помеященный в металлический кожух в нижней части прибора. Для удобства «Смены ленты внизу корпуса с двух сторон сделаны отверстия, одно из экоторых застеклено. Биметаллические полосы защищены стеклянным эполусферическим колпаком.

Запись показаний прибора производится на бумажной ленте с потмощью пера и глицериновых чернил. Ординаты лент выражены непосредственно в кал/см²мин. (75 мм ординаты соответствуют интенсивкности радиации 2,00 кал/см²мин.). Вычисление суточных сумм радиации жекомендуется производить путем планиметрирования площади, заключенной между зарегистрированной кривой и нулевой линией записи. Іеревод в абсолютные суммы радиации производится путем умножеия площади на переводный множитель, выражающий цену 1 мм² плоцади в кал/см². Для исключения возникающих при таком вычислении истематических ошибок полученные значения сумм умножаются на сорректирующий множитель, величина которого определяется в зависимости от широты и времени года.

Поправочные множители рассчитаны по формуле

 $F = 0,734 + 6,41 \cdot 10^{-3}h_{\pi} - 3,30 \cdot 10^{-5}h_{\pi}^2,$

-де $h_{\rm n} = 90^\circ - \phi + \delta$ — означает полуденную высоту солнца.

Для широты 60° этот множитель имеет значения, приведенные в табл. 1.

Таблица 1

Поправочные множители для актинографа Робича для широты 60°

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	x	XI	XII
0,79	0,83	0,89	0,94	0,97	0,98	0,98	0,95	0,91	0,86	0,81	0,78

При обработке были сделаны отступления от рекомендованного порядка вычисления, не вносящие, однако, каких-либо изменений в результаты: вместо планиметрирования определялась средняя ордината записи для каждого часового промежутка в кал/см²мин. непосредственно по делениям ленты. Полученная средняя интенсивность путем умножения на 60 переводилась в часовые суммы, которые для окончательного результата умножались на указанный в поверочном свидетельстве фирмы поправочный множитель.

Параллельно с актинографом Робича на метеостанции Воейково производилось определение сумм суммарной радиации с помощью соляриграфа (термоэлектрический пиранометр и гальванограф), а также с помощью раздельной регистрации прямой (гелиостат и гальванограф) и рассеянной радиации (пиранометр с затенением и гальванограф). Обработка лент регистрации выполнялась согласно требованиям Руководства [1].

Результаты сравнения месячных сумм суммарной радиации, полученные по трем методам, приведены в табл. 2.

Из этих данных видно, что месячные суммы суммарной радиации, полученные по актинографу Робича, ближе к суммам, полученным по соляриграфу. При этом в зимние месяцы суммы радиации по актинографу Робича, как правило, выше, а в летние — ниже, чем по принятым у нас методам; однако разности более устойчивы при сравнении с раздельной регистрацией, чем с соляриграфом. В относительных единицах расхождения, как правило, не превышают 10% в месячных суммах, а в среднем за год составляют около 5%.

Для того чтобы выяснить возможную причину расхождений месячных сумм, рассмотрим расхождения суточных сумм. В табл. З приведена повторяемость расхождений суточных сумм суммарной радиации, полученных по раздельной регистрации прямой и рассеянной радиации и по актинографу Робича, в зависимости от состояния облачности.

Из табл. З следует, что при ясном небе расхождения сумм больше, чем при пасмурном, так как в 50% случаев регистрации при отсутствии облачности различия составляли более 20 кал. в сутки, тогда как при сплошной облачности, наоборот, в половине наблюдаемых случаев Таблица 2

Месячные суммы суммариой радиации (кал/см²), полученные разными приборами

Год	74 119	73 235	69 791	- 11 - 11 11 - 11 -		1 · · ·		
111X	455	200	481	-26	19	9	4	
IX	750	846	872	-122	26	16	က	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
X	2210	2205	2265	56	-60	67	ĉ	
ΧI	6727	6727*	6019	708		11	i. 1	
ΙΙΙΛ	9345	9345*	8568	777	. 1	80] .	
VII	11 804	11 924	10 964	840	960	7	œ	
ΝI	13 488	13 102	12-137	1 251	965	6	7	 、 ·
Λ	11 410	11 502	10 866	+544	636	5	Û.	
IV	8132	7802	7915	+217	-113	ັ ຕ ົ	0	· · ·
111	7250	6735	0669	260		4	4	
II	1938	1910	2067	—129	157	2	, ∞	
	610	637	647	37	-10	ۍ د	6	
	ð	Q,	ď,	$\Delta' = Q - Q''$	$\Delta'' = Q' - Q''$	$rac{\Delta'}{Q}\cdot 100^{9}/_{0}$	$\frac{\Delta''}{Q'} \cdot 100^{0/0}$	

56

Примечание. Величина Q, равная S'+D, получена по раздельной регистрации прямой и рассеянной радиации; Q' — сумма, полу-ченная по соляриграфу; Q" — сумма, полученная по актинографу Робича; звездочкой (*) отмечены суммы S'+D,

зазличия составляли менее 5 кал. При переменной облачности равнозероятны любые различия. Этот вывод подтверждает и график связи (рис. 1) суточных сумм, полученных двумя методами.



Рис. 1. Связь суточных сумм суммарной радиации, полученных при регистрации соляриграфом Q' и актинографом Q''.

Таблица З

	Градации суточных сумм, кал/см ² сутки						
Состояние неод	5	5—10	11—20	20			
Ясно							
ч. с	4 15	5 18	5 18	14 50			
Пасмурно		(
ч. с	63 49	40 31	16 12	10 8			
Переменная облачность							
ч. с	$\frac{48}{25}$	35 18	$\begin{array}{c} 46\\24\end{array}$	64 33			

Повторяемость расхождений суточных сумм, полученных по регистрации S'+D и по актинографу Робича

Следует отметить, что абсолютные величины разностей не являются строгим критерием оценки, так как при ясном небе и пасмурном суточные суммы очень отличаются. Однако преобладание больших расхождений при отсутствии облачности и малых при пасмурной погоде свидетельствует о явной зависимости получаемых различий от облачности. В этой связи целесообразно сравнить суточный ход часовых сумм при регистрации по актинографу Робича и по соляриграфу.

На рис. 2 приведен примерный суточный ход, полученный по данным наблюдений в Воейково при ясной погоде (26/V 1961 г.) и пасмурной (14/1V 1962 г.).



Рис. 2. Суточный ход суммарной радиации, полученный в Воейково. 1 — по соляриграфу 26/V 1961 г., 2 — по актинографу 26/V 1961 г., 3 — по соляриграфу 14/IV 1962 г., 4 — по актинографу 14/IV 1962 г.

Как видно из рисунка, при ясном небе заметна следующая закономерность: в дополуденные и особенно в полуденные часы величина радиации по биметаллическому приемнику (актинограф Робича) систематически меньше, чем по термоэлектрическому приемнику; в послеполуденное время знак разности обратный. Существенные расхождения в полуденные часы, по-видимому, и обеспечивают систематически меньшие суммы радиации по актинографу Робича в летнее время, когда вероятность ясного неба велика. Эта закономерность может быть связана с усилением теплообмена путем излучения между черными приемными пластинками и стеклянным колпаком. При пасмурном небе в ряде случаев расхождения носят случайный характер, однако в приводимом примере величины, получаемые по актинографу, выше, чем по соляриграфу.

Выводы

1. Согласованность результатов регистрации актинографа Робича и термоэлектрического соляриграфа Янишевского следует признать удовлетворительной.

2. Величины поправочных множителей, указанные в поверочном свидетельстве фирмы, соответствуют действительности.

3. За период регистрации (1 год) соотношение между суммами радиации по актинографу Робича и термоэлектрическому соляриграфу заметно не изменилось, что свидетельствует об устойчивости поправочных множителей.

4. Суммы радиации, получаемые актинографом Робича, можно считать сравнимыми с суммами, получаемыми приборами и методами, принятыми в СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Руководство гидрометеорологическим станциям по регистрации радиации. Гидро-метеоиздат, Л., 1961.
 Neuer Bimetall-Aktinograph Politzsch-Fuess. Druckschrift 251, 1 für Kataloggruppe 2.
- Ausgabe, 1957.

Н. П. РУСИН, Л. А. СТРОКИНА, Л. Л. БРАГИНСКАЯ

СУММАРНАЯ РАДИАЦИЯ И РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС АНТАРКТИКИ

В статье рассматриваются характеристики составляющих радиационного баланса в Антарктике и карты суммарной радиации и радиационного баланса за январь, июль и год.

Материалы актинометрических наблюдений в высоких широтах южного полушария, собранные за последние годы, особенно в период МГГ и МГС, наряду с расчетными характеристиками составляющих радиационного баланса позволили построить карты суммарной радиации и радиационного баланса Антарктики для годовых сумм, а также для сумм января и июля.

В качестве исходных данных при построении карт служили фактические материалы наблюдений, приведенные в [1] и дополненные наблюдениями советских и иностранных станций за 1959—1960 гг. Ввиду того что число актинометрических станций на материке невелико (оно никогда не превышало 13, причем большинство станций располагалось на побережье и имело сравнительно короткий ряд — 1—3 года), помимо фактических наблюдений, были использованы расчетные данные на основании установленных в работе [1] зависимостей изменения величин суммарной радиации и радиационного баланса от разных высот солнца, от географических особенностей местности (высоты над уровнем моря, географической широты, характера подстилающей поверхности, облачности и т. д.).

Для территории Антарктиды и антарктических вод месячные величины суммарной радиации Q и радиационного баланса R были получены с помощью формул, используемых при климатологических расчетах составляющих радиационного баланса.

Для расчета сумм Q была использована формула Т. Г. Берлянд [5]

$$Q = Q_0 (1 - an - bn^2),$$

где Q_0 — суммарная радиация при безоблачном небе, n — средняя облачность в долях единицы, a, b — численные коэффициенты.

Величины возможной радиации Q_0 на материке Антарктиды определялись с помощью зависимости изменения интенсивности суммарной радиации от широт при разных высотах солнца [1].

Значения месячных сумм радиационного баланса как для территории Антарктиды, так и для акватории антарктических вод определялись по формуле

 $R = Q(1 - \alpha) - S\sigma\theta^4 (A - Be)(1 - cn) - 4S\sigma\theta^4 (\theta_{\pi \omega} - \theta),$

где α — альбедо подстилающей поверхности, S — коэффициент, характеризующий отличие свойств излучающей поверхности от свойств черного тела, σ — постоянная Стефана — Больцмана, θ — температура воздуха, e — абсолютная влажность воздуха, θ_w — температура деятельной. поверхности, A, B, c — коэффициенты.

Необходимые для расчетов *R* материка Антарктиды данные наблюдений над альбедо, температурой, влажностью и облачностью взяты из работы [1].



Рис. 1. Распределение суммарной радиации в Антарктике. *а* – на ледниковом склоне, *б* – над антарктическими водами.

Построение карт над водами Антарктики выполнено по результатам расчетов, в которых в качестве исходных использовались климатологические данные о температуре и влажности воздуха, облачности и температуре воды [6, 7, 8].



Рис. 2. Распределение радиационного баланса в Антарктике. а — на ледниковом склоне, б — над антарктическими водами.

В табл. 1 даны месячные и годовые величины суммарной радиации и радиационного баланса для разных пунктов материка Антарктиды.

Для построения карт использовались также величины Q и R, снятые с графиков распределения месячных сумм суммарной радиации и радиационного баланса (рис. 1 и 2), полученных на основании данных измерений (табл. 1) и расчетов (табл. 2).

Чтобы показать надежность использования методов климатологического расчета составляющих радиационного баланса, в табл. 3 приведены рассчитанные и наблюдавшиеся значения эффективного излучения для ст. Пионерская.

Из табл. 1 видно, что рассчитанные двумя независимыми методами месячные и годовые величины суммарной радиации и радиационного баланса хорошо согласуются с фактическими данными.

Таблица 1

Месячные и годовые величины суммарной радиации и радиационного баланса на материке Антарктиды

	-иш	лолу- личии	C p	уммарн адиаци	ая 1я	толу- личин	Радиационный баланс			
Станция и период наблюдений	Южная рота	Способ и чения ве	январь	и юль	год	Способ 1 чения ве	январь	июль	• год	
	1								· ·	
Порт-Мартин, 1951— 1952 гг	60 ° 49′		16,5	0,4	78,4	б	5,3	3,0	5,3	
Уилкс, июнь—октябрь 1957 г., февраль—де- кабрь 1958, январь— декабрь 1959 г.	66 15	б	15,0	0,1	82;6					
Оазис, октябрь 1956 г., декабрь 1958 г.	66 18	б	15,0	0,1	78,4	б	10,5	1,8	37,6	
Мирный, март 1956 г., декабрь 1959 г.	66 33	б	19,8	0,2	103,3	б	2,0	1,9	5,0	
Пионерская, май 1956— декабрь 1958 г.	69 44	б	22,9	0,0	108,0	. б	1,5	-1,6	-7,4	
Модхейм, февраль 1949 г., январь 1952 г.	71 03	б	18,1	0,0	93,7	б	0,3	1,4	9,0	
Восток-1, апрельок- тябрь 1957 г	72 08	a	23,1	0,0	108,0	б	0,5	1,4	8,4	
Ледник Ламберта	73 40	a	20,0		. — .	· ·			. —	
Халлет, сентябрь 1958 г.— сентябрь 1959 г.	72 25	б	19,3	0,0	88,0	₁		-	_	
Комсомольская, ноябрь 1957 г.—декабрь 1958 г.	74 05	б	28,4	0,0	132,1	б	0,6	0,9	-4,4	
Элсуорт, август 1957 г.— декабрь 1958 г.	77 43	б	20,6	0,0	87,5	а	0,86	2,4		
Скотт-база, март 1957 г.— декабрь 1959 г	77 51	б	22,7	0,0	91,8	б	13,3	2,9	18,2	
φ=72°, λ=140 в. д	72	a	20,5			<u> </u>	·	-		
Литл-Америка, июль 1957 г.—ноябрь 1958 г.	78 16	б	17,1	0,0	78,0	б	1,3	1,4	(6,8)	
Восток, декабрь 1957 г.— декабрь 1958 г.	78 27	б	30,6	0,0	118,6	б	0,6	-1,0	5,2	
Бэрд, сентябрь 1958 г.— декабрь 1959 г.	79 59	б	21,4	0,0	82,0	а	1,5	-1,9	-11,6	
φ=85°, λ=70° в. д	85	a	25,0	0,0						
Южный полюс, ян- варь—декабрь 1958 г.	90	б	23,9	0,0	98,7		<u> </u>	—.		
Шарко	69 30			<u> </u>	·	a	1,4	-1,6	8,5	
Саут-Айс	82	. —-	· · _ ·	·	·	а	1,7	-1,7		
$\varphi = 67^{\circ}30'; \lambda = 65^{\circ}$	67 30					a	8,6	-3,0	; -	
Моусон	67 36	б	18,2	0,0	91,5	б	3,4	-2,4		

Примечание. а — расчетный метод, б — наблюдения.

Количество данных, приведенных в табл. 1, является достаточным іля того, чтобы построить карты радиации для Антарктиды с практинески приемлемой точностью.

Таблица 2

Среднеширотные величины суммарной радиации и радиационного баланса для океанических вод южного полушария

	Сум	имарная ради	ация	Радиационный баланс						
Щирота, град.	январь июль год	январь	июль	год						
40 50 60	14,5 10,7 9,7	4,8 2,3 1,0	111,0 73,7 58,9	11,2 8,2 7,4	$ \begin{array}{c} 1,5 \\ -0,5 \\ -1,9 \end{array} $	61,5 43,8 31,4				

Карты радиации Антарктики заполняют и детализируют мировые карты для высоких широт южного полушария, которое в Атласе [2] оставалось белым пятном.

Таблица З

63

Наблюденные и рассчитанные величины эффективного излучения для ст. Пионерская

Величины	I	II	III	IV	v	VI	VII	VIII	IX	x	XI	XII
Наблюденные	2,7	3,0	2,4	1,8	1,6	1,6	1,6	1,7	1,6	2,0	2,0	2,0
Расчетные	2,3	2,4	1,9	1,8	1,8	1,9	1,6	1,7	1,8	1,8	2,4	2,3

Годовая карта суммарной радиации. Годовая карта суммарной радиации (рис. 3) построена из расчета проведения изолиний через 10 ккал/см². Это позволило, с одной стороны, отразить общие закономерности в распределении суммарной радиации над Антарктидой и дать ее количественную характеристику, а с другой — связать изолинии над сушей и антарктическими водами. Помимо изолиний годовых сумм Q, на этой же карте приведены графики годового хода месячных величин суммарной радиации для отдельных пунктов. Для материков Антарктиды, Южной Америки, Африки и Австралии эти графики построены по фактическим материалам наблюдений, а для океанических вод — по расчетным данным.

На карте выделяется общирная область очень высоких годовых сумм Q. Она охватывает самую высокую часть Центрального антарктического плато и примерно совпадает с изогипсой 3300—3500 м.

Годовые величины суммарной радиации здесь превышают 110 ккал/см², а на высотных внутриматериковых станциях Восток и Комсомольская эти суммы выше 120 ккал/см². Такие же большие годовые суммы Q по расчетам должны наблюдаться и к востоку от полюса относительной недоступности, где высоты местности также больше 3500 м над уровнем моря (на карте этот район очерчен пунктиром).

С уменьшением высоты Антарктического плато годовые суммы начинают убывать, но остаются все же необычайно большими. Для обширной зоны ледникового склона они превышают 90 и даже 100 ккал/см², т. е. сопоставимы с годовыми суммами Q для южных широт Европы (Париж — 95 ккал/см²год; Воронеж — 99 ккал/см²год; Варшава — 78 ккал/см²год). Ввиду того что центральные области Антарктиды расположены высоко над уровнем моря и практически находятся выше уровня не только нижней, но и средней облачности (в среднем за год общая облачность здесь равна 3—4 баллам, а повторяемость облачности 0— 2 балла составляет от 40 до 60%), годовые величины суммарной радиации здесь оказываются близкими к суммам возможной радиации. Так, по данным, приведенным в работе [1], соотношение между действительными и возможными годовыми суммами Q составляет для ледникового склона около 0,9, а для центральных областей Антарктиды 0,95—0,99. В районе побережья, а также шельфовых льдов, несмотря



Рис. 3. Суммарная солнечная радиация (ккал/см²), год.

на увеличение общей облачности, годовые суммы Q убывают не очень значительно. Как для Восточной, так и для Западной Антарктиды они составляют 80—90 ккал/см²год, или около 70—75% по отношению к среднегодовым суммам возможной радиации. Столь высокий процент суммарной радиации по отношению к возможным суммам коротковолновой радиации при ясном небе, несмотря на среднегодовую общую облачность 6,5—7,5 балла и большой общегодовой вклад рассеянной радиации, объясняется большим влиянием вторичного отражения от облаков коротковолновой радиаций, пришедшей от поверхности снега.

По мере удаления от побережья по направлению к экватору годовые величины быстро убывают до значений, меньших 70 ккал/см²год, в зоне антарктических вод (от 65 до 50° ю. ш.), что определяется значительной облачностью в течение всего года в результате интенсивной циклонической деятельности. Далее годовые величины суммарной

адиации вновь быстро возрастают и составляют на 40° ю. ш. около 10 ккал/см²год.

На карте хода суммарной радиации, предназначенной для Атласа интарктики, помещены графики годового хода Q, которые отражают ак с качественной, так и с количественной стороны картину распредеения суммарной радиации в различных районах Антарктики по месянам и сезонам. На этих графиках видно, что в зимний период сумнарная радиация близка к нулю на территории Антарктиды, но сущетвенно отличается от нуля для антарктических и субантарктических зод. В летний же период суммарная радиация весьма велика и в раз-



Рис. 4. Суммарная солнечная радиация (ккал/см²), январь.

личных районах побережья составляет 18—25 ккал/см², а в глубине материка — 25—30 ккал/см². В короткие переходные периоды года месячные суммы Q быстро меняются от указанных выше сумм до нуля.

В антарктических и субантарктических водах годовой ход сумм радиации происходит более плавно и имеет четко выраженный максимум в декабре и минимум в июне. Максимальные величины Q в декабре в зависимости от широты составляют 11-15 ккал/см²мес., минимальные значения в июне изменяются от 1 ккал/см²мес. на 60° ю. ш. до 4 ккал/см²мес. на 40° ю. ш.

Карта суммарной радиации в январе. По количеству поступающего на земную поверхность солнечного тепла январь в Антарктике не является самым теплым месяцем. Месячные суммы Q в январе на побережье на 2—3%, а в глубине материка на 3—5% меньше, чем в

5 Заказ № 13

декабре. Однако вклад суммарной радиации в этом месяце в ее общегодовую сумму остается весьма большим и составляет около 20%' на побережье и 25% в центральных областях Антарктиды.

Изолинии суммарной радиации на январской карте (рис. 4) проведены через 2 ккал/см²мес. Из рассмотрения карты видно, что общий характер распределения сумм радиации в январе аналогичен годовому. Область наиболее высоких сумм Q, как и на годовой карте, смещена относительно Южного полюса и располагается в наиболее высокой центральной части Антарктиды.

Месячные суммы радиации в 26—28 ккал/см² совпадают с изогипсой 3500 м. В центральной же части этой области, где высота поверхности достигает 4000 м и более, месячные суммы Q превышают 30 ккал/см². Это величины наибольшие из всех когда-либо измеренных месячных сумм радиации на земном шаре. Поэтому высокогорную область Центральной Антарктиды по праву можно назвать полюсом максимального количества тепла солнечной радиации, приходящего на земную поверхность.

Месячные величины суммарной радиации на ледниковом склоне, включая и Южный полюс, уже существенно меньше указанных выше сумм. Они зависят прежде всего от высоты склона и облачности. В глубине материка, где облачность мала, а высота материка большая, уменьшение месячных сумм радиации с понижением склона составляет в среднем 1,2—1,5 ккал/см²мес. на каждый градус широты. По мере приближения к побережью месячные суммы радиации с широтой убывают уже в 2—3 раза медленнее. Еще меньше изменяются с широтой суммы радиации на склоне по направлению к Южному полюсу, что связано, по-видимому, со своеобразным сочетанием указанных выше факторов. (Уменьшение высоты склона и увеличение облачности приводит к уменьшению сумм радиации, а возрастание широты, наоборот, к некоторому увеличению радиации.)

Несмотря на значительное уменьшение суммарной радиации с понижением ледникового склона, месячные суммы Q в январе над Антарктидой всюду остаются необычайно большими. Покрытые снегом и льдом участки побережья, расположенные на широте Полярного круга, получают за месяц около 18—20 ккал/см² тепла, т. е. примерно в 1,5— 2 раза больше, чем на тех же широтах в Арктике в июле, и столько же, сколько в июле в субтропических широтах северного полушария.

Исключение составляют поверхности, свободные ото льда и снега (оазисы, темные вершины скал, острова и т. д.). Эти поверхности из-за малого альбедо «недополучают» за счет уменьшения вторичного отражения в среднем 20% месячных сумм Q, зарегистрированных для тех же поверхностей, покрытых льдом или снегом. Этой же причиной, а также увеличением и уплотнением облачности и преобладанием в ней низких водяных облаков (водяного неба) можно объяснить и быстрое уменьшение месячных сумм Q по мере удаления от побережья в сторону моря. На январской карте видно, что в прибрежной зоне Восточной Антарктиды месячные суммы Q убывают в сторону моря в среднем на 1-1,2 ккал/см² на каждый градус широты.

Далее к северу убывание месячных сумм Q быстро замедляется и в зоне между 60 и 50° ю. ш. прекращается совсем. На этих широтах, на январской, так же как и на годовой карте, четко вырисовывается широкий пояс наиболее низких в южном полушарии величин суммарной радиации, не превышающих 10 ккал/см² мес.

Такое своеобразие распределения сумм радиации над антарктическими морями подтверждается данными фактических измерений. 3. П. Ходакова [3], обработав материалы актинометрических наблюдеий первой континентальной антарктической экспедиции на д/э «Обь»

Таблица 4

Изменение	месячных	величин	суммарной	і радиаци	ии с	широтой
	над	антаркти	ческими в	одами		
111				65	60	60

пирота, трад.	•	•	•		•	•	•	•	•	. 00	00	02	00
Q ккал/см ² мес.			•	• .	•	•	•		•	14,5	8,1	7,8	7,6

з 1955—1956 гг., нашла зависимость суммарной радиации от высоты солнца. Используя эту зависимость, автор определил месячные велиины суммарной радиации над антарктическими водами (табл. 4).



Рис. 5. Суммарная солнечная радиация (ккал/см²), июль.

Как видно из приведенной таблицы, месячные суммы Q в январе на этих широтах, по данным фактических измерений, понижаются даже до 8 ккал/см²мес. К северу от шестидесятых широт месячные суммы Qвновь начинают расти и на 50° ю. ш. они уже достигают 10 ккал/см²мес. Далее по направлению к экватору месячные суммы радиации увеличиваются сравнительно равномерно, примерно на 0,2—0,4 ккал/см²мес. на каждый градус широты.

Карта суммарной радиации в июле. По количеству солнечного тепла июль для Антарктики является не самым холодным месяцем года. В течение этого месяца вблизи Полярного круга солнце показывается из-за горизонта, поэтому на побережье Антарктиды суммарная радиация в этом месяце составляет около 0,3 ккал/см²мес.

67

5*

Центральная же Антарктида в это время еще не получает солнечного тепла. Изолинии месячных сумм Q, превышающих 1 ккал/см², согласно выполненным здесь расчетам, в июле проходят лишь к северу от 60 параллели.

В июле даже тридцатые широты южного полушария получают тепла от солнца всего лишь 6—8 ккал/см²мес.

Изолинии месячных сумм радиации на июльской карте (рис. 5) проведены через 2 ккал/см²мес. Но даже при таком крупном масштабе пространство между изолиниями 0—2 ккал/см²мес. оказалось равным разности широт почти в 23°. Для большей детализации карты на широтах 50—70° пунктиром нанесена промежуточная изолиния Q, равная 1 ккал/см²мес.

Как видно из рис. 5, для июля, в отличие от января, характерно непрерывное возрастание сумм радиации от Полярного круга к экватору. Изолинии располагаются так же, как и в январе, в широтном направлении, отклоняясь вблизи материков.

Карты радиационного баланса. Радиационный баланс, как известно, представляет собой остаточную радиацию на земной поверхности (разность между приходом и расходом солнечного тепла).

Годовой баланс радиации на поверхности земли для земного шара в целом является существенно положительной величиной [2]. Антарктида является единственным материком на земле, где в сумме за год радиационный баланс отрицательный, т. е. расход радиационного тепла здесь больше прихода.

Для характеристики радиационного баланса Антарктики, так же как и для характеристики суммарной радиации, построены три карты: карта годового баланса и карты баланса за январь и июль.

При построении карт использованы фактические материалы наблюдений, на основании которых была установлена зависимость распределения радиационного баланса вдоль ледникового склона (см. рис. 2), и данные, полученные расчетным путем.

Годовая карта радиационного баланса. Изолинии годовых сумм радиационного баланса на карте (рис. 6) проведены через 20 ккал/см². Такой масштаб был принят для мировых карт радиационного баланса [3]. (Данные карты, по сути дела, являются частью этих мировых карт, восполняющие недостающие на мировых картах величины радиационного баланса для высоких широт южного полушария.) С другой стороны, принятие более крупного масштаба излишне загрузило бы карту, не приводя к существенному уточнению.

Над территорией Антарктиды, где величины радиационного баланса не превышают 10 ккал/см²год (по абсолютной величине), изолинии проведены через 5 ккал/см² год.

Как видно из рис. 6, область годового отрицательного баланса радиации над Антарктикой выделяется очень четко. Ее северная граница (изолиния 0 кал/см²год), согласно расчетным данным, совпадает с северной границей сплошных льдов, окаймляющих побережье Антарктиды, а следовательно, не является постоянной. К северу от этой границы годовые суммы баланса радиации быстро растут, достигая в средних широтах 60—80 ккал/см².

К югу от нулевой изолинии величины радиационного баланса вначале быстро убывают, а достигнув¹ ледникового склона, остаются почти неизменными или даже вновь несколько увеличиваются.

Годовые суммы *R* в центральных областях Антарктиды составляют —5, —10 ккал/см². Эти суммы существенно зависят от рельефа местности и метеорологических условий. Наименьшие (по абсолютной ве-

ичине) отрицательные суммы баланса наблюдаются в наиболее высокой части Антарктического плато, где, несмотря на небольшую облачность, мощные приземные инверсии зимой значительно увеличивают противоизлучение атмосферы. В летние же месяцы здесь месячные суммы R, наоборот, оказываются несколько выше нуля.

В результате столь своеобразного годового хода в целом за год з центральных областях Антарктиды радиационный баланс близок к нулю. На годовой карте эта область в центральной части Антарктиды выделена пунктиром. Пунктиром выделена также промежуточная изолиния —5 ккал/см²год, проходящая вдоль побережья Антарктиды и



Рис. 6. Радиационный баланс (ккал/см²), год.

проведенная по данным фактических наблюдений ряда прибрежных антарктических станций.

На станциях, расположенных в тех же широтах, но на участках побережья, свободных ото льда и снега, или прибрежных островах, годовой радиационный баланс достигает больших положительных значений. Например, на ст. Оазис он составляет 30—35 ккал/см²год, на ст. Скотт (база) — 18—20 ккал/см²год и т. д.

Помимо изолиний годовых сумм радиационного баланса, на карте, предназначенной для Атласа Антарктики, приведены графики годового хода месячных сумм длинноволнового и коротковолнового баланса (эффективного излучения и поглощенной радиации) для ряда пунктов Антарктики. На этих графиках поглощенная радиация расположена выше нуля, а эффективное излучение — ниже нуля. По данным о длинноволновой и коротковолновой части радиационного баланса за тот или иной месяц можно судить о полном балансе радиации для разных зон Антарктиды.

Из рассмотрения этих графиков можно видеть, что для всех зон Антарктиды баланс коротковолновой радиации летом не превышает 5— 6 ккал/см² мес., а в целом за год составляет 17—20 ккал/см². В течение шести зимних месяцев баланс коротковолновой радиации в Антарктиде равен нулю. Даже на широте Полярного круга сумма его за эти месяцы не превышает 1 ккал/см². Исключением являются лишь свободные ото льда и снега участки суши. Так, по наблюдениям на ст. Оазис, расположенной вблизи Полярного круга, годовой баланс коротковолновой радиации составил около 70 ккал/см²; в зимнее полугодие он составлял 5 ккал/см², а в летние месяцы — 14—15 ккал/см²мес. Для антарктических вод наблюдается увеличение баланса коротковолновой радиации по мере приближения к экватору. Например, для широты 60° годовая сумма коротковолнового баланса составляет около 53 ккал/см²; для широты 50°— 67 ккал/см², а для широты 40°— уже около 103 ккал/см². Месячные величины коротковолнового баланса в январе увеличиваются от 7 ккал/см² для широты 60° до 10—12 ккал/см² для широты 40°.

Годовой ход баланса длинноволновой радиации в Антарктике над сушей и над морем существенно различен. Над водными поверхностями он отличается большой монотонностью, а над ледяными поверхностями хорошо выражен, хотя и не имеет больших количественных различий в суммах между зимними и летними месяцами. В целом за год над материком Антарктиды суммы эффективного излучения составляют около 23—25 ккал/см². Исключением являются свободные ото льда и снега участки суши, где годовые суммы эффективного излучения возрастают до 30—40 ккал/см². Годовые суммы эффективного излучения над водами Антарктики для широт 50—60° составляют 20—25 ккал/см². На широтах около 40° годовая сумма эффективного излучения составляет около 30—35 ккал/см².

Что касается месячных сумм эффективного излучения, то они для центральных областей Антарктиды убывают примерно от 3,5—5,0 ккал/см² в летние месяцы до 1 ккал/см² в зимние месяцы.

Над антарктическими водами месячные суммы эффективного излучения колеблются от 1,5—2,5 ккал/см² летом до 2,5—3 ккал/см² зимой.

Карта радиационного баланса в январе. В январе радиационный баланс над Антарктидой является всюду положительным, хотя и не достигает больших значений. Над ледяными и снежными поверхностями переход баланса через нуль происходит при высоте солнца выше 18—20°. Над водными поверхностями и свободными ото льда и снега участками суши баланс переходит через нуль при высоте солнца около 8—10°.

В январе во всех широтах южного полушария продолжительность дня больше, чем ночи, а к югу от Полярного круга солнце находится над горизонтом круглые сутки, причем бо́льшую часть суток имеет высоту свыше 18°. В связи с этим в низких широтах Антарктики бо́льшую часть дня, а в околополюсных широтах в течение круглых суток радиационный баланс в январе является положительным. Однако из-за того, что вблизи полюса высота солнца в январе ненамного превышает 20°, сумма радиационного баланса за месяц обычно не превышает 1 ккал/см², тогда как в более низких широтах он может достигать в среднем 6—8 ккал/см²мес.

Изолинии месячных сумм баланса на карте (рис. 7) проведены через 2 ккал/см², только над территорией Антарктиды проведена ориентировочно изолиния 1 ккал/см².

Как видно из приведенной карты, над материком Антарктиды месячные величины R не превышают 2 ккал/см². Исключение составляют лишь свободные ото льда и снега участки, где месячный баланс достигает больших положительных значений. Так, например, по наблюдениям на ст. Оазис месячные суммы R в январе составили 10,5 ккал/см², а на ст. Скотт (база) — даже 13,3 ккал/см², т. е. были такими же, как и на островных станциях для тех же широт в Арктике.

К северу от берегов Антарктиды и примерно до кромки полярных льдов сумма радиационного баланса быстро возрастает. Особенно существенная разница в радиационном балансе наблюдается в этих



Рис. 7. Радиационный баланс (ккал/см²), январь. 1 — кромка льдов.

широтах над пространствами открытой воды, где баланс примерно вдвое больше, чем над льдом (например, в море Уэддела). За кромкой льда увеличение радиационного баланса по направлению к экватору становится заметным от 46—48° ю. ш. Южнее, как указывалось выше, располагается зона пониженных значений суммарной радиации. В результате рост радиационного баланса между 60 и 50° ю. ш. выражен слабо.

Карта радиационного баланса в июле. Радиационный баланс июля в Антарктике характерен и для любого другого месяца зимы. Почти в каждый из зимних месяцев начиная с апреля и кончая сентябрем месячные суммы R для центральных областей Антарктиды составляют около —1 ккал/см²; на ледниковом склоне они понижаются в среднем до —1,5 ккал/см², а на побережье и примыкающих к нему полярных

льдах — до —1,5, —2 ккал/см². Различия в месячных суммах баланса на покрытых и не покрытых льдом и снегом участках суши в июле практически не наблюдаются.

Изолинии сумм баланса в июле, так же как и в январе, проведены через 2 ккал/см²мес. (рис. 8). Над Антарктидой ориентировочно проведена изолиния, равная —1 ккал/см²мес.

Из карты видно, что вся центральная часть Антарктики (от кромки распространения полярных льдов до полюса) является областью



Рис. 8. Радиационный баланс (ккал/см²), июль. 1 -- кромка льдов

примерно одинаковых месячных величин радиационного баланса (—1, —2 ккал/см²мес.). Изолиния —2 ккал/см²мес. совпадает с побережьем Антарктиды. Чтобы показать, откуда начинается рост сумм баланса по направлению к северу, на карте проведена вторая изолиния в —2 ккал/см²мес., которая совпадает с кромкой антарктических льдов. Отсутствие этой второй изолинии (по кромке льдов) создало бы впечатление роста радиационного баланса с уменьшением широты, начиная от берегов Антарктиды, что на самом деле не наблюдается.

Над антарктическими водами величины радиационного баланса в июле изменяются от —2 ккал/см²мес. вблизи кромки плавучих льдов до 2 ккал/см²мес. на широте 40° ю. ш. (смена знака происходит примерно на широте 46° ю. ш.). Изолинии практически совпадают с широтными кругами.
Приведенные карты не могут исчерпывающе удовлетворить потребителя всеми характеристиками радиационного баланса Антарктиды. Однако они позволяют судить о теплоэнергетических ресурсах над южным полушарием и ответить на многие другие вопросы, представляющие научный и практический интерес.

ЛИТЕРАТУРА

1. Русин Н. П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Гидрометео-

издат, Л., 1961. 2. Будыко М. И., Ефимова Н. А., Мухенберг В. В., Строкина Л. А., Радиационный баланс северного полушария. Изв. АН СССР, серия географ. № 1, 1961.

3. Атлас теплового баланса. Под ред. М. И. Будыко. Гидрометеоиздат, Л., 1955.

- 4. Ходакова В. П. Суммарная радиация над южной частью Индийского океана
- Ходакова В. П. Суммарная раднация над южной частью Индииского океана по данным судовых наблюдений. См. настоящий сборник.
 Берлянд Т. Г. Распределение солнечной радиации на континентах. Гидрометео-издат, Л., 1961.
 Та убер Г. М. Антарктика, ч. 1. Гидрометеоиздат, Л., 1956.
 Vowinkel E. Das Klima des Antarktischen Ozeans. Arch. für Met., Geoph. und Biokl. SB., B. 7, Hf. 2, 1957.
 The Marine Climatic Atlas of the World, vol. 111, v. ПІ-V, 1957-1959.
 U. S. Navy Hydrographic Office. Oceanograpical Atlas of the Polar Seas, Part. 1, An-tartic 1957

- tartic, 1957.

В. П. ХОДАКОВА

СУММАРНАЯ РАДИАЦИЯ НАД ЮЖНОЙ ЧАСТЬЮ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА ПО ДАННЫМ СУДОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

В статье приводятся результаты обработки судовых наблюдений над южной частью Индийского океана с целью получения величин суммарной радиации в январе.

В настоящее время имеется ряд фактических материалов, характеризующих распределение суммарной радиации в районах Атлантического и Индийского океанов южного полушария [1].



Рис. 1. Зависимость Q от h → и облачности для φ=66°. *а* − ясно, б − пасмурно, в − средние условия облачности.

В связи с составлением карт суммарной радиации Антарктики [2] было необходимо по фактическим материалам получить среднемесячные суммы суммарной радиации за январь над водной поверхностью в пределах 60—66° ю. ш.

Для этого использовался материал актинометрических наблюдений на д/э «Обь» с 31/XII 1955 г. по 18/11 1956 г. [3].

Экспериментальный материал позволил получить зависимость суммарной радиации от высоты солнца. Для широты 66°, где имелось наибольшее число наблюдений, эта зависимость выявлена для различных условий облачности — ясного, пасмурного неба и средних условий, что представлено на рис. 1. Как видно из рис. 1, зависимость довольно тесная, разброс точек от средней линии в случае ясного неба (рис. 1а)

лежит в пределах 0,03-0,07 кал/см²мин., при пасмурном небе (рис. 1б) — в пределах 0,05-0,15 кал/см²мин.; лишь для средних условий облачности (рис. 1*в*) 0,15отклонения имеют значения 0.30 кал/см²мин.

При высоте солнца 45° суммарная радиация при ясном небе составляет пасмурном — 1,1 кал/см²мин., при 0,5 кал/см²мин., а при средних условиях облачности — 0,8 кал/см² мин.

Для широт от 65 до 60°, где число измерений было меньше, чем в высоких широтах, зависимость суммарной радиации от высоты солнца получена по средним данным, находящимся в пределах 2°; для получения зависимости на широте 65° использовались данные наблюдений на широте 66-64° и т. д.

На рис. 2 представлена зависимость суммарной радиации от высоты солнца для широт 66, 65, 62° при средних условиях облачности, из которого следует значительное уменьшение суммарной радиации с уменьшением широты. Так, при одной и той же высоте солнца 45° суммарная радиация на широте 66° составляет 0,82 кал/см²мин., на широте 65° — 67 кал/см²мин., а на широте 60° — 0,34 кал/см²мин.

1,0 r 0,8 γ 0,6 0,4 0,2 n 1// 20 30 50

Q кал/см²мин

Рис. 2. Зависимость Q от h_{\bigcirc} для различных широт при средних условиях облачности. $1 - \phi = 66^{\circ}, 2 - \phi = 65^{\circ}, 3 - \phi = 62^{\circ}.$

Таблица 1

Широта, град.	50	100	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°	50°
				При я	сном не	бе				
66 64	0,12 0,10	0,25 0,22	0,37 0,33	0,48 0,44	0,60 0,55	0,72 0,67	0,84 0,78	0,95 0,89	1,08 1,00	1, 1 8 1, 1 0
			При ср	едних ус	словиях	облачнос	ти			
66 65 64 63 62 61 60	$\begin{array}{c} 0,09\\ 0,04\\ 0,03\\ 0,02\\ 0,02\\ 0,02\\ 0,02\\ 0,02\\ 0,02\\ 0,02\\ \end{array}$	0,16 0,08 0,05 0,05 0,04 0,05 0,05	$\begin{array}{c} 0,25\\ 0,16\\ 0,10\\ 0,08\\ 0,10\\ 0,07\\ 0,09 \end{array}$	0,33 -0,22 0,18 0,10 0,15 0,12 0,13	0,42 0,29 0,25 0,20 0,20 0,18 0,18	$\begin{array}{c} 0,53\\ 0,38\\ 0,32\\ 0,28\\ 0,26\\ 0,24\\ 0,22\\ \end{array}$	$0,63 \\ 0,47 \\ 0,40 \\ 0,35 \\ 0,32 \\ 0,30 \\ 0,26$	$0,72 \\ 0,57 \\ 0,47 \\ 0,40 \\ 0,38 \\ 0,36 \\ 0,30$	$\begin{array}{c} 0,82\\ 0,67\\ 0,54\\ 0,50\\ 0,43\\ 0,42\\ 0,34 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,91 \\ 0,74 \\ 0,61 \\ 0,56 \\ 0,50 \\ 0,49 \\ 0,39 \end{array}$

Значения суммарной радиации (кал/см²мин.) над южной частью Индийского океана при разных высотах солнца

В табл. 1 представлены величины суммарной радиации над южной частью Индийского океана в зависимости от высоты солнца при ясном небе и средних условиях облачности. При ясном небе из-за небольшого количества наблюдений удалось получить величины суммарной радиации для разных высот солнца только на широтах 66 и 64°. Но, как видно из этих данных, величины суммарной радиации при ясном небе мало отличаются.

При средних условиях облачности суммарная радиация существенно изменяется с широтой. Так, на широте 66° при высоте солнца 25° суммарная радиация составляет 0,42 кал/см²мин, а на широте 60° при той же высоте солнца — 0,18 кал/см²мин.

Суточные суммы суммарной радиации определялись по времени восхода и захода солнца в январе на широтах 66, 65, 62 и 60° по высоте солнца в течение суток и полученной зависимости суммарной радиации от высоты солнца. Результаты расчетов приведены в табл. 2.

Месячные суммы суммарной радиации в январе

Таблица 2

φ	град	•		•	•	•		• . •		66	65	62	60
Q	ккал/см ² мес.	•	•		•	·	•	••••	•	14,5	8,1	7,8	7,6

ЛИТЕРАТУРА

1. Белов В. Ф. Радиационный баланс некоторых частей Атлантического и Индийского

океанов по наблюдениям на д/э «Обь». Труды ЦАО, вып. 32, 1960. 2. Русин Н. П., Строкина Л. А., Брагинская Л. Л. Суммарная радиация и радиационный баланс Антарктики. См. настоящий сборник.

3. Актинометрические наблюдения на д/э «Обь». Труды Сов. Антарктическ. экспедиции, т. 15. Изд. ААНИИ, 1961.

4. Русин Н. П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Гидрометеоиздат, Л., 1961.

Э. Г. ПЕРНЯК, Л. Р. СТРУЗЕР

УПРОЩЕННАЯ МЕТОДИКА ОЦЕНКИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КАПЕЛЬ ДОЖДЯ ПО РАЗМЕРАМ

Дается описание простого прибора для оценки распределения капель дождя по размерам, приводятся некоторые результаты его испытаний.

В связи с выяснением погрешностей осадкомерных приборов возникла потребность в достаточно простом методе приближенной оценки распределения капель дождя по размерам. В настоящее время известно несколько методов измерения структуры дождей: метод улавливания капель на фильтровальную бумагу, обработанную растворимыми в воде красителями, на фотоэмульсию, в слой масла или муки и т. д. Подробный обзор существующих методов измерения величины и числа дождевых капель дается в работах [5, 4, 1, 2 и др.].

Все эти методы достаточно точны, но настолько громоздки и трудоемки, что применение их в условиях метеостанций затруднительно.

В 1960 г. Р. Н. Калчева и Г. Ст. Стайнов [3] предложили оригинальный и простой метод определения скорости и направления ветра при выпадении осадков с помощью так называемого плювиоанемографа. Рассмотрение результатов наблюдений, полученных по этому прибору, навело на мысль о возможности использования некоторых его принципов в новом устройстве для приближенного определения крупности капель выпадающих осадков.

Плювиоанемограф представляет собой деревянный цилиндр диаметром 50 мм, над которым укреплен навес — круг из железа диаметром 250 мм. На деревянный цилиндр надевается бумажная лента, предварительно обработанная анилиновым красителем так, чтобы капли дождя оставляли на ней окрашенные следы. Прибор устанавливается на открытом месте на высоте 2,0 м от поверхности земли и ориентируется по странам света. Бумажная лента, называемая плювиоанемограммой, снимается с прибора одновременно с измерением осадков по стандартному осадкомеру. Осадки оставляют на ленте окрашенные следы, обыкновенно в виде пятна с яйцевидной верхушкой. Ось этого пятна указывает направление ветра, сопутствовавшего выпадению осадков. Кроме того, из-за наличия навеса верхушка этого пятна тем выше, чем больше угол наклона траекторий капель дождя и, следовательно, чем сильнее ветер. Таким образом, средняя скорость ветра во время выпадения осадков, по мнению авторов прибора, приближенно определяется по среднему углу наклона траекторий капель. На рис. 1 показана обработанная плювиоанемограмма дождя, выпадавшего в г. Силистра (Болгария) 27/VIII 1955 г. Направление ветра при дожде определяется как юго-восточное, а скорость характеризуется углом наклона 67°.

Очевидно, что применяющийся в описанном методе способ характеристики скорости ветра по углу наклона траекторий капель является весьма приближенным, так как величина этого угла определяется не только скоростью ветра, но и равновесной скоростью падения капель. А так как в каждом дожде распределение капель по размерам и, следовательно, по скоростям весьма разнообразно, то, очевидно, все они будут падать под разными углами, визуальное осреднение которых при обработке плювиоанемограммы дает весьма субъективные результаты.



Рис. 1. Плювиоанемограмма дождя 27/VIII 1955 г., г. Силистра (по Р. Н. Калчевой и Г. Ст. Стайнову).

В связи с этим соображением авторами настоящей статьи былопредложено использовать диск плювиоанемографа в качестве приспособления, как бы разлагающего спектр капель дождя по размерам, а бумажная лента была заменена набором из десяти жестяных воронок, насаженных на металлический стержень на одинаковом расстоянии друг от друга (рис. 2а, 2б). Расстояние между воронками 5 см. Высота набора воронок от верхней (первой) до нижней достаточна, чтобы охватывать все величины углов падения капель любого возможного при дожде размера, кроме самых мелких. Для того чтобы распределение размеров капель по воронкам оставалось приблизительно одинаковым при любых скоростях ветра, верхний диск сделан съемным, причем изготовлен набор из нескольких дисков, менявшихся при наблюдениях в зависимости от изменения скорости ветра. Таким образом, предполагается, что в каждую из воронок будет погадать количество осадков, приносимое каплями, размер которых не более некоторого определенного для данного уровня расположения воонки размера. Затем, зная это количество осадков и соответствующий ему размер капель (радиус, массу или же характерную для капель данного размера равновесную скорость падения), легко получить приближенные оценки любых характеристик распределения капель дождя по размерам.



Рис. 2а. Схема индикатора структуры жидких осадков.



Рис. 26. Индикатор структуры жидких осадков (фотография).

Разумеется, предлагаемый метод достаточно приближенный. Основные его погрешности перечислены ниже. Однако для получения необходимых во многих случаях приближенных оценок он может быть с успехом применен. Наблюдения по прибору просты и не трудоемки, обработка их также не представляет трудности. Весь комплекс наблюдений состоит лищь в том, чтобы в начале выпадения дождя установить на приборе диск, соответствующий наблюдаемой скорости ветра, а после окончания дождя при помощи резиновой грущи со стеклянным наконечником выбрать из каждой воронки собранные осадки и при помощи соответствующей мензурки измерить их количество. Результаты наблюдений записываются в соответствующий журнал, а затем обрабатываются так, как это требуется для получения той или иной количественной характеристики.

Поскольку предлагаемый прибор не претендует на высокую точность получаемых количественных оценок, а в теории имеется ряд приближений и допущений, его целесообразно назвать индикатором, а не измерителем структуры жидких осадков.

Приближенная теория метода

В воронки устройства попадают не все капли дождя, а лишь те, траектории падения которых наклонены к горизонтали под углом, меньшим или равным некоторому углу α (рис. 2). Будем считать, что ветер горизонтален и скорость его одинакова на всех уровнях. Примем также, что искажениями ветрового поля при обтекании индикатора можно пренебречь. Тогда максимальный размер капель, попадающих в (i+1)-ю воронку, расположенную на некотором расстоянии z_i от диска, определится из очевидного соотношения:

$$v(\rho_i) \leqslant \frac{z_i}{R-r} u. \tag{1}$$

Здесь $v(\rho_i)$ — равновесная скорость падения капель радиуса ρ_i , *R* и *r* — радиусы диска и воронки соответственно, *u* — скорость ветра.

За расстояние воронки от диска z_i принимается расстояние от диска до середины *i*-того промежутка, т. е. промежутка между (i+1)-й и *i*-тый воронками.

В (i+2)-ю воронку, помимо всех капель радиусом $\rho \leqslant \rho_i$, попадут еще и капли радиусом $\rho_i < \rho \leqslant \rho_{i+1}$, т. е. капли, скорость падения которых

$$\frac{z_{l}}{R-r} u < v(\rho) \leqslant \frac{z_{l+1}}{R-r} u.$$
⁽²⁾

Если, следовательно, в воздухе концентрация капель массы $m = \frac{4}{3} \pi \rho^3 \delta$ (где δ — плотность воды) равна c(m), а площадь проекции просвета между воронками есть $S = 2r\Delta z$, то разность между количеством осадков, уловленных (i+1)-й и (i)-той воронками, будет

$$\Delta X_i = c \ (\overline{m_i}) \ \overline{m_i} Sut, \tag{3}$$

где m_i — средняя масса капель со скоростями падения, указанными формулой (2), t — время выпадения осадков. Выражение (3) целесообразнее написать в виде

 $\Delta X_i = \overline{m}_i c \left(\overline{m}_i \right) 2r \Delta z u t. \tag{4}$

Часто встречаются задачи, где требуется знать распределение капель, летящих в воздухе, по их массам (или по размерам). По измеренным количествам осадков ΔX_i , собранным разными воронками, такое распределение находится непосредственно:

 $c(\overline{m}_i) = \frac{A}{ut\overline{m}_i} \Delta Xi.$ (5)

Здесь $A = \frac{a}{2r\Delta z}$, где a — некоторый эмпирический коэффициент, учитывающий искажающее влияние краевых эффектов, возникающих при обтекании индикатора. В первом приближении можно принять a=1. Тогда постоянная A определяется из геометрических параметров индикатора (r и Δz).

-80

Масса m_i для каждой (i+1)-й воронки заранее вычисляется по известной зависимости (4) от равновесной скорости падения как масса таких капель, равновесная скорость падения которых равна среднему значению скорости $v(\overline{\rho_i})$ из уравнения (2). Таким образом, концентрация капель определенного размера в воздухе пропорциональна величинам ΔX_i , непосредственно определяемым индикатором.

Еще проще по индикатору определяется распределение по массам (или по размерам) водности дождя, содержащегося в воздухе,

$$\overline{m}_i c \ \overline{(m_i)} = -\frac{A}{ut} \Delta X_i. \tag{6}$$

Труднее и с меньшей точностью получается распределение по массам (или по размерам) капель дождя, выпавших на горизонтальную поверхность. Нетрудно сообразить, что если в единице объема воздуха содержится $c(m_i)$ капель массы m_i , то за время t на горизонтальную поверхность площадью S выпадет

$$N_i = Stv(\overline{m}_i)c(\overline{m}_i) \tag{7}$$

таких капель. Значит, число их, выпадающее на единицу горизонтальной поверхности в единицу времени, определится простым умножением концентрации $c(m_i)$, найденной по (5), на скорость падения $v(\overline{m_i})$, соответствующую данной $\overline{m_i}$,

$$n_i = \frac{N_i}{St} = v(\overline{m}_i) c(\overline{m}_i).$$
(8)

Когда не нужно вычислять $c(m_i)$, можно пользоваться выражением

$$n_i = \frac{a}{2r\Delta z} \frac{1}{ut} \frac{v(\overline{m_i})}{\overline{m_i}} \Delta X_i, \qquad (9)$$

где функцию $\frac{v(m_i)}{\overline{m_i}}$ можно рассчитать заранее.

Наконец, распределение водности дождя, выпадающего на горизонтальную поверхность, определится выражением

$$\overline{m}_i n_i = \frac{A}{ut} v(\overline{m}_i) \Delta X_i, \qquad (10)$$

или в миллиметрах за единицу времени

$$\overline{m}_{i}n_{i} = 10 \frac{A}{ut} v(\overline{m}_{i})\Delta X_{i}.$$
⁽¹¹⁾

Именно это распределение нужно знать при исследовании погрешностей осадкомерных приборов.

Приведенные элементарные соображения и вытекающие из них формулы нельзя, конечно, рассматривать как точные. Принципиально ошибка тем больше, чем больше расстояние между соседними воронками Δz , так как среднее значение массы $\overline{m_i}$ для каждого *i*-того промежутка нельзя определить иначе; чем просто по значению расстояния середины промежутка. Между тем на протяжении участка Δz_i величина меняется нелинейно и ошибка в определении m_i тем больше, чем больше Δz . Формулы не учитывают искажения траекторий капель, вызванного обтеканием прибора. Поэтому величину *a* или *A* лучше всего рассматривать как эмпирический коэффициент, подлежащий определению путем градуировки прибора по данным более точного метода измерения структуры дождя. Величина коэффициента *A* должна зависеть от геометрических размеров *r* и Δz и от скорости ветра.

6 Заказ № 13

Таблица 1

Количество осадков, собранное различными воронками индикатора дождя

-*

	• •					• 	
Среднее		233250 23350 235500 2355000 235500 235500 2355000 2355000 2355000 2355000 2355000 2355000 2355000 2355000 2355000 2355000 2355000 2355000 2355000 2355000 2355000 23550000000000				2,9	
Сумма		$\begin{array}{c} 139,5\\ 87,5\\ 87,5\\ 124\\ 159,5\\ 2305,5\\ 2305,5\\ 231,0\\ 2231,0\\ 2222\\ 231,0\\ 2222\\ 231,0\\ 2222\\ 231,0\\ 2222\\ 231,0\\ 2322\\$					
Число случаев		2222===22=	•				
x/81	÷	၂ ကက္က ၂ ကက္က ၂		0,4		4,5	
X1/21		886555000000000000000000000000000000000		3,8		3,1	•
X1/31		∾∞∞∞∞∞∞∞∞		1,1	cek.)	4,2	
X1\£I	(CM ³)	. 2	меру (м	1,4	2 M (M/	3,0	
XI/II	осадков	46655564565 466555655565 466555655 466555565 4665555 466555 466555 466555 466555 466555 466555 466555 466555 466555 466555 466555 466555 466555 466555 466555 4665555 467555 4675555 4675555 4675555 4675555 4675555 4675555 4675555 4675555 46755555 46755555 46755555 46755555 46755555 46755555 46755555 46755555 4675555555555	по осадко	6,0	I BLICOTE	3,2	
X1/L	личество	පිදු සිටියි සිටියි සිටියි සිටියි. සිටියි සිටිය සිටියි සිටි	осадков 1	16,2	ветра на	1,9	
111V\05	Kc	3333801000 33338010000 33338010000000000	Сумма	10,6	Скорость	1,5	
111V/05		0.00 0.00 0.00 0.00 0.00 0.00		1,9	Ŭ,	3,0	ей на 4,
111V/62		20,5 20,5 20,5 20,5 20,5 20,5 20,5 20,5		2,3	•	4,0	ния средн ана,
1117/62		40000000000		3,3		2,3	і из делеі эполиров:
111V/82		3322212000ml		9,4		2,0	получена прокнтер
111V/ <i>7</i> 2		000-000444		1,5		2,0	Зеличина Зеличина
мянодоя №		-00400F800					

За время наблюдений по индикатору летом 1962 г. в Воейково дождь выпадал 31 раз. Из этих дождей были выбраны 12 ливневых, давших значительное количество осадков. Результаты наблюдений для этих 12 дождей приведены в табл. 1, где указано количество осадков в см³, собранных каждой из воронок за время выпадения данного дождя. В таблице помещены также средние за все дожди величины, количества осадков по станционному осадкомеру и значения скорости ветра, средние за время выпадения каждого отдельного дождя (получены по записи анемографа). Уже первый взгляд на таблицу убеждает, что расчеты кривых распределения следует делать только в том



Рис. 3. Распределение водности по скоростям падения капель дождя. $a - \partial - для$ отдельных дождей, e - средняя для 12 ливневых дождей.

случае, если осадков выпало не слишком мало. Так, для дождей 27/VIII, 29/VIII, первого дождя за 30/VИI, для дождей за 13/IX, 15/IX и 13/X точность метода недостаточна.

В табл. 2 приведены результаты расчетов распределения водности $t\bar{m}_i n_i$ для остальных дождей. Эти расчеты сделаны при следующих значениях параметров: r=10 см; уровни середин интервалов между воронками z_i приняты равными 22,5; 27,5; 32,5; 37,5; 42,5; 47,5; 52,5; 57,5; 62,5 см; радиус защитного диска R для дождей за 28/VIII, 30/VIII и 7/IX равен 25 см, для дождей же за 11/IX и 17/IX — 35 см.

На рис. З *а*—∂ приведены кривые распределения для водности отдельных дождей. По оси абсцисс отложены значения скорости падения капель. Такой параметр выбран вместо обычно применяющегося диаметра капель из соображений удобства использования полученных кривых распределения для целей оценки погрешностей осадкомерных приборов.

Максимумы кривых распределения приходятся на большие значения скорости падения (большие диаметры капель) у дождей за 28/VIII и 17/Х. Действительно, визуальные наблюдения подтверждают, что эти дожди были крупнокапельными. 28/VIII выпал сильный ливневый дождь, продолжавшийся меньше часа; дождь 17/IX также продолжался

83

6*

2 Габлица

0,15 0, 391,19 0,380,92 22 0, 21ww [!]u[!]u1 0 0 0 o, 0,420 0,500 0,600 0,720 1,005 1,162 0,160 0,340 0,850 1,350WW 19 17/IX см/сек 279 **165** 713 775 124 **1**03 589 341 527 651 (!w) a J ¹X∇ 0 0 2 က 0 1 2 **,** 4 -----0,12 1,17 0,88 0,65 0,90 0,85 0,95 23 .ww !u!ш] Ö Ö, Ó, 346 0,432 0,755 0,163520628 0,990 1,050 1,2201,450 ww ?d 11/IX Ó 0 õ см/сєк[.] л (¹ш) 416 28 288 352 180 544 508 572 736 800 က œ ഹ 9 ŝ ഹ Ö ----0 J ¹X∇ 13 1,60 3,44 1,46 1,08 25 0 0 0 0 Ö ww !u!u; ----0,345517 0,618 0,162 0,4280,740 1,033 1,400 880 200 ww ?d 7/IX ó ó •жәр/ мә 348 412 **175** 665 285 538 602 728 792 127 (! w) o ഹ 0 0 8 S 0 0 0 $J^{i}X\nabla$. 33 24 . 1,19 1,42 1,75 0,64 1,75 1,580,77 0 ww !u! u1 0 0 0,540 0,620 0,720940 0,3300,3920,4600,8200,120 270ww ?d 30/VIH <u>.</u> ó см/сек 275 375 475 525 575 8 225 325 125 625 (1 iu) a 3,5 5,5 л ¹Х⊽ 0 ~ ഹ ŝ S Ċ1 0 0 0,55 0,75 1,13 2,101,53 0,42 1,90 0, 2087 0 ww !u!ui ó 1,560 0,6650,960 0,170 0,4500,5501,123 ,320 0,360807 WW 19 28/VIII õ •жәэ/ мә 834 133 300 367 434 500 634 200 767 567 (!ẃ) a J ¹X∇ က 0 က 4 က 4 9 9 4 ---изнодоя № 3 က 4 ഹ 9 1x ი 10

Структура отдельных дождей

недолго (2 часа) и его интенсивность была значительной. Дождь, выпадавший 7/IX, хотя по визуальной оценке и был ливневым, но с мапой интенсивностью, выпадал с перерывами, длительно (14 часов); такой дождь — мелкокапельный. Соответственно максимум кривой распределения приходится для этого дождя на малое значение скорости падения. Среднее между рассмотренными положениями занимает кривая распределения для дождя за 30/VIII. По визуальной оценке это был умеренный ливневый дождь, продолжавшийся 1,5 часа. Несколько необычный вид имеет кривая распределения для дождя за 11/IX, когда слабый ливневый дождь продолжался 7 часов, но с резкой сменой интенсивности; соответственно и кривая распределения имеет два максимума.

На рис. 3 *е* представлена кривая распределения, вычисленная по средним данным за все 12 дождей. Естественно, что эта кривая весьма размыта и не имеет четко выраженного максимума. В качестве примера в табл. 3 приведены для этого «среднего дождя» значения разных структурных характеристик, полученных по рассмотренным выше формулам. Такие характеристики легко рассчитать в случае необходимости для любого дождя.

Таблица З

№ во- ронки	<i>г_і</i> см	<i>v</i> (<i>m_i</i>) см/сек.	\overline{m}_i r·10 ⁻³	<i>р</i> _і мм	ΔΧ _i Γ	$t\overline{m}_i c (\overline{m}_i)$ $r/cm \cdot 10^{-3}$	$tc\ (\overline{m_i})$ $1/cm^3$	tni	<i>tт_in_i</i> мм
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10	$10 \\ 22,5 \\ 27,5 \\ 32,5 \\ 37,5 \\ 42,5 \\ 47,5 \\ 52,5 \\ 57,5 \\ 62,5 \\ 62,5 \\ 100000000000000000000000000000000000$	$154 \\ 347 \\ 424 \\ 501 \\ 578 \\ 655 \\ 733 \\ 810 \\ 887 \\ 964$	$\begin{array}{c} 0,02\\ 0,32\\ 0,66\\ 1,27\\ 2,40\\ 4,34\\ 8,05\\ 14,14\\ 33,50\\ 102,40\\ \end{array}$	0,190 0,430 0,546 0,670 0,826 1,010 1,200 1,510 2,00 3,00	2,9 4,3 3,1 3,0 3,8 1,6 2,2 2,2 0,5 0,2	$\begin{array}{c} 0,12\\ 0,17\\ 0,13\\ 0,12\\ 0,15\\ 0,06\\ 0,09\\ 0,09\\ 0,02\\ 0,01 \end{array}$	5,90 0,54 0,19 0,06 0,02 0,01 0,006 0,001 0,0001	780 188 80 50 35 13 7 5 0,9 0,1	$ \begin{array}{c} 0,18\\ 0,60\\ 0,53\\ 0,61\\ 0,89\\ 0,42\\ 0,65\\ 0,72\\ 0,18\\ 0,08\\ \end{array} $

Характеристики структуры дождя, среднего за 12 случаев выпадения осадков

Результаты первого опыта применения индикатора структуры осадков свидетельствуют о возможности измерения структурных характеристик дождя с помощью этого прибора. Получающиеся средние за дождь функции распределения обладают точностью, достаточной для ряда практических задач, в частности, для целей оценки погрешности осадкомерных приборов. В то же время методика измерений и последующей обработки по индикатору весьма проста, доступна для любого наблюдателя и во много раз менее трудоемка, чем все остальные методы измерения структуры дождей. Целесообразно применение индикатора на специальной сети станций, проводящих изучение погрешностей осадкомерных приборов.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Войтикова Т. Д. К методике измерения размеров дождевых капель. Труды ГГО, вып. 68, 1957.
- Полякова Е. А. Исследование микроструктуры дождей в связи с вопросом об их прозрачности. Труды ГГО, вып. 68, 1957.
 Калчева Р. Н., Стайнов Г. Ст. Върху ветровия режим на валежите в Бълга-
- 3. Калчева Р. Н., Стайнов Г. Ст. Върху ветровия режим на валежите в България. Хидрология и метеорология, № 1, София, 1960.
- 4. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Гидрометеоиздат, Л., 1961.
- 5. Mésáros Ernó. Ar esöcsepp—spektrum mérésénk módsrerei. Jdöjárác, № 1, 1959.

И. Д. КОПАНЕВ

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА РАВНИННОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

В статье рассматриваются вопросы влияния осадков, ветра и метелей на формирование снежного покрова, а также горизонтальная и временная изменчивость высоты и плотности снежного покрова. Полученные результаты представляют интерес в связи с усовершенствованием методики сетевых снегомерных наблюдений.

На протяжении последних лет (1960—1962 гг.) в гидрометеорологических обсерваториях (ГМО) под руководством ГГО выполнялась работа по изучению горизонтальной и временной изменчивости высоты и плотности снежного покрова путем вычисления структурной функции (т. е. среднего квадрата разности изучаемой величины на некотором интервале). Структурная функция характеризует не только изменчивость и корреляционную связь между смежными измерениями, но и позволяет вычислять погрешности определения средней высоты и плотности снежного покрова [2, 7, 11].

В настоящей статье дается краткое обобщение результатов исследований изменчивости высоты и плотности снежного покрова, полученных в ГМО и ГГО. При этом сделана попытка выявить влияние основных метеорологических факторов на изменчивость снежного покрова. С этой целью на основании многолетних данных, взятых из климатических справочников, для равнинной территории нашей страны вычислены характеристики, которые дают представление о различиях в распределении твердых осадков, ветра, метелей и снежного покрова на открытых и защищенных участках.

Как известно, основным фактором, определяющим формирование снежного покрова, являются твердые осадки. Изменчивость высоты снежного покрова в значительной мере зависит от распределения осадков. В табл. 1 помещены данные, характеризующие различия в распределении осадков холодного периода (XI—III).

На всей равнинной территории, за исключением центральных районов Сибири, на защищенных участках осадков больше, чем на открытых. В районах Восточной Сибири сравнительно слабые скорости ветра [1] благоприятствуют более или менее равномерному распределению осадков по территории.

Если взять соотношение количества осадков первой (XI—1), и второй (I—III) половин холодного периода, то оказывается, что бо́льшая часть их выпадает в первую половину (табл. 2).

Естественно, что в отдельные зимы при соответствующем сочетании югодных условий характер распределения осадков может отклоняться эт нормы в ту или другую сторону.

Таблица 1

Соотношение	между	осад	ками	на	зашищенных
. I	і откры	тых	участ	ках	

Район	ETC	Западная Сибирь	Восточ- ная Сибирь	Казах- стан
Северный	1,45	$1,21 \\ 1,11 \\ 1.25$	1,12	1,19
Центральный	1,07		1,00	1,25
Южный	1,10		1,14	1,21

Таблица 2

Соотношение между осадками во второй (I-III) и первый (XI-I) периоды

Район	ETC	Западная Сибирь	Восточ- ная Сибирь	Казах- стан
Северный	1,39	1,81	1,26	1,38
Центральный	1,35	1,58	1,53	1,42
Южный	1,33	1,66	1,50	1,11

В качестве косвенного показателя устойчивости залегания снежного покрова можно использовать отношение числа дней со снежным покровом к~числу дней с выпадением твердых осадков. Для ЕТС по районам этот показатель имеет следующие значения: Северный 1,9, Центральный 1,7, Южный 1,3.

Особенно выделяется Северный район, где число дней со снежным покровом почти в два раза больше числа дней с выпадением осадков. В южных районах различия значительно меньше.

Если взять отношение количества осадков к высоте снежного покрова, то оказывается, что для образования сантиметрового слоя снега в разных районах требуется различное количество осадков (табл. 3).

Таблица З

Отношение количества осадков (мм) к средней высоте снежного покрова на открытых (о) и защищенных (з) участках ЕТС Западная Восточная Казахстан Сибирь Сибирь Казахстан

Район	ETC		Запа Сиб	ідная бирь	Восто Сиб	очная бирь	Казахстан	
	o	3	0	3	0	3	0	3
Северный Центральный Южный	3,3 4,5 9,1	2,4 3,4 6,7	2,2 2,1 3,0	1,5 1,8 2,4	3,0 2,1 2,5	2,1 2,0 1,6	2,6 3,0 8,8	1,8 2,4 6,1

Для всей рассматриваемой территории характерно то, что на открытых участках для образования сантиметрового слоя снега осадков требуется больше, чем на защищенных. Эта особенность обусловлена тем, что снежный покров на открытых участках в большей мере подвержен изменениям, чем на защищенных. Как в районах Европейской территории СССР (ЕТС), так и на Азиатской территории СССР (АТС) с севера на юг количество осадков, необходимое для образования снежного покрова, заметно возрастает.

На распределение осадков и формирование снежного покрова существенное влияние оказывает ветер. Об изменчивости скорости ветра в различных районах на открытых и защищенных участках в холодный период можно получить представление из табл. 4.

Таблица 4

	Участки									
Район		01	гкрыті	ый			защ	ищен	ный	
	XI	XII	I	II	III	XI	XII	I	II	III
ETC										
Северный	6,7	6,2	5,9	6,3	6,0	4,4	4,1	4,6	4,1	4,3
Центральный	5,2	5,1	5,5	5,5	5,4	4,7	4,5	4,8	4,6	4,7
Южный	5,0	5,4	5,5	5,9	5,1	4,4	4,6	4,7	5,0	.4,8
Сарариний	76	76	7.0	73	6.0	10	3.0	38	2.8	12
Иентральный	6,5	6.2	6.2	6.0	162	3.8	3.6	3.3	3.0	3.0
Южный	5.4	5.0	4.8	4.4	4.9	3.6	3.6	3.4	3.1	3.8
Восточная Сибирь	-,-		-,-		- ,.		0,0		, , , ,	
Северный	5,3	4,6	4,7	4,8	5,9	3,4	3,2	3,2	3,1	3,2
Центральный	4,0	3,8	3,4	3,4	3,3	2,7	2,3	2,3	2,5	2,5
Южный	2,8	3,6	3,4	3,8	2,4	2,0	2,1	2,0	2,2	1,7
Казахстан	5	6 9	5			0.4	04	0 5	0 5	9.6
Северныи	0,0	0,3	0,0	0,4	0,0	2,4	2,4	2,0	2,0	2,0
Южиций	$\frac{1}{3}$	$\frac{1}{3}$	33	3.0	4 1	20	2,0	20	$\frac{1}{2}$	29
	0,2	0,0	0,0	0,5	7,1	2,0	2,1	2,0	2,0	2,2

Средняя скорость ветра (м/сек.)

Перенос частиц снега в большинстве случаев начинается при скоростях ветра не менее 2,5—3,0 м/сек. [6]. Если принять скорость ветра 3,0 м/сек. за критическую и взять данные табл. 4, то можно предположить, что в условиях открытой местности снежный покров больше подвержен действию ветра, чем в условиях защищенной местности.

В табл. 5 приведены данные, характеризующие, во сколько раз скорость ветра на открытых участках больше, чем на защищенных. Наибольшие различия в распределении скоростей ветра между открытыми и защищенными участками наблюдаются в северных районах ЕТС и АТС.

Интересно отметить, что эти отношения имеют значительные колебания по территории. Последнее обстоятельство указывает на то, что «защищенность» и «открытость» участков для наблюдений в различных районах оценивается по-разному.

Если взять соотношение скоростей первой половины (XI—I) и второй (I—III) половины холодного периода (табл. 6), то можно получить представление об изменчивости скорости ветра во времени.

Таблица 5

Район ΧI XII Ĭ П III Среднее ETĊ 1,42 1,30 Северный 1,52 1,51 1,28 1,53 1,17 1,17 1,15 1,07 $1,15 \\ 1,15 \\ 1,15 \\ 1$ $1,10 \\ 1,13$ 1,13 1,17 1,19 1,18 Центральный Южный Западная Сибирь 2,00 1,63 1,58 Северный 1,90 1,83 1,90 1,85 1,53 1,42 1,71 1,85 1,41 1,68 Центральный Южный. 1,50 1,42 1,30 1,41 Восточная Сибирь 1,56 1,43 1,42 1,54 1,85 1,56 Северный 1,40 1,71 1,48 1,85 1,36 1,72 1,47 Центральный 1,35 1,41 1,40 1,62 1,45 Южный . Казахстан 1,20 1,12 1,55 1,10 1,10 1,95 1,20 1,15 1,10 1,58 1,10 1,15 Северный 1,10 1,60 1,10 1,70 Центральный 1,00 • 1,86 Южный .

Соотношение скоростей ветра на открытых и защищенных участках

Таблица б

Район	ETC	Западная Сибирь	Восточная Сибирь	Казахста́н
Северный	1,06	1,10	1,14	0,98
Центральный	0,91	1,08	1,10	0,95
Южный	0,90	1,03	1,10	0,87

В северных районах ЕТС и АТС средние месячные скорости ветра в первую половину периода несколько больше, чем во вторую. В центральных и южных районах ЕТС, а также в Казахстане сравнительнобольшие скорости ветра приходятся на вторую половину холодного периода. В Западной и Восточной Сибири слабые скорости ветра отмечаются во второй половине периода, что обусловлено влиянием сибирского антициклона.

Известно, что большие скорости ветра и частые снегопады создают наиболее благоприятные условия для образования метелей и неравномерного залегания снежного покрова.

О соотношении метелей на открытых и защищенных участках, об их изменчивости во времени в различных районах можно судить по данным, приведенным в табл. 7 и 8.

Таблица 7

Соотношение метелей на открытых и защищенных участках

Район	ETC	Западная Сибирь	Восточная Сибирь	Казахстан
Северный	1,17	1,25	1,60	1,00
	1,06	1,16	1,40	1,40
	1,10	1,15	1,10	1,40

На открытых участках метели наблюдаются чаще, чем на защищенных, особенно в северных районах ЕТС и АТС. По мере удаления с севера на юг различия постепенно уменьшаются, что указывает на тесную связь повторяемости метелей со скоростью ветра.

Метели во вторую половину холодного периода (I—III) наблюдаются значительно чаще, чем в первую (XI—I), что характерно для всей равнинной территории (табл. 8).

Таблица 8

Райс	Эн	ETC	Западная Сибирь	Восточная Сибирь	Казахстан
Северный	•••	1,38	1,18	1,20	1,32
Центральный		1,50	1,11	1,28	1,15
Южный		1,80	1,10	1,00	1,20

Соотношение метелей во второй (I-III) и перзый (XI-I) периоды

Такая изменчивость обусловлена прежде всего особенностями режима осадков и ветра.

Особенности распределения осадков, ветра и метелей находят отражение в изменчивости высоты снежного покрова.

Повсюду, как и следовало ожидать, высота снежного покрова на защищенных участках больше, чем на открытых (табл. 9).

Таблица 9

Соотношение высот снежного покрова на защищенных и открытых участках

Район	ETC	Западная Сибирь	Восточная Сибирь	Казахстан
Северный	1,48	1,35	1,40	1,75
Центральный	1,41	1,53	1,20	1,95
Южный	1,44	1,80	1,20	1,76

Наибольшие различия отмечаются в южных районах Западной Сибири и в Казахстане.

Приведенные материалы показывают, что различия в распределении снежного покрова на защищенных и открытых участках тем больше, чем больше различия в распределении осадков, ветра и метелей при прочих равных условиях.

Об изменчивости снежного покрова по территории и во времени дает представление структурная функция.

Пространственная структурная функция характеризует не только изменчивость высоты снежного покрова от точки к точке, но и связь между смежными промерными точками [7]. Чем меньше изменчивость высоты снежного покрова и больше связь между промерными точками, тем меньше значения структурной функции. Неравномерное залегание снежного покрова, сравнительно слабая связь между точками измерения обусловливают рост структурной функции.

Известно, что при значительных интервалах между промерными точками структурная функция принимает наибольшее значение, равное удвоенной дисперсии σ^2 [7]. В табл. 10 приведены средние максимальные значения пространственной структурной функции b_{max} и соответствующие им наибольшие интервалы между промерными точками λ , а также средняя высота снежного покрова h и скорость ветра u для открытых участков.

Таблица 10

Значения структурной функции b_{\max} , расстояний λ , высоты снежного покрова hи скорости ветра u

Район	$b_{ m max}$ см 2	λм	ћсм	и м/сек
ETC	-			,
Северный	210	150	64	6,5
Центральный	237	80	62	5,3
	171	100	20	0,1
Северный	241	, 300	57	5.3
Центральный	75 /	60	30	3,4
Южный	26	70	24	3,3
Казахстан				}
Северный	594	130	34	5,4
Центральный	295	80	28	3,9
Южный	150	70	10	3,4
				1,

Из табл. 10 видно, что наибольшая изменчивость высоты снежного покрова отмечается в северных районах ЕТС, АТС и особенно, в Казахстане, а наименьшая — в центральных и южных районах АТС.

Данные табл. 10 показывают также, что большим значениям структурной функции соответствуют большие интервалы между промерными точками. Это указывает на ослабление связи между смежными точками с увеличением расстояния.

Как показывают исследования Т. С. Трифоновой [11], изменчивость пространственной структурной функции находится в тесной зависимости от типа ландшафта. Величина структурной функции для защищенных участков вследствие более или менее равномерного залегания снежного покрова меньше, чем для открытых [11].

Структурная функция зависит не только от типа ландшафта, но и от высоты снежного покрова: с увеличением высоты покрова она возрастает (табл. 10). Это обусловлено тем, что высота снежного покрова в течение зимы непрерывно увеличивается за счет выпадающих осадков, но при этом возрастает и число дней с метелями (табл. 8). Метели, сопровождаемые ветрами, вызывают неравномерное распределение снежного покрова на открытых участках.

Данные по пространственной структурной функции позволяют соответственно вычислить погрешности определения средней высоты снежного покрова. В табл. 11 помещены средние абсолютные и относительные погрешности определения средней высоты снежного покрова на открытых участках. Величина погрешности зависит не только от длины маршрута и числа промерных точек, но и от горизонтальной изменчивости высоты снежного покрова в том или ином районе. Чем больше горизонтальная изменчивость высоты снежного покрова, тем больше погрешность при прочих равных условиях. Это относится прежде всего к северным и южным районам ЕТС.

Абсолютные погрешности изменяются по территории в небольших пределах, поэтому более показательными являются относительные погрешности.

Таблица 11

Абсолютные и относительные погрешности высоты снежного покрова

		pyra,	Число измерений									
	Район	Длина марш км	10	20	50	100	10	20	50	100		
ETC	·		Аб	солютн ност	ые пог и, см	реш-	Отно	ситель ност	ные по и, %	греш-		
LIC .	Северный	$\frac{1}{2}$	$7.5 \\ 6.8$	6,8 5,3	5,8 4,4	5,3 4,3	-18 16	16 12	13	12		
	Центральный .	$\frac{1}{2}$	3,2 2,7	2,1 1.5	$1,7 \\ 1.5$	1,6 1,4	10 8	75	55	5		
ATC	Южный	$1 \\ 2$	5,7 5,8	5,5 5,4	5,6 5,3	$5,6 \\ 5,2$	38 38	36 36	35 36	35 36		
	Северный Центральный Южный	$ \begin{array}{c} 1 \\ 2 \\ 2 \\ 1 \\ 2 \\ 2 \\ 1 \end{array} $	3,7 2,7 2,3 2,7 1,6	3,6 2,8 1,8 1,6 1,0	3,6 2,7 1,7 1,1 1,0	3,6 2,7 1,6 1,0 0,8	$10 \\ 7 \\ 7 \\ 6 \\ 5$	9 7 5 5 4	9 7 5 4 3	9 7 4 3		

Сравнительно небольшими как абсолютными, так и относительными погрешностями характеризуются центральные районы ЕТС и АТС, а также южные районы АТС.

Из табл. 11 следует, что в ряде районов при необходимости обеспечения погрешности определения средней высоты снежного покрова в 2 см длина маршрута l должна быть равна 1 км, а число промерных точек n должно составлять 20. В южных же районах ЕТС указанная погрешность не обеспечивается даже при таких условиях, когда l=2 км (и n=100. Поэтому для обеспечения одной и той же точности, определяемой требованиями практики, нельзя пользоваться стандартами lи n во всех районах нашей страны, как это имеет место в настоящее время [9].

Выполненные ранее разработки показали, что различные сочетания *l* и *n* могут обеспечить одну и ту же заданную точность [7]. Это положение подтверждается и материалами табл. 11.

Увеличение длины маршрута и числа промерных точек не всегда способствует повышению точности определения средней высоты снежного покрова [11, 12]. Например, Н. М. Цветкова [12], используя материалы снегосъемок, проведенных в бассейне р. Оки, пришла к выводу, что в условиях пересеченной местности погрешность уменьшается с увеличением длины маршрута, но до определенного предела. Рост маршрута здесь начиная с 2 км практически не повышает точность средней высоты снежного покрова, поэтому увеличивать длину маршрута в подобных случаях вряд ли целесообразно.

Что касается погрешности определения средней плотности снежного покрова, то она в значительной мере зависит от числа измерений [11]. С увеличением числа промерных точек при прочих равных условиях точность определения плотности заметно возрастает.

Для характеристики горизонтальной изменчивости высоты снежного покрова можно использовать также коэффициент вариации c_v , т. е. отношение среднего квадратического отклонения к среднему арифметическому значению [6]. Коэффициент вариации вычислен на основе материалов большого числа станций и постов, расположенных в различных районах (табл. 12).

Анализ данных показывает, что как коэффициент вариации, так и пространственная структурная функция однозначно отражают общие закономерности изменчивости высоты снежного покрова (см. табл. 10 и 12).

Таблица 12

	ETC		Запа Сиб	дная ирь	Вост Сиб	очная ирь	Казахстан	
Раион	0	3	0	3	0	3	0	3
Северный Центральный Южный	0,15 0,16 0,25	0,14 0,12 0,21	0,28 0,27 0,40	0,23 0,22 0,25	0,32 0,31 0,26	0,24 0,26 0,24	0,59 0,36 0,26	0,48 0,23 0,21

Средние значения коэффициента вариации c_v на открытых (о) и защищенных (з) участках

Однако, в отличие от структурной функции, коэффициент вариации обладает большой устойчивостью, т. е. в меньшей мере отражает изменения, происходящие в характере залегания снежного покрова. Например, в пределах Восточной Сибири структурная функция в северной части почти в девять раз больше, чем в южных районах (см. табл. 10), а коэффициент вариации соответственно лишь в полтора раза больше, причем для защищенных участков он остается почти постоянным (табл. 12).

Ниже приводятся средние значения коэффициента вариации для различных угодий Целинного края, полученные по материалам снегосъемок ГГИ за зиму 1954-55 г.

Таблица 13

Тип угодья	C _V	h	d
Лесной участок Поляна в лесу Лесная опушка Целина Стерня	0,18 0,20 0,24 0,26 0,32 0,38	25 28 26 17 21 13	0,13 0,13 0,14 0,16 0,19 0,19

Средние значения коэффициента вариации с_v, высоты h и плотности d снежного покрова

Сравнение показывает, что значения коэффициента вариации, вычисленные по многолетним данным (табл. 12) и по материалам снегосъемок (табл. 13), мало отличаются друг от друга (особенно защищенные участки).

Следует также отметить, что между коэффициентом вариации и высотой снежного покрова связь не наблюдается. Все это указывает на то, что коэффициент вариации по сравнению с пространственной структурной функцией является менее показательной характеристикой горизонтальной изменчивости высоты снежного покрова.

Для оценки изменчивости высоты и плотности снежного покрова во времени используется временная структурная функция [7].

Значения временной структурной функции для интервалов времени 5, 10, 15 и 20 суток приведены в табл. 14.

Поскольку изменчивость высоты и плотности снежного покрова в течение зимы неодинакова и это различие особенно четко прослеживается

Т	а	б	л	И	Ц	а	14

					Пe	риод				
	Райо́н		нара	стания		схода				
		5	10	15	20	5	10	15	20	
			Откры	тые уча	стки					
ETC	Северный Центральный Южный	22,3 19,4 16,2	48,2 32,1 36,0	74,8 60,0 54,7	99,8 80,0 73,0	107,0 149,5 88,0	326,0 410,0 255,0	670,0 658,0 472,0	1240,0 955,0 734,0	
AIC	Северный Центральный Южный	$ \begin{array}{c c} 18,2 \\ 7,7 \\ 2,2 \end{array} $	37,0 15,1 4,1	53,9 33,3 6,3	66,0 49,4 7,8	81,4 61,5 21,6	105,1 152,0 44,3	162,0 299,0 68,0	249,2 520,0 93,0	
			а Защище	а енные уч	' 1астки	۲ ۲ ۲	I	1	l usof pos	
ETC	Северный Центральный Южный	37,0 29,8	78,0 63,0	120,4 98,3	186,0 135,0	250,0 166,0	452,0 500,0	863,0 851,0	1351,0 1500,0	
ATC	Северный Центральный Южный	$23,5 \\ 13,4 \\ 5,2$	41,2 30,0 9,2	55,0 48,5 13,6	70,5 75,0 16,4	81,9 123,0 23,4	207,0 324,0 53,8	338,6 612,0 89,7	513,0 945,0 128,9	

по средним многолетним данным, то время залегания снежного покрова целесообразно разделить на два периода: нарастания и схода [2].

На всей рассматриваемой территории изменчивость высоты снежного покрова на открытых участках меньше, чем на защищенных. Наибольшей изменчивостью отличаются защищенные участки центральных районов ATC, где в течение зимы происходит непрерывное увеличение высоты снежного покрова, при этом возрастает и временная структурная функция. На открытых же участках высота снежного покрова может колебаться в больших пределах.

Судя по величинам структурной функции (табл. 14), в период схода высота снежного покрова в большей мере подвержена изменениям, чем в период нарастания. С увеличением интервала времени между наблюдениями структурная функция возрастает как на открытых, так и на защищенных участках.

Данные по временной структурной функции позволяют вычислить погрешности интерполяции высоты внешнего покрова для различных интервалов времени [2, 7].

В табл. 15 помещены осредненные величины относительной погрешности интерполяции высоты снежного покрова для различных зон.

На защищенных участках погрешности интерполяции высоты снежного покрова больше, чем на открытых, что соответствует значениям временной структурной функции. С увеличением интервала времени между наблюдениями погрешность интерполяции возрастает, причем

	Относительны	е погрешно	сти ин	терпо	ляции	высо	ты сн	ежног	о пок	рова	(%)	
					-	~	Пери	од				
	Район			нар	астан	ИЯ				схода		
·	· · · ·		1	5	10	15	20	- 1	5	10	15	20
· · · ·			От	крыты	е уча	стки						
ETC	Северный. Центральный Южный.	· · · · · ·	2 2 .6	4 5 13	6 8 18	8 9 22	9 11 26	2 2 4	6 8 15	10 13 25	14 17 32	18 22 40
AIC	Северный . Центральный Южный .	• • • •	2 1 2	6 3 4	7 4 4	9 6 7	12 8 8	2 2 1	6 3 4	10 8 7	13 11 8	17 14 8
			Защ	ищенн	ные уч	астки		× .				
ETC	Северный Центральный Южный	· · · · ·		$\frac{3}{4}$	5 6	6 8 	7 9 —	$\frac{1}{2}$	$ \begin{array}{c} 4 \\ -6 \\ \end{array} $	$\begin{array}{c} 7\\10\\-\end{array}$	10 15 	13 18 —
AIC	Северный . Центральный Южный	· · · · ·	$\begin{bmatrix} -1\\ 1\\ 2 \end{bmatrix}$	$\frac{-}{2}$			6 10	$\frac{1}{2}$	4 5	79	$\begin{array}{ c c }\hline 1\\1\\10\end{array}$	31 10

в период весеннего снеготаяния быстрее, чем в период нарастания снежного покрова.

О временной изменчивости плотности снежного покрова можно получить представление из данных, приведенных в табл. 16.

Структурная функция плотности в период нарастания на открытых участках больше, чем на защищенных. Однако в период весеннего снеготаяния прослеживается обратная картина. В период нарастания процессы уплотнения снежного покрова на открытых участках протекают с большей интенсивностью, чем на защищенных. В период снеготаяния уплотненный снежный покров на открытых участках в меньшей мере подвержен изменениям, чем на защищенных (табл. 16), где плотность снега к моменту схода обычно бывает сравнительно невысокой.

В период нарастания плотность снежного покрова изменяется на ЕТС больше, чем на АТС. Объясняется это тем, что такие уплотняющие факторы, как жидкие осадки и оттепели на ЕТС (особенно в южных районах), наблюдаются чаще, чем на АТС.

С увеличением интервала времени между наблюдениями над плотностью временная структурная функция возрастает как на открытых, так и на защищенных участках. В районах АТС изменчивость плотности в период нарастания значительно меньше, чем на ЕТС, зато в период снеготаяния она на открытых участках соответственно выше, особенно в южных районах.

Данные по временной структурной функции позволяют вычислить погрешности интерполяции плотности снежного покрова для различных интервалов времени (5, 10, 15 и 20 суток) [3].

Таблица 15

Таблица 16

Временная структурная функция плотности снежного покрова (г/см³ · 10⁻⁴) Период Район нарастания схода Открытые участки ETC Северный. Центральный Южный. ATC Северный. Центральный Южный. Защищенные участки **E**TC Северный. Центральный Южный. ATC Северный.

В табл. 17 представлены средние значения абсолютной погрешности интерполяции для различных районов.

Погрешности интерполяции на открытых участках несколько больше, чем на защищенных, т. е. с увеличением структурной функции возрастают соответственно и погрешности.

Анализ полученных результатов позволяет отметить следующее:

1. На равнинной территории СССР осадкомеры, установленные на защищенных участках, отмечают большее количество осадков, чем на открытых. Различия составляют: в северных районах ЕТС и АТС 45 и 15% соответственно, в центральных районах ЕТС и АТС 11 и 7%, в центральных районах Восточной Сибири различий нет, в южных районах ЕТС и АТС соответственно 25 и 10%.

2. В первую половину холодного периода (XI—I) осадков выпадает в полтора раза больше, чем во вторую (I—III).

3. Отношение числа дней со снежным покровом к числу дней с выпадением твердых осадков в пределах ЕТС изменяется от 1,9 на севере до 1,3 на юге.

4. Для образования сантиметрового слоя снега в различных районах требуется осадков:

а) в северных районах ЕТС и АТС на открытых участках 2,3— 3,3 мм, а на защищенных — 1,5—2,4 мм;

б) в центральных районах ЕТС и АТС на открытых участках 2,1— 4,5 мм, а на защищенных — 1,8—3,4 мм;

в) в южных районах ЕТС на открытых участках — 9,1 мм, а на защищенных — 6,7 мм.

Таблица 17

Период Район схода нарастания Открытые участки TC 20 Северный . Центральный . Южный. 1TC Северный. Центральный . Южный. Защищенные участки ETC Северный . Центральный Южный . ATC Северный. Центральный . Южный..

Погрешность интерполяции (г/см³ · 10⁻³)

5. Соотношения скоростей ветра между открытыми и защищенными участками имеют значительные колебания на равнинной территории. Это указывает на то, что «защищенность» и «открытость» в различных УГМС оценивается по-разному.

6. Средние скорости ветра на ЕТС и в Казахстане в первую половину холодного периода (XI—I) меньше, чем во вторую (I—III). В районах Сибири прослеживается обратное распределение скорости ветра.

7. Различия в повторяемости метелей на открытых и защищенных участках в северных районах ЕТС и АТС составляют 60 и 17% соответственно, в южных районах ЕТС и АТС 15 и 10%.

Сравнительно большее число дней с метелями приходится на вторую половину холодного периода.

8. Существенные различия в распределении снежного покрова на защищенных и открытых участках в северных районах ЕТС и АТС обусловлены сильными ветрами и частыми метелями.

9. Наибольшая изменчивость высоты снежного покрова, характеризуемая пространственной структурной функцией, наблюдается в северных районах ЕТС и АТС, а также в Казахстане, наименьшая в центральных районах ЕТС, АТС и на юге Восточной Сибири. Пространственная структурная функция имеет тесную связь со скоростью ветра, повторяемостью метелей и с высотой снежного покрова.

10. Сравнительно малыми абсолютными и относительными погрешностями определения средней высоты снежного покрова характеризуются центральные районы ЕТС и АТС, а также южные районы Восточной Сибири.

7 Заказ № 13

Для обеспечения одной и той же точности определения средней высоты снежного покрова нецелесообразно пользоваться стандартными длиной снегомерного маршрута и числом промерных точек в различных районах.

11. Коэффициент вариации и пространственная структурная функция однозначно отражают общие закономерности изменчивости высоты снежного покрова по территории. Однако коэффициент вариации является менее показательной характеристикой горизонтальной изменчивости высоты снежного покрова по сравнению со структурной функцией.

12. Временная изменчивость высоты снежного покрова, характеризуемая временной структурной функцией, на открытых участках меньше, чем на защищенных. Наибольшей временной изменчивостью высоты снежного покрова отличаются защищенные участки Восточной Сибири.

13. Наибольшими величинами относительной погрешности интерполяции высоты снежного покрова характеризуются районы с неустойчивым снежным покровом. Для обеспечения одной и той же погрешности интерполяции нецелесообразно рекомендовать стандартные сроки снегомерных наблюдений для всей территории.

14. Временная изменчивость плотности снежного покрова в период. нарастания на открытых участках больше, чем на защищенных, а в период весеннего снеготаяния наоборот. Это обусловлено различной интенсивностью процессов уплотнения.

15. Погрешности интерполяции плотности на открытых участках больше, чем на защищенных. При обеспечении одной и той же точности определения плотности нецелесообразно рекомендовать стандартные сроки наблюдений над плотностью для всех районов страны.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Анапольская Л. Е. Режим скоростей ветра на территории СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1961. 2. Гущина М. В. и Трифонова Т. С. Об изменчивости характеристики снеж-
- ного покрова во времени и о выборе интервалов времени между снегосъемками. Труды ГГО, вып. 108, 1960.
- 3. Гущина М. В. Изменчивость высоты и плотности снежного покрова во времени и погрешности интерполяции их в различных районах. Труды ГГО, вып. 130, 1962.
- 4. Говщ Р. Л. Изменчивость характеристик снежного покрова в условиях Забай-
- калья. Труды ГГО, вып. 108, 1960. 5. Канович З. Г. О наблюдениях над снежным покровом в Казахстане. Труды ГГО, вып. 130, 1962.
- 6. Кузьмин П. П. Формирование снежного покрова и мотоды определения снегозапасов. Гидрометеоиздат, Л., 1960.
- 7. Лайхтман Д. Л. и Каган Р. Л. Некоторые вопросы рационализации снего-съемок. Труды ГГО, вып. 108, 1960.
- 8. Мельникова Т. В. О мстодике наблюдений над снежным покровом в условиях Северо-Востока СССР. Труды ГГО, вып. 130, 1962.
- 9. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, ч. І. Гидрометеоиздат, Л., 1958.
- Свисюк И. В. Распределение снежного покрова в условиях комплексной полу-пустыни Заволжья. Труды ГГО, вып. 36 (98), 1952.
 Трифонова Т. С. О пространственной изменчивости характеристик снежного
- покрова. Труды ГГО, вып. 130, 1962.
- Цветкова Н. М. К вопросу об усовершенствовании методики снегомерных съемок. Труды ГГО, вып. 130, 1962.
 Шарова В. Я. Число дней с осадками различной интенсивности на территории
- Европейской части СССР и Кавказа. Гидрометеоиздат, Л., 1958.
- 14. Шпак И. С. О точности наблюдений над снежным покровом при снегосъемках. Труды ГГИ, вып. 45 (99), 1954.

Т. В. ДЬЯЧКОВА

О МЕТОДИКЕ РАСЧЕТА ПОТОКА ТЕПЛА В ПОЧВУ ПРИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ УСТАНОВКИ М-54

В статье приводятся рекомендации по расчету потока тепла через поверхность почвы в случае измерения температуры по дистанционной установке М-54. Предлагается простая методика, пригодная для использования на сети станций.

Дистанционная установка для измерения температуры почвы М-54 [1] дает возможность производить измерения в слое значительной толщины. В связи с этим ее целесообразно использовать для проведения градиентных измерений с целью расчета потока тепла в почву.

В настоящее время щирокое распространение имеет предложенная Г. Х. Цейтиным [2] методика расчета потока тепла в почву на основании измерений ее температуры ртутными термометрами на поверхности и на глубинах 0, 5, 10, 15, 20 см.

Для расчетов по этой методике используется формула

 $P = \frac{c}{\tau} \left(s_1 - \frac{a}{10} s_2 \right), \qquad (1)$

где P — поток тепла через поверхность почвы, c — объемная теплоемкость 20-сантиметрового слоя почвы, τ — время между сроками измерения температуры в минутах, s_1 и s_2 — величины, рассчитываемые по градиентам температуры в 20-сантиметровом слое почвы, a — температуропроводность почвы.

На сети метеостанций [3] расчеты производятся по упрощенной формуле, в которой не учитывается второй член формулы (1).

Экспериментальные данные показывают, что эта величина для большинства почв не превышает 10% величины первого члена. Кроме того, значение *a* по данным сетевых наблюдений рассчитывается с небольшой точностью. Таким образом, при расчете потока тепла через поверхность почвы по существу учитывается только изменение тепло-содержания 20-сантиметрового слоя.

При использовании установки М-54 измерение температуры можно производить в более глубоком слое, т. е. практически охватить весь слой суточных колебаний температуры. При этом с большим основанием можно применять метод расчета потока по изменению теплосодержания.

7*

Как известно, поток тепла по методу изменения теплосодержания за промежуток между двумя сроками измерения температуры определяется по формуле

$$P_1 = \frac{c}{\tau} \int_0^H \left[T_2(h) - T_1(h) \right] dh, \qquad (2)$$

где T_1 (h) и T_2 (h) — температура почвы в первый и второй сроки измерения, h — глубина измерения температуры, H — глубина всего слоя измерения температуры.

Интеграл в формуле (2) представляет собой площадь, ограниченную профилями температуры в два момента времени, между которыми определяется среднее значение потока тепла в почву. Например, на рис. 1 это площадь между кривыми распределения температуры по





глубине за сроки 7 и 13 час. Интеграл вычисляется графически путем измерения площади планиметром или каким-либо другим путем. Но такой способ вычисления довольно трудоемкий, и поэтому для использования метода на широкой сети метеостанций удобнее проводить расчеты аналитическим путем.

Чтобы найти аналитическое рещение интеграла, формулу (3) можно представить в виде

$$P_2 = \frac{c}{\tau} \left(\overline{T}_2 - \overline{T}_1 \right) H, \tag{3}$$

где $\overline{T_1}$ и $\overline{T_2}$ — средние температуры слоя почвы глубиной H в первой и второй сроки измерения.

Следовательно, для того чтобы можно было пользоваться простой формулой (3), нужно знать среднюю температуру слоя. Ее с достаточной практической точностью можно рассчитывать непосредственно из измеренных величин, если термометры устанавливать следующим образом: до глубины 20 см — через каждые 5 см начиная с поверхности, а ниже, до глубины 80 см, — через каждые 20 см. Конечной глубиной выбрано 80 см, так как для наиболее распространенных почв в основном в этом слое затухают суточные колебания температуры. При такой установке термометров будет измеряться температура на уровнях 0, 5, 10, 15, 20, 40, 60, 80 см. Имея значения температур на этих глубинах, можно найти среднюю температуру слоя с помощью следующего выражения:

$$\overline{T} = \frac{1}{H} \int_{0}^{H} T(h) dh.$$

Для приближенного расчета интеграла в (4) разобьем на отдельные участки площадь (рис. 2), ограниченную кривой T(h) и осями коорди-





нат. Тогда, применяя метод трапеций, получим для средней температуры слоя \overline{T} формулу

$$\overline{T} = \frac{\left[\frac{T_0 + T_{20}}{2} + T_5 + T_{10} + T_{15}\right] \cdot 5 + \left[\frac{T_{20} + T_{80}}{2} + T_{40} + T_{60}\right] \cdot 20}{80}.$$
 (5)

Чтобы убедиться в том, что расчеты по формуле (5) дают достаточно точные значения средней температуры, по тем же данным измерения строились профили и с них снимались значения температуры через каждые 5 см.

На основании этих данных расчеты средней температуры производились по формуле

$$\overline{T} = \frac{\left[\frac{T_0 + T_{80}}{2} + T_5 + T_{10} + \dots + T_{75}\right] \cdot 5}{80}.$$
(6)

Величины, рассчитанные двумя способами, очень близки между собой и отличаются, как видно из табл. 1, не более чем на $\pm 0,1^{\circ}$. Вместе с тем средняя температура слоя, рассчитанная по температурам через каждый сантиметр глубины, имеет те же значения, что видно из табл. 1.

Таблица 1

Сравнение средних температур, рассчитанных по измерениям температуры через 20 см (\overline{T}_{20}), 5 см (\overline{T}_5) и 1 см (\overline{T}_1)

\overline{T}_{20}				14,7	10,5	16,1	15,2	13,5	15,5	15,0	16,0	10,5	16,5	16,5	14,8
\overline{T}_5 .	•	÷		14,6	10,5	16,0	15,1	13,5	15,4	14,9	15,9	10,5	16,4	16,6	14,7
\overline{T}_1 .	•	•	•	14,7		16,1		13,5		15,0					

101

(4)

Таким образом, средняя температура слоя с достаточной практической точностью рассчитывается по формуле (4) через температуры, измеренные с помощью установки M-54 на общепринятых уровнях.

Сравним потоки тепла в почву P_1 , получаемые при точном (графическом) вычислении интеграла в формуле (2), рассчитанные аналитическим методом P_2 через средние температуры слоя и полученные по формуле (1) $P_{\rm II}$.

В табл. 2 помещены средние интенсивности потока тепла в почву, рассчитанные для различных промежутков времени. Средние интенсивности за период 7—19 час. получены по расчетам за 3-часовые интервалы времени.

При расчете потока по формуле (4) средняя температура слоя определялась с точностью до 0,01°.

Таблица 2

Териод, часы	P_1	P_2	P ₁ P ₂	Р _Ц	Примечания
7-99-1111-133-13-55-7	$\begin{array}{c} 0,104\\ 0,210\\ 0,159\\ -0,049\\ -0,117\\ -0,007\end{array}$	$\begin{array}{c} 0,144\\ 0,200\\ 0,168\\ -0,045\\ -0,120\\ 0,015 \end{array}$	$\begin{array}{c} -0,040 \\ 0,010 \\ -0,009 \\ -0,004 \\ +0,003 \\ -0,023 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,12\\ 0,20\\ 0,18\\ -0,06\\ -0,08\\ +0,00\end{array}$	Махталы, по данным отдельных из- мерений 5—6/IX 1959 г.
7—10 10—13 13—16 16—19	0,043 0,076 0,016 0,021	0,049 0,078 0,00 0,023	$\begin{array}{c} -0,006 \\ -0,002 \\ 0,016 \\ 0,002 \end{array}$	0,047 0,070 0,018 0,023	Воейково, по среднемесячным дан- ным измерения температуры за август 1961 г.
7-197-197-197-197-197-197-197-19	0,048 0,041 0,034 0,032 0,027 0,056 0,033 0,038	$\begin{array}{c} 0,046\\ 0,038\\ 0,032\\ 0,032\\ 0,024\\ 0,055\\ 0,040\\ 0,033\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0,002\\ 0,003\\ 0,002\\ 0,000\\ 0,003\\ 0,001\\ -0,007\\ 0,005\end{array}$	$\begin{array}{c} 0,047\\ 0,035\\ 0,029\\ 0,025\\ 0,024\\ 0,044\\ 0,039\\ 0,034\\ \end{array}$	Воейково, по среднедекадным дан- ным, июль 1962 г. август 1962 г. июль 1961 г.
7—19 7—19 7—19	0,043 0,028 0,042	0,038 0,026 0,044	0,005 0,002 0,002	$0,042 \\ 0,028 \\ 0,040$	Воейково, по среднемесячным дан- ным, июль 1962 г. август 1962 г. июль 1961 г.

Средние интенсивности потока тепла в почву (кал/см²мин.), рассчитанные разными способами

Из табл. 2 видно, что наибольшие расхождения получаются при расчетах потока за небольшие промежутки времени; эти расхождения. по-видимому, связаны со случайными ошибками. При осреднении за большие промежутки расхождения между потоками укладываются в пределах точности расчета.

• Таким образом, определение потока тепла через поверхность почвы при использовании на сети установки М-54 может производиться по формуле (3) при расчете средней температуры слоя с точностью до 0,01°.

ЛИТЕРАТУРА

 Беспалов Д. П. Дистанционная установка для измерения температуры почвы. Труды ГГО, вып. 103, 1960.
 Цейтин Г. Х. О вычислении коэффициента температуропроводности и потока

 Цейтин Г. Х. О вычислении коэффициента температуропроводности и потока тепла в почву по осредненным температурам. Труды ГГО, вып. 60 (122), 1956.
 Временные методические указания гидрометеорологическим станциям. Изд. ГГО им. А. И. Воейкова, 1961.

Э. Г. ПЕРНЯК, Л. И. ПРОКОФЬЕВА, Л. Р. СТРУЗЕР

НЕКОТОРЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О СИСТЕМАТИЧЕСКИХ ПОГРЕШНОСТЯХ ГРАДИЕНТНЫХ НАБЛЮДЕНИИ

По материалам специальных наблюдений четырех станций показано, что вертикально висящий психрометр систематически дает преувеличенные значения температуры воздуха. Подтверждается правильность рекомендации изменить стандартную методику градиентных наблюдений: подвешивать психрометры на всех уровнях горизонтально и навстречу ветру.

В последние годы вопрос о погрешностях градиентных наблюдений привлек внимание ряда исследователей, что объясняется все более расширяющимся использованием метода градиентных наблюдений для получения практически необходимых сведений о потоках тепла, влаги и иных субстанций в приземном слое атмосферы. В работе Л. Р. Струзера и А. П. Истомина [1] установлено, что между градиентами температуры, измеряемыми при помощи термоэлектрического градиентомера, и значениями, полученными обычным сетевым методом, наблюдается систематическое расхождение — термоэлектрический градиентомер дает значения градиента температуры большие, чем аспирационные психрометры, причем это возрастание тем больше, чем больше неустойчивость приземного слоя. К такому же результату пришли Л. Р. Струзер и Ю. Л. Розеншток [2] при сравнении показаний, полученных на обычной сетевой градиентной установке, с данными полупроводникового градиентомера М. А. Каганова [3], а также А. Р. Константинов [4] при анализе данных структурных наблюдений. В последней работе делается попытка объяснить наблюдаемую погрешность инерционностью приемников температуры. Более детальный теоретический анализ, осуществленный М. А. Кагановым и Ю. Л. Розенштоком, показал, однако, несостоятельность такого объяснения. В работе Л. Р. Струзера и В. В. Лозовского [5] дается обзор некоторых попыток теоретического объяснения наблюдающихся систематических ошибок и отдается предпочтение эффекту, обнаруженному в лаборатории А. Н. Гордовым и Б. И. Ковшовым [6]. В. В. Лозовский [7] заметил новый факт: термометр вертикально подвешенного психрометра систематически преувеличивает температуру воздуха, причем тем сильнее, чем больше скорость ветра и чем больше вертикальная неустойчивость атмосферы на уровне подвески прибора. Обнаружено, кроме того, что если психрометр подвесить вертикально и притом так, чтобы вертикальная плоскость, в которой расположены оба направлением ветра, термометра, совпадала С TO наветренный термометр показывает преувеличенные значения температуры,

подветренный — правильные. Если же подвесить психрометр горизонтально и входными раструбами навстречу ветру, то показания обоих термометров будут правильными. На основании этих качественных наблюдений В. В. Лозовский рекомендует изменить существующую сетевую методику градиентных наблюдений и подвешивать психрометр горизонтально не только на нижнем, но и на верхнем уровне.

В целях дополнительной экспериментальной проверки этих выводов и рекомендаций летом 1962 г. в нескольких пунктах были организованы параллельные наблюдения на градиентных установках по обычной сетевой методике, а также с учетом новых рекомендаций. Кроме того, были произведены некоторые опыты в аэродинамической трубе.

При проведении экспериментальных исследований предусматривалось производство наблюдений на обычной градиентной установке с аспирационными психрометрами, из которых один (на уровне 0,5 м) подвешивался горизонтально патрубками навстречу ветру, а другой (на уровне 2,0 м) вертикально и притом так, что плоскость, в которой лежат оба термометра, ориентировалась перпендикулярно ветру. Одновременно производились отсчеты еще по одному психрометру на высоте 2,0 м, подвешенному горизонтально и также патрубками навстречу ветру на отдельном шесте, установленном в 2—3 м от основной мачты. В каждый срок наблюдений делалось 5 отсчетов по всем психрометрам.

На ст. Аскания-Нова Херсонской области, ст. Куйбышев, ГМО и ст. Воейково под Ленинградом эксперименты проводились в течение четырех месяцев — с мая по август, на ст. Советск Тульской области в период с 12/VII по 11/VIII. Первые три станции осуществляли наблюдения на метеорологических площадках 6 раз в сутки (1, 7, 10, 13, 16 и 19 час.), последняя — в различные часы суток также на метеорологической площадке и в окрестности ее — на полях со скошенным клевером, стерней и черным паром.

Аскании-Нова метеорологическая площадка расположена на B окраине поселка, среди целинной степи с травостоем до 20 см. К югу от площадки на расстоянии 100 м проходит дорога, а в 200 м расположены невысокие строения, в 300 м к северо-западу проходит граница ботанического сада с деревьями высотой около 15 м. Метеорологическая площадка ст. Воейково достаточно открытая. В 200 м к югу расположены два двухэтажных дома, в 70 м к западу начинается пологий склон, поросший кустарником, в 50 м к востоку проходит дорога, в 100 м к северу расположены одноэтажные постройки. Метеорологическая площадка ст. Советск находится в 1,5 км к северо-востоку от города на пологом западном склоне холма, окружена полями кукурузы, овса, клевера, картофеля. Рельеф холмистый, слабо изрезанный. В 200 м к западу от площадки — водоем золоотвала. Метеоплощадка ст. Куйбышев находится среди невысоких строений, расположенных в 60—70 м от ограды площадки; в 70 м к северу и северо-востоку раскинулся низкий фруктовый сад, в 30 м к юго-юго-западу и западу — сад высотой 2—3 м. Подстилающая поверхность — травяной покров высотой 10— 20 см. В 70 м к юго-западу от места наблюдений начинается поселок, состоящий из одноэтажных домов.

Материалы, полученные во всех четырех пунктах, подтвердили тот факт, что при горизонтальной подвеске верхнего психрометра значения градиентов температуры и влажности воздуха систематически отличаются от значений при его вертикальной подвеске. При этом, естественно, наблюдается весьма значительный разброс этих различий.

В целях иллюстрации полученных данных на рис. 1 приведены графики связи за срок 13 час. для четырех месяцев наблюдений на ст. Аскания-Нова. По оси абсцисс отложены значения скорости ветра на высоте 1,0 м, по оси ординат — величины $\Delta t'$ (рис. 1 *a*) и $\Delta e'$ (рис. 1 *б*), означающие разности между значениями соответствующих гради-

полученных при ентов. горизонтальной подвеске психрометров обоих И при вертикальной подвеске верхнего психрометра. Эти величины, по существу, равны разности показаний вертикально и го- ' ризонтально подвешенных психрометров. Кривые на графике проведены по точкам, представсобой среднеляюшим взвешенные значения ординат для каждого интервала скорости в 1 м/сек.; поле точек состоит из значений $\Delta t'$ и $\Delta e'$ в отдельные сроки наблюдений.

Ход средних кривых и поля точек показывают, что расхождения градиентов начинаются при скорости ветра в 2-3 м/сек., скоростях — 5 при а м/сек. они достигают 6 уже величин −0,8° и −0,6 При рассмотрении мб. аналогичных связей В другие сроки наблюдений выяснилось, что возрастание расхождений градиентов с усилением ветра достаточно отчетливо обнаруживается в сроки 10 и 16 час., хотя и слабее, чем в 13 час. В сроки 7 и 19 час. различия градиентов близки к нулю, а в срок 1 час по ст. Воейково они даже меняют знак и имеют величины 0,2-0,4°. Это обстоятельство еше раз указывает на зависимость погрешностей измерения градиентов от условий устойчивости.



Рис. 1. Зависимость погрешностей Δt' от скорости ветра (a) и Δe' от скорости ветра (б). Аскания-Нова, 13 час.

Для того чтобы проиллюстрировать его более наглядно, на рис. 2 по материалам станций Аскания-Нова, Советск, Куйбышев и Воейково построены связи погрешности $\Delta t'$ со скоростью ветра и величиной градиента Δt . Точки на графиках получены путем осреднения величины $\Delta t'$ при данной скорости ветра в определенном диапазоне градиентов



Рис. 2. Зависимость погрешности $\Delta t'$ от скорости ветра и величины градиента температуры. a -Аскания-Нова, 6 -Куйбышев, s -Советск, z -Воейково; градиенты температуры: 1) -0,1, -0,5°, 2) 0,0-0,5°, 3) 0,6-1,0°, 4) > 1,0°.



рис. 3. Направление воздушного потока в патрубках психрометра.

емпературы. Эти графики вполне убедительно доказывают зависимость азности показаний горизонтально и вертикально подвешенных псирометров от скорости ветра и от условий устойчивости приземного лоя атмосферы.

Следует обратить внимание на тот факт, что зависимости $\Delta t'$ от корости ветра разные для каждого пункта. Для объяснения возможной причины этого эффекта данные полевых исследований были дополнены наблюдениями в лаборатории — в аэродинамической трубе. Оканалось, что при вертикальной подвеске психрометра в горизонтальном юздушном потоке циркуляция в патрубках психрометра существенно нарушается. При скорости горизонтального потока, превышающей з м/сек., направление потока в наветренном патрубке (рис. 3) меняется на обратное. По-видимому, именно это явление и обусловливает искажение показаний наветренного термометра при нормальной работе годветренного. Для получения количественных характеристик эффекта гребуются более тщательные лабораторные исследования со специальной аппаратурой.

Проведенные исследования свидетельствуют об ошибочности показаний термометра в психрометре, висящем вертикально.

Показания этого термометра преувеличены, если стратификация неустойчива, преуменьшены при устойчивой стратификации и правильны в условиях изотермии. Величина ошибки возрастает с увеличением скорости ветра.

Простейший способ устранения погрешности при производстве градиентных наблюдений — установка психрометра горизонтально навстречу ветру.

ЛИТЕРАТУРА

- Струзер Л. Р., Истомин А. П. Термоэлектрический метод измерения градиента температуры воздуха в приземном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 129, 1962.
 Струзер Л. Р., Розеншток Ю. Л. Результаты испытаний теплобалансографа—
- Струзер Л. Р., Розеншток Ю. Л. Результаты испытании теплооалансографа нового прибора для регистрации составляющих теплового баланса. Труды ГГО, вып. 129, 1962.
- вып. 129, 1962. 3. Қаганов М. А. Устройство для измерения разности температуры и влажности в приземном слое воздуха. Авторское свидетельство СССР № 103505, 1956.
- Константинов А. Р. Оценка ошибок аспирационных и станционных психрометров в температурно-неоднородной атмосфере. Метеорология и гидрология, № 10, 1961.
- 5. Струзер Л. Р., Лосовский В. В. Некоторые экспериментальные данные о поведении инерционных приемников температуры в анизотропно-турбулентном воздушном потоке. Труды ВНМС, т. 9, 1962.
 6. Гордов А. Н., Ковшов Б. И. О характере динамических погрешностей измере-
- Сордов А. Н., Ковшов Б. И. О характере динамических погрешностей измерения пульсирующих температур газового потока с пульсирующей скоростью. Измерительная техника, № 5, 1961.
- 7. Лозовский В. В. Некоторые данные о систематических ошибках при измерении температуры воздуха. Труды ГГО, вып. 112, 1963.

Н. Я. КАУЛИН

ВЛИЯНИЕ ПОГРЕШНОСТЕЙ ИЗМЕРЕНИЯ ГРАДИЕНТОВ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА НА ВЕЛИЧИНЫ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА

В статье приводятся экспериментальные данные, показывающие, какое влияние оказывают погрешности измерения градиентов температуры и влажности воздуха на величины затрат тепла на испарение и турбулентного потока тепла.

Анализ проведен по данным наблюдений метеостанции Воейково за 1962 г.

Определение составляющих теплового баланса на сети станций производится посредством измерения градиентов температуры, влажности и скорости ветра в нижнем 2-метровом слое воздуха и температуры в верхнем слое почвы по методике, указанной в [1, 2]. При этом для измерения градиентов температуры и влажности воздуха предусмотрена подвеска аспирационного психрометра на высоте 0,5 м горизонтально, а на высоте 2,0 м — вертикально.

В работе В. В. Лазовского [3] показано, что вертикальная подвеска аспирационного психрометра вносит существенные погрешности в величины градиентов главным образом за счет нарушения аспирации вертикально установленного психрометра.

С целью получения экспериментальных материалов, подтверждающих это положение, а также для выявления влияния обнаруженных различий в величинах градиентов на определение составляющих теплового баланса на метеостанции Воейково с июня по сентябрь 1962 г. проводились одновременные наблюдения за температурой и влажностью воздуха по двум аспирационным психрометрам (с электрическим заводом), установленным на одном шесте на высоте 2 м. При этом один из психрометров был подвешен, как обычно, вертикально, а другой — горизонтально и при наблюдениях устанавливался навстречу ветру. Психрометр на высоте 0,5 м находился в 5 м от 2-метрового.

Для характеристики полученных материалов в табл. 1 приведены результаты сравнительных наблюдений в период 21—25 июня за температурой воздуха по сухому и смоченному термометрам при измерении психрометром, подвешенным вертикально и горизонтально в разные часы суток. Из этих данных следует, что ночью при измерении по вертикально подвешенному психрометру температура воздуха ниже, чем при измерении по горизонтально подвешенному, в то время как днем она выше и по сухому, и по смоченному термометрам. Особенно
ольшие расхождения наблюдались при значительных скоростях ветра, папример 21 июня в 10 и 13 час. и 22 июня в 13 и 16 час.

Подобные расхождения наблюдались в течение всего периода сравиительных наблюдений в Воейково, а также и в других пунктах, как то показано в работе [4].

Поскольку при измерении по вертикально подвешенному психрометру в ночные сроки температура воздуха ниже, а в дневные часы ыше, чем при измерении по горизонтально подвешенному, то естестменно, что градиенты температуры воздуха в слое (0,5—2,0 м) будут зазличаться: ночью при вертикальной подвеске они будут больше, чем ири горизонтальной, а днем — меньше. Такие различия обнаруживаются зо все месяцы наблюдений.





1 — июнь, 2 — июль, 3 — август, 4 — сентябрь.

На рис. 1 приведен суточный ход разностей градиентов температуры, полученных при измерении горизонтально и вертикально подвешенными на высоте 2 м психрометрами по средним данным в течение июня—сентября. Как видно из рис. 1, самые большие среднемесячные различия градиентов имеют место в июне и июле, при этом в ночные часы они составляют около 0,2°, в переходные сроки близки к нулю, а днем достигают 0,2—0,5°. В августе и сентябре различия в дневные часы невелики. По-видимому, в осенние месяцы подвеска аспирационного психрометра на высоте 2,0 м в наших широтах не имеет существенного значения при измерении градиентов температуры.

Подобный ход различий градиентов наблюдается и от декады к декаде каждого месяца: например, в июне в срок 1 час разности за П и III декады одинаковы, а уже с 7-часового срока хотя и приобретают положительный знак, но по величине в III декаду на 0,5° меньше, чем во II декаду; в июле и августе различия становятся меньше, а в сентябре исчезают совсем. Ход различий по пентадам и в течение суток сохраняется примерно таким же; нарушения связаны с выпадением осадков, пасмурной погодой или внезапными понижениями температуры воздуха.

В связи с одинаковым характером разностей температуры за счет подвески психрометров для сухого и для смоченного термометров (что видно из табл. 1) различия градиентов влажности (табл. 2) невелики и не имеют такой выраженной закономерности, как различия градиента температуры.

Таблица 1

			1965 - 1967 - 1967 - 1967 - 1967 - 1967 - 1967 - 1967 - 1967 - 1967 - 1967 - 1967 - 1967 - 1967 - 1967 - 1967 -		•	-						
	1					Ч	асы	• . :	-		1	
Пето	1			7	1	10		13		16	1	9 .
дата	Δ	и	Δ	u	Δ	u	Δ	u	Δ	u	Δ	u
				По с	ухому г	гермо	метру	•		·		
21/VI 22/VI 23/VI 24/VI 25/VI Среднее.	$ \begin{array}{c c} 0,2\\0,3\\-\\-0,1\\0,2\\0,2\end{array} $	1,12,02,73,22,2	0,1 0,1 -0,1 0,1	-3,4 3,6 3,6 3,5	$\begin{vmatrix} -1,4\\0,5\\0,0\\0,1\\-0,5\\-0,3 \end{vmatrix}$	$\begin{array}{c} 4,9 \\ 5,4 \\ 2,9 \\ 4,3 \\ 3,2 \\ 4,1 \end{array}$	$\begin{vmatrix} -1,2 \\ -1,0 \\ 0,4 \\ -0,3 \\ -0,1 \\ -0,4 \end{vmatrix}$	$ \begin{array}{c}4,5\\7,0\\1,3\\4,9\\3,4\\4,2\end{array} $	$\begin{vmatrix} -1, 4 \\ 0, 2 \\ -0, 3 \\ -0, 1 \end{vmatrix}$	$ \begin{array}{c} 5,6 \\ 1,3 \\ 3,8 \\ - \\ 3,6 \\ 3,6 \end{array} $	$ \begin{array}{c} -0,1 \\ -0,2 \\ \overline{0,1} \\ -\overline{0,1} \\ -\overline{0,1} \end{array} $	1,6 4,3 2,0 2,6

Разности температуры Δ на высоте 2 м, полученные при горизонтальной и вертикальной подвеске психрометра

Часы										
1	7	10	13	16	19					
Δ	Δ	Δ	۰Δ	Δ	Δ					
	<u>1</u> Δ	1 7 Δ Δ	$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	<u>Часы</u> <u>1</u> 7 10 13 Δ Δ Δ Δ	Часы <u>Часы 1 7 10 13 16</u> Δ Δ Δ Δ Δ					

	По с	моченном	иу термо	метру		
21/VI 22/VI 23/V1 24/VI 25/VI Среднее	$\begin{array}{c c} 0,2\\ -0,1\\ \hline 0,1\\ 0,1\\ 0,1\\ 0,1\\ \end{array}$	$ \begin{array}{r} \overline{0,1} \\ \overline{0,2} \\ -0,2 \\ 0,0 \end{array} $	$\begin{array}{c} -0,8 \\ -0,1 \\ -0,1 \\ -0,3 \\ -0,2 \\ -0,3 \end{array}$	$\begin{array}{c}0,6\\ -0,6\\ 0,2\\ -0,3\\ -0,4\\ -0,3\end{array}$	0,90,10,30,2	$ \begin{array}{c} 0,2\\ -0,1\\ -0,1\\ -0,1\\ 0,0 \end{array} $

Примечание. и — скорость ветра на высоте 2 м в м/сек.

Таблица 2

Среднемесячные разности градиентов влажности, полученные при горизонтальной и вертикальной подвеске психрометров на высоте 2 м

			Ча	сы	· .	
Месяц	1	7	10	13	16	19
Июнь	$ \begin{array}{c} 0,0 \\ -0,1 \\ -0,1 \\ 0,0 \end{array} $	0,0 0,0 0,0 0,0 0,0	0,2 0,0 0,1 0,0	0,1 0,1 0,1 0,1	0,1 0,0 0,0 0,0 0,0	$\begin{array}{c} -0,1\\ 0,0\\ 0,0\\ -0,1 \end{array}$

Покажем далее, как изменятся величины составляющих теплового баланса при использовании данных измерения градиентов температуры и влажности воздуха, полученных по различной методике. При этом следует отметить, что величины радиационного баланса и потока тепла в почву получены по методике, предусмотренной в [2].

Расчеты затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен производились, согласно [2], по методу теплового баланса (V_B , L_B) и методом турбулентной диффузии ($V_{\rm T}$, $L_{\rm T}$). Результаты расчетов цомещены в табл. 3.

Таблица З

	Сро	о ки набл	юдений,	часы		Сро	ки набли	одений, ч	насы	
Элемен- ты	7	10	13	16	Элемен- ты	7	10	13	16	
· .	·	Іюнь					Abryci			
В	0,17	0,45	0,53	0,35	B	0,07	0,28	0,36	0,20	
Ρ	0,04	0,07	0,01	0,03	Р	0,02	0,05	0,03	0,01	
V_{B}	0,13	—	<u> </u>	·	VB	0,04	0,18	0,25	0,13	
V'_B	0,10	0,29	0,36	0,26	$\bar{V_B}$	t i	0,16	0,22	0,17	
VT	0,09	0,08	0,10	0,08	$V_{\rm T}$	0,07	0,16	0,13	0,06	
$V'_{\mathbf{r}}$	0,06	0,20	0,22	0,14	$V'_{\mathbf{T}}$	0,03	0,09	0,14	0,08	
L _B	0,0	— <u> </u>	—		L _B	0,02	0,05	0,08	0,08	
L'_B	0,03	0,09	0,16	0,12	L'_B		0,07	0,11	0,04	
$L_{\mathbf{T}}$.	0,0	0,03	0,02	0,04	L _T	0,02	0,04	0,05	0,04	
$L'_{\rm T}$	0,01	0,06	0,10	0,06	L'	-0,01	0,04	0,07	0,02	
		Июль	• •		Сентябрь					
B	0,13	0,38	0,48	0,36	В	0,01	0,18	0,27	0,09	
Р	0,04	0,09	0,08	0,01	Р	0,02	0,04	0,01	0,0	
VB	0,09	0,25	0,35	0,34	VB		0,13	0,21	0,08	
V'_B	0,08	0,22	.0,29	0,32	V'_B	— ·	0,12	0,21	0,09	
$V_{\mathbf{T}}$	0,01	0,18	0,25	0,15	VT	0,02	0,26	0,18	0,17	
$V'_{\mathbf{T}}$	0,07	0,18	0,30	0,20	$V'_{\rm T}$	0,02	0,18	0,18	0,18	
L_B	0,01	0,04	0,05	0,03	L_B		0,01	0,05	0,02	
L'_B	0,01	0,07	0,12	0,05	L'_B		0,02	0,05	0,0	
L _T	0,01	0,03	0,06	0,02	L _T	-0,02	0,02	0,05	0,04	
L'_{T}	0,01	0,06	0,12	0,05	$L'_{\mathbf{T}}$	-0,02	0,02	0,05	0,04	

Результаты расчетов составляющих теплового баланса по данным наблюдений при разной подвеске психрометров на высоте 2 м в Воейково летом 1962 г.

Примечание. V' и L' вычислены при горизонтальной подвеске психрометров.

Из данных табл. 3 можно сделать следующее заключение:

1) По величинам градиентов, измеряемых при горизонтальной подвеске психрометров, расчет составляющих при больших величинах радиационного баланса, как, например, в июне, производится более полно, т. е. для всех сроков дневного времени, тогда как по данным измерений градиентов при вертикальной подвеске психрометра на высоте 2 м методом теплового баланса совсем нельзя было рассчитать затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен.

2) Потоки тепла, рассчитанные методом турбулентной диффузии по градиентам при горизонтальной подвеске психрометров, имеют большую сходимость с величинами, рассчитанными методом теплового баланса, чем аналогичные величины, полученные при вертикальной подвеске психрометров.

3) Суточный ход потоков, рассчитанных по градиентам при горизонтальной подвеске психрометров, более отвечает физическому смыслу, т. е. следует за ходом радиационного баланса, чем при вертикальной подвеске (например, $V_{\rm T}$ в августе и сентябре).

4) Различие в градиентах температуры воздуха в зависимости от подвески психрометра существенно сказывается на величинах составляющих теплового баланса при больших значениях радиационного баланса, как, например, в июне и июле, когда разность градиентов температуры воздуха велика.

5) Величины потоков, полученные по градиентам при горизонтальной подвеске психрометров, более согласуются с данными работами [4], чем полученные при использовании градиентов, измеренных при вертикальной подвеске.

6) При использовании материалов градиентных наблюдений за старые годы, когда применялась вертикальная подвеска психрометра на высоте 2 м, по-видимому, необходимо вводить поправки, для чего следует провести сравнительные наблюдения с горизонтально установленным психрометром в течение более длительного периода.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Временные методические указания гидрометеорологическим станциям, № 5. Изд. ГГО им. А. И. Воейкова, 1954.
- 2. Временные методические указания гидрометеорологическим станциям. Изд. ГГО им. А. И. Воейкова, 1961.
- Лазовский В. В. Некоторые данные о систематических ошибках при измерения температуры воздуха. Труды ГГО, вып. 112, 1963.
 Перняк Э. Г., Прокофьева Л. И., Струзер Л. Р. Некоторые эксперимен-
- тальные данные о систематических погрешностях градиентных наблюдений. См. настоящий выпуск. 5. Огнева Т. А. Некоторые особенности теплового баланса деятельной поверхности.
- Гидрометеоиздат, Л., 1955.

Р. С. ЛЯПИНА, Л. И. ПРОКОФЬЕВА

О ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГРАДИЕНТОВ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА

В статье приводятся экспериментальные данные, характеризующие горизонтальную изменчивость градиентов температуры и влажности воздуха за счет неоднородностей подстилающей поверхности и закрытости метеоплощадок.

Измерения градиентов температуры и влажности воздуха на сети троизводятся на площадках метеостанций. Как известно, метеоплоцадки не всегда расположены на открытых местах и однородных позерхностях. В связи с этим материалы градиентных наблюдений на зазных станциях могут оказаться недостаточно сравнимыми. В предетах одной метеостанции на величины градиентов существенное влияние может оказать неоднородность подстилающей поверхности на мегеоплощадке и вне ее, а также различная степень закрытости площадки с разных сторон горизонта. Поэтому важно иметь экспериментальные данные по горизонтальной изменчивости градиентов темобусловленной пературы И влажности воздуха, неоднородностью подстилающей поверхности и различного рода естественными препятствиями.

Из известных по этому вопросу материалов можно получить следующие сведения.

В работе И. С. Борушко [1] показано, какое влияние на градиенты температуры и влажности воздуха над сушей оказывает водная поверхность, резко отличающаяся по своим свойствам; выводы получены по наблюдениям для случая совершенно открытого и ровного места на побережье Цимлянского водохранилища.

Эти данные свидетельствуют о том, что при крайнем сочетании неоднородности и водоема больших размеров различие градиентов велико в связи с адвекцией воздуха, имеющего иные свойства; градиенты температуры и влажности воздуха могут различаться в пределах 1—1,5° или 1—1,5 мб на расстоянии до 1 км от берега водохранилища.

Горизонтальную изменчивость градиентов на сравнительно однородных поверхностях рассматривали Н. В. Кучеров [2] и Л. Р. Струзер [3]. В этих исследованиях синхронные измерения выполнялись в 10—12 точках на небольшом удалении (3—5 м) друг от друга. На основании полученных данных авторами показано, что изменчивость градиентов носит случайный характер и зависит от числа измерений. Точность измерения градиента температуры в 0,1° обеспечивается количеством измерений около 5 отсчетов. По данным Л. Р. Струзера, такого количества

,8 Заказ № 13

измерений недостаточно для получения надежных данных для градиента температуры и в особенности для градиента влажности.

Влияние защищенности метеоплощадки на величины градиентов температуры и влажности воздуха довольно широко исследовалось в связи с выяснением особенностей изменения метеорологического режима под воздействием лесных полос. Из большого числа работ этого направления можно воспользоваться данными М. Я. Глебовой [4] и Н. А. Ефимовой [5].

В работе М. Я. Глебовой рассматривается метеорологический режим лесных полос и межполосных полей. На основании экспериментальных данных показано, что наибольшие различия по температуре и влажности между лесной полосой и полем наблюдаются в приземном слое воздуха на h=20 см (до 3° по температуре и 20% по относительной влажности). На высоте 1,5 м эти различия сглаживаются и составляют уже около 1° по температуре и 5% по относительной влажности. При этом температура в поле выше, а влажность ниже, чем в лесной полосой и полем является второстепенным фактором в формировании микроклимата межполосного поля. Главную роль при этом играет общее уменьшение обмена над полем под влиянием лесной полосы, а также наличие травостоя на поле. Изменение вертикального градиента температуры в межполосном поле (на пару), по данным Ефимовой, составляет 0,4--0,7° на разных удалениях от лесной полосы.

В настоящей работе приведены некоторые данные, характеризующие горизонтальную изменчивость вертикальных градиентов температуры и влажности воздуха в 2-метровом слое на двух метеоплощадках — в Воейково под Ленинградом и в Советске Тульской области.

Методика получения этих данных состояла в следующем. Двумя наблюдателями проводились параллельные (синхронные) измерения градиентов температуры и влажности воздуха аспирационными психрометрами в двух точках: на основной (стандартной) градиентной установке, расположенной на метеоплощадке, и на разных расстояниях от этой установки в сторону, откуда дует ветер. За эти расстояния принимались 10, 20, 50 и 100 м. Наблюдения проводились 10-минутными сериями, во время которых на каждой высоте делалось по 5 отсчетов сухого и смоченного термометров.

Помимо измерений по психрометру, отмечалось состояние облачности, диска солнца, а также измерялась скорость ветра на высоте 1 м. Измерения градиентов в Воейково проводились в слое 0,5—2,0 м, в Советске — в слое 0,5—1,5 м. Всего в Воейково проведено 85 серий, а в Советске — 21 серия наблюдений.

Площадка метеостанции в Воейково находится на сравнительно ровной открытой вершине холма в поселке. К западу от площадки на расстоянии 100—150 м холм круто обрывается вниз, а со всех других сторон площадки на расстояниях от 50 до 200 м расположены невысокие строения поселка, кусты и отдельные деревья. На рис. 1 показан схематический план расположения площадки и маршрутов проведения градиентных наблюдений в разных направлениях от основной установки.

Наблюдения проводились в июле—августе 1962 г. За весь этот период преобладали ветры западо-юго-западного и северо-восточного направлений, поэтому изменчивость величин при разном удалении от основной установки по осредненным значениям этих величин можно было рассматривать именно для этих направлений ветра. В табл. 1 приведены данные температуры, влажности воздуха на высоте 0,5, 2,0 м и вертикальные градиенты Δt и Δe в слое 0,5—2,0 м, полученные при синхронных измерениях на основной стойке и на разных удалениях от нее.

В табл. 2 помещены для двух направлений ветра средние разности этих величин, т. е. разности между значениями вертикальных градиентов температуры и влажности, а также между температурой и влажностью на 0,5 и 2,0 м, полученными на основной стойке и на разных удалениях от нее. Этими средними разностями можно характеризовать





горизонтальную изменчивость как самих значений температуры и влажности воздуха, так и величин их вертикальных градиентов.

При объяснении полученных различий следует указать, что в западном направлении от площадки подстилающая поверхность была однородной (скошенная трава). Лишь на расстоянии 110 м по краю обрыва находилась узкая полоса кустов и деревьев. Из приведенных в табл. 1 и 2 данных видно, что горизонтальная изменчивость t, e, Δt и Δe для однородной подстилающей поверхности невелика и для средних значений укладывается в пределы точности измерения этих величин. При отдельных измерениях различия могут быть больше. В непосредственной близости от деревьев (точки 100 м на запад и 75 м на

8*

Таблица 1

	· · ·	на	высот	е 0,5 и 2,0 м	на ст.	Воейко	BO			· .
Дата	Время, час. мин.	Направле- ние ветра	Ckopocrb Berpa Ha Bhcore 1 M	Количество облачности и состояние диска солнца	t _{0,5}	t _{2,0}	Δt	e _{2,0}	e _{2,0}	Δe
		Oc	новная	установка на	а метес	оплоща	дке			
19/VII 20/VII 23/VII 25/VII 27/VII 1/VIII 7/VIII	$\begin{array}{c} 10 \ 10 \\ 11 \ 00 \\ 11 \ 20 \\ 12 \ 00 \\ 14 \ 05 \\ 14 \ 25 \\ 15 \ 10 \\ 15 \ 40 \\ 16 \ 00 \\ 9 \ 30 \\ 10 \ 00 \\ 11 \ 20 \\ 11 \ 50 \\ 14 \ 10 \\ 14 \ 35 \\ 15 \ 35 \\ 15 \ 55 \\ 11 \ 05 \\ 11 \ 55 \\ 12 \ 20 \\ 14 \ 10 \\ 14 \ 30 \\ 14 \ 55 \\ 15 \ 35 \\ 15 \ 55 \\ 10 \ 25 \\ 11 \ 55 \\ 10 \ 25 \\ 11 \ 05 \\ 11 \ 55 \\ 10 \ 25 \\ 11 \ 00 \\ 14 \ 40 \\ 15 \ 35 \\ 9 \ 55 \\ 10 \ 25 \\ 11 \ 00 \\ 12 \ 20 \\ 14 \ 40 \\ 15 \ 30 \\ 12 \ 20 \\ 14 \ 40 \\ 15 \ 30 \\ 12 \ 20 \\ 14 \ 40 \\ 15 \ 30 \\ 12 \ 20 \\ 14 \ 40 \\ 15 \ 30 \\ 12 \ 00 \\ 14 \ 40 \\ 15 \ 30 \\ 11 \ 30 \\ 12 \ 00 \\ 14 \ 45 \\ 15 \ 15 \ 50 \\ 9 \ 35 \\ 10 \ 00 \\ 14 \ 45 \\ 15 \ 15 \ 50 \\ 9 \ 35 \\ 10 \ 00 \\ 14 \ 45 \\ 15 \ 15 \ 50 \\ 9 \ 35 \\ 10 \ 00 \\ 10 \ 00 \\ 14 \ 45 \\ 15 \ 15 \ 15 \\ 15 \ 50 \\ 9 \ 35 \\ 10 \ 00 \ 0$	$\left(\begin{array}{c} CB\\ CB\\ CB\\ CB\\ CB\\ CB\\ CB\\ CB\\ CB\\ CB\\$	2,9 2,0 1,50 2,00 1,72 2,11 2,07 2,11 2,12 1,22	$\begin{array}{c} 0/0 & \bigcirc^2_2 \\ 0/0 & \bigcirc^2$	$\begin{array}{c} 17,9\\ 18,3\\ 18,4\\ 18,7\\ 19,4\\ 19,2\\ 19,4\\ 19,2\\ 19,4\\ 19,6\\ 19,3\\ 19,4\\ 19,6\\ 19,3\\ 20,9\\ 20,1\\ 22,0\\ 23,4\\ 22,9\\ 24,0\\ 23,7\\ 18,5\\ 9\\ 19,3\\ 19,5\\ 20,3\\ 19,9\\ 19,3\\ 19,5\\ 20,3\\ 19,9\\ 19,3\\ 19,5\\ 20,3\\ 19,9\\ 19,1\\ 17,4\\ 18,5\\ 17,4\\ 15,7\\ 16,0\\ 17,6\\ 18,1\\ 18,0\\ 19,1\\ 16,1\\ 16,7\\ 10,1\\ 16,1\\ 16,7\\ 10,1\\ 16,1\\ 16,7\\ 10,1\\ 16,1\\ 10$	$\begin{array}{c} 16,9\\ 17,5\\ 17,9\\ 17,7\\ 18,5\\ 18,6\\ 19,5\\ 19,3\\ 18,6\\ 18,6\\ 19,5\\ 16,7\\ 17,6\\ 4\\ 18,6\\ 16,7\\ 17,6\\ 4\\ 18,7\\ 16,7\\ 17,6\\ 16,7\\ 17,7\\ 16,7\\ 17,5\\ 18,8\\ 15,5\\ 16,1\\ 17,5\\ 18,8\\ 15,5\\ 16,1\\ 17,6\\ 18,7\\ 18,8\\ 15,5\\ 16,1\\ 17,6\\ 18,7\\ 18,8\\ 15,5\\ 16,1\\ 17,6\\ 18,7\\ 18,8\\ 15,5\\ 16,1\\ 17,6\\ 18,7\\ 18,8\\ 15,5\\ 16,1\\ 10,1\\$	$1,0\\0,8\\0,5\\1,0\\0,9\\0,8\\0,6\\0,9\\0,8\\0,6\\0,9\\0,8\\0,6\\0,9\\0,8\\0,6\\0,9\\0,8\\0,6\\0,9\\0,8\\0,6\\0,9\\0,6\\0,6\\0,6\\0,6\\0,6\\0,6\\0,6\\0,6\\0,6\\0,6$	12,9 $11,1$ $11,0$ $11,7$ $10,4$ $11,0$ $10,8$ $10,3$ $12,9$ $13,27$ $11,86$ $15,32$ $15,12$ $14,5,7$ $15,32$ $15,12$ $14,4$ $14,30$ $12,9$ $8,87$ $9,7$ $10,54$ $8,87$ $10,54$ $8,87$ $10,54$ $8,87$ $10,54$ $14,0$ $14,0$ $13,99$ $13,88$ $11,2$ $11,7$ $14,0$ $13,99$ $13,88$ $11,2$ $11,2$ $11,7$ $14,0$ $13,98$ $11,2$ $11,7$ $14,0$ $13,98$ $13,88$ $11,12$ $11,13$ $11,2$ $11,13$ $11,2$ $11,13$ $11,2$ $11,13$ $11,2$ $11,13$ $11,2$ $11,13$ $11,2$ $11,13$ $11,2$ $11,13$ $11,2$ $11,13$ $11,2$ $11,13$ $11,2$ $11,13$ $11,2$ $11,13$ $11,2$ $11,13$ $11,2$ $11,13$ $11,2$ $11,13$ $11,2$ $11,13$ $11,2$ $11,13$ $11,1$	11,4 $10,5$ $10,02$ $10,7$ $9,66$ $10,0$ $9,88$ $9,20$ $11,22$ $10,8$ $11,5,1$ $11,4,5$ $11,64$ $14,5,1$ $14,5,1$ $14,5,1$ $14,5,1$ $14,5,1$ $14,5,1$ $14,6$ $14,2,7$ $9,86,1$ $10,2$ $13,66,7$ $9,86,1$ $10,2$ $10,0$ $9,8,4,5$ $10,0$ $9,8,4,5$ $10,7$ $12,9$ $13,3,5$ $10,7$ $12,9$ $13,3,5$ $10,7$ $11,27$ $12,9$ $13,3,5$ $10,7$ $11,27$ $12,9$ $13,3,5$ $10,7$ $11,27$ $12,9$ $13,3,5$ $10,7$ $11,27$ $11,38$	$\begin{array}{c} 1,5\\ 0,6\\ 0,8\\ 1,0\\ 0,8\\ 1,0\\ 1,0\\ 1,1\\ 2,08\\ 1,7\\ 2,4\\ 1,2\\ 2,2\\ 1,3\\ 0,6\\ 2,1\\ 1,2\\ 0,2\\ 1,3\\ 0,6\\ 2,1\\ 1,3\\ 0,6\\ 1,3\\ 0,7\\ 0,3\\ 0,7\\ 1,0\\ 0,3\\ 0,1\\ 0,5\\ 3,4\\ 0,5\\ 0,2\\ 0,2\\ 1,0\\ 0,3\\ 0,5\\ 0,2\\ 0,5\\ 0,2\\ 0,5\\ 0,2\\ 0,2\\ 0,2\\ 0,3\\ 0,5\\ 0,2\\ 0,5\\ 0,2\\ 0,2\\ 0,2\\ 0,2\\ 0,2\\ 0,2\\ 0,2\\ 0,2$

Данные измерений горизонтальной изменчивости температуры и влажности воздуха на высоте 0,5 и 2,0 м на ст. Воейково

Дата	Время, час. мин.	Направле- ние ветра	Скорость ветра на высоте 1 м	Количество облачности и состояние диска солнца	t _{0,5}	t _{2,0}	Δt	e _{0,5}	e _{0,2}	Δe
7/VIII	$\begin{array}{c} 11 & 00 \\ 11 & 35 \\ 12 & 00 \\ 14 & 05 \end{array}$	ЮЮЗ ЮЗ ЮЗ	2,3 3,0 2,3	$5/5 \bigcirc^2 6/5 \bigcirc^0 9/9 \square$	17,5 17,5 16,8	16,8 16,7 16,4	0,7 0,8 0,4	15,3 13,6 13,4 15,0	14,5 13,3 13,0	0,8 0,3 0,4
9/VIII	$\begin{array}{c} 14 & 35 \\ 15 & 50 \\ 10 & 00 \\ 10 & 20 \\ 11 & 05 \end{array}$	ЮЮ3 Ю ЮЮ3 ЮЮ3 ЮЮ3	$\begin{array}{c c} 3,2 \\ 1,4 \\ 5,6 \\ 5,2 \\ 4,7 \\ 4,7 \end{array}$	$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	17,3 16,7 16,2 16,3 16,3	10,4 16,6 15,8 15,9 16,0	$ \begin{array}{c} 0,9\\0,1\\0,4\\0,4\\0,3\\0,3\end{array} $	15,0 13,7 12,4 12,4 12,5	$ \begin{array}{r} 14,1\\ 13,4\\ 12,2\\ 12,2\\ 12,1\\ 12,1 \end{array} $	0,9 0,3 0,2 0,2 0,4
14/VIII	$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	ЮЮЗ ЮЮЗ ЮЮЗ 3 3 3 3 3 3 3 3	$\begin{array}{c} 6,0\\ 4,7\\ 5,2\\ 6,0\\ 5,8\\ 6,7\\ 5,6\\ 6,2\\ \end{array}$	$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	17,4 17,6 16,5 16,7 16,7 16,7 16,7 16,7 16,6	16,7 16,9 16,3 16,5 16,6 16,6 16,6 16,3	0,7 0,7 0,2 0,2 0,3 0,1 0,1 0,1	$12,4 \\ 12,7 \\ 12,7 \\ 11,2 \\ 10,5 \\ 10,3 \\ 10,5 \\ $	12,2 12,1 12,2 10,6 10,2 10,2 10,7 10,1	$ \begin{array}{c c} 0,2\\ 0,6\\ 0,5\\ 0,6\\ 0,3\\ 0,1\\ -0,2\\ 0,4\\ \end{array} $
16/VIII	$\begin{array}{c} 15 & 30 \\ 15 & 50 \\ 14 & 10 \\ 14 & 36 \\ 14 & 56 \\ 15 & 16 \end{array}$	3 3 Ю3 Ю3 Ю3	$\begin{array}{c} 4,3 \\ 4,3 \\ 1,5 \\ 1,5 \\ 0,6 \\ 0,0 \end{array}$	$ \begin{array}{c} 1/1 & \bigcirc^2 \\ 1/0 & \bigcirc^2 \\ 10/0 & \square \\ 10/1 & \square \\ 10/1 & \square \\ 10/0 & \square \end{array} $	16,9 16,6 14,8 14,8 15,3 14 9	16,6 16,3 14,5 14,5 14,9 14,9 14,6	0,3 0,3 0,3 0,3 0,3 0,4 0,4	11,0 10,4 11,5 11,5 11,6 11,6	10,7 10,1 10,8 10,7 11,0 10,6	0,3 0,3 0,7 0,8 0,6
21/VIII	$\begin{array}{c} 15 & 10 \\ 15 & 32 \\ 15 & 52 \\ 16 & 12 \\ 16 & 28 \\ 9 & 50 \\ 10 & 10 \\ 10 & 30 \end{array}$	Ю3 Ю3 Ю3 Ю3 С С С	$\begin{array}{c} 0,0\\ 0,0\\ 0,0\\ 1,0\\ 1,9\\ 2,3\\ 2.3\end{array}$	$ \begin{array}{c c} 10/0 & \square \\ 10/0 & \square \\ 10/0 & \square \\ 10/0 & \square \\ 0/0 & \bigcirc^2 \\ 0/0 & \bigcirc^2 \\ 0/0 & \bigcirc^2 \end{array} $	$ \begin{array}{c} 14,8\\ 14,9\\ 14,8\\ 14,8\\ 16,7\\ 17,2\\ 17,5\\ \end{array} $	14,7 14,8 14,6 14,7 16,1 16,4 17,3	$\begin{array}{c} 0,1\\ 0,1\\ 0,2\\ 0,1\\ 0,6\\ 0,8\\ 0.2\\ \end{array}$	11,5 11,4 11,3 11,6 11,2 10,9 10,5	10,7 10,8 10,6 10,9 10,8 10,2 9,8	0,8 0,6 0,7 0,7 0,7 0,7 0,7
ŀ	$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	C C C C C C	2,3 2,3 2,1 1,9	$\begin{array}{c} 0/0 \bigcirc 2\\ 2/1 \bigcirc 2\\ 2/1 \bigcirc 4/4 \bigcirc \end{array}$	17,7 18,0 18,6 19,1	17,2 17,3 18,0 17,9	0,5 0,7 0,6 1,2	10,5 10,1 10,5 10,5	10,1 9,6 10,0 9,7	0,4 0,5 0,5 0,8
Дата	Вр час	емя, мин.	t _{0,5}	t _{2,0}	Δ	t	e _{0,5}	e _{2,0}		Δe
•		Ha p	асстоян	ии 10 м от	основно	ой уст	ановки			
19/VII 20/VII 23/VII 25/VII 27/VII 1/VIII 7/VIII 9/VIII 14/VIII 16/VIII 21/VIII		$\begin{array}{c} 0 & 10 \\ 1 & 00 \\ 6 & 00 \\ 9 & 30 \\ 5 & 00 \\ 4 & 05 \\ 1 & 05 \\ 5 & 35 \\ 9 & 55 \\ 0 & 25 \\ 9 & 35 \\ 5 & 50 \\ 0 & 00 \\ 1 & 55 \\ 4 & 10 \\ 6 & 28 \\ 9 & 50 \\ \end{array}$	18,0 $18,5$ $19,4$ $18,9$ $20,50$ $22,51$ $19,1$ $16,82$ $15,7$ $18,59$ $16,2$ $16,6$ $14,80$ $15,7$ $16,7$	$17,2 \\17,9 \\18,8 \\18,2 \\20,4 \\21,9 \\17,8 \\18,8 \\16,3 \\17,1 \\15,3 \\18,3 \\15,4 \\16,6 \\15,9 \\16,3 \\14,8 \\14,8 \\16,3 \\14,8 \\16,14,12 \\14,14,12 \\14,14,12 \\14,14,12$ 10,14 \\14,14,1410,14 \\14	0, 0,	8 6 6 6 7 1 1 7 3 5 1 4 2 5 0 3 3 2 2 4 4 2 5 0 3 3 2 2 4 4 2 5 0 3 3 2 2 4 4 2 5 0 3 3 2 2 4 4 2 5 0 3 3 2 2 4 4 2 5 0 3 3 2 2 4 4 2 5 0 3 3 2 2 4 4 2 5 0 3 3 2 2 4 4 2 5 0 3 3 2 2 4 4 2 5 0 3 3 2 2 4 4 2 5 0 3 3 2 2 4 4 4 2 5 0 3 3 2 2 4 4 4 2 5 0 3 3 2 2 4 4 4 5 0 3 3 2 2 4 4 4 5 5 1 4 4 2 5 0 3 3 2 2 4 4 4 5 5 1 4 2 5 1 4 5 5 1 4 5 1 4 2 5 1 4 2 5 1 4 2 5 1 4 2 5 1 4 2 5 1 4 2 5 1 4 2 5 1 4 2 5 1 4 2 5 1 4 2 5 1 4 2 5 1 4 2 5 1 4 2 5 1 4 2 5 1 4 2 5 1 4 2 5 1 4 5 1 5 1 4 5 1 5 1 4 5 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1 1	$12,6 \\ 11,3 \\ 10,2 \\ 12,1 \\ 14,8 \\ 14,5 \\ 13,8 \\ 10,7 \\ 14,5 \\ 13,7 \\ 14,5 \\ 13,7 \\ 12,6 \\ 11,1 \\ 11,6 \\ 11,2 \\ $	11, 10, 9, 10, 11, 14, 13, 9, 8, 13, 9, 8, 13, 10, 10, 11, 13, 10, 10, 10, 10, 10, 10, 10,	57376397987804346003	$1,1\\0,6\\0,9\\1,4\\0,5\\0,6\\0,1\\0,8\\1,9\\0,5\\0,3\\0,7\\0,5\\0,3\\0,7\\0,5\\0,3\\0,7\\0,6\\0,9$

				·			.~
Дата	Время, час. мин.	t _{0,5}	t _{2,0}	Δt	$e_{0.5}$	e _{2,0}	Δe
	Ha	расстоянии	20 м от о	сновной ус	становки	-	
19/VII 20/VII 23/VII 25/VII 27/VII 1/VIII 9/VIII 14/VIII 16/VIII 21/VIII	$\begin{array}{c ccccc} Ha \\ 11 & 20 \\ 15 & 40 \\ 10 & 00 \\ 14 & 35 \\ 14 & 30 \\ 11 & 25 \\ 15 & 05 \\ 11 & 00 \\ 11 & 30 \\ 16 & 00 \\ 9 & 55 \\ 14 & 10 \\ 15 & 15 \\ 10 & 00 \\ 10 & 20 \\ 12 & 20 \\ 15 & 50 \\ 14 & 36 \\ 16 & 12 \\ 10 & 10 \\ 12 & 10 \end{array}$	расстоянии 18,7 19,4 19,1 20,9 23,7 18,9 19,4 17,9 19,7 17,6 16,2 19,5 19,0 16,6 16,3 16,7 16,5 14,9 17,0 19,0 19,0	20 M OT O 18,0 18,8 18,3 20,7 23,2 18,5 18,5 18,5 18,8 17,4 18,3 17,8 15,7 18,9 18,8 16,1 16,5 16,4 14,7 16,4 18,2	CHOBHOЙ Y4 0,7 0,6 0,8 0,2 0,5 0,4 0,5 1,4 -0,2 0,5 0,6 0,2 0,5 0,2 0,2 0,2 0,2 0,2 0,2 0,2 0,2 0,2 0,2	Становки 11,2 10,4 12,1 12,2 16,1 14,6 13,8 9,3 10,2 10,8 14,2 11,4 11,6 14,3 12,5 10,3 11,5 11,6 11,3 10,9	$\begin{array}{c} 10,6\\ 9,8\\ 11,1\\ 11,2\\ 14,3\\ 13,1\\ 8,5\\ 9,2\\ 9,6\\ 13,6\\ 11,0\\ 10,9\\ 13,8\\ 12,3\\ 9,9\\ 10,0\\ 10,6\\ 10,5\\ 10,0\\ 9,8 \end{array}$	0,6 0,6 1,0 1,8 0,7 0,8 1,26 0,7 0,8 1,26 0,75 0,43 0,91 1,31 1,1
	Ha	расстоянии	50 м от ос	сновной ус	становки		
19/VII 20/VII 23/VII 25/VII 27/VII 1/VIII 7/VIII 9/VIII 14/VIII 16/VIII 21/VIII	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{c} 19,0\\ 19,9\\ 20,1\\ 20,7\\ 23,3\\ 19,1\\ 19,7\\ 16,7\\ 19,5\\ 19,0\\ 16,1\\ 18,1\\ 19,2\\ 17,7\\ 17,1\\ 16,3\\ 16,6\\ 16,7\\ 17,0\\ 15,3\\ 15,0\\ 17,5\\ 18,7\\ \end{array}$	17,9 $18,8$ $18,8$ $20,0$ $22,5$ $18,6$ $19,1$ $16,4$ $18,4$ $17,6$ $15,8$ $17,6$ $18,9$ $16,4$ $16,2$ $16,4$ $16,2$ $16,4$ $16,2$ $16,7$ $15,0$ $14,8$ $17,0$ $18,2$	1,1 $1,1$ $1,3$ $0,7$ $0,8$ $0,5$ $0,6$ $0,3$ $1,1$ $1,4$ $0,3$ $0,5$ $0,3$ $0,5$ $0,3$ $0,2$ $0,5$ $0,5$	$ \begin{array}{c} 12.8 \\ 11.5 \\ 11.5 \\ 13.1 \\ 15.2 \\ 14.8 \\ 13.9 \\ 9.3 \\ 7.9 \\ 9.8 \\ 13.1 \\ 12.9 \\ 11.3 \\ 14.7 \\ 15.0 \\ 12.5 \\ 12.7 \\ 10.3 \\ 11.1 \\ 11.6 \\ 11.3 \\ 11.0 \\ 10.6 \\ \end{array} $	$\begin{array}{c} 11,3\\ 10,0\\ 10,0\\ 11,4\\ 14,6\\ 14,2\\ 13,6\\ 8,5\\ 7,6\\ 8,9\\ 12,6\\ 12,2\\ 11,0\\ 14,4\\ 14,3\\ 12,3\\ 12,6\\ 9,8\\ 10,3\\ 11,1\\ 10,8\\ 10,1\\ 10,0\\ \end{array}$	1,55,76,6,3,8,3,9,5,7,3,3,7,2,1,5,8,5,5,9,6,0,3,3,7,2,1,5,8,5,5,9,6,0,5,7,3,3,7,2,1,5,8,5,5,9,6,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0,0
• • • •	Ha p	асстоянии	100 м от о	сновной ус	становки		
19/VII 20/VII 23/VII 25/VII 27/VII	$\begin{array}{c} 14 \ 05 \\ 14 \ 25 \\ 11 \ 20 \\ 15 \ 35 \\ 15 \ 55 \\ 12 \ 20 \\ 14 \ 10 \\ 14 \ 20 \\ 14 \ 40 \end{array}$	19,8 20,0 20,4 21,3 -23,5 23,6 19,5 20,5 17,1 18,0	$18,7 \\ 18,8 \\ 19,6 \\ 20,0 \\ 23,3 \\ 23,2 \\ 18,9 \\ 20,0 \\ 16,9 \\ 17,2 \\ 17,2 \\ 18,7 \\ 19,10 \\ 10,10 \\ $	1,1 1,2 0,8 1,3 0,2 0,4 0,6 0,5 0,2 0,8	11,2 11,6 12,0 12,2 16,1 16,2 15,4 14,8 10,8 11,0	9,79,711,511,215,614,514,914,410,510,1	1,51,90,51,00,51,70,50,40,30,9

Дата	Время, час. мин.	t _{0,5}	t _{2,0}	Δt	e _{0,5}	e _{2,0}	Δe
1/VIII 7/VIII 9/VIII 14/VIII 16/VIII	11 00 11 30 11 35 12 00 11 30 11 50 14 45 15 05 15 16	17,7 18,5 17,6 16,8 17,5 17,8 16,6 16,6 14,8	16,8 17,6 16,9 16,4 17,2 17,3 16,4 16,3 14,7	0,9 0,9 0,7 0,4 0,3 0,5 0,2 0,3 0,1	14,2 14,5 14,2 14,1 13,0 13,3 10,5 10,4 12,0	13,2 13,9 13,5 13,4 12,5 12,6 10,2 9,9 11,2	1,0 0,6 0,7 0,5 0,7 0,3 0,3 0,5 0,8 0,8
21/ V III	10 45 11 02	14,9 17,4 17,9	17,1 17,5	0,1 0,3 0,4	12,2 10,3 10,6	9,6 9,6 9,6	0,7 1,0

Таблица 2

Средние разности температуры, влажности воздуха и градиентов этих величин по наблюдениям в Воейково на основной установке и на разных удалениях от нее

	Han 	равление на раз ЗК	ветра (н ном расс)З	а различн тояний от	ых подст основно	илающих й устано	поверхно вки, м СВ	остях)
Разности	ског	ценная тр	рава	высокая трава, кусты, деревья	скошенн	ая трава	высокая трава	высокая трава, кусты, деревья
	10	20	50	100	10	20	50	100
$(t_{0} - t_{\pi})_{0,5}$ $(t_{0} - t_{\pi})_{2,0}$ $(e_{0} - e_{\pi})_{0,5}$ $(e_{0} - e_{\pi})_{2,0}$ $(\Delta t_{0} - \Delta t_{\pi})$	0,0 0,1 0,0 0,0 0,1	0,0 0,1 0,0 0,1 0,1	0,1 0,0 0,0 0,0 0,0	$ \begin{array}{c}0,1 \\0,2 \\0,4 \\0,3 \\ 0,1 \end{array} $	$ \begin{array}{c} -0,3 \\ -0,3 \\ 0,5 \\ -0,1 \\ 0,0 \end{array} $	0,0 0,1 0,1 0,0 0,0	-0,5 -0,2 -0,7 -0,2 -0,4	0,5 0,2 0,5 0,1 0,4
$(\Delta e_0 - \Delta e_{\pi})$	0,0	0,1	0,0	-0,2	0,4	-0,1	0,5	0,4

юго-запад) заметно увеличение различий температуры и влажности. Существенно отметить, что изменение градиента температуры под влиянием деревьев невелико по сравнению с градиентом влажности воздуха.

В северо-восточном направлении подстилающая поверхность (скошенная трава) была однородной лишь на расстоянии 10 и 20 м, далее, с расстояния 30 м от основной установки была нескошенная трава высотой до 50 см, а на расстоянии 110 м начинались кусты и деревья. Из табл. 2 видно, что в северо-восточном направлении наблюдалось увеличение различий как по температуре и влажности, так и по их градиентам по мере того, как менялась подстилающая поверхность. Это означает, что характер подстилающей поверхности (в данном случае высокая трава) оказывает бо́льшее влияние на изменчивость градиентов температуры и влажности воздуха, чем деревья.

Метеорологическая площадка в Советске расположена на пологом склоне холма. Направление склона — западное. Рельеф окружающей

Таблица З

·		на	высот	те 0,5 и 1,5	5 M	на ст.	Совет	ск				
Дата	Время, час. мин.	Направле- ние ветра	Скорость ветра на высоте 1 м	Количест облачнос состояни диска солнца	во ти, ие	t _{0,5}	t _{2,0}	Δt	e _{0,5}	e _{2,}	ο Δε	e
			(Эсновная г	1 ЛОІ	цадка						
12/VI1 13/VII 19/VII 24/VI1 8/VIII 14/VIII	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	HOHOB HO HO HO3 HO3 HO3 HO3 HO3 CB CB CB CB CB CCB CCB CB CB CB CB CB	3,9,6,9,9,3,3,6,6,3,3,0,9,1,2,3,7,7,0,0,1,2,1,2,1,2,1,2,1,2,1,2,1,2,1,2,1,2	$\begin{array}{c} 10/10 \\ 0 \\ 10/10 \\ 9/9 \\ 5/5 \\ 8/5 \\ 10/2 \\ 10/2 \\ 10/2 \\ 10/2 \\ 10/2 \\ 10/2 \\ 10/2 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 5/5 \\ 5/5 \\ 5/5 \\ 5/5 \\ 5/5 \\ 5/5 \end{array}$	0	19,0 $18,5$ $18,7$ $22,8$ $23,4$ $22,3$ $21,7$ $22,9$ $24,2$ $27,0$ $26,3$ $24,2$ $24,8$ $28,4$ $25,4$ $25,5$ $24,2$ $23,6$	$18,1 \\18,2 \\18,4 \\21,9 \\22,4 \\21,9 \\21,5 \\22,4 \\23,3 \\26,2 \\25,8 \\23,7 \\24,2 \\27,8 \\27,7 \\24,5 \\24,6 \\23,9 \\23,5 \\$	0,9 0,3 0,9 1,0 0,4 0,2 0,5 0,5 0,5 0,5 0,6 0,8 0,5 0,6 0,8 0,5 0,6 0,8 0,7 0,9 0,3 0,9 0,3 0,9 0,3 0,9 0,3 0,9 0,5 0,5 0,5 0,6 0,5	$\begin{array}{c} 15,2\\ 16,8\\ 16,2\\ 15,0\\ 14,7\\ 14,6\\ 21,3\\ 21,6\\ 21,8\\ 21,1\\ 18,3\\ 19,1\\ 17,0\\ 16,7\\ 19,1\\ 18,1\\ 16,4\\ 16,4\\ 16,4\\ \end{array}$	$\begin{matrix} 14, \\ 16, \\ 13, \\ 13, \\ 13, \\ 13, \\ 14, \\ 21, \\ 20, \\ 18, \\ 16, \\ 18, \\ 16, \\ 18, \\ 17, \\ 15, \\ 15, \end{matrix}$	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	4411076346534531061
Дата	Время, час. мин	. t	0,5	t _{2,0}		Δt	e	,5	e _{2,0}		Δe	
		Ha pa	сстоян	ии 10 м о	т о	сновно	й уста	новки				
12 VII 13 VII 19 VII 24 VII 14 VIII	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	18 18 18 23 24 23 24 25 25 25 25 25 24 24 24 24 24 23	7 4 6 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7 7	17,8 18,1 18,4 22,5 23,4 23,8 24,2 24,3 24,7 24,0 24,0 23,7 23,3		$\begin{array}{c} 0,9\\ 0,3\\ 0,2\\ 0,5\\ 0,7\\ 0,1\\ 0,7\\ 0,4\\ 0,5\\ 0,3\\ 0,4\\ 0,3\\ \end{array}$	$\left \begin{array}{c} 14\\ 16\\ 16\\ 21\\ 22\\ 18\\ 18\\ 19\\ 18\\ 17\\ 17\\ 16\\ 16\\ 16\\ \end{array}\right.$,9 ,7 ,1 ,6 ,0 ,3 ,7 ,2 ,4 ,4 ,1 ,0 ,4	14,8 16,5 15,9 21,4 21,1 18,2 18,5 17,2 16,7 16,7 15,9 16,0		$\begin{array}{c} 0,1\\ 0,2\\ 0,2\\ 0,2\\ 0,9\\ 0,1\\ 0,2\\ 0,6\\ 1,2\\ 0,7\\ 0,4\\ 0,1\\ 0,4 \end{array}$	
	J	Ha pa	сстоян	ии 25 м о	то	сновноі	і й устан	новки				
12/VII 13/VII	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	18 18 18 22 23 22 23 22 21	,4 ,3 ,6 ,4 ,0 ,4 ,8	18,0 18,2 18,5 21,9 22,1 21,9 21,5		0,4 0,1 0,5 0,9 0,5 0,3	$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$,3 ,8 ,5 ,1 ,6 ,7 ,6	14,9 16,6 16,0 14,1 13,9 14,3 14,2		0,4 0,2 0,5 1,0 0,7 0,4 0,4	•

Данные измерений горизонтальной изменчивости температуры и влажности воздуха на высоте 0,5 и 1,5 м на ст. Советск

Дата	Время, час. мин.	t _{0,5}	t _{2,0}	Δt	e _{0,5}	$e_{2,0}$	Δe
19/VII 24/VII 8/VIII 14/VIII	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	26,2 26,2 23,9 24,9 27,9 28,1 28,2 24,8 25,0 24,3 24,0	$26,0 \\ 26,1 \\ 23,8 \\ 24,4 \\ 27,6 \\ 27,8 \\ 28,0 \\ 24,4 \\ 24,5 \\ 23,9 \\ 23,7 \\$	0,2 0,1 0,5 0,3 0,3 0,2 0,4 0,5 0,4 0,3	21,9 21,2 18,5 19,5 16,4 16,5 16,8 18,5 17,6 16,7 16,7	21,4 20,6 18,2 16,2 16,3 16,4 17,7 17,0 16,6 16,3	$\begin{array}{c} 0,5\\ 0,6\\ 0,3\\ 0,7\\ 0,2\\ 0,2\\ 0,4\\ 0,8\\ 0,6\\ 0,1\\ 0,4 \end{array}$
	, . .]	На расстоя	нии 50 м с	от основной	і установки	L ·	н 1917 - П. А.
19/V11 14/VIII	10 20 10 40 17 05 17 23	22,9 24,0 24,1 23,5	22,4 23,3 23,7 22,8	0,5 0,7 0,4 0,7	21,5 21,8 16,2 15,6	20,6 21,0 15,9 15,6	0,9 0,8 0,3 0,0
2	ŀ	На расстоян	ии 100 м	от основної	й установки	1	· ·
13/V11 19/V11 14/V111	$\begin{array}{c} 15 & 01 \\ 15 & 20 \\ 16 & 30 \\ 16 & 45 \\ 12 & 20 \\ 12 & 40 \\ 15 & 55 \\ 16 & 12 \\ 17 & 05 \\ 17 & 23 \end{array}$	$\begin{array}{c} 22,3\\23,3\\22,2\\22,2\\26,2\\26,2\\24,6\\24,1\\23,9\\23,2\\\end{array}$	21,8 22,4 21,5 25,7 25,8 24,0 23,8 23,6 23,0	0,50,90,41,30,50,40,60,30,30,2	$15,4\\15,0\\15,5\\14,6\\21,5\\21,0\\16,9\\17,3\\15,5\\15,9$	$14,4 \\ 14,7 \\ 14,6 \\ 14,2 \\ 20,9 \\ 20,4 \\ 16,7 \\ 17,1 \\ 16,0 \\ 15,7 \\ 15,7 \\ 14,10 \\ 15,7 \\ 14,10 \\ 15,10 \\ $	$ \begin{array}{c} 1,0\\0,3\\0,9\\0,4\\0,6\\0,2\\0,2\\-0,2\\0,2\\0,2\end{array} $

Таблица 4

Средние разности температуры, влажности воздуха и градиентов этих величин по наблюдениям в Советске на основной установке и на разных удалениях от нее

	Направление ветра (на различных подстилающих поверхностях) на разном расстоянии от основной установки, м											
		Ю—ЮЗ		В—СВ								
Разности	редкая трава	земля, покрытая редкой травой	край овсяного поля	редкая высохшая трава	низкая зеленая трава	скошенн	ый клевер					
•	10	25	100	10	25	50	100					
$ \begin{array}{c} (t_{o}-t_{\pi})_{0,5} \\ (t_{o}-t_{\pi})_{1,5} \\ (e_{o}-e_{\pi})_{0,5} \\ (e_{o}-e_{\pi})_{1,5} \\ (\Delta t_{o}-\Delta t_{\pi}) \\ (\Delta e_{o}-\Delta e_{\pi}) \end{array} $	0,1 0,0 0,1 0,2 0,0 0,0	$ \begin{array}{c} 0,1\\ 0,0\\ -0,1\\ -0,1\\ 0,1\\ 0,1 \end{array} $	$-0,1 \\ 0,0 \\ -0,4 \\ -0,6 \\ -0,1 \\ 0,2$	0,2 0,0 0,0 0,2 0,1 0,1	0,5 0,0 0,2 0,1 0,5 0,1	$0,1 \\ 0,0 \\ 0,1 \\ -0,4 \\ 0,1 \\ 0,1$	0,5 0,2 0,5 0,0 0,2 0,3					

местности холмистый, слабо изрезанный. Площадка окружена полями, занятыми под клевер, овес, кукурузу и другие сельскохозяйственные культуры. Никаких препятствий в виде деревьев, кустов, строений вблизи станции нет. Лишь в 10 м к северу от метеоплощадки находится одноэтажное здание метеорологической станции, а на расстоянии 200 м к западу от метплощадки - водоем золоотвала (наибольшая ширина которого 600 м и длина около 1 км).

В течение периода наблюдений преобладающими являлись ветры северного и северо-восточного направлений. Из 21 серии наблюдений 13 серий проводилось при северных, северо-восточных и северо-северовосточных ветрах, 6 серий — при южных и юго-западных ветрах и 2 серии при северо-западном ветре.

При этом в 18 случаях наблюдения проводились над скошенным клевером (высотой 10-12 см), в 11 случаях — над низкой, местами выгоревшей травой, в 6 случаях — над старой дорогой, заросшей редкой зеленой травой.

Результаты этих наблюдений приведены в табл. 3.

В табл. 4 помещены средние значения, характеризующие горизонтальную изменчивость градиентов температуры и влажности (аналогично табл. 2) по 3 группам направлений ветра (Ю-ЮЗ, В-СВ).

Из этих данных следует, что, несмотря на значительные различия в подстилающих поверхностях, изменчивость как самих значений температуры и влажности воздуха, так и их вертикальных градиентов невелика. Лишь случаи резких отклонений от сравнительно однородных условий, как, например, близость горячей трубы золоотвала (расстояние 25 м при восточном и северо-восточном ветрах) или близость овсяного поля (расстояние 100 м при восточном и северо-восточном ветвносят существенные нарушения в вертикальные градиенты pax) температуры и влажности воздуха.

Таким образом, экспериментальные данные показывают, что изменение вертикальных градиентов температуры и влажности воздуха в приземном слое при сравнительно однородных поверхностях для открытых площадок в раднусе 50—100 м невелико; изменение градиентов проявляется лишь при непосредственном приближении (на 10—15 м) к препятствиям.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Борушко И. С. Влияние водоема на температуру и влажность воздуха окружающей территории. Труды ГГО, вып. 59, 1956.
- 2. Кучеров Н. В. О точности градиентных измерений температуры и влажности. Труды ГГО, вып. 60, 1956.

3. Струзер Л. Р. Случайные оппибки величин испарения, рассчитанных по методу

турбулентной диффузии. Труды ГГИ, вып. 48, 1955. 4. Глебова М. Я. Температура и влажность воздуха в лесных полосах в вегета-ционный период. Труды ГГО, вып. 44, 1954. 5. Ефимова Н. А. О влиянии лесных полос на температуру и влажность воздуха

межполосных полей. Труды ГГО, вып. 44, 1954.

И. А. ПОКРОВСКАЯ, В. А. ЛУРЬЕ

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ НОВЫХ ЭТАЛОННЫХ БАРОМЕТРОВ

В статье приводятся результаты исследований новых эталонных барометров. На основании сравнения их со старыми эталонами показано, что переход на новые эталоны не скажется на поправках барометров, используемых на сети станций.

До настоящего времени эталонами для измерения атмосферного давления в Гидрометслужбе СССР служили эталонные барометры ГГО № 1 и 2, созданные еще в конце прошлого века.

В 1960 г. Всесоюзный научно-исследовательский институт метрологии (ВНИИМ) изготовил для ГГО новые эталонные барометры № 3 и 4. Конструкция барометров была разработана ВНИИМом с целью создания государственного эталона, и в настоящее время эталонные барометры аналогичной конструкции уже используются во ВНИИМе.

Новый эталонный барометр обеспечивает более высокую точность измерения атмосферного давления. Высокая точность достигается путем применения более совершенного метода измерения разностей уровней ртути в барометре и большей точности измерения его температуры. Как новые, так и старые эталонные барометры практически не имеют погрешностей, связанных с влиянием капиллярных сил на уровни ртути.

В ГГО велась работа по исследованию барометров № 3 и 4 с целью оценки их точности, а также сравнения показания новых эталонных барометров с показаниями действующих эталонов ГГО.

Краткие сведения о барометрах

Конструкция барометров № 1 и 2 и результаты их исследования подробно описаны [2, 3]. Ниже приведены некоторые сведения о барометрах, которые необходимы при анализе их погрешностей.

Эталонные барометры № 1 и 2 несколько отличаются по конструкции, но в обоих барометрах разность уровней ртути в закрытом и открытом коленах измеряется одним и тем же методом. Для этого используется катетометр с двумя микроскопами и миллиметровая шкала, которая укреплена вертикально вблизи барометрической трубки. Катетометр вращают вокруг вертикальной оси и устанавливают попеременно на мениски ртути и на шкалу. Положение уровней ртути в барометре фиксируется посредством двух стеклянных штифтов. Штифт в закрытом колене барометра укреплен неподвижно, штифт в открытом колене можно перемещать. При измерении верхний уровень ртути подводят к неподвижному штифту, после чего подвижный штифт подводят к нижнему уровню ртути. Положение уровней ртути в барометре наблюдается через микроскопы катетометра. При измерении атмосферного давления расстояние уровней ртути относительно штифтов должно быть таково, чтобы при наблюдении в микроскоп острие штифта и его зеркальное изображение в ртути касались с двух сторон отсчетных нитей окулярного микрометра микроскопа. При этом расстояние от штифта до поверхности ртути равно приблизительно 0,1 мм.

Микроскопы катетометров снабжены накладными уровнями, которые дают возможность следить за правильностью юстировки оси катетометра и неизменностью ее положения при переводе микроскопов с ртути на шкалу. Однако уровни не обеспечивают контроля за горизонтальностью расположения микроскопов, так как положение их на микроскопе не фиксировано. При негоризонтальном расположении микроскопов ошибки при измерении возможны из-за неодинакового расстояния микроскопов от штифтов, фиксирующих уровень ртути и шкалы. При юстировке барометра равенство этих расстояний определяется по одинаковой четкости изображений шкалы и штифтов при наблюдении в микроскопы. Вертикальность шкалы барометра проверяется по отвесу.

Температура барометров № 1 и 2 определяется по ртутным термометрам с ценой деления шкалы 0,2°. Термометры установлены вблизи барометрической трубки, один у верхнего, а второй у нижнего уровня ртути. Резервуары термометров погружены в сосуды с ртутью в целях приближения их инерции к тепловой инерции барометра.

Закрытое колено барометра № 1 запаяно, и вакуум в нем принимается постоянным. В барометре № 2 вакуум поддерживается посредством насосов и измеряется.

До 1946 г. за эталон принимался барометр № 1. Впоследствии было решено использовать барометры № 1 и 2 как групповой эталон, что и выполнялось, за исключением периодов, когда барометр № 2 выходил из строя.

Г. Вильд [2, 3] полагал, что погрешности измерения атмосферного давления этими барометрами не превосходят 0,01 мм рт. ст., однако расхождения в показаниях барометров, полученные при сравнении их в течение большого числа лет, свидетельствуют о том, что точность эта завышена.

За время существования барометра № 2 поправка его относительно барометра № 1 колебалась в пределах от +0,06 до -0,06 мм рт. ст. Для суждения о величинах расхождений показаний барометров № 1 и 2 в табл. 1 приведено распределение величин поправок барометра № 2 в процентах от общего числа поправок, полученных при сравнениях барометров за период 1892—1959 гг. (94 сравнения). Ввиду того что поправки не имеют преимущественного знака, распределение дано по их абсолютным значениям.

Таблица 1

Распределение величин поправон	с ба	рометра	№ 2	(⁰ / ₀	от об	щего	числа)	
Значения поправок, мм	• •	0,00	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06
Число случаев, ⁰ /0	<i>.</i> .	20	29	24	13	7	4	3

Из табл. 1 следует, что расхождение в показаниях барометров в 73% случаев не превышает 0,02 мм. Однако наличие больших расхождений свидетельствует о том, что в ряде серий сравнений имели место погрешности, которые являлись систематическими для данной серии, и вследствие этого они не были исключены повторностью отсчетов при сравнениях.

При измерении разностей уровней ртути источниками погрешностей, которые не могут быть учтены и, следовательно, относятся к категории лучайных погрешностей, являются: отклонение меры, на которой нанесена шкала, от вертикали; наклон оси катетометра и изменение ее голожения при переводе катетометров с ртути на шкалу; негоризонгальное расположение микроскопов; погрешности в определении цены деления шкалы окулярных микрометров; неточность в фиксации уровлей ртути отсчетными нитями окулярных микрометров микроскопов. Перечисленные погрешности меняются от юстировки к юстировке, а при данной юстировке являются систематическими, за исключением погрешностей из-за неточной фиксации уровней ртути.

Погрешности меняют как величину, так и знак, за исключением погрешности из-за отклонения шкалы от вертикали. Последние всегда имеют знак плюс, т. е. показания барометра завышены. Можно полагать, что преимущественно положительные значения имеют и погрешности из-за неточной фиксации уровней ртути по следующей причине. Подвести точно верхний уровень ртути на заданное расстояние от штифта трудно, так как подъемный механизм довольно грубый и поверхность ртути сильно колеблется. В случае если ртуть оказывается поднятой больше, чем следует, она прилипает к штифту и отсчет не производится. Для того чтобы оторвать ртуть от штифта, ее приходится опускать на значительное расстояние и затем снова подводить снизу. В результате при подведении ртути к штифту расстояние между ними часто остается большим, чем оно должно быть. Подвести же ртуть так. чтобы расстояние между ртутью и штифтом было меньше требуемого на сколько-нибудь значительную величину, практически невозможно. Подводить нижний штифт к ртути значительно легче, так как ртуть при этом остается неподвижной.

Вследствие погрешностей юстировки барометров величина и знак разности показаний барометров № 1 и 2 меняются от сравнения к сравнению. Барометры юстировались заново в связи с изменением места их установки. Барометр № 2, кроме того, несколько раз разбирался для ремонта его вакуумной системы. В последний раз он юстировался полностью после ремонта в 1961 г. Юстировку катетометра и, в частности, нижних микроскопов, производят перед каждым сравнением, так как микроскопы приходится перемещать, устанавливая их на уровень ртути, соответствующий атмосферному давлению.

При измерении атмосферного давления, кроме погрешностей, перечисленных выше, имеют место случайные погрешности, обусловленные неточностью определения температуры ртути и шкалы барометра.

Эталонные барометры № 3 и 4 совершенно одинаковы по конструкции. Барометр выполнен из нержавеющей стали и заполнен ртутью марки Р₁. Для наблюдения за уровнями ртути в верхней и нижней частях барометрической колонки имеются сквозные окна, закрытые плоскопараллельными стеклами. Разность уровней ртути в барометре определяется посредством концевой меры с номинальной длиной 750 мм, к концам которой притерты стеклянные плоскопараллельные пластины толщиной 10 мм. Верхние поверхности пластин зеркальные. Длина концевой меры и толщина пластин определены с точностью до 0,5 мк, а отклонение от плоскопараллельности не превышает 0,2 мк.

Для измерения разности уровней ртути концевую меру, укрепленную в специальной каретке, перемещают по вертикали до совмещения в одной горизонтальной плоскости зеркальных поверхностей пластин сначала с одним, а затем с другим уровнем ртути. Величину перемещения меры определяют посредством неподвижно закрепленного микроскопа с окулярным микрометром по шкале, укрепленной на мере. Цена деления шкалы 0,1 мм.

Увеличение микроскопа можно менять, в связи с этим меняется и цена деления окулярного микрометра. При сравнениях цена деления окулярного микрометра колебалась от 1,3 до 1,4 мк и определялась при каждом сравнении с погрешностью, не превышающей 0,01 мк.

Совмещение зеркальной поверхности пластин с уровнем поверхности ртути определяют по возникновению интерференционной картины, которую наблюдают в зрительную трубу. Интерференционную картину на каждом уровне образуют пучки лучей, идущие от коллиматора и отраженные от поверхности ртути и зеркальной поверхности пластины, притертой к концевой мере. Для того чтобы обе интерференционные картины можно было наблюдать с помощью одной трубы, наблюдение на верхнем уровне производится с помощью зеркал.

Примененный метод наведения отсчетных приспособлений на уровень ртути удобен в работе, так как гораздо легче подвести отсчетное приспособление к уровню ртути, чем подводить ртуть, как это имеет место в барометрах № 1 и 2. Использование интерференции обеспечивает большую точность наведения отсчетного приспособления на уровень ртути. При этом контролируется и вертикальное положение концевой меры, так как при отклонении меры от вертикали интерференционные полосы будут негоризонтальными или интерференционная картина не будет видна совсем. Погрешности из-за невертикальности шкалы, по которой определяется перемещение меры, зависят от величины перемещения, которая в большинстве случаев составляет несколько миллиметров. Погрешности имеют минимальные значения при атмосферном давлении, близком к 760 мм.

Температура барометра измеряется посредством шести дифференциальных термопар. Три из них укреплены на трех уровнях на колонке, а три — на мере. «Холодные» спаи термопар помещены в дюаровский сосуд, и их температура определяется ртутным термометром с ценой деления шкалы 0,01°. Термопары градуированы гальванометром ГПЗ-2. Цена деления шкалы гальванометра составляет около 0,02° и определена для каждой из термопар с погрешностью, не превышающей 0,001°. Повторные градуировки термопар, проводившиеся в 1961 и 1962 гг., подтвердили стабильность их показаний.

Вакуумная система состоит из форвакуумного и диффузионного ртутного насосов, создающих вакуум 1,10⁻³ мм рт. ст., форвакуумного баллона и вакуумных кранов. Измерение вакуума осуществляется вакуумметром типа BT-2. Оба барометра подключены к одной вакуумной системе, и каждый из барометров отключается от нее вакуумным краном.

Вследствие того что свободная поверхность ртути велика, барометры чувствительны к вибрации и должны устанавливаться на капитальные виброгасящие фундаменты.

В настоящее время барометры временно установлены на консолях, укрепленных на капитальной стене здания в том же помещении, где установлены барометры № 1 и 2. Установка барометров на консолях затрудняет работу с ними вследствие значительной вибрации поверхности ртути и снижает их точность. Однако эта временная установка барометра вблизи старых эталонов дала возможность произвести непосредственное сравнение показаний старых и новых эталонных барометров.

По данным ВНИИМа [1], погрешность измерения атмосферного давления посредством новых эталонов характеризуется средней квадратичной погрешностью 0,005 мм рт. ст.

Результаты исследования барометров

При исследовании барометров № 3 и 4 велись наблюдения за сохранностью вакуума в барометрах и надежностью работы отсчетных приспособлений. Получен и проанализирован материал, характеризующий температурный режим барометров во время сравнений. Оценка точности барометров № 3 и 4 произведена на основе многократных сравнений между собой их показаний. Проведено также сравнение показаний этих барометров с показаниями барометров № 1 и 2.

Наблюдение за вакуумной системой барометров ведется постоянно. Откачка воздуха производится перед каждым сравнением барометров, а также в промежутках между сравнениями для того, чтобы предохранить от окисления ртуть в верхних сосудах барометров.

После откачки диффузионным насосом в течение 2 часов вакуум $1 \cdot 10^{-3}$ мм держится в течение 4—5 часов, через сутки он имеет порядок $1 \cdot 10^{-2}$ мм, через 7—8 дней — $5 \cdot 10^{-1}$ мм. Дальнейшее изменение вакуума не прослеживалось, так как величина $5 \cdot 10^{-1}$ мм является нижним пределом измерения вакууметра.

Вакуумная система барометров достаточно герметична для того, чтобы можно было, откачав барометры заранее, проводить сравнение с ними без подключения насосов во время сравнения. Остаточное давление при сравнениях было порядка 5 · 10⁻³ мм.

Откачка вакуумной системы производилась за несколько часов до сравнений с тем, чтобы работа насосов не сказывалась на температурном режиме помещения. Перед отсчетами и в промежутках между ними в помещении включались вентиляторы, за исключением дней, когда разность показаний термопар на верхнем и нижнем уровнях была мала.

Сравнения показаний барометров производились ночью, потому что во время движения городского транспорта колебание поверхностей ртути в барометрах настолько сильное, что интерференционную картину получить невозможно. Зеркало ртути не успокаивается полностью даже и ночью. Для сравнений выбирались ночи с устойчивым атмосферным давлением.

При сравнениях отсчеты барометров, как правило, производились через 10 мин. Один отсчет барометров № 3 и 4 включал в себя отсчет положения нижнего уровня ртути, затем отсчет положения верхнего уровня и снова отсчет нижнего уровня. За положение нижнего уровня ртути принималось среднее из двух отсчетов.

Отсчеты барометров № 3 и 4 производились синхронно. При сравнениях барометров № 3 и 4 с барометрами № 1 и 2 полная синхронизация невозможна, так как конструкцией барометров № 1 и 2 предусмотрена другая методика отсчетов. В то время как у барометров № 3 и 4 концевая мера подводится поочередно к уровням ртути и соответственно поочередно отсчитываются положения уровней, у барометров № 1 и 2 отсчетные приспособления сначала наводятся на оба уровня ртути и уже после этого отсчитывается их положение. При сравнении новых эталонов со старыми отсчеты распределялись так, чтобы отсчетные приспособления старых барометров были наведены на уровни ртути к моменту получения интерференционной картины на верхних уровнях ртути новых барометров.

Отсчеты начинались с показаний термопар. Показания термопар и барометра отсчитывались одним и тем же лицом. Это оказалось возможным вследствие того, что температура при сравнениях была достаточно устойчивой. Изменение температуры от отсчета к отсчету составляло 0,01—0,03°. В процессе сравнения велись измерения вакуума в барометрах. Серия сравнений, как правило, состояла из 20 отсчетов барометров.

За 1961—1962 гг. проведено 32 серии сравнений показаний барометров № 3 и 4. В 22 сериях из них участвовал также барометр № 1 и в 12 сериях — барометр № 2.

При сравнениях барометров № 3 и 4, проводившихся 4/Х 1961 г., а также 10/VIII, 27/Х и 10/ХІ 1962 г., тубусы, соединяющие нижние колена барометров с атмосферой, были соединены между собой шлангом. Таким образом исключалось влияние изменения атмосферного давления на показания барометров.

Для характеристики температурного режима барометров при сравнениях были проанализированы следующие данные: изменение средней температуры меры и ртути за всю серию сравнений и от отсчета к отсчету; разности между средними температурами меры и ртути; разности температур по верхним и нижним термопарам для меры и для ртути; разности средних значений температур барометров № 3 и 4; разности температур, вычисленных как среднее из показаний трех термопар и соответствующих им температур по термопаре на среднем уровне. В табл. 2 приведены наиболее характерные значения этих величин, а также их максимальные значения.

Таблица 2

¥ арандроналини	Величины				
Характеристики	характерные	максимальные			
Изменение температуры за серию Разность температуры на верхнем) мера и нижнем уровнях } ртуть Разность температур меры и ртути Разность средних температур ртути барометров № 3 и 4	0,2-0,30,05-0,10,10,05-0,10,1	1 0,4 0,7 0,3 0,3			
Разность температур: средней по трем термопарам и по средней термопаре	0,00-0,02	0,05			

Температурный режим барометров № 3 и 4 при сравнениях (град.)

Данные, приведенные в табл. 2, свидетельствуют о том, что сравнения барометров проводились в благоприятных температурных условиях, и дают основание полагать, что температура барометров, как правило, определялась с погрешностью, не превышающей 0,02—0,03°, и лишь в отдельных случаях погрешность в определении температуры достигала 0,05°. Погрешность 0,02—0,03° в определении температуры барометра соответствует погрешности в определении атмосферного давления 0,002—0,004 мм рт. ст.

При обработке материалов сравнений показания барометров приводились к температуре 0°.

Результаты сравнения показаний барометров № 1, 2, 3 и 4 представлены в табл. 3, где приведены средние разности показаний барометров Δ мм рт. ст., полученные при каждой серии сравнений, и средние квадратичные отклонения отдельных разностей σ . Индексы в графах соответствуют номерам барометров. В двух последних графах таблицы приведены средние значения атмосферного давления *B*, при котором производилось сравнение, и изменение величины атмосферного

	ΔB		
	B	755 753 753 753 753 755 755 755 755 755	•
	^σ 1–2	0,029 0,029 0,026 0,021 0,021 0,021 0,015 0,021 0,015) 1 > 1 >
	Δ ₁₋₂ .	-0,045 -0,041 -0,035 -0,033 -0,033 -0,041 -0,035 -0,035 -0,035 -0,035 -0,035 -0,035 -0,035 -0,045 -0	**>
	a ₂₄	0,019 0,028 0,028 0,017 0,012 0,015 0,015 0,015 0,015	2002
andinu	Δ_{2-4}	$\begin{array}{c} +0,080\\ +0,067\\ +0,073\\ +0,073\\ +0,073\\ +0,073\\ +0,073\\ +0,073\\ +0,073\\ +0,073\\ +0,073\\ +0,060\\ +0,000\\$	>>>> >>> >>> >>> >>> >> >> >> >> >> >>
ndav Andr	°2-3	0,025 0,025 0,025 0,022 0,025 0,0000000000	
	Δ23	$\begin{array}{c} +0,054 \\ +0,046 \\ +0,065 \\ +0,076 \\ +0,076 \\ +0,076 \\ +0,061 \\ +0,061 \\ +0,063 \\ +0,06$	· · · · · · ·
mugada	σ _{1−4}	0,023 0,024 0,024 0,024 0,024 0,024 0,026 0,026 0,026 0,026 0,026 0,026 0,026 0,028 0,029 0,028 0,029 0,028 0,028 0,029 0,028 0,028 0,029 0,028 0000000000	2, 240
a margine	Δ_{1-4}	$\begin{array}{c} +0,049\\ +0,020\\ +0,037\\ +0,064\\ +0,007\\ +0,007\\ +0,001\\ +0,021\\ +0,015\\ +0,015\\ +0,015\\ +0,012\\$	- 1 00 (01
	σ_{1-3}	0,026 0,026 0,026 0,027 0,028 0,0000000000	0,040
	Δ1-3	$\begin{array}{c} +0,042\\ +0,017\\ +0,016\\ +0,0059\\ +0,006\\ +0,015\\ +0,002\\ +0,003\\ +0,007\\ +0,003\\ +0,007\\ +0,007\\ +0,003\\ +0,007\\ +0,002$	1030,07
	°₄_3	0,021 0,022 0,022 0,022 0,022 0,022 0,022 0,022 0,022 0,022 0,022 0,011 0,022 0,011 0,022 0,012 0,022 0,012 0,022 0,012 0,022 0,000 0,022 0,020 0,020 0,020 0,020 0,020 0,020 0,020 0,020 0,020 0,00000000	~~~^
	Δ_4-3	$\begin{array}{c} \begin{array}{c} + & - & - & - & - & - & - & - & - & - &$	
	Дата	7/1111961 r. 18/11 22/14 4/1V 12/1V 22/14V 12/1VV 22/14V 1/V11 1/V11 1/V11 21/X 1/V11 21/X 1/V11 21/X 1/11V 21/X 1/11VV 1/11VV 21/X 1/11VV 1/11VV 21/X 1/11VV 1/11VV 21/X 1/11VV 1/11VV 21/X 1/11VV 1/11VV 21/X 1/11VV 21/X 1/11VV 21/X 1/11VV 21/X 1/11VV 21/X 1/11VV 21/X 1/11VV 21/X 1/11VV 21/X 1/11VV 21/X 1/11VV 21/X 1/11VV 21/X 1/11VV 21/X 1/11VV 1/11VV 1/11VV 1/2/VV	Среднес.
9	Заказ	№ 13	12

Результаты сравнения эталонных барометров

Таблица 3

давления Δ*B* за время сравнения. В последней строке таблицы приведены средние значения разностей показаний барометров и средние квадратичные отклонения, вычисленные по всем сериям.

При вычислении разностей показаний барометров учтены разности высот установки барометров и остаточное давление над верхними уровнями ртути в барометрах № 2, 3 и 4.

Среднее значение разностей показаний барометров № 3 и 4, полученное по всем сериям сравнений, составляет 0,005 мм, а среднее значение, вычисленное по результатам сравнений только за 1962 г., равно 0,001 мм, что свидетельствует о хорошей сходимости показаний барометров. Величина средних квадратичных отклонений внутри серии в среднем составляет 0,020 мм.

Значения Δ_{4-3} , средние для каждой серии, колебались в пределах от -0,035 до +0,019 мм.

Сопоставление колебаний значений разностей, средних для каждой серии, и внутрисерийных средних квадратичных отклонений указывает на наличие систематических погрешностей, меняющихся от серии к серии. Однако анализ результатов отдельных серий сравнений барометров в зависимости от условий, в которых они производились (температурный режим, величина и ход атмосферного давления), не дает возможности установить какой-либо закономерности в изменении разности показаний барометров от серии к серии.

Значения внутрисерийных средних квадратичных отклонений показывают, что точность показаний барометров № 3 и 4, полученная при сравнениях, меньше точности, полученной при исследовании барометров ВНИИМа. Если принять точность барометров № 3 и 4 одинаковой, то точность одного отсчета каждого из них можно характеризовать средней квадратичной погрешностью, равной

 $\frac{\sigma_{4-3}}{\sqrt{2}} = \frac{0,020}{1,4} = 0,014$ MM.

Лишь в отдельных сериях погрешность измерения атмосферного давления составляет 0,008—0,009 мм.

Из сопоставления средних значений σ_{4-3} и σ_{1-2} следует, что случайные погрешности показаний барометров № 3 и 4 имеют тот же порядок, что и случайные погрешности барометров № 1 и 2. Большие величины случайных погрешностей барометров № 3 и 4, по-видимому, нужно отнести за счет вибрации поверхности ртути в барометрах, что является следствием неправильной установки барометров (на консолях вместо фундаментов).

Среднее значение разностей показаний барометров как № 3, так и $\overline{\mathbb{N}}$ 4 по отношению к барометру \mathbb{N} 1 составляет 0,03 мм, а по отношению к барометру \mathbb{N} 2—0,06 мм. Показания барометров \mathbb{N} 1 и 2 выше, чем показания барометров \mathbb{N} 3 и 4.

По данным, приведенным в табл. 3, показания барометра № 2 выше, чем показания барометра № 1, в среднем на 0,04 мм. Это расхождение показаний, полученное при сравнении барометров, проведенных после ремонта барометра № 2 в 1961 г., не является характерным для предыдущих лет, когда барометры № 1 и 2 использовались как групповой эталон. Среднее значение поправок барометра № 2 относительно барометра № 1, вычисленное по 47 сериям сравнений, проведенным за 1946—1959 гг., равно —0,002 мм, т. е. показания барометров № 1 и 2 в среднем совпадали. Колебания поправок барометра № 2 относительно барометра № 1 для этого периода находятся в пределах от —0,58 до +0,035 мм, однако поправки, величина которых не превышает 0,02 мм, составляют 87% всего числа поправок.

Средняя разность показаний новых эталонных барометров и барометра № 1 (0,03 мм) дает основание утверждать, что переход на новые эталонные барометры практически не скажется на поправках образцовых барометров, используемых для поверки приборов давления.

Выводы

1. Барометры № 3 и 4 могут использоваться в качестве эталонных для измерения атмосферного давления.

2. Средняя квадратичная погрешность одного отсчета барометра при данных условиях составляет 0,014 мм рт. ст. После того как барометры будут установлены на фундаменты в предназначенном для них помещении, точность барометров должна быть исследована.

3. Переход на новые эталонные барометры не скажется на поправках приборов, используемых на сети станций.

ЛИТЕРАТУРА

- І. Долинский Е. Ф., Агалецкий П. Н., Гаевский Н. А., Лассан В. Л., Остроумов Б. А., Смолич С. А., Степанов Л. П., Яновский Б. М. Метрологические работы в области механических измерений. Труды ВНИИМ, вып. 33 (93), 1958. 2. Вильд Г. Исследования о метеорологических инструментах и способах наблюдений.
- Метеорологический сборник, т. III, 1874.
- 3. W11d H. Die Normalbarometer des Physikallschen Central-Observatoriums. Reper-torium für Meteorologie, Bd. XVI, Nr 4, 1892.

9*

И. А. БЕРЛИН

К ВОПРОСУ ОБ ОБРАБОТКЕ НАБЛЮДЕНИЙ НАД ВЛАЖНОСТЬЮ ВОЗДУХА

В статье дана оценка возможных погрешностей измерения влажности воздуха и приведены некоторые рекомендации по уточнению правил производства наблюдений и обработке результатов их, а также по повышению качества критического анализа данных влажности воздуха в управлениях Гидрометслужбы.

При определении рекомендаций по обработке и критическому анализу материалов наблюдений метеорологических станций по влажности воздуха большое значение имеет вопрос о точности измерения данного элемента. Изучением вопроса о точности измерения влажности занимались ряд исследователей [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12]. На основании полученных ими выводов можно дать следующую оценку возможных погрешностей в определении влажности воздуха на сети станций.

I. Погрешности в определении влажности воздуха станционным психрометром зависят от целого ряда факторов и могут колебаться в весьма больших пределах. Существенное влияние на точность измерения влажности оказывает скорость ветра. Как указывает И. Е. Воробьев [5], при существующей методике наблюдений и обработке только та влажность воздуха может считаться соответствующей действительному состоянию, определение которой произведено при скорости ветра порядка 4 м/сек.; при этих значениях скорости аспирация внутри будки равна 0,85 м/сек. и будет соответствовать психрометрическому коэффициенту, принятому в психрометрических таблицах. При штиле и слабых ветрах, т. е. когда аспирация в будке бывает менее 0,85 м/сек., влажность оказывается завышенной, а при сильных ветрах — заниженной. При этом расхождения между фактическими значениями влажности и значениями, полученными по психрометрическим таблицам, могут быть весьма значительными, особенно при штилевой погоде. В. П. Пузанов [10] приводит пример, показывающий, что при низкой влажности и температуре воздуха 9,6° ошибки в определении влажности при скорости ветра 10-20 м/сек. составляют -7%, а при штиле +9%. Величина погрешности измерения в большой степени зависит от значений влажности и температуры воздуха. При высокой влажности погрешности измерения значительно меньше, чем при низкой. При отрицательных температурах погрешность возрастает за счет уменьшения точности определения психрометрической разности.

По данным Д. П. Беспалова [4], принятая на сети методика измерения влажности воздуха по психрометру с естественной вентиляцией обеспечивает фактическую точность измерения до 1—2% при высокой влажности (95—100%), а при низких значениях влажности и малых скоростях ветра она возрастает до 6—8%.

II. Погрешности при определении влажности воздуха по гигрометру, естественно, еще больше, чем по психрометру. При оценке качества гигрометров прибор признают годным для использования, если показания его при одной и той же влажности не отличаются от показаний контрольного прибора более чем на 5%. Особенно велики ошибки в определении влажности воздуха при низких отрицательных температурах, что объясняется понижением чувствительности волоса и увеличением коэффициента инерции. При сравнении результатов наблюдений в Антарктиде в 1957 г. по термоэлектрическому психрометру конструкции М. И. Гольцмана и волосному гигрометру С. А. Смирнов [11] получил при температурах около —15° среднюю влажность из определений по гигрометру выше, чем влажность по психрометру, на 3%, а при температурах --30° средняя величина расхождений составляла 6%. Значительные погрешности в определении влажности в холодный период получаются из-за. изменения длины волоса гигрометра. В течение зимы поправки, полученные из сравнений показаний психрометра и гигрометра, иногда меняются весьма существенно. При просмотре графиков сравнений [8] было обнаружено, что в течение зимы 1946-47 г. по территории СССР на 30% станций поправки гигрометра от осени к весне изменялись более чем на 3%, а на 14% станций материалы наблюдений были вообще забракованы из-за ненадежности гигрометров.

Наименьшие изменения поправок отмечаются в тех районах, где зимой влажность имеет высокие значения и мало меняется во времени. Наоборот, в областях, где влажность сравнительно невелика и характеризуется резкими колебаниями, поправки от осени к весне значительно изменяются. При оценке погрешностей измерения влажности следует учитывать также и отмеченную П. В. Дьяченко [7] особенность волосного гигрометра реагировать не только на относительную влажность, но и на скорость ее изменения в любом направлении. При быстром изменении влажности забегание в показаниях гигрометра возрастает. При этом если влажность увеличивается, то гигрометр дает завышенные показания, а если понижается, то заниженные.

Чтобы уменьшить погрешности измерения влажности, в существующую методику производства наблюдений и обработки результатов целесообразно внести некоторые уточнения. Учитывая опыт анализа материалов наблюдений, в управлениях Гидрометслужбы можно было бы рекомендовать следующее.

1. При определении влажности по психрометру нужно уточнить правила производства наблюдений при низких значениях влажности. На юге, а местами и в умеренных широтах летом при высокой температуре и низкой влажности с поверхности резервуара термометра вода испаряется быстрее, чем подается батистом из стаканчика. В холодный период при низкой влажности и сильном ветре испарение может быть также очень велико и нередко батист высыхает к моменту отсчета. В связи с этим для получения более точных значений психрометрической разности следует дать рекомендации, за сколько минут до отсчета нужно смачивать батист в зависимости от значений метеорологических элементов — температуры, влажности воздуха и скорости ветра.

2. Для определения влажности воздуха за холодный период следует уточнить имеющиеся рекомендации по определению поправок к гигрометру. На юге СССР, где температуры ниже —10° наблюдаются редко, общее правило использования сезонных графиков сравнения данных

психрометра и гигрометра для получения поправок не имеет смысла. Более точные результаты в этих районах будут иметь место при вычислении поправок по месяцам. В районах, где отмечается резко выраженный суточный ход влажности, следует использовать рекомендации, изложенные в [15]. Если поправки в какой-либо срок наблюдений будут систематически отличаться от поправок, определенных из всех случаев наблюдений, для данного срока нужно строить отдельный график сравнения показаний психрометра и гигрометра. Необходимо пересмотреть также рекомендации по обработке влажности воздуха для районов с устойчивой зимой.

Согласно принятой в настоящее время методике обработки, в районах, где оттепели зимой, как правило, отсутствуют, определение влажности за холодный период производится следующим образом. Сравнивают весенний и осенний графики сопоставления показаний гигрометра и психрометра. Если поправки, определенные по этим графикам, расходятся между собой до 2%, то данные влажности за зимние месяцы, вычисленные по осеннему графику, не исправляются. Если поправки расходятся между собой на 3%, то влажность по февраль вычисляется по осеннему графику, а с марта — по весеннему. Если же расхождение в поправках достигает 4% и более, то строят дополнительно средний график, который является промежуточным между весенним и осенним. Зимний период в этом случае разбивается на 3 части: влажность в начале зимы обрабатывается по осеннему графику, в конце — по весеннему, а в середине зимы — по среднему. На основании этих рекомендаций весной очень часто приходится исправлять данные влажности за весь холодный период.

В связи с перфорацией и регулярной публикацией материалов наблюдений такой метод обработки встречает большие затруднения. Введение поправок в значения влажности за прошедшие месяцы практически теряет смысл. Кроме того, при исправлении данных по среднему графику не всегда получается уточнение результатов наблюдений, в ряде случаев имеет место искажение годового хода влажности воздуха.

Существенное значение для повышения качества наблюдений над влажностью воздуха на метеорологических станциях имеет улучшение методики анализа данных. Следует иметь в виду, что указанные выше значения погрешностей отмечаются в тех случаях, когда измерения влажности производятся в соответствии с требованиями, изложенными в [16]. Так как в ряде случаев наблюдатели допускают отступления от правил производства наблюдений и обработки, то ошибки в определении влажности могут достигать еще больших величин. Поэтому естественно, что проведение анализа материалов наблюдений над влажностью воздуха представляет большие трудности. Принятая методика анализа [14] не всегда позволяет правильно оценить качество наблюдений. Нередко встречаются случаи, когда значения влажности, имеющие ошибки в пределах точности измерения, бракуются, и наоборот, неправильные данные, погрешности которых значительно превышают точность измерения, публикуются. Для повышения качества первичного контроля наблюдений над влажностью воздуха можно рекомендовать следующее.

1) При анализе материалов наблюдений следует использовать методику, применяемую в практике климатологической обработки метеорологических данных. Именно для контроля средних месячных величин влажности воздуха целесообразно использовать так называемый метод разностей [13]. Этот метод основан на том факте, что атмосферные процессы захватывают обычно большую территорию и колебания значений метеорологических элементов на соседних станциях протекают согласованно. Таким образом, разности значений влажности на станциях, расположенных в сравнительно небольшом удалении друг от друга, от одного года к другому изменяются незначительно (меньше чем сами величины влажности). Отклонения в разностях могут быть лишь тогда, когда на рассматриваемых станциях имело место отклонение в согласованности атмосферных процессов. В остальных случаях выделяющиеся значения разностей будут свидетельствовать о нарушении правил по производству наблюдений и обработке данных на одной из станций.

При помощи этого метода легко обнаружить грубые ошибки. Для примера в табл. 1 приведены разности относительной влажности воздуха за период 1950—1955 гг. на станциях Колба и Сорокино. Как видно из таблицы, в 1951 г. значения разностей резко выделяются по сравнению с другими годами во все сроки наблюдений. При проверке были обнаружены ошибки в определении влажности на ст. Колба (к показаниям гигрометра вводили поправки, полученные по осеннему графику, несмотря на то что к весне они изменились на 5—6%).

Таблица 1

.	Сроки наблюдений, часы								
I ОДЫ	1	7	13	19					
1950 1951 1952 1954 1955	4 15 8 9 6	7 13 6 7 5	$-2 \\ 10 \\ -2 \\ -1 \\ 0$	12 20 14 13 10					

Разности относительной влажности воздуха. Март (Колба-Сорокино)

Кроме того, следует отметить, что при использовании этой методики анализа своевременно может быть обнаружено нарушение однородности рядов наблюдений.

2) При анализе материалов наблюдений рекомендуется сопоставлять значения разностей влажности воздуха от 7 к 13 часам за ряд лет. Суточная амплитуда влажности воздуха является сравнительно устойчивой характеристикой. Если в какой-либо год на одной из станций имеют место отклонения разностей за 7 и 13 часов от соответствующих значений в другие годы, то они должны быть отмечены и на соседних станциях. В табл. 2 приведены разности влажности в 7 и 13 часов за каждый год и отклонения от средней за 5 лет по двум станциям. Как видно из таблицы, суточный ход влажности на этих станциях согласован между собой, разности за 7 и 13 часов в 1958 г. оказались преуменьшенными, а в 1961 г. — преувеличенными по сравнению с другими годами.

3) При контроле материалов наблюдений горных районов следует учитывать возможность значительных погрешностей в измерениях влажности в связи с большой повторяемостью штилей и сильных ветров. Так как в горах не всегда можно производить проверку надежности данных нутем сопоставления значений на соседних станциях, то для анализа материалов наблюдений в этих районах можно рекомендовать использовать методику количественной оценки связи между отдельными метеорологическими элементами. Из практики климатологической обработки

Таблица 2

Средняя месячная относительная влажность воздуха. Июль

		an at an	Барнаул		Огурцово			
Годы	7 час.	13 час.	разности 7—13 час.	отклонения разностей от средней	7 час.	13 час.	разности 7—13 час.	отклонения разностей от средней
1957 1958 1959 1960 1961 Среднее	78 80 77 81 80 79	53 61 54 57 51 55	25 19 23 24 29 24	$ \begin{array}{c} 1 \\ -5 \\ -1 \\ 0 \\ 5 \end{array} $	82 81 84 82 78 81	58 60 60 58 51 57	24 21 24 24 27 24	0 3 0 0 3

данных известно, что в горных районах хорошая согласованность обычно наблюдается в средних месячных характеристиках относительной влажности воздуха с облачностью, продолжительностью солнечного сияния, а также с некоторыми атмосферными явлениями.

Выводы

1. Чтобы уменьшить погрешности в определении влажности воздуха, следует уточнить некоторые рекомендации по производству наблюдений и обработке результатов их:

a) уточнить время смачивания батиста при различных значениях температуры, влажности и скорости ветра для районов, где наблюдается низкая относительная влажность воздуха;

б) уточнить рекомендации по определению поправок к показаниям гигрометра для различных физико-географических районов.

2. Для повышения качества критического анализа материалов наблюдений нужно использовать при первичном контроле данных влажности воздуха методы, применяемые в климатологической обработке.

ЛИТЕРАТУРА

1. Усольцев В. А. Измерения влажности воздуха. Гидрометеоиздат, Л., 1959.

- 2. Гольцман М. И. Основа методики аэрофизических измерений. ГИТТЛ, М—Л., 1950.
- Лебедева К. Д., Смирнов С. А. Погрешности измерения температуры и влажности воздуха психрометрическими термометрами в будке. Труды ГГО, вып. 25 (87), 1951.
- 4. Беспалов Д. П. Точность измерения температуры и влажности воздуха и перспективы ее повышения. Труды ГГО, вып. 61 (123), 1956.

5. Воробьев И. Е. Исследование аспирации в будке в условиях открытого места при больших скоростях ветра. Труды ГГО, вып. 43 (105), 1954.

6. Воробьев И. Е. К методике наблюдений над влажностью и температурой воздуха на высокогорных станциях. Труды ГГО, вып. 34 (96), 1952.

7. Дьяченко П. В. О причине неоднозначности показаний волосного гигрометра. Труды ГГО, вып. 116, 1961.

8. Гакен Г. Л. Об изменчивости поправок гигрометров. Труды ГГО, вып. 25 (87), 1951.

- 9. Гакен Г. Л. К методике наблюдений влажности воздуха и их обработки для высокогорных станций. Труды ГГО, вып. 64 (126), 1956.
- Пузанов В. П. Об измерении влажности воздуха на метеорологических станциях. Метеорология и гидрология, № 9, 1953.
- 11. Смирнов С. А. Определение влажности воздуха при низких температурах. Труды ГГО, вып. 129, 1962.
- Каменева А. И. О точности проверки волосных гигрометров. Труды ГГО, вып. 25 (87), 1951.
- 13. Дроздов О. А. Основы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Изд. ЛГУ, 1956.
- 14. Руководство по первичной обработке материалов метеорологических наблюдений. Гидрометеоиздат, Л., 1957.
- Руководство по обработке метеорологических наблюдений и подготовке ежегодников. Гидрометеоиздат, Свердловск, 1945.
- 16. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, ч. I и II. Гидрометеоиздат, Л., 1958.

М. В. ГУЩИНА

РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПЫТАНИЯ НА СЕТИ МЕТОДА ОПРЕДЕЛЕНИЯ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ОБЛАКОВ ПО НАЗЕМНЫМ ДАННЫМ

В статье обобщаются материалы испытания метода Л. В. Дубровина для определения нижней границы облаков по наземным данным.

В статье Л. В. Дубровина [1] опубликовано описание метода определения нижней границы облаков по наземным данным (расчетный метод). Метод рекомендуется взамен визуальных (глазомерных) наблюдений, которые в настоящее время еще имеют место на сети станций.

Л. В. Дубровин предлагает определять уровень образования облаков, расположенных не выше 300 м, по температуре и влажности воздуха и по видимости, наблюдаемым у поверхности земли.

Учитывая большую важность этого вопроса, Методическая комиссия Главной геофизической обсерватории (ГГО) рекомендовала провести испытание метода на сети станций в различных климатических условиях. Целью испытаний являлось определение средней величины расхождений в высоте нижней границы облаков, полученной инструментальными методами и испытываемым.

Испытания проводились по инструкции. составленной Л. В. Дубровиным. Согласно инструкции, на станциях, привлеченных к проверке расчетного метода, определялась разность высоты нижней границы облаков, полученной каким-либо инструментальным методом и расчетным при одновременных или очень близких по времени наблюдениях (расхождения допускались не более 10 мин.). При вычислении разностей за основу принимался инструментальный метод. Полученные с соответствующим знаком разности предлагалось алгебраически складывать и затем при делении на число случаев наблюдений находить среднюю разность для данной станции. Среднюю разность по тому или иному УГМС для группы привлеченных к испытаниям станций предлагалось также находить путем алгебраического сложения сумм разностей отдельных станций и деления полученной суммы на общее число случаев наблюдений.

Результаты таких вычислений, проделанных в УГМС и по ряду станций в ГГО, помещены в табл. 1. Небольшая величина разностей, получаемая в среднем по отдельным группам станций, послужила основанием для некоторых УГМС считать расчетный метод вполне пригодным к применению на сети станций для определения нижней границы облаков, расположенных не выше 350 м; такие выводы сделали 12 управлений из

Таблица 1

		Разности
YI MÇ	Станция	средние средние по станции по УГМС
	<u> </u>	<u> </u>
Азербайлжанской ССР	Бина	-8 -8
Армянской ССР	Джермук	+6 $+6$
Белорусской ССР	Минск	2024
F ,	Гомель	34
Верхне-Волжское	Горький	+4 +2
	Киров	+2
	Кострома	
Грузинской ССР		+8 +44
	Батуми	+40
2 Cufun avaa		-3 + 17
Западно-Сибирское		+33 $+11$
	Колпашево	+23
Иркутское	Нижнеудинск	-86 -3
p <i>j</i> ******	Иркутск	+12
Казахской ССР.	Актюбинск	+5 -33
	Алма-Ата	
-	Целиноград	
Латвийской ССР	Алуксне	+15 -9
•		+13 + 27
,		
	Гулбене	-15
	Гурели	-38
	Даугавпилс	+6
	Елгава	+9
	Колка	-24
	Резекне	
		-23
Питовской ССР	Клайпеда	+56 +7
	Вильнюс	4
Молдавской ССР	Сороки	+17 +11
	Кишинев	+9
Мурманское	Апатиты	+22 +15
Омское		+47 +55 ± 10
	Ханты-Мансийск	+27
Приволжское	Казань	+17 -6
11phBoomenoe	Куйбышев 1	-3
	Ульяновск	+32
and the second	Бугульма	+15
· · · ·	Бугуруслан	+9
	Наборожина Истич	-25
	Куйбышев 9	-50
		+33
	Куйбышев 3	76
	Пенза	-67
	Балашов	-+63
and the second	Чистополь	
	L LADATOB	

Средние алгебраические разности высот нижней границы облаков по данным расчета и инструментальных наблюдений

		•		Разно	сти
УГМС	Станци	A	сред по ста	цние анции	средние по УГМ
Приморское Северное Северо-Кавказское Таджикской ССР Туркменской ССР Узбекской ССР Украинской ССР Центральных областей Эстонской ССР Якутской ССР	Арсеньев Сыктывкар Кего Нарьян-Мар Майкоп Ставрополь Ленинабад Душанбе Ашхабад Ашхабад Самарканд Донецк Одесса Львов Симферополь воронеж Таллин Кингисепп Тарту			$\begin{array}{c} 35 \\ -3 \\ -2 \\ 23 \\ 20 \\ -7 \\ 25 \\ -13 \\ -9 \\ -18 \\ 35 \\ 20 \\ +2 \\ -34 \\ 31 \\ 20 \\ +7 \\ 75 \end{array}$	+3 -33 +58 -13 -9 +5 +27 +34 +20 +75
Средние абсолютные р	азности расчетного метод	а (вм) и и	v ofeer	Tac	блица
угмс	Станция	Средние по станции	Обеспе-	средние Средние по УГМС	Сть (⁹ /0) Обеспе-

¹ Средняя, вычисленная без ст. Кутаиси.

угмс	Станция	Средние по станции	Обеспе- ченность	Средние по УГМС	Обеспе- ченность
Приволжское	Чистополь.	49	67 62		-
1	Бугуруслан	58	59		
	Пенза	41	70		
ີ ບ ໍ່	Ульяновск	57	68 60		and the second
	Кузнецк	52	64		
	Оренбург.	48	73	·	. *
Северо-Кавказское	Майкоп	51	66	62	54
Талжикогой ССР	Ставрополь	68	20	41	52
Гаджикской ССР	Лушанбе	127	61		. 02
Туркменской ССР	Ашхабад.	72	63	72	63
Украинской ССР	Одесса	53	64	48	62
. · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·			67		
r i i i i i i i i i i i i i i i i i i i	Понецк	45	66		
Узбекской ССР	Самарканд	52	54	52	54
Центрально-Чернозем- ных областей	Воронеж	59	61	59	61
Эстонской ССР	Таллин	45	<u> </u>	47	·
	Кингисепп	51]
	Тарту	40			
		1	1 .	1	

32, приславших заключение в ГГО. Ряд управлений (например, УГМС Киргизской ССР и Узбекской ССР) считают метод неприменимым из-за климатических особенностей территории: низкие облака наблюдаются обычно при скорости ветра меньше 3 м/сек., тогда как расчетная формула пригодна только для больших скоростей ветра; к аналогичному выводу пришло Иркутское УГМС для осенне-летнего периода наблюдений. Другие УГМС считают метод либо применимым с различными ограничениями (только для грубой оценки или только при строго определенных значениях метеорологических элементов), либо неприемлемым вообще (УГМС Белорусской ССР и Казахской ССР).

В ГГО была проведена обработка материалов, полученных с сети станций, в несколько ином плане. Прежде всего для всех станций, по которым имелись материалы наблюдений, вычислялись средние абсолютные разности высоты нижней границы облаков, определяемой расчетным и инструментальным методами. Эти материалы приведены в табл. 2, из которой следует, что по большинству станций и по УГМС в целом средняя абсолютная разность составляет от ±50 до ±60 м при обеспеченности ее немногим больше 60%.

Чтобы определить, какие разности обусловливают величину средней, была рассмотрена повторяемость различных величин разностей, приведенная в табл. 3 и на рис. 1. Оказалось, что наибольшее количество разностей (15% всех случаев) лежит в интервале 0—10 м. Однако затухание кривой распределения идет настолько медленно, что величина разности до 50 м имеет 57% случаев наблюдений, а до 100 м — 86%. Остальные 14% всех случаев дают разности больше 100 м. Примерно к такому же выводу пришли в УГМС Казахской ССР и Эстонской ССР и Верхне-Волжском УГМС, проводивших аналогичную проработку материала.

Однако распределение разностей по интервалам не решило еще вопроса о пригодности метода. Большие разности могли соответствовать большим высотам облаков и, наоборот, при малых высотах могли получаться маленькие разности. Для выяснения вопроса о том, какой величины разности получаются при различной высоте облаков, был обработан материал станций Северо-Кавказского УГМС и УССР. Результаты обработки приведены в табл. 4. Они показывают, что с увеличением высоты облаков разности высот их нижней границы, определенной двумя сравниваемыми методами, увеличиваются, но не настолько, чтобы только этим можно было объяснить большие величины средних.



Рис. 1. Повторяемость различных величин разностей.

Тем более, что относительные их величины имеют обратный и значительно более резкий ход. Так, для высоты облаков от 41 до 50 м средняя абсолютная разность равна 31 м, что составляет 69% измеряемой величины. Соответственно для высот от 91 до 100 м разность равна 47 м, или

Т	а	б	л	И.	Ш	а	3
-	-	~	•••		~		~

Повторяемость различных величин разностей (%) от общего числа случаев наблюдений)

	`	Интервалы поправок												
УГМС	020	21-40	4160	6180	81100	101-120	121140	141160	161-180	181-200	201-220	221-250	251-300	301350
Грузинской ССР Мурманское Белорусской ССР Украинской ССР	20 24 27 32	20 20 23 23	14 17 16 17	13 11 14 11 11 1	8 12 8 7	7 7 6 3	5 5 3 3	$ \begin{array}{c} 3 \\ 2 \\ 1 \\ 2 \end{array} $	6 1 1 1	1 0 1 0	1 1 1	1	0	1
Центрально-Чернозем- ных областей Армянской ССР Туркменской ССР Казахской ССР Северо-Кавказское Иркутское Приволжское	24 33 18 21 23 33 28	$17 \\ 12 \\ 15 \\ 16 \\ 20 \\ 24 \\ 22$	18 25 19 17 11 19 17	$14\\10\\12\\12\\12\\12\\9\\12$	$ \begin{array}{r} 13 \\ 6 \\ 15 \\ 9 \\ 14 \\ 4 \\ 8 \end{array} $	6 7 9 8 5 5	3 0 9 6 5 4 3	2 3 4 3 0 2	0 4 3 0 2	1 1 1 1 0	1 0 1 1	0	0	1
Средняя по всем УГМС	27	21	17	12	9	6	4	. 2	1	1				

49%, для высот 141—150 м разность равна 42 м, или 29%, а для высот 191—200 м — 51 м, или 26%.

По данным УГМС Украинской ССР, основное количество разностей находится в пределах 17—31% измеряемой величины, а по данным УГМС Центральных областей, разности от 21 до 50% измеряемой величины имеют 36% всех случаев наблюдений, а от 10 до 50% измеряемой величины — 78% всех случаев.

Таблица 4

Средние	величин	ы разн	остей п	ри р	азличноі	й в	ысоте	нижней	границы	облаков
- (1-я стро	ока — в	м, 2-я	стро	ка — в ⁰ /	0 0	т изме	ряемой і	величины)	j.

	7	Высота облаков														
угмс		21—40	41—60	61—80	81100	101-120	121—140	141160	161-180	181-200	201-220	221240	241-260	261—280	281300	>300
Украинской ССР		41 137	30 60	36 51	38 42	42 38	40 31	42 28	36 21	$\frac{46}{24}$	49 23	58 25	57 23	69 25	66 23	99 30
Северо-Кавказское .			81 162	76 109	86 95	55 50	63 48	45 30	54 32	60 32	63 .30	83 36	57 23	$\begin{array}{c} 114\\ 42 \end{array}$	97 33	116 38
Средние	•	41 137	32 64	39 56	44. 49	45 41	49 38	43 29	40 24	50 26	53 25	60 26	57 23	71 26	69 24	99 30

Подводя итоги всему сказанному, можно сделать следующие выводы:

1. Расчетный метод Л. В. Дубровина безусловно может быть использован для нахождения средней высоты нижней границы облаков (расположенных не выше 300 м) из большого ряда единичных определений.

2. В каждом отдельном случае определения нижней границы облаков погрешность может достигать-в среднем 30% измеряемой величины. При малых высотах облаков поправки близки к самой измеряемой величине.

3. Метод может быть использован в оперативной практике непосредственно синоптиками в бюро погоды и на АМСГ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дубровин Л. В. Определение высоты низких облаков по наземным данным. Метеорология и гидрология, № 9, 1962.

С. А. СМИРНОВ

ПОРЫВИСТОСТЬ ВЕТРА ПРИ БОЛЬШИХ СКОРОСТЯХ ПО ДАННЫМ ПРИБОРА М-27 (ПО НАБЛЮДЕНИЯМ В АНТАРКТИДЕ)

В статье приводятся данные о порывистости ветра, полученные в Антарктиде путем обработки записи скорости ветра анемографом М-27. Рассматриваются различные способы обработки лент и дается практическая рекомендация.

Анализ погрешностей измерения скорости ветра в зависимости от интервала осреднения позволил выбрать оптимальный интервал осреднения, равный 10 мин. Такой выбор не встречает возражений ни со стороны конструкторов ветроизмерительных приборов, ни со стороны потребителей, использующих данные о ветре для климатологических целей. В работе И. Д. Андреева [2] с достаточной убедительностью доказана целесообразность введения именно этого интервала осреднения.

Однако в некоторых случаях десятиминутный интервал не позволяет выявить особенностей структуры ветра, интервал оказывается чрезвычайно большим. Создание прибора, позволяющего осуществлять непрерывную регистрацию мгновенных значений скорости ветра, значительно расширило возможности исследований структуры ветра. С успехом может быть применен для указанной цели заторможенный анемограф с тензометрическим датчиком (M-27).

В качестве примера приведем на рис. 1 запись ветра, произведенную в течение 10 мин. на антарктической обсерватории Мирный во время урагана 14/VIII 1957 г. Надо отметить, что этим ураганом были причинены значительные разрушения: сорваны с якорей тяжелые самолеты, выведены из строя датчики ветроизмерительных приборов и т. д.

Если скорость ветра во время урагана характеризовать величиной, получаемой путем осреднения за 10 мин., то в данном случае такая характеристика едва ли будет показательной. Действительно, при этом получается сравнительно безобидная для Антарктиды величина скорости ветра порядка 32 м/сек.

Применение в данном случае двухминутного и даже одноминутного осреднения также не дает представления об истинной максимальной скорости ветра, порывы которого, как видно из записи, превышали 50 м/сек. Осреднение же за минуту, включающую максимальный порыв, дает величину, равную 29,2 м/сек.

Об этих совершенно очевидных фактах приходится говорить для того, чтобы предупредить неправильное использование анемографа М-27,
который сейчас сравнительно широко распространен на сети. Во многих пунктах прибор устанавливается вблизи Бюро поверки или мастерских,

где есть квалифицированные механики, но нет ветра. А на станциях с сильными ветрами наблюдения продолжают производить по флюгеру или в лучшем случае по анеморумбографу М-12 с десятиминутным осреднением. Таким образом, теряются чрезвычайно ценные материалы по структуре ветра, которые можно получить при помощи заторможенного анемографа.

Обработка приведенной записи анемографа производилась нами при помощи специальной палетки и планиметра по десятисекундным участкам. Таким образом, с помощью палетки было получено 600 значений абсолютной скорости ветра за каждую секунду и 60 значений скорости, осредненных за 10 сек. Кроме того, было получено 600 значений скорости с внутрисекундным осреднением.

Применение планиметра ускорило обработку, но расхождение между значениями средней скорости ветра за 10 мин., полученное по палетке и планиметру, достигло 2,5 м/сек., или 8%.

Для суждения о возможных погрешностях, получаемых в зависимости от осреднения скорости ветра даже внутри минутного интервала, была проведена статистическая обработка данных, снятых с участка ленты, изображенного на рис. 1. В результате этой обработки были получены значения отклонений от средней скорости за минуту в зависимости от интервалов осреднения, помещенные в табл. 1.

Дальнейшая обработка десятиминутной записи (600 точек, полученных по палетке, с осреднением и без него и 60 точек, полученных по планиметру, для каждого случая ветра 14/VIII

1957 г. и 29/IX 1957 г.) проведена по методу структурной функции, имеющей вид

$$b_{\varphi}(\tau) = \left| \overline{f(x+\tau) - f(x)} \right|^2$$

10 Заказ № 13-



Таблица 1

Значения интерв	квадра алах оср	квадратов относительных отклонений от средней скорости при различных лах осреднения для одноминутной записи и коэффициент порывистости Интервалы осреднения, сек. Коэффи-									
скорость	1	2	3	5	6	12	15	30	порывисто- сти		
29,2	0,1645	0,1509	0,1486	0,1398	0,1368	0,1299	0,1293	0,1087	1,75		

В данном случае структурная функция является зависимостью среднего квадрата разности мгновенных значений скорости ветра в данной точке от интервала между измерениями.

Вычисленные значения структурной функции по данным записи ветра 14/VIII и 29/IX графически представлены на рис. 2 и 3. Графики



построены в логарифмической шкале — по оси ординат отложены значения логарифмов структурной функции $\ln b$, по оси абсцисс — значения интервалов времени $\ln \tau$.

На рис. 2 значения структурной функции по осредненным за каждую секунду и по мгновенным значениям скорости представлены кривыми 1 и 2. Кривые изменяются до значений $\tau = 7-8$ сек. Начальная ордината кривой, построенной по осредненным данным, меньше кривой, построенной по мгновенным значениям скорости (соответственно различаются и дисперсии 18,09 и 25,42), что говорит о предпочтительности обработки записи анемографа с внутрисекундным осреднением. Что касается кривой 3, построенной по данным планиметра, то она выражена нечетко (верхняя кривая) и дисперсия этого ряда велика (32,02).

На рис. 3, построенном по данным записи ветра 29/IX 1957 г. в течение 10 мин., при том же расположении кривых характер их выражен менее четко, изменение структурной функции происходит неравномерно, что может быть объяснено характером ветра — менее порывистого с меньшей средней скоростью (27,5 м/сек.) и с ослабленной связью между порывами. Насыщающее значение функции и прекращение ее роста достигается за интервал 55—65 сек. Но и в данном случае структурная функция, вычисленная по осредненным (внутрисекундным) значениям скорости, содержит меньшие погрешности, чем две остальные (значения дисперсии для случая осредненных данных равны 20,42, без осреднения — 21,33 и по планиметру — 47,87).

В результате всего вышесказанного можно сделать следующий вывод. Анемограф М-27 не может являться сетевым прибором в широком смысле из-за сложности обработки лент. Применение его на отдельных станциях для детального изучения структуры ветра вполне целесообразно. При этом следует иметь в виду, что обработку лент следует проводить по палетке с применением внутрисекундного осреднения скорости.

ЛИТЕРАТУРА

1. Обухов А. М. Характеристика микроструктуры ветра. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1951.

 Андреев И. Д. Выбор оптимального интервала осреднения скорости ветра. Труды ГГО, вып. 83, 1958.

Н. В. МАКСИМОВ, Э. Б. КРАСНОСЕЛЬСКИЙ

ОПЫТ ИСКУССТВЕННОГО УСТРАНЕНИЯ ЛАВИННОЙ ОПАСНОСТИ В ВЫСОКОГОРНЫХ РАЙОНАХ ТЯНЬ-ШАНЯ

В статье приводятся экспериментальные материалы по профилактике лавиноопасных склонов на территории Киргизской ССР в высокогорном Тянь-Шане. Авторы выражают надежду, что содержание статьи поможет дальнейшей разработке вопроса искусственного обрушения снега на лавиноопасных склонах, а их опыт явится одним из возможных вариантов устранения лавинной опасности.

Естественное обрушение снега в горных районах является грозным стихийным бедствием. Снежные обвалы нарушают нормальное функционирование автодорог, линий телефонной связи и электропередач, приносят материальный ущерб предприятиям, расположенным в горах.

С 1956 г. по 1961 г. снегомерными партиями УГМС Киргизской ССР зарегистрировано до 900 лавин различных типов объемом от 5 тыс. м³ до 6 млн. м³, не считая мелких обрушений. Обвалы такой мощности могут принести народному хозяйству значительный ущерб. Например, в марте 1958 г. в бассейнах рек Кара-Дарья, Кугарт, Терс и на перевале Кара-Кыр лавинами было засыпано несколько сот голов скота; в районе перевала Долон был засыпан участок дороги длиной 470 м и несколько дней не было сообщения между городами Фрунзе и Нарын.

Для изучения условий обрушения снега и для оказания практической помощи предприятиям народного хозяйства УГМС Киргизской ССР организовано четыре снеголавинные гидрометеорологические станции (СЛГМС) с расширенной программой наблюдений за физико-механическими свойствами снега в период формирования снежных лавин и за условиями их обрушения; расширен объем экспедиционных работ по обследованию лавиноопасных районов, начаты экспериментальные исследования по профилактическому сбрасыванию лавин.

Так как методика прогнозирования снежных лавин, разработанная снеголавинной службой комбината «Апатит» [1, 2] и дающая хорошие результаты в Хибинах, не может быть применена в некоторых высокогорных районах Тянь-Шаня из-за специфичности местных условий (сильная инсоляция и резкие суточные температурные колебания в снегу, интенсивная перекристаллизация снега, малое число лавин метелевого снега), пришлось изыскивать иные способы.

Прежде всего были использованы методы искусственного устранения лавинной опасности путем подрезки-подпиливания снежных козырьков на гребнях лавиносборов, рекомендуемой Г. К. Тушинским [3], и путем проведения взрывных работ в лавинных очагах.

Искусственное обрушение снега методом подпиливания снежных карнизов проводилось зимой 1959-60 г. в районе СЛГМС Тюя-Ашу Южная. Однако практика показала трудность и малую эффективность данного метода. Выход на гребень требует большой затраты времени и не всегда осуществим. Процесс подпиливания карнизов является трудоемкой и небезопасной работой. Кроме того, объемы лавин, вызванных подпиливанием карнизов, не превышали 7 тыс. м³, тогда как естественные лавины в тех же местах достигали объема более 1 млн. м³ в тот же период времени. Подобные результаты практики подпиливания карнизов позволяют сомневаться в целесообразности данного метода при профилактическом очищении склонов от снега.

Первый опыт искусственного обрушения снега методом взрывных работ, проведенный в районе СЛГМС зимой 1958-59 г., был неудачным. Зимой 1959-60 г. там же были проведены серии экспериментальных взрывных работ с параллельным изучением физико-механических свойств снега в месте взрыва и в лаборатории, находящейся в той же высотной зоне, и с исследованием величины и места расположения заряда для наибольшей эффективности взрыва. Такая постановка вопроса позволила в ту же зиму практически обезопасить контролируемый участок данного района в лавинном отношении. Этот метод позволил обеспечить безопасность автодорог и предприятий в районах СЛГМС зимой 1960-61 г.

Профилактические взрывные работы по искусственному обрушению снега с целью очищения склонов проводились при строгом соблюдении правил техники безопасности при взрывных работах [5] и при передвижении по лавиноопасным склонам [3]. Взрывы проводились до наступления критического состояния снега на склоне, т. е. при отсутствии лавинной опасности. Последнее наложило своеобразный отпечаток на ход эксперимента.

Работы выполнялись при согласовании с заинтересованными предприятиями и с участием их представителей. Интересно отметить, что на строительство противолавинных сооружений (преимущественно галерей, отбойных дамб) в районе СЛГМС потребовалось до 4,5 млн. руб. без учета затрат на ремонт и восстановление этих сооружений, а на профилактическое устранение лавинной опасности методом взрывных работ эта сумма расходовалась бы в течение 800 лет.

Опыт снеголавинной службы комбината «Апатит» [4] оказалось невозможно использовать еще и по следующим причинам:

а) сильно изрезанный горный рельеф контролируемого участка не позволял применить минометный обстрел лавиносборов, так как из-за узкого ложа долины (20—30 м), занятого дорогой и рекой, очень трудно выбрать безопасную огневую позицию; кроме того, при пристрелке могла возникнуть опасность переброса мин через некоторые отроги хребтов и попадания их на дорогу;

б) возможно, неразорвавшиеся и оставшиеся в лавинном снеге мины не позволили бы произвести расчистку дороги от завала, что прервало бы автотранспортное движение на длительное время; поэтому минометный обстрел склонов был заменен взрывными работами.

Первая серия взрывных работ была проведена 28/I 1960 г. на трех лавиносборах контролируемого участка. Перед каждым взрывом проводилось определение сил сцепления в снегу, высоты снегового покрова, плотности и температуры снега по слоям залегания. После взрыва проводилось картирование результатов обрушения.

Результаты двух характерных экспериментов этой серии приведены в табл. 1 (опыты 1 и 2). При взрыве на лавиносборе № 12 заряд весом

30 кг был поднят к вершине лавиносбора и рассредоточен гнездами на одной линии $C\mathcal{I}$ (рис. 1). Взрыв производился одновременно во всех гнездах электроспособом. Отсечка снега ожидаемых результатов не дала, так как отсеченный снег не смог преодолеть встречного сопротивления снега и остановился на $1/_3$ части склона от основания. Зато произошел отрыв снега в точках A и B, несколько удаленных от линии взрыва, но с бо́льшей мощностью снега. Вызванная им лавина перекрыла дорогу. Это обстоятельство позволило предположить, что при достаточной мощности снега трудоемкая отсечка снега в вершине лавиносбора нецелесообразна, так как желаемого результата можно добиться за счет воздействия на снег воздушной и сейсмической волны, для чего необходимо



Рис. 1. План лавиносбора № 12. Опыт № 1. 1 — площадь, очищенная от снега, 2 — тело лавины; СD — линия взрыва, A и B — точки отрыва снега.

увеличить вес заряда и уложить его одним гнездом. При этом вес заряда будет зависеть от площади и рельефа лавиносбора. Поэтому следующий эксперимент на лавиносборе № 13 был проведен с учетом этих предположений. Учитывая большую протяженность лавиносбора № 13, заряд был увеличен до 150 кг и уложен у основания одним гнездом (рис. 2). результате В взрыва OT снега было очищено до 70% площади лавиносбора (кроме лавиносборной воронки в верхней части за горловиной), хотя заряд и не поднимался непосредственно в лавинный очаг. Следует отметить, что на первый эксперимент шесть человек затратили 2 часа, т. е. 12 человеко-часов, а на второй эксперимент пять человек затратили 0,5 часа, т. е. 2,5 человеко-часа. Таким образом, при меньшей затрате

труда в втором случае получена значительно бо́льшая эффективность (табл. 1, опыты 1 и 2).

Оперативная группа СЛГМС совместно с выделенными от предприятия людьми 7/II 1960 г. в условиях интенсивного снегопада успешно провела массовую профилактику лавиноопасных склонов контролируемого участка, используя успехи опыта 28/1 (табл. 1, опыт 4). Применялись заряды весом 60—180 кг, а иногда и до 300 кг. Взрывные работы проводились до возникновения угрожающей лавинной опасности, т. е. при силах сцепления, превышающих скатывающую силу снега (тангенциальная составляющая веса), когда снег имеет значительный запас связи со склоном (что и обусловило заряды такой величины).

Следует отметить, что в зиму 1958-59 г. была сделана попытка использовать взрывчатку для профилактики склонов, но, соблюдая безопасность в лавинном отношении, вес заряда оставляли незначительным (10—12 кг), что не вызывало обрушения снега, а через несколько дней снежный обвал засыпал дорогу. Зимой же 1959-60 г. профилактика склонов методом взрывных работ была экспериментально обоснована и практически подтверждена.

Затем были произведены взрывные работы 19/IV 1960 г. и в конце февраля 1961 г.

Опыт 19/IV 1960 г. приходился на период интенсивного таяния снега данной высотной зоны Центрального Тянь-Шаня, на период инсоляционных и адвекционных лавин, когда силы сопротивления снега на разрыв f_p могут превосходить силы сопротивления снега на сдвиг f_c (табл. 1, опыт 5). Это же подтверждается данными ежедневных наблюдений в снеголавинной лаборатории. При данном состоянии снега $(f_p > f_c,$ снег мокрый, температура снега приблизительно 0°) необходимый эффект был получен при сдвоенном взрыве, при котором два заряда весом по 120 кг взорваны с интервалом 3-5 сек.

Взрывные работы в феврале 1961 г. позволили установить влияние места расположения заряда на эффективность взрыва. Оба опыта 7 и 8 (табл. 1) при прочих аналогичных условиях отличались только местом расположения заряда (рис. 3 и 4). Как видно из табл. 1, 22/II силы сцепления даже более благоприятствовали обрушению, чем 28/II. Однако эксперимент 28/II оказался более успешным, что объясняется иным расположением заряда.

На рис. 5*а* дана схема расположения заряда 22/II на лавиносборе № 13, а на рис. 5*б* — 28/II 1961 г. на





Рис. 2. План лавиносбора № 13. Опыт № 2. Точка А — место взрыва. Усл. обозначения 1, 2 см. рис. 1.

снега, чем в опыте 8. Однако результат в первом случае оказался более успешным. Это объясняется состоянием снежного покрова, который в опыте 2 был более неустойчив. Следовательно, необходимость обруше-



Рис. 3. План лавиносбора № 13. Орыт № 7. Усл. обозначения см. рис. 2.

3. Основным критерием степени лавинной опасности и целесообразности обрушения является величина коэффициента лавиноопасности $K_{n.o.}$. При значениях $K_{n.o.} < 0,5$ профилактические взрывы не дают желаемого результата (например, опыты 1, 6÷10).

4. Место расположения заряда при прочих аналогичных условиях играет существенную роль при обрушении. В опытах 7 и 10 заряд укладывался по схеме рис. 5 а, а в опытах 6 и 8— по схеме рис. 5 б. Из

ния определяется состоянием снега, а эффективность каждого взрыва — местом расположения заряда.

Анализируя опыт практического обеспечения безопасности (в лавинном отношении) контролируемого участка, можно говорить о целесообразности проведения взрывных работ с целью искусственного профилактического обрушения снега в лавиносборах.

Рассмотрение сводной таблицы результатов экспериментальных взрывных работ позволяет сделать следующие выводы.

1. Высота снежного покрова является косвенным критерием целесообразности обрушения снега. При мощности его менее 30 см эффект обрушения мал и может быть увеличен за счет бо́льшего веса и условия расположения заряда, как, например, в опытах 6 и 8.

2. Сила сопротивления снега на сдвиг f_{c} не может критерием служить целесообразности профилактического обрушения. Например, в опытах 6—9 нижний предел fc говорит о весьма неустойчивом состоянии снега на склоне, однако удовлетворительная эффективность взрывов достигнута только за счет больших зарядов и только в местах с благоприятным микрорельефом (опыты 6 и 8), что не является рентабельным.

Таблица ї

N⁰	Дата и № лавиносбора	Высота снега, см	∫ ƒ _р г/см²	<i>f</i> _с г/см ²	$K_{\pi. o} = \frac{f_{c\kappa}}{f_c}$	Вес заряда, кг	^{0/0} обруше- ния
1	28/I 1960 r. № 12	29	5,72	8,31—8,87	0,16-0,47	30	5—10
2	28/I 1960 r. № 13	36	1,19	2,34—2,54	1,29—1,40	150	⊷70
3	28/I 1960 г. № 9	30—35	1,19	2,34—2,54	. 1,29—1,40	320	8590
4	7/II 1960 г. участок	50—60	2,4—4,3	3,2-4,6	1,24—1,99	60÷180	85-901
5	19/IV 1960 r. № 5	40	6,6—11,9	4,2-8,6	0,56—1,15	$120 \\ 120 + 120$	202
6	22/II 1961 г. № 10	23	⁻	2,6—10,0	0,23-0,21	300	4050
7	22/11 1961 г. № 13	23		4,7—8,6	0,21—0,43	³⁰⁰ o	~10
8	28/II 1961 г. № 9	21		2,4-23,8	0,08—0,11	300	40-50
9	28/II 1961 г. № 10	21		2,4-23,8	0,08-0,11	450	5—10
10	28/II 1961 г. № 13	27	'	10,2—14,6	0,05-0,20	240	~2
	l		}		l <u>.</u>		

¹ Работа проведена по всему участку. Вызвано большое число обрушений в раз-

ных местах. ² Первый взрыв обрушения не дал. Сдвоенный взрыв вызвал обрушение снега, составляющего примерно 20% площади лавиносбора при общей его заснеженности на 40-50%, т. е. обрушена примерно половина всего снега.

сопоставления видно, что в последнем случае, как отмечено выше, на склон падает большая часть энергии воздушной волны взрыва, это и явилось решающим фактором.

5. Большой вес зарядов (100 кг и больше) обусловлен тем, что профилактика склонов должна проводиться до наступления критического состояния снега с достаточной заблаговременностью.

Практика работы показывает, что для профилактики заснеженных склонов методом взрывных работ при выборе веса заряда желательно руководствоваться формулой расчета безопасных расстояний для воздушной волны [5]

$$r_{\rm B} = k_5 \sqrt{q},$$

где r_в — радиус действия воздушной волны, т. е. радиус зоны необходимого обрушения с центром в месте взрыва в метрах, k₆ — коэффициент степени безопасности, для снега он берется равным 20, что соответствует среднему значению k_6 второй степени безопасности для открытых зарядов [5; табл. 7], q — необходимый вес заряда в килограммах.

При выборе веса заряда по формуле (1) возможно некоторое изменение заряда в зависимости от состояния снежного покрова. Фактически

153

(1)

от состояния снега будет зависеть $k_{\rm B}$, который может быть увеличен до 30-40 при степени лавинной опасности, близкой к критическому состоянию; последнее (критическое состояние) практически не следует допускать.

При изучении результатов проведенных экспериментов было замечено, что решающую роль, благоприятствующую обрушению, играют



Рис. 4. План лавиносбора № 9. Опыт № 8. Усл. обозначения см. рис. 2.

силы сцепления в снегу, т. е. сила сопротивления на сдвиг. При дальнейшем изучении оказалось, что силы сцепления не являются решающим фактором для обрушения, а существенное значение имеет сочетание высоты снежного покрова и сил сцепления. Установлено, что профилактическое обрушение снега целесообразно при накоплении снега более 30 см, причем состояние снега, благоприятное обрушению, зависит от коэффициента лавинной опасности $K_{n.o.}$, который из опыта равен отношению скатывающей силы f_{ck} (тангенциальная составляющая веса снега на склоне, пропорциональная плотности и высоте снега) к силе сопротивления снега на сдвиг f_c

$$k_{\pi,0} = \frac{f_{\rm cK}}{f_{\rm c}}.$$

Коэффициент $K_{n.o.}$ является не только критерием степени лавинной опасности вообще, но, в частности, и критерием целесообразности проведения взрывных работ с целью профилактического обрушения снега. Как показала практика, при значениях $K_{n.o.} < 0.5$ естественное обрушение снега исключается, а искусственное нецелесообразно. При значениях $0.5 < K_{n.o.} < 1$ естественное обрушение маловероятно, а искусственное — наиболее целесообразно. При значениях $1 \le K_{n.o.} \le 3$ наиболее вероятно естественное обрушение снега и крайне необходимо искусственное обрушение. При таких значениях $K_{n.o.}$ лавинная опасность становится угрожающей. Резкое изменение температуры воздуха, влажности, солнечной радиации или интенсивный снегопад приводят к быстрому возрастанию $K_{n.o.}$ Тогда устранение лавинной опасности требует особо строгого соб-



Рис. 5. Схема действия на снег воздушной волны при взрыве заряда.

а — на склоне, б — против склона. α и β — телесные углы, в которых энергия взрыва рассеивается бесполезно; точка A — место взрыва.

людения правил техники безопасности. Для того чтобы максимально избежать возможность возникновения таких чрезвычайных условий, необходимы систематические ежедневные наблюдения за силами сцепления в снегу и обязательное местное уточнение метеорологического прогноза в период его действия.

Опыт искусственного устранения лавинной опасности в районе Центрального Тянь-Шаня в высотной зоне 1500—3000 м над ур. м. позволяет сделать следующие выводы.

1. При искусственном обрушении снега следует исходить из физикомеханических параметров снега в данный момент. Для этого необходимо систематическое наблюдение за силами сцепления снега, тщательное изучение их суточного хода, а также мощности и плотности снега, которые определяют коэффициент лавинной опасности (т. е. устойчивость снега на склонах).

2. При решении вопроса о целесообразности профилактических взрывов необходимо учитывать тенденции сил сцепления, метеорологический прогноз и крутизну отдельных склонов участка, на которых состояние снега в первую очередь станет критическим, с тем чтобы искусственное обрушение провести до угрожающей лавинной опасности.

3. Отсечка снега в вершине лавиносбора и по его бокам, так же как и подсечка его у основания, с помощью линейных зарядов не является

целесообразной из-за большой трудоемкости этого способа и малой эффективности. Экономичнее и достаточно эффективнее является метод одногнездовой укладки зарядов в основании лавиносбора.

4. Для увеличения эффективности взрыва необходимы расчет величины заряда и выбор места укладки его с целью максимальной отдачи энергии воздушной волны взрыва на склон.

Проведенные экспериментальные работы по профилактическому обрушению снега являются попыткой решения вопроса экономической и эффективной борьбы с лавинами в районах, где строительство инженерных противолавинных сооружений весьма затруднено и требует больших капитальных вложений. Практика подтвердила несомненную пользу, рентабельность и целесообразность этих работ, когда благодаря хорошо организованным мерам по искусственному обрушению снега была обеспечена безаварийная в лавинном отношении работа автодороги и предприятий в зимы 1959-60 и 1960-61 гг.

ЛИТЕРАТУРА

- Аккуратов В. Н. Прогноз наступления лавинной опасности по величинам метелевого переноса и температурного сжатия снега. Сб. «Вопросы использования снега и борьба со снежными заносами и лавинами». Изд. АН СССР, М., 1956.
- 2. Аккуратов В. Н. Методика исследования и некоторые закономерности изменения сил сцепления в контакте метелевого снега с подстилающей поверхностью. Труды Эльбрусской Высокогорной комплексной экспелиции т. І. Нальчик 1959
- Эльбрусской Высокогорной комплексной экспедиции, т. І. Нальчик, 1959. 3. Тушинский Г. К. Лавины и защита от них на геологоразведочных работах. Госгеолтехиздат, М., 1957.
- Аккуратов В. Н. Опыт применения минометов в борьбе с лавинами. Бюлл. технико-экономической информации, № 3. Изд. Мурманского Совнархоза, 1959.
 Блиные правита безоплености при раркимих работах Могаллургилат М. 1957.

5. Единые правила безопасности при взрывных работах. Металлургиздат, М., 1957.

В. С. ДВАС

К ВЫЧИСЛЕНИЮ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТИ ПО ТОЧКЕ РОСЫ

В статье уточняются применяющиеся в настоящее время формулы для определения погрешности вычисления относительной влажности воздуха по точке росы.

По найденной из опыта точке росы (льда) с помощью таблицы максимальных упругостей водяного пара над водой (льдом) можно найти значение упругости водяного пара, находящегося в исследуемом воздухе. Отношение упругости водяного пара при некоторой температуре воздуха *t* и давлении *P* к максимальной упругости водяного пара при тех же характеристиках воздуха определяет относительную влажность последнего.

Поскольку при измерении точки росы возникает погрешность, это не может не сказаться на значении относительной влажности, вычисленной по точке росы. Рассмотрим этот вопрос подробнее, тем более, что рекомендованные в литературе формулы для определения погрешностей вычисления относительной влажности сами содержат неточности.

Выражение относительной влажности, как известно [1], имеет вид

$$r = \frac{e}{E} 100^{\circ}/_{0}, \tag{1}$$

где e — упругость водяного пара, находящегося в воздухе при температуре t и давлении P, E — упругость насыщенного над поверхностью воды пара при тех же значениях атмосферного давления и температуры.

Абсолютная погрешность в определении величины *r* при употреблении формулы (1) равна [2]

$$|\Delta \mathbf{r}| = \frac{E |\Delta e| + e |\Delta E|}{E^2} 100^0/_0, \tag{2}$$

где $|\Delta e|$ и $|\Delta E|$ — абсолютные значения ошибок определения величин *е* и *E*.

Эти погрешности обусловлены следующими факторами:

1) неточностью измерения температуры воздуха *t* и точки росы (льда) τ;

2) ошибкой в определении фазы конденсата при отрицательных температурах (при одной и той же температуре $e_{\rm B} > e_{\pi}$ и $E_{\rm B} > E_{\pi}$ [1], где индексы «в» и «л» означают, что величины определяются для воды и льда):

Достаточно надежное определение фазового состояния конденсата

представляет в настоящее время технически вполне осуществимую задачу. Зная фазу конденсата, можно исключить последнюю из указанных составляющих погрешностей Δe и ΔE , применив для расчета величины Δr какую-либо из соответствующих формул (приведены ниже).

Таким образом, определение погрешностей $|\Delta e|$ и $|\Delta E|$ сводится к определению температурных ошибок $\Delta \tau$ и Δt . Зависимость между погрешностью $|\Delta e|(|\Delta E|)$ и погрешностью $\Delta \tau (\Delta t)$ определяется уравнением Клаузиуса — Клапейрона, согласно которому относительное изменение, например, максимальной упругости водяного пара E при изменении температуры воздуха на величину Δt равно [1]

$$\frac{|\Delta E|}{E} = \frac{L_t}{A_{\mathrm{T}}R_{\mathrm{I}}} \frac{|\Delta t|}{T^2},\tag{3}$$

где L_t — скрытая теплота испарения воды (или скрытая теплота сублимации льда, если измеряется точка льда), $A_{\rm T}$ — термический эквивалент работы, $R_{\rm n}$ — удельная газовая постоянная водяного пара, T — температура воздуха в градусах Кельвина.

Относительная погрешность определения величины е имеет аналогичное выражение

$$\frac{|\Delta e|}{e} = \frac{L_{\tau}}{A_{\tau}R_{\pi}} \frac{|\Delta \tau|}{T_{\tau}^2}, \qquad (4)$$

где $|\Delta \tau|$ — абсолютное значение погрешности определения точки росы (льда); T_{τ} — точка росы (льда) в градусах абсолютной шкалы температур.

Подставив в (2) значения величин $|\Delta e|$ и $|\Delta E|$ из (3) и (4) и упростив выражение, получим

$$|\Delta r| = r \frac{1}{A_{\tau}R_{\pi}} \left(L_{\tau} \frac{|\Delta \tau|}{T_{\tau}^2} + L_t \frac{|\Delta t|}{T^2} \right).$$
(5)

Фигурирующая в формулах (3)—(5) скрытая теплота испарения (сублимации) *L* является функцией температуры и зависит также от фазы конденсата [3].

В связи с этим величину $|\Delta r|$ следует вычислять по формулам (6)—(8)

$$|\Delta \mathbf{r}| = |\Delta \mathbf{r}_1| + |\Delta \mathbf{r}_2|, \qquad (6)$$

где.

$$\Delta r_1|_{\rm B} = r \frac{L_{\rm B\tau}}{A_{\rm T} R_{\rm T}} \frac{|\Delta \tau|_{\rm B}}{T_{\tau}^2} \tag{7}$$

для случая жидкой фазы конденсата и

$$|\Delta r_1|_{\pi} = r \frac{L_{\pi\tau}}{A_{\tau} R_{\pi}} \frac{|\Delta \tau|_{\pi}}{T_{\tau}^2}, \qquad (8)$$

когда конденсат находится в твердой фазе.

Погрешность $|\Delta r_2|$ рассчитывается в обоих случаях по одной формуле, так как вычисление относительной влажности производится по отношению к равновесию пара над жидкой фазой, а именно

$$|\Delta r_2| = r \frac{L_{\text{B}t}}{A_{\text{T}}R_{\text{II}}} \frac{|\Delta t|}{T^2}.$$
(9)

158

Индексы «в» или «л» здесь означают, что данная величина определяется соответственно для воды или льда.

Полагая в этих формулах $A_{\rm T}$ = 0,00234 ккал/кгм, $R_{\rm n}$ = 47,06 кгм/кг град [3] и принимая $L_{\rm Bt}$ = (597—0,6t) ккал/кг и $L_{\rm A}$ ≈ 677 ккал/кг [3], получим

$$|\Delta r_1|_{\rm B} = 9.1r (597 - 0.6\tau_{\rm B}) \frac{|\Delta \tau|_{\rm B}}{T_{\tau}^2} 0/_0, \qquad (10)$$

$$|\Delta r_1|_{\pi} = 6150r \frac{|\Delta \tau|_{\pi}}{T_{\tau}^2} 0/_0, \qquad (11)$$

$$|\Delta r_2| = 9.1r(597 - 0.6t) \frac{|\Delta t|}{T^2} {}^0/_0.$$
⁽¹²⁾

Значения погрешностей, вычисленных по формулам (10), (11) и (12), приведены в табл. 1.

Т	а	б	л	И	Ц	а	
---	---	---	---	---	---	---	--

			Δr ₁ 0/0							$\Delta r_2 0/0$	
ť°	r %	τ ·	$\Delta \tau = 0, 1^{\circ}$	$\Delta \tau = 0, 2^{\circ}$	$\Delta \tau = 0, 3^{o}$	$\Delta \tau = 0.4^{\circ}$	$\Delta \tau = 0.5^{\circ}$	Δτ=1 ⁰	$\Delta t = 0, 1^{\circ}$	$\Delta t = 0,2^{\circ}$	
40	100 50 20	40 27,6 13,6	0,625 0,338 0,149	1,25 0,676 0,298	1,87 1,01 0,447	2,5 1,35 0,596	3,13 1,69 0,745	$6,25 \\ 3,38 \\ 1,49$	0,54 0,27 0,115	1,08 0,54 0,23	
20	100 50 20	20 9,3 —3,6	0,720 0,390 0,169	1,44 0,78 0,338	2,16 1,17 0,507	2,88 1,56 0,676	3,60 1,95 0,845	7,20 3,90 1,69	0,62 0,31 0,12	1,24 0,62 0,24	
0	100 50 20	0 8,1 20,3	0,825 0,435 0,190	1,65 0,87 0,38	2,48 1,31 0,57	3,30 1,74 0,76	4,15 2,18 0,95	$^{8,25}_{4,35}_{1,90}$	0,72 0,36 0,15	1,44 0,72 0,32	
—0	100 50 20	$0\\ -8,1\\ -18,2$	0,825 0,435 0,187	1,65 0,87 0,374	2,48 1,31 0,561	3,30 1,74 0,748	4,15 2,18 0,935	8,25 4,35 1,87	0,72 0,36 0,15	0,114 0,72 0,3	
20	100 50 20	-17,9 -25,2 -33,4	0,950 0,492 0,210	1,90 0,984 0,42	2,85 1,46 0,63	3,80 1,97 0,84	4,75 2,46 1,05	$9,50 \\ 4,92 \\ 2,10$	0,85 0,43 0,17	1,70 0,86 0,34	
40	100 50 20	-36,5 -42,4 -50,3	1,09 0,576 0,244	2,18 1,15 0,488	3,27 1,73 0,732	4,36 2,34 0,976	5,45 2,88 1,22	$10,9 \\ 5,76 \\ 2,44$	1,04 0,52 0,21	2,0 1,04 0,42	
50	100 50 20	4,6 51,5 58,7	1,17 0,625 0,266	2,35 1,25 0,532	3,51 1,87 0,798	4,68 2,5 1,064	5,85 3,13 1,33	11,7 6,25 2,66	1,1 0,57 0,23	2,2 1,14 0,46	
	ł	1 1	i i		}	1	1 -	1	1	ļ	

Примечание. При расчетах погрешности Δr_1 предполагается, что в диапазоне температур — 0 — 50°С конденсат находится в твердой фазе.

В отличие от предлагаемых здесь формул, для подсчета погрешности А *г* в основной литературе по измерению влажности рекомендуется следующая формула, предложенная В. А. Усольцевым [1]:

$$\Delta r = \Delta r_1 - \Delta r_2 \,. \tag{13}$$

159

Ошибочность этой формулы является следствием того, что ее автор представил погрешность вычисления относительной влажности следующим образом [1]:

$$\Delta r = \frac{E\Delta e - e\Delta E}{E^2} 100^{\circ}/_{0}, \qquad (14)$$

что неверно.

Попутно отметим, что так как формула (14) ошибочно используется Усольцевым и для оценки погрешности вычисления относительной влажности по показаниям психрометра, то и в этом случае конечный результат содержит такого рода неточность.

ЛИТЕРАТУРА

Усольцев В. А. Измерение влажности воздуха. Гидрометеоиздат, Л., 1959.
 Гутер Р. С. и Овчинский Б. В. Элементы численного анализа и математической обработки результатов опыта. Физматгиз, М., 1962.
 Вукалович М. П. Термодинамические свойства воды и водяного пара. Машгиз, 1959.

M., 1958.

1a dh' dha текрольгического Тидроз Института