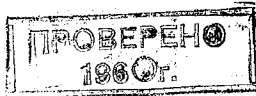


ВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

06
T78



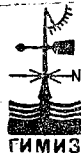
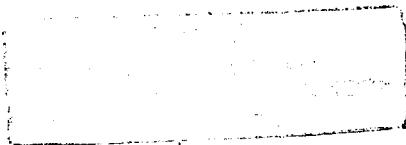
Т Р У Д Ы ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ

имени А. И. Воейкова

ВЫПУСК 61(123)

МЕТОДИКА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Под редакцией
канд. географ. наук
З. И. ПИВОВАРОВОЙ



ДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1956

АННОТАЦИЯ

Сборник содержит научные статьи по методике метеорологических наблюдений и их обработки и по методике проверки метеорологических приборов.

Сборник предназначен для специалистов метеорологов, работающих в управлениях гидрометслужбы и на сети гидрометеорологических станций.

ТОЧНОСТЬ ИЗМЕРЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕЕ ПОВЫШЕНИЯ

Точность измерений имеет существенное значение для любой области знания, ибо она связана с количественными характеристиками тех или иных реальных процессов, поскольку подтверждение и дальнейшее развитие теоретических положений любая наука получает в практических приложениях. Для получения конкретных выводов о развитии тех или иных процессов в атмосфере в качестве начальных условий необходимо использовать фактически наблюдаемое распределение основных метеорологических элементов. Поскольку же точность исходных данных определяет точность полученных результатов, становится понятным то значение проблемы точности метеорологических измерений, которое ей придавалось на протяжении всей истории развития метеорологии. В этом отношении достаточно напомнить исследования по повышению точности измерений Вильда, Рыкачева, Кеппена, Шпрунга и других как русских, так и иностранных ученых. Работы, посвященные точности измерений температуры и влажности воздуха в психрометрических будках различной конструкции, проводившиеся в 1908—1912 гг. по инициативе Главной геофизической обсерватории (ГГО), носили международный характер.

Широкое развитие получили экспериментальные исследования о точности метеорологических измерений в ГГО в 1933—1940 гг. под руководством М. И. Гольцмана.

По первым результатам этих исследований в 1935 г. была проведена широкая дискуссия, которая наметила программу дальнейших работ по повышению точности измерений основных метеорологических элементов. Результаты этих работ были опубликованы в ряде оригинальных статей, а в 1950 г. они были обобщены и в значительной мере развиты М. И. Гольцманом в его монографии „Основы методики аэрофизических измерений“, которая по широте охвата и глубине постановки вопросов может быть отнесена к важнейшим трудам по методике метеорологических измерений. Ряд последних исследований по структуре полей метеорологических элементов и их пространственно-временной изменчивости (в первую очередь работы А. М. Обухова, М. И. Юдина, Е. С. Селезневой, М. В. Завариной и др.) позволяют по-новому подойти к проблеме точности метеорологических измерений и более строго обосновать их методику.

Разнообразие потребностей отдельных отраслей народного хозяйства в гидрометеорологическом обслуживании обуславливает необходимость получения метеорологических данных различной точности. Более того, можно сказать, что для каждого конкретного случая требуется особая точность, которая вызывается специфическими особенностями данного случая. Поэтому неоднократно высказывалось мнение, что при установлении на сети достаточной точности измерений следует ориентироваться на средний уровень запросов основных потребителей гидрометинформации. Однако при этом потребители, которым требуется более высокая степень точности гидрометеорологических данных, будут, по существу, лишены обслуживания. Кроме того, установленные О. А. Дроздовым средние уровни запросов к точности измерений отдельных метеорологических элементов, необходимые основным потребителям гидрометинформации, показывают, что точность,

обеспечиваемая сетевыми измерениями, в некоторых случаях ниже этих требований.

В последние годы в связи с развитием вычислительных методов прогноза как отдельных метеорологических явлений, так и предвычисления синоптического положения в целом, также достаточно остро встал вопрос о повышении точности измерений основных метеорологических элементов, причем в первую очередь таких, как температура и влажность воздуха, скорость и направление ветра. Поэтому изучение возможностей повышения точности сетевых измерений основных метеорологических элементов представляет практически важную задачу.

Вследствие того что при использовании гидрометеорологических данных часто точность отсчета отождествляют с точностью измерения, необходимо остановиться и на этом вопросе, тем более, что определение фактической точности измерений представляет подчас известные трудности.

Точность измерения температуры воздуха

Температура воздуха измеряется на сети метеорологических станций ртутными термометрами, которые характеризуются приборной точностью в $0^{\circ},1$. При цене деления $0^{\circ},2$ отсчеты до $0^{\circ},1$ получаются достаточно надежно, что при благоприятных для измерений условиях позволяет получать значения температуры воздуха, отличающиеся от фактических значений не более чем на $0^{\circ},1$. Иными словами, при таких условиях термометры, принятые на сети, обеспечивают измерение температуры воздуха до $0^{\circ},1$.

Однако при метеорологических измерениях мы не можем выбирать (или искусственно создавать) какие-либо специальные условия — все измерения проводятся в естественных условиях в заранее намеченные сроки и никакие существенные отступления от них недопустимы. Поэтому и точность, с которой показания термометра соответствуют фактической температуре в данный момент, получается различной в зависимости от условий измерений. Кроме того, поскольку в турбулентной атмосфере значения метеорологических элементов резко изменяются как в пространстве, так и во времени, то в понятие фактической точности метеорологических измерений было принято включать еще и характерность („репрезентативность“) получаемых значений для данных условий измерений [4].

Величины отклонений температуры воздуха по измерениям в психрометрической

Часы	Направление ветра	Скорость							
		1—2 м/сек.				3—4 м/сек.			
		1909 г.	1910 г.	1911 г.	1912 г.	1909 г.	1910 г.	1911 г.	1912 г.
		в г р а							
07	С	0,15	0,05	0,30	0,10	—0,05	0,00	0,02	—0,05
	В	0,81	0,52	0,51	0,17	0,42	0,31	0,27	0,04
	Ю	0,14	0,48	—0,10	—0,10	0,12	0,00	—0,10	—0,04
	З	0,14	0,01	0,03	—0,05	0,04	—0,07	—0,03	—0,02
13	С	0,10	—	—	0,30	—0,10	0,00	—0,07	0,15
	В	0,22	0,10	0,60	0,35	0,11	0,16	0,16	0,10
	Ю	0,70	0,65	0,90	—	0,20	0,44	0,19	0,14
	З	0,43	0,53	0,48	0,30	0,35	0,35	0,25	0,13
21	С	0,05	—0,10	—	—	—0,01	—0,07	—	—
	В	—0,15	—0,23	—	—	—0,03	—0,12	—	—
	Ю	—0,15	—0,35	—	—	—0,12	0,00	—	—
	З	—0,11	—0,24	—	—	0,04	—0,03	—	—

Это, с одной стороны, осложнило проблему обеспечения необходимой точности метеорологических измерений, а с другой — существенно расширило ее, так как характерность получаемых значений в значительной мере определяется принятой методикой измерений.

Исследованию точности измерений температуры воздуха посвящено много работ. Расхождения отдельных авторов в оценке точности сетевых измерений в основном объясняются методикой определения фактического (репрезентативного) значения температуры воздуха.

Рассмотрение результатов отдельных работ по точности измерений температуры воздуха с этой точки зрения показывает, что большинство из них касается выяснения величины расхождений между показаниями термометров и фактическим значением температуры воздуха в данный момент времени (мгновенным ее значением) при различных условиях погоды. В зависимости от совершенства определения этого мгновенного значения температуры воздуха получились и некоторые различия в оценке точности того или иного метода.

В качестве примера могут служить результаты сравнения многолетних измерений температуры воздуха в психрометрических будках различной конструкции с показаниями аспирационного психрометра [14]. Вследствие того, что показания аспирационного психрометра принимались за фактическое значение температуры воздуха (погрешности самого аспирационного психрометра не учитывались, так же как не учитывались и расхождения вследствие флуктуаций температуры, которые особенно существенны из-за различной инерции установок), выводы, полученные из результатов сравнений, бесспорные в основных чертах, не согласуются в деталях за отдельные годы. Так, приведенные в табл. 1 средние расхождения показаний термометров в будке Главной физической обсерватории (ГФО) и аспирационного психрометра, составленные за летний период по данным [14], показывают их существенные изменения за отдельные годы. При этом в отдельные годы при одних и тех же скоростях ветра разность температур термометра, установленного в будке, и аспирационного психрометра изменяется не только по величине, но и по знаку. Так, в 13 час. при восточном ветре скоростью 5—6 м/сек. величина расхождений в отдельные годы составляет от 0,15 до 0,09; при южном ветре скоростью 1—2 м/сек. в 7 час. утра средняя величина расхождений за 1910 г. получилась 0,48, а за 1911 и 1912 гг. — 0,10.

Таблица 1

будке от показаний аспирационного психрометра за летний период (май—сентябрь)

ветра											
5—6 м/сек.				7—9 м/сек.				9 м/сек.			
1909 г.	1910 г.	1911 г.	1912 г.	1909 г.	1910 г.	1911 г.	1912 г.	1909 г.	1910 г.	1911 г.	1912 г.
д у с а х											
—0,04	0,02	0,02	—	—	—0,02	0,00	—	—	—	—	—
0,08	0,18	—0,08	—0,06	—	0,06	—	—0,10	—	—	—0,10	—
0,02	—0,03	0,05	—0,06	—	0,00	—0,35	0,00	—	—	—	—
0,05	0,02	0,04	—0,07	0,05	—	0,13	—0,20	—	—	0,10	—
—0,33	—0,02	—0,17	—0,15	—0,35	0,03	—0,10	—	0,00	—	—	—
0,15	0,05	0,12	—0,09	—0,07	0,11	—0,05	—0,16	—	—0,10	—0,10	—
0,02	0,23	0,10	0,07	—	0,05	—0,10	—0,07	0,00	—	—	—0,07
0,06	0,18	0,17	0,16	—0,07	—0,08	0,05	—0,15	0,00	—	0,00	—0,20
0,03	—0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,00	—0,14	—	—	0,00	0,02	—	—	—	—	—	—
0,04	—0,13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—0,01	—0,07	—	—	—0,03	—	—	—	—	—	—	—

Из более поздних исследований по этому вопросу следует отметить работы по сравнению показаний термометров в будке с измерениями малоинерционными термометрами, проводившиеся М. И. Гольцманом [2, 3, 4], И. В. Смирновой и С. А. Смирновым [12], Н. П. Русиным [18] и др. Несмотря на известную ограниченность подобных исследований, они имеют важное значение для определения различного рода систематических погрешностей используемых установок. Анализ результатов этих работ позволяет сделать вывод, что, несмотря на значительную инерцию установки термометров в будке (рассматривая будку с термометрами как систему), в вечерние сроки не наблюдается систематического завышения температуры по данным термометров в будке. Соответственно и в утренние сроки систематического занижения данных тоже не наблюдается.

Поэтому и относительно большие расхождения показаний термометров в будке с другими методами измерений температуры, применявшимися в упомянутых исследованиях, нельзя объяснять только слишком большой инерцией будки и несовершенством ее как радиационной защиты. Здесь, безусловно, сказывается и большая амплитуда пульсаций температуры, которая отмечается как термометрами в будке, так и другими, особенно малоинерционными, термометрами. Поэтому и наибольшие расхождения в отчетах различных термометров наблюдаются не в ясную погоду, когда имеет место максимальная интенсивность радиации, а при резко меняющейся облачности и сильно развитой турбулентности.

Таким образом, многочисленные исследования по сравнению показаний термометров в будке с другими методами измерения температуры воздуха показали, что установка термометров в будке не вызывает заметных систематических погрешностей при измерении температуры. Поэтому для оценки фактической точности измерения температуры воздуха с учетом репрезентативности получаемых значений можно воспользоваться результатами работ по рационализации сети. Эти исследования были начаты в 1933—1936 гг. под руководством Е. С. Рубинштейн [17] и продолжены в 1947—1950 гг. О. А. Дроздовым [6, 7, 8]. На основе анализа и обработки результатов наблюдений сети станций всей Европейской территории Союза ССР (ЕТС) за 1931—1933 гг. были установлены корреляционные связи между разностями среднесуточных температур воздуха на станциях и расстоянием между ними для различных районов ЕТС. Приведенные в работе О. А. Дроздова [6] уравнения связей и корреляционные графики дают линейную зависимость между среднесуточными разностями температур ΔT и расстоянием ρ

$$\Delta T = k\rho + c,$$

где k и c — постоянные для данного района. Если уменьшать ρ (расстояние между станциями) до нуля, то в пределе величина $\Delta T \rightarrow c$ будет характеризовать среднее расхождение значений температуры воздуха в двух рядом стоящих будках для данного района. При этом в эту величину войдут не только погрешности метода измерения, но и расхождения, обусловленные изменениями микроклиматических особенностей станций, по данным которых получена исходная зависимость. Однако эти расхождения будут в известной мере сглажены за счет того, что для получения корреляционной связи использовалось значительное число (в среднем около 30) станций.

Для большей части ЕТС (Ленинградская, Псковская, Великолукская, Московская, Курская и Воронежская области) в июле постоянная c равна $0^\circ,30$. Отсюда следует, что в сетевых измерениях средняя величина погрешности репрезентативной среднесуточной температуры в этом районе может быть принята в $0^\circ,15$.

Для Белоруссии вследствие большей однородности климатических условий значения изменчивости получаются несколько меньшими

$$\Delta T = 0,0034\rho + 0,28.$$

В соответствии с этим и средняя погрешность измерений среднесуточных значений температуры в этом районе будет $0^\circ,14$.

Для Горьковской и Ивановской областей, а также Татарской АССР

$$\Delta T = 0,0042\rho + 0,38.$$

Средняя погрешность для этого района может быть принята $0^{\circ},19$.

Увеличение изменчивости в восточных областях ЕТС О. А. Дроздов объясняет действием местного прогрева, прогрессирующим к востоку, и влиянием рельефа. В зимние месяцы величины средней погрешности в измерении температуры значительно меньше.

Как продолжение этих работ, в 1947 г. О. А. Дроздовым была исследована изменчивость срочных значений температуры воздуха. Обобщение и анализ полученных результатов даны в его статьях [7, 8].

В работе [8] О. А. Дроздов пользуется несколько иной характеристикой изменчивости разностей температур в зависимости от расстояния между станциями

$$\Phi(\rho) = [\Delta T(\rho)]^2 - 2\alpha^2.$$

Из этой зависимости следует, что если $\rho \rightarrow 0$, то в пределе $\alpha = \frac{\Delta T_0}{\sqrt{2}}$ можно рассматривать как наиболее вероятную погрешность в измерении репрезентативных значений температуры.

Как отмечено О. А. Дроздовым в той же работе [8], значения α при различных условиях погоды существенно различны. Кроме того, для отдельного срочного отчета на западе СССР α летом больше, чем зимой, на востоке — наоборот. Это объясняется преобладанием зимой на востоке СССР ясной, безветренной погоды, при которой в условиях пересеченного рельефа могут создаваться большие разности температур на соседних станциях.

В средней полосе ЕТС зимой $\alpha = 0^{\circ},11$, летом $0^{\circ},13$; в Белоруссии в январе $\alpha = 0^{\circ},2$, в июле $0^{\circ},3$, причем эта величина примерно одинакова как в 7 час., так и в 13 час. В западной части Сибири в январе $\alpha = 0^{\circ},6$ в 7 час. и $0^{\circ},4$ — в 13 час. и в июле $0^{\circ},5$ в 7 час. и $0^{\circ},6$ в 13 час. Здесь необходимо иметь в виду значительно большее влияние местных климатических особенностей на значения α в отдельные сроки по сравнению со среднесуточными температурами, когда их воздействие в значительной мере нивелируется. Так как местные климатические особенности резче проявляются в континентальных условиях, то понятно возрастание значений α с запада на восток СССР.

Широкие экспериментальные исследования по точности метеорологических измерений проводились в ГГО в 1930—1939 гг. под руководством М. И. Гольцмана. Результаты этих исследований, опубликованные в ряде статей, позднее были обобщены и развиты в его монографии [4]. Включая в понятие физической точности репрезентативность полученных значений для данного района или промежутка времени, М. И. Гольцман попытался дать определение репрезентативности. Вследствие неопределенности области репрезентативности это определение весьма несовершенно и может быть различно истолковано. Применяя его формально, М. И. Гольцман пришел к неверному выводу о том, что простое округление отсчетов повышает репрезентативность, а следовательно, и фактическую точность измерений.

Однако, несмотря на несовершенство данного в [4] определения, М. И. Гольцман указал и правильный путь повышения репрезентативности при измерениях в турбулентной среде — переход к измерениям осредненных значений. При этом в качестве целесообразного промежутка осреднения температуры он выбрал интервал времени в 2,5 мин., считая, что при осреднении не следует выходить за пределы вихря, внутри которого мгновенные значения температуры достаточно хорошо коррелируют между собой. По определению Джиблета [25], средние размеры такого вихря имеют ~ 200 м; скорость его перемещения ~ 1 — 2 м/сек. Исходя из того, что такой вихрь будет проходить через точку наблюдений в среднем (при скорости 1,5 м/сек.) 150 сек., т. е. 2,5 мин., М. И. Гольцман и выбрал этот интервал осреднения.

Однако практически весьма маловероятно, что в начале интервала осреднения в точке наблюдений находится край вихря и этот вихрь пройдет через точку наблюдений своим центром. Поэтому поставленные М. И. Гольцманом условия осреднения практически никогда не выполняются: осреднение производится по измерениям в нескольких вихрях; выбранный же промежуток осреднения позволяет осреднять значения измеряемого элемента только в отдельных частях нескольких вихрей, что явно нецелесообразно. Очевидно, что осреднение должно быть распространено на несколько таких вихрей, причем следует полностью охватывать не менее двух-трех из них. Для этого и интервал осреднения должен быть увеличен по крайней мере в 3—5 раз.

Накопленный в результате постановки градиентных измерений опыт по осреднению за 10-минутный интервал времени показывает бесспорные его преимущества перед интервалом в 2,5 мин. Однако следует иметь в виду, что и этот интервал иногда оказывается недостаточным. Установление целесообразного интервала осреднения требует постановки специальных исследований.

Для повышения характерности, а следовательно, и фактической точности результатов измерения, существенное значение имеет также и способ (или точнее методика) осреднения. Как показано в работах М. И. Юдина [22, 23], наиболее обоснованным осреднением при измерениях в турбулентной атмосфере является так называемое физическое осреднение, которое он определяет как осреднение по множеству физических состояний среды. Эти состояния характеризуются:

- а) одинаковой формой, размерами и взаимным расположением твердых тел, ограничивающих турбулентную среду;
- б) равенством всех действующих внешних сил в каждой точке в любой момент времени (после приведения осей координат и начала отсчета времени во взаимное соответствие).

Остальные краевые условия должны выбираться на основании физического смысла задачи и обеспечивать существование определенного закона распределения измеряемой величины для выбранного множества состояний.

Короче, физическое осреднение можно определить как осреднение по множеству отдельных состояний среды, для каждого из которых термодинамические и динамические условия одинаковы. В этом случае результат осреднения будет удовлетворять основному постулату осреднения

$$\overline{f\varphi} = \bar{f} \bar{\varphi}$$

(черта сверху означает среднее значение функции, над которой она стоит). Такие средние величины обладают всеми свойствами вероятностных средних, если осреднение произведено по достаточно большому числу состояний, при которых соблюдаются указанные выше условия.

Очевидно, что воспроизведение в каждом отдельном случае всех термодинамических и динамических условий достигнуть весьма затруднительно (если не сказать невозможно). Однако многими из них можно пренебречь, как не существенными для рассматриваемого конкретного процесса, и можно ограничиться воспроизведением только существенных из них (или соответствующим подбором случаев, когда эти условия выполняются). Установление необходимых условий, которые должны воспроизводиться в каждом отдельном случае, следует связывать с конкретным физическим анализом свойств изучаемого процесса.

Так, при измерении градиентов температуры для вычисления турбулентных потоков тепла, очевидно, не следует производить простое осреднение их значений во времени.

В этом можно убедиться, рассмотрев следующий простой пример: предположим, что значение вертикального градиента температуры в слое 0,5—1 м в течение первых 5 мин. составляет 1°,0 на 1 м, а в следующие 5 мин. — 1°,0 на 1 м. Тогда средний градиент за 10 мин. будет равен нулю и средняя величина потока тепла за эти 10 мин. получится близкой к нулю. В действительности же, поток тепла в последующие 5 мин. (инверсионный градиент) будет близок к нулю.

и не будет равен (по абсолютной величине) потоку тепла при градиенте, имевшем место в первые 5 мин., поэтому средний поток тепла за эти 10 мин. будет существенно отличен от нуля.

Однако практически производить физическое осреднение при сетевых измерениях весьма затруднительно. Поэтому обычно при метеорологических измерениях физическое осреднение заменяют осреднением по времени. М. И. Юдиным [23] было указано, что в отдельных случаях пространственное или временное осреднение можно рассматривать как эмпирический способ физического осреднения. Это соответствует тем условиям, когда осреднение выполнено по той координате, от которой элементы среднего движения не зависят. В частности, осреднение по времени для многих практически встречающихся случаев можно рассматривать как физическое осреднение при установившемся изменении среднего значения. В большинстве случаев изменение осредненной температуры воздуха можно считать в достаточной степени стационарным (особенно при небольших интервалах осреднения); поэтому к временным средним приближенно можно применять свойства вероятностных средних (математических ожиданий).

Если к этому добавить, что практически только осреднение во времени позволяет сконструировать достаточно компактные приборы, производящие эту операцию автоматически, то становится понятным то большое значение, которое

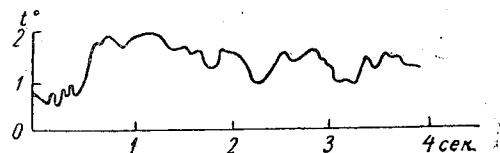


Рис. 1. Микропульсации температуры воздуха.

придается вопросам временного осреднения на протяжении последних десятилетий. Как известно, осреднение во времени определяется следующим образом. Если изменение измеряемой величины U в интервале времени $\left[T - \frac{\tau}{2}, T + \frac{\tau}{2}\right]$ описывается зависимостью $U = U(\tau)$, то среднее значение $\bar{U}_\tau$ в этом интервале определяется

$$\bar{U}_\tau = \frac{1}{\tau} \int_{T - \frac{\tau}{2}}^{T + \frac{\tau}{2}} U(\tau) d\tau.$$

В связи с тем, что вид функции $U(\tau)$ может быть определен только экспериментально, на основании измерений в интервале $\left[T - \frac{\tau}{2}, T + \frac{\tau}{2}\right]$, а непрерывная регистрация $U(\tau)$ технически весьма затруднена (так же, как и обработка полученных данных), было предложено это осреднение заменять более простым, считая

$$\bar{U}_\tau \simeq \frac{1}{\tau} \sum_{i=1}^n U_i \Delta t_i.$$

Принимая Δt_i одинаковыми, последнюю сумму можно представить так

$$\bar{U}_\tau \simeq \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n U_i,$$

т. е. считая за среднее значение измеряемой величины во времени среднее арифметическое из последовательных мгновенных значений. Учитывая характер флуктуаций температуры во времени, очевидно, что для обеспечения достаточно высокой точности средних значений температуры необходимо применять безинерционные термометры, по которым следует брать большое количество отсчетов (рис. 1), что практически весьма затруднительно. Поэтому для измерения температуры

воздуха в метеорологии представляет значительный интерес исследование различных методов осреднения, в частности за счет инерционности термометров.

Как известно, между термометром и средой, куда он помещен, вследствие того, что их температуры неодинаковы, происходит теплообмен, в результате которого температура термометра (а следовательно, и его показания) изменяются.

Если $\vartheta = t_{\text{терм}} - t_{\text{среды}}$, а резервуар термометра имеет шаровую форму радиуса R (что с достаточной точностью может быть принято для психрометрических термометров), то изменение ϑ во времени достаточно хорошо описывается уравнением Фурье

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial \tau} = a \left(\frac{\partial^2 \vartheta}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \frac{\partial \vartheta}{\partial r} \right). \quad (1)$$

Если в начальный момент

$$\vartheta|_{\tau=0} = \vartheta_0 \quad (2)$$

и на поверхности термометра теплоотдача пропорциональна разности температур

$$-\lambda \frac{\partial \vartheta}{\partial r} \Big|_{r=R} = \alpha \vartheta|_{r=R}, \quad (3)$$

то общий интеграл уравнения (1) может быть записан в виде

$$\vartheta = \vartheta_0 \sum_{k=0}^{\infty} D_k \frac{\sin \sqrt{\frac{m_k}{a}} r}{\sqrt{\frac{m_k}{a}} r} e^{-m_k \tau}, \quad (4)$$

где m_k — характеристические числа, величина которых возрастает вместе с индексом k ; D_k — коэффициенты Фурье.

Как показано Г. М. Кондратьевым [10], в некоторых случаях (например, при неизменной температуре среды) через определенный промежуток времени

$$D_0 e^{-m_0 \tau} \gg \sum_{k=1}^{\infty} D_k e^{-m_k \tau}. \quad (5)$$

Тогда интеграл (4) с достаточной степенью точности может быть записан в виде

$$\vartheta = \vartheta_0 D_0 \frac{\sin \sqrt{\frac{m_0}{a}} r}{\sqrt{\frac{m_0}{a}} r} e^{-m_0 \tau}, \quad (6)$$

т. е. изменение разности температур термометра и среды пропорционально $D_0 e^{-m_0 \tau}$ и численно равно тангенсу угла наклона прямой $\ln \vartheta = f(\tau)$ к оси τ . Считая, что внутри резервуара термометра градиенты температуры отсутствуют, получим (для центра шара)

$$\vartheta = \vartheta_0 D_0 e^{-m_0 \tau}. \quad (7)$$

При отсутствии источников тепла внутри термоприемника (для „сухого“ термометра) $D_0 = 1$ и

$$\vartheta = \vartheta_0 e^{-m_0 \tau}. \quad (8)$$

Режим охлаждения или нагревания тела (например, термометра) в среде, когда выполняется условие (5), был назван Г. М. Кондратьевым регулярным тепловым режимом. Исследованию процессов теплопередачи и определению различных критериевых величин, характеризующих теплопередачу в регулярном тепловом режиме, посвящено много работ, в том числе и монография Г. М. Кондратьева [10].

Обычно для описания изменения температуры инерционного термометра пользуются коэффициентом тепловой инерции термометра, который вводят как пропорциональный множитель между скоростью изменения и разностью температур термометра и среды

$$\frac{\partial \vartheta}{\partial \tau} = -\frac{1}{K} \vartheta, \quad (9)$$

где, как и выше, $\vartheta = t_{\text{терм}} - t_{\text{среды}}$; τ — время.

Считая K постоянной величиной, это уравнение легко проинтегрировать, если известно изменение температуры среды во времени. До сих пор были известны только частные решения этого уравнения. На основании одного из них (для постоянной температуры среды) разработана методика определения коэффициента инерции.

Общее решение этого уравнения впервые было получено М. С. Стернзатом [19], который представил изменение температуры среды в виде тригонометрического ряда. Полученное решение дает изменение температуры термометра также в виде тригонометрического ряда, коэффициенты которого выражаются через коэффициенты исходного ряда и коэффициенты инерции. Решение М. С. Стернзата доведено до возможности численных расчетов и позволяет как из хода температуры среды получить показания термометра, если известна его инерция (K), так и, наоборот, по известному (наблюдаемому) изменению показаний инерционного термометра вычислить фактическое значение температуры среды.

Подобные расчеты пытался произвести и М. И. Гольцман [4], однако, положенные им в основу слишком грубые предположения (возможность применения формул для линейного изменения температуры среды к существенно нелинейному ходу ее), привели его к неправильному выводу о невозможности применения инерционных термометров для сглаживания пульсаций температуры.

М. С. Стернзат [19] показал ошибку М. И. Гольцмана и дал более строгое решение этой задачи. При этом могут быть сделаны прямо противоположные выводы: средние значения температуры не изменяются, если при их вычислении пользоваться термометрами различной инерции. Более инерционный термометр имеет существенное запаздывание в своих показаниях по сравнению с фактическим ходом температуры среды; это запаздывание имеет порядок величины коэффициента инерции термометра.

Однако, как видно из анализа общего решения уравнения теплообмена между термометром и средой (1), решение М. С. Стернзата также следует считать приближенным, ибо все решения уравнения (9) при постоянной K относятся, по существу, к решениям для стадии регулярного режима, когда имеет место неравенство (5). Выполнение этого неравенства даже для случая постоянной температуры среды устанавливается спустя значительное время после внесения термометра в эту среду. Следовательно, в реальных условиях, при измерениях в турбулентной атмосфере, теплообмен между термометром и средой существенно отличается от регулярного режима, и уравнение (8) выполняется приближенно.

Сколько значительны отклонения фактического теплообмена между термометром и средой от регулярного режима можно видеть из следующих данных. В сентябре на методической площадке ГГО производились одновременные измерения температуры воздуха по термометрам различной инерционности, в том числе и по термометрам с коэффициентом инерции 3 и 6 мин.

Если ход температуры по термометру с коэффициентом инерции K_1 аппроксимировать тригонометрическим рядом, то, пользуясь решением уравнения (9), полученным М. С. Стернзатом, можно вычислить показания термометра любой инерционности. Если формулы для вычисления коэффициентов ряда, представляющего изменение показаний инерционного термометра в зависимости от фактического хода температуры, полученные М. С. Стернзатом [19], записать для двух термометров различной инерции, то из них могут быть получены формулы для вычисления показаний термометра с коэффициентом инерции K_2 по показаниям термометра с коэффициентом инерции K_1 .

Так, если показания первого термометра могут быть представлены в виде

$$t' - \vartheta_0 = \sum_{j=0}^{\infty} a'_j \cos j\omega\tau + b'_j \sin j\omega\tau, \quad (10)$$

а показания второго термометра в виде

$$t'' - \vartheta_0 = \sum_{j=0}^{\infty} a''_j \cos j\omega\tau + b''_j \sin j\omega\tau, \quad (11)$$

то коэффициенты ряда (11) следующим образом выражаются через коэффициенты ряда (10):

$$a''_j = \frac{a'_j(1 - K'_j K''_j) - b'_j(K''_j - K'_j)}{1 + K''_j}, \quad (12)$$

$$b''_j = \frac{b'_j(1 + K'_j K''_j) + a'_j(K''_j - K'_j)}{1 + K''_j},$$

где $K'_j = j\omega K_1$; $K''_j = j\omega K_2$.

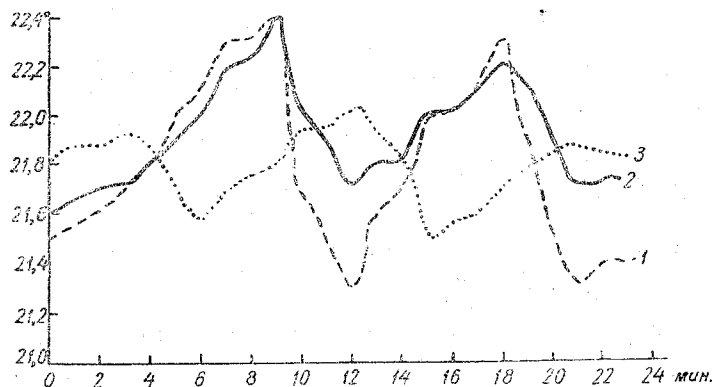


Рис. 2. Ход температуры воздуха по данным термометров различной инерционности.

Результаты этих вычислений для термометров $K' = 3$ мин. и $K'' = 6$ мин., выполненные по 24 ординатам, взятым через каждую минуту, приведены на рис. 2. На этом рисунке кривая 1 показывает наблюдаемый ход температуры воздуха для термометра $K = 3$ мин., а кривая 2 — наблюдаемый ход температуры воздуха по термометру $K = 6$ мин. Кривая 3 представляет результаты вычислений хода температуры по термометру с $K'' = 6$ мин. по вышеприведенным формулам. Из сравнения кривых 2 и 3 видно, что влияние иррегулярности теплообмена между термометром и средой весьма существенно.

Как видно из сравнения всех трех кривых, изображенных на рис. 2, сглаживание пульсаций температуры (если длина их периода сравнима с коэффициентом инерции термометра) значительно меньше, чем это определяется по расчетам для регулярного режима. В то же время сдвиг по фазе (или запаздывание показаний инерционного термометра) эти расчеты значительно преувеличивают.

Таким образом, говорить об искажении суточного хода температуры воздуха инерционными термометрами нет никаких оснований. Сглаживание же короткопериодных пульсаций инерционным термометром позволяет значительно увеличить характерность получаемых значений температуры, т. е. повысить фактическую точность

измерений. Приведенный на рис. 3 пример хода температуры воздуха по показаниям термометра с $K=3$ мин. (кривая 1) и по показаниям термометра с $K=15$ мин. весьма наглядно подтверждает возможность существенно повысить фактическую точность измерения температуры воздуха, применяя термометры увеличенной инерции.

С другой стороны, из приведенных примеров достаточно хорошо видно, что одно повышение точности отсчета температуры воздуха (до $0^{\circ},05$ или даже до $0^{\circ},01$ и выше) весьма мало скажется на повышении характерности, а следовательно, и фактической точности получаемых значений.

Безусловно, что только на основании полученных результатов еще нельзя ставить вопрос о немедленном переходе к измерениям с более инерционными термометрами — эту возможность необходимо еще всесторонне изучить. Однако, очевидно, что для повышения фактической точности измерения температуры в том определении как это принято, необходимо прежде всего разработать методику измерения осредненных значений. Это позволит даже без повышения принятой точности отсчета значительно поднять фактическую точность измерений.

Установление же целесообразного метода и интервала осреднения требует еще специальных исследований и надо сказать, что осреднение за счет инерционности термометров не является

столь бесперспективным, как это считает М. И. Гольцман. Более того, вследствие простоты, удобства и доступности этот метод заслуживает гораздо более внимательного изучения, чем это делалось до сих пор.

Основным затруднением в применении инерционных приборов вообще и термометров в частности является недостаточная изученность вопроса об учете влияния инерции на показания прибора в нестационарных условиях. Появившаяся в последнее время работа А. М. Яглома [24] является значительным шагом вперед. В этой работе А. М. Яглом предпринял попытку решить вопрос об учете инерции метеорологических приборов в самом общем виде.

Как известно, зависимость показаний инерционного прибора от изменения измеряемой величины может быть представлена интегральным уравнением типа Вольтерра

$$\theta(\tau) = \int_{-\infty}^{\tau} t(\tau) A(\tau) d\tau, \quad (13)$$

где θ — показания инерционного прибора (например, термометра); t — фактическое значение измеряемой величины (например, температура среды); $A(\tau)$ — функция преобразования, обусловленная инерционностью прибора.

Решение этого уравнения относительно $t(\tau)$ дает возможность получить фактический ход измеряемой величины по наблюдаемым показаниям инерционного прибора. Но для этого необходимо определить вид функции $A(\tau)$.

Основным недостатком работы А. М. Яглома является то, что он предполагает относительно функции $A(\tau)$ справедливость простого экспоненциального закона

$$A(\tau) = \frac{1}{K} e^{-\frac{\tau}{K}} \quad (14)$$

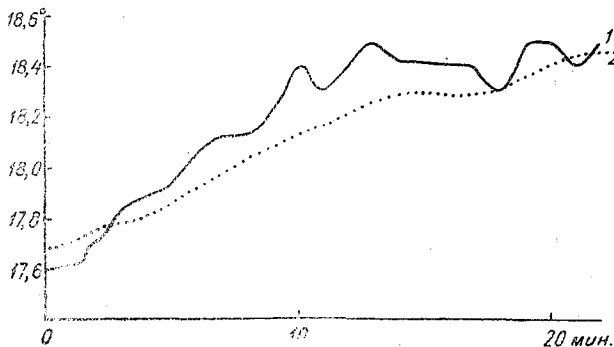


Рис. 3. Наблюдаемый ход температуры воздуха по термометру с $K=3$ мин. (1) и по термометру с $K=15$ мин. (2).

при постоянном коэффициенте инерции K , который определяется по кривой установления показаний прибора в условиях регулярного режима, когда имеет место уравнение (9), откуда и получается равенство [14]. В этом отношении решение А. М. Яглома в известной мере ограничивает общность полученных результатов.

Следует отметить также и отсутствие числовых примеров, подтверждающих корректность сделанных предположений. Поэтому, хотя указанная работа и является значительным вкладом в теорию метеорологических измерений и выясняет влияние инерции приборов на их показания, однако она не является исчерпывающей и требует дальнейшей разработки и практических приложений.

Точность измерения влажности воздуха

Если при рассмотрении точности измерения влажности воздуха психрометрическим методом ограничиться диапазоном измерения температуры от $+45$ до -10° ,

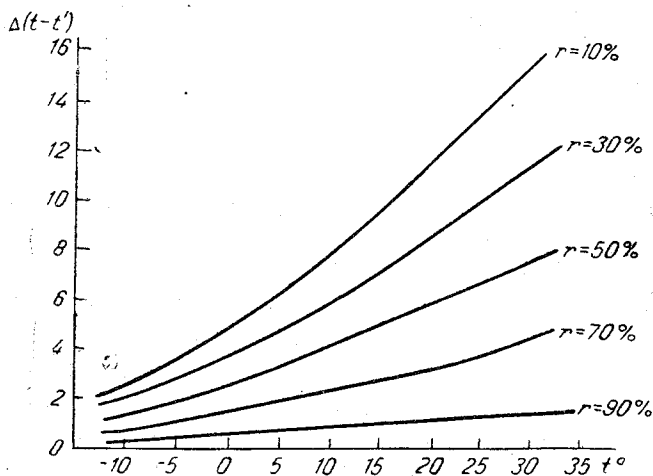


Рис. 4. Изменение психрометрической разности для определенных значений относительной влажности (r) в зависимости от температуры воздуха.

т. е. теми значениями, при которых этот метод и применяется в настоящее время на сети, то из основных факторов, определяющих соответствующую точность измерения влажности воздуха, можно выделить следующие погрешности:

а) в измерении температуры воздуха;

б) в измерении психрометрической разности (между температурой воздуха и температурой смоченного термометра);

в) за счет изменения скорости вентиляции термометров в будке;

г) вследствие недостаточ-

но тщательного повязывания смоченного материала, его вида и т. п.

Выяснению влияния этих погрешностей на точность психрометрического метода измерения влажности воздуха посвящено большое количество исследований, первые из которых относятся еще к 1819 г. Не останавливаясь подробно на рассмотрении результатов отдельных работ, оценим на основании приведенных в них данных соответствующие погрешности в измерении влажности воздуха и определим перспективы повышения точности ее измерения. При этом, как было указано выше, в понятие фактической точности измерений влажности воздуха включается и характерность полученных значений для соответствующих термодинамических и динамических условий, при которых производится измерение. Более строгого определения характерности этих значений, а также введения количественной характеристики исследуемого понятия дать пока невозможно, ибо этот вопрос требует специальных исследований. Однако можно считать, что повышение характерности получаемых значений (хотя бы в смысле увеличения вероятности их повторения в данной области или в данном интервале времени) соответствует увеличению фактической точности измерений.

Поэтому при рассмотрении влияния погрешности в температуре воздуха на точность определения влажности следует под первой понимать величину, характеризующую фактическую точность измерения температуры воздуха на сети станций, которая, как показано выше, в среднем составляет $0,3$, а в отдельных случаях может достигать $0,5-0,7$. При оценке величины погрешности в измерении влажности воздуха можно воспользоваться графиком изменения психрометрической разности ($t-t'$) для определенных значений относительной влажности в зависимости от температуры воздуха (рис. 4). Как видно из этого графика, наиболее

значительное изменение психрометрической разности имеет место при малых значениях относительной влажности. Следовательно, и наибольшие погрешности в определении влажности воздуха будут при низкой влажности. Так, при относительной влажности (R) в 10% погрешность в измерении температуры воздуха в 1° при температуре 25° соответствует погрешности в определении относительной влажности $\approx 2,5\%$, при температуре -5° погрешность в определении относительной влажности возрастает до 5%.

Таким образом, если считать, что при температуре воздуха 25° фактическая точность ее измерения характеризуется погрешностью в 0°,5, то, очевидно, погрешность в определении относительной влажности при этом будет $\approx 1,2\%$. Учтя же, что при температурах от 0 до -5° фактическая точность измерения температуры обычно выше и характеризуется погрешностью 0°,2, погрешность в определении относительной влажности за счет такой погрешности в измерении температуры будет 1%. Следует также отметить, что значения относительной влажности $\leq 10\%$ при таких температурах, как -5° , практически никогда не встречаются. С повышением относительной влажности эта погрешность быстро уменьшается. Так, при $r = 60\%$ при температуре 25° погрешность $\Delta r'$ будет составлять $\approx 1\%$ на 1° температуры; при температуре -5° $\Delta r' \approx 0$.

Значительно больших величин достигает погрешность в определении влажности воздуха вследствие погрешности в определении психрометрической разности. При существующей методике измерений мы измеряем отдельно температуру „сухого“ и температуру „смоченного“ термометров. Поэтому погрешность в психрометрической разности получается большей, чем погрешность в измерении температуры воздуха, так как пульсации температуры не совпадают по фазе с пульсациями температуры „смоченного“ термометра. Как показывает обработка материалов наблюдений пульсаций влажности воздуха, полученных М. И. Гольцманом [4], амплитуда пульсаций температуры „смоченного“ термометра примерно такая же, как амплитуда пульсаций температуры „сухого“ термометра (если при этом исключить влияние скорости ветра на величину психрометрической разности). Поэтому за наиболее вероятную величину погрешности психрометрической разности температур, обусловленную пульсациями температуры „сухого“ и „смоченного“ термометров, можно принять соответствующую погрешность в измерении температуры воздуха, умноженную на $\sqrt{2}$; максимальная же величина погрешности в психрометрической разности может в два раза превышать погрешность в измерении температуры.

Величина погрешности относительной влажности в зависимости от погрешности в психрометрической разности может быть получена из графика, приведенного на рис. 4. Если этот график построить в осях координат $r, t - t'$ (относительная влажность — психрометрическая разность), то изотермы на нем будут почти прямолинейными (рис. 5). Как видно из этого графика, величина погрешности в определении относительной влажности будет мало зависеть от значения r и для ее оценки можно погрешности в относительной влажности относить к среднему ее значению.

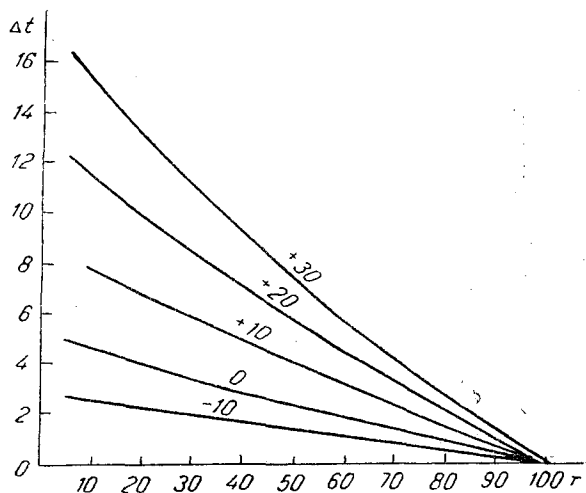


Рис. 5. Погрешность относительной влажности в зависимости от погрешности психрометрической разности.

На рис. 6 представлено изменение погрешности в определении относительной влажности в зависимости от температуры воздуха при различных значениях погрешности в психрометрической разности. Как видно из этого рисунка, величина погрешности в определении относительной влажности в зависимости от погрешности в психрометрической разности резко возрастает с понижением температуры, что, как известно, является основной причиной, ограничивающей возможность применения психрометрического метода при температурах ниже -5° . Учитывая, что средняя погрешность в измерении температуры воздуха в средней полосе ЕТС в 13 час. в июле $\approx 0,2-0,3$, то вероятная погрешность измерения влажности воздуха для этого района за счет пульсаций температуры по термометрам будет составлять 3—4%. Поэтому повышение фактической точности измерения температуры как „сухого“, так и „смоченного“ термометров позволит значительно повысить и фактическую точность измерения влажности воздуха за счет уменьшения этой погрешности.

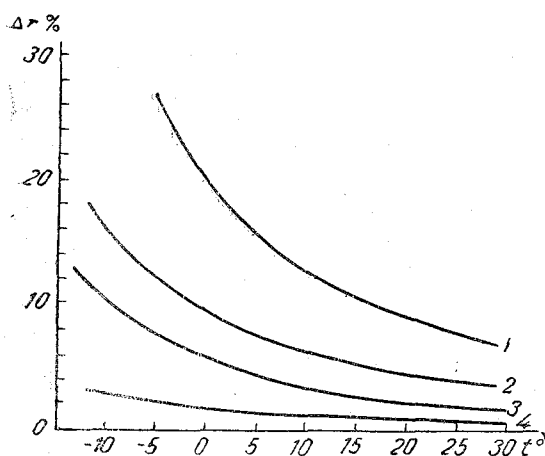


Рис. 6. Изменение погрешности в определении относительной влажности r в зависимости от температуры воздуха t при различных погрешностях в психрометрической разности.

1 — $\Delta t = \pm 1^{\circ}$, 2 — $\Delta t = \pm 0,5$, 3 — $\Delta t = \pm 0,3$, 4 — $\Delta t = \pm 0,1$.

Как известно, температура „смоченного“ термометра определяется скоростью испарения воды с поверхности его резервуара и притоком тепла из окружающего воздуха. Поскольку скорость испарения зависит не только от дефицита влажности, но и от скорости вентиляции смоченного термометра, то и величина психрометрической разности температур будет являться функцией скорости потока, обдувающего резервуар смоченного термометра. Влажность воздуха при психрометрических измерениях вычисляется по формуле

$$e = E' - A(t - t')p, \quad (15)$$

где e — упругость водяного пара, содержащегося в воздухе при температуре t и давлении P ; E' — максимальная упругость водяного пара при температуре „смоченного“ термометра t' .

Пользуясь этой формулой, обычно поправку на изменение температуры „смоченного“ термометра в зависимости от скорости вентиляции учитывают психрометрической постоянной A , считая, что она зависит от скорости вентиляции. Эта зависимость определяется экспериментально для данной формы и размеров резервуара термометра. Поскольку попытки теоретически получить зависимость психрометрической постоянной от скорости вентиляции „смоченного“ термометра не привели к положительным результатам, все эмпирические формулы, описывающие изменение психрометрической постоянной в зависимости от скорости аспирации, являясь приближенными и могут применяться только с известными ограничениями. Следует отметить, что экспериментальные определения зависимости психрометрической постоянной от скорости аспирации, выполненные еще в 1881 г. Н. А. Звонриным [9], произведены настолько тщательно, что используются и до сих пор для построения эмпирических формул, учитывающих эту зависимость. Одна из подобного рода формул, предложенная Гроссманом в виде

$$A = 0,000630 \left[1 + 0,00115t' \frac{\alpha + \beta v}{1 + \beta v} \right], \text{ при } t' > 0$$

$$A = 0,000630 \left[1 + 0,00101 t' \frac{\alpha + \beta v}{1 + \beta v} \right], \text{ при } t' < 0,$$

где v — скорость ветра в м/сек.; α и β — постоянные ($\alpha = 1,7172$; $\beta = 0,02201$), была экспериментально проверена И. Е. Воробьевым [1]. При этом им была определена и зависимость скорости вентиляции термометров в будке при различных скоростях и направлениях ветра вне ее и на высоте флюгера. В этой же работе И. Е. Воробьева приведены и номограммы для определения поправки к абсолютной и относительной влажности при различных скоростях ветра на высоте флюгера.

Недостатком этого исследования следует считать то, что для определения скорости вентиляции термометров внутри будки использовался обычный ручной анеометр, который при столь сложной структуре ветрового потока, как это имеет место внутри психрометрической будки, естественно, мог давать заниженные скорости вентиляции. Этим, в частности, объясняется некоторое расхождение результатов И. Е. Воробьева с результатами, полученными Л. Ф. Щербаковой [21], которая для измерения скорости вентиляции смоченного термометра в будке использовала термоанеометры. Эти приборы при незначительных габаритах обеспечивают высокую чувствительность и могут измерять не только горизонтальную составляющую скорости ветра, но и вертикальную, что весьма важно, особенно при малых скоростях вентиляции в психрометрической будке. По данным Л. Ф. Щербаковой, величина погрешности в определении относительной влажности воздуха психрометрическим методом без учета поправки на изменение вентиляции в будке составляет в среднем около 1%, достигая в отдельных случаях 5—7% (при низких влажностях и больших или очень малых скоростях ветра). Погрешности вследствие изменения скорости вентиляции термометров внутри будок достигают особенно больших значений при малых скоростях вентиляции ($v = 0,3$ м/сек. и менее) и малых значениях относительной влажности воздуха. Как указано в той же работе Л. Ф. Щербаковой [21], скорость вентиляции термометров внутри психрометрической будки составляет 32% от скорости наружного потока (при измерении последнего от 1 до 5 м/сек.).

В последние годы одна из формул для учета изменения вентиляции „смоченного“ термометра в психрометрической будке была предложена В. П. Пузановым [15], который для более точного учета изменения скорости вентиляции несколько изменил вид психрометрической формулы (15), причем основания для подобной замены далеко не очевидны и требуют дополнительных исследований. В. П. Пузанов предложил следующий вид психрометрической формулы:

$$e = E' - \frac{[0,623 E' c_w + (p - E') c_p] (t - t'')}{0,623 [\alpha + c_w (t - t'')]},$$

где c_w — теплоемкость водяного пара; α — скрытая теплота парообразования; c_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении и t'' — температура смоченного термометра, исправленная на влияние радиационного теплообмена с окружающими телами. При этом t'' оказывается, как указывает автор в [15], существенно зависит от скорости вентиляции термометров. Вид этой зависимости определен им экспериментально, на основе данных, полученных Н. А. Зворыкиным в 1881 г.:

$$t'' = \frac{t' (v + x) - c_2 t}{v + x - c_2}, \quad (16)$$

где v — скорость вентиляции термометров.

Относительно физического смысла параметров x и c_2 автор ничего не говорит и считает, что они зависят только от формы и габаритов термометров. Однако

в этой же статье, пользуясь данными Н. А. Зворыкина для стационарных термометров, В. П. Пузанов приводит полученные им значения $c_2 = 0,132$ и $x = 0,431$, а из других данных для этих же термометров $c_2 = 0,132$ и $x = 0,756$. Результаты, приведенные В. П. Пузановым, были применены для вычисления влажности воздуха при очень низких ее значениях (порядка 10%) и при больших скоростях ветра. В этих случаях, как указано в сообщении С. М. Кошечева [11], значения относительной влажности воздуха, вычисленные по обычной психрометрической формуле без учета поправки на скорость вентиляции термометров, оказываются равными 0%. Расчеты В. П. Пузанова показывают, что значения влажности, полученные по формуле [16], с учетом этой поправки будут равны 6—7%, что гораздо лучше согласуется с обычными представлениями о распределении водяного пара в атмосфере. Приведенная в работе [1] так же, как и в работе [21] оценка погрешности в определении влажности воздуха вследствие неучета изменения скорости вентиляции термометров в будке составляет 7—8%.

Очевидно, не вызывает никаких сомнений, что учет изменения скорости вентиляции „смоченного“ термометра позволит в значительной мере уменьшить эту погрешность. Относительно того, каким образом учитывать эту погрешность, представляется целесообразным получить теоретическое решение этого вопроса.

На основании уже имеющихся экспериментальных материалов возможно разработать методику введения поправок к абсолютной и относительной влажности на изменение скорости вентиляции термометров, что в значительной мере снизит эту погрешность. Применение искусственной вентиляции позволяет полностью исключить эту погрешность.

В заключение рассмотрения вопроса о точности измерения влажности воздуха остановимся на перспективах повышения точности ее измерения при отрицательных температурах. Как было показано выше (рис. 4), величина психрометрической разности при температурах -10° и ниже становится весьма небольшой ($\approx 2^\circ,5$ и менее). Поэтому для достаточно точных измерений влажности воздуха психрометрическим методом при этих температурах необходимо существенно повысить точность измерения психрометрической разности, т. е. температуры „сухого“ и „смоченного“ термометров. Так, при температуре -20° для обеспечения точности измерения относительной влажности в 2% необходимо измерять температуру по обоим термометрам психрометра до $0^\circ,01$. Однако вследствие как технических, так и принципиальных трудностей обеспечения столь высокой точности измерений при этих температурах приходится применять другие методы.

До настоящего времени на станциях для измерения влажности воздуха при температурах ниже -5° пользуются волосными гигрометрами. В результате ряда исследований было установлено, что при температурах -20° , -30° инерция волосного гигрометра возрастает до нескольких часов и при дальнейшем понижении температуры продолжает возрастать очень быстро. Столь значительная инерция гигрометра уже значительно искажает суточный ход влажности, особенно если учитывать влияние температуры на изменение инерции гигрометра. Многочисленные попытки заменить волосной гигрометр более совершенным и достаточно простым прибором, который можно было бы применять на станциях, до сих пор не привели к положительным результатам.

Сложность измерения влажности воздуха при низких температурах объясняется прежде всего незначительным количеством водяного пара, содержащегося в воздухе. Кроме того, как показывают современные исследования, молекулы воды, содержащиеся в воздухе, при положительных температурах находятся в виде одиночных молекул, обеспечивая газообразные свойства водяного пара. При отрицательных же температурах эти молекулы образуют связанные комплексы (наподобие кристаллической решетки), в результате чего свойства водяного пара начинают существенно отличаться от свойств газов, что в значительной мере осложняет разработку методов измерения влажности для температур -30° и ниже. Измерения влажности при этих температурах представляют весьма большие трудности и требуют специальных исследований.

Выводы

1. Точность метеорологических измерений на опорной сети гидрометеорологических станций должна обеспечивать максимальные из всех запросов потребителей по каждому элементу. Точность же измерений на специализированной сети должна определяться в каждом конкретном случае особо в зависимости от целевого назначения станции. При установлении достаточной точности измерений на основной гидрометеорологической сети следует предусмотреть и возможное повышение требований как в отношении точности, так и в отношении детализации гидрометеороинформации. Поэтому изучение перспектив повышения точности измерений основных метеорологических элементов имеет важное практическое значение.

2. Турбулентное состояние атмосферы обуславливает значительную пространственно-временную изменчивость метеорологических элементов. Поэтому при метеорологических измерениях в понятие фактической точности включают не только ту точность, с которой полученное значение соответствует фактическому значению измеряемого элемента в данный момент времени, но и характерность полученного значения для данных условий измерения (репрезентативность). Следовательно, фактическая точность метеорологических измерений определяется не только точностью применяемых приборов, но и принятой методикой производства измерений, а также термодинамическими и динамическими условиями, при которых они производятся.

3. Целесообразная точность отсчета по прибору (с точки зрения обеспечения максимальной фактической точности измерений) определяется структурой поля измеряемого элемента и конкретными особенностями применяемого для измерений метода и прибора, в частности: методом и интервалом осреднения, инерционностью, а также ценой деления, формой шкалы и другими как принципиальными, так и конструктивными особенностями. Для каждого прибора в конкретных условиях существует и своя целесообразная точность отсчета, т. е. такая минимальная точность отсчета, при которой данный прибор обеспечивает максимальную точность определения фактического значения измеряемого элемента при данной методике и условиях измерений. Поэтому при разработке новых приборов необходимо обеспечивать ту точность отсчета по ним, которая является целесообразной при заданной фактической точности для конкретных условий его применения.

4. При существующих методике и приборах для измерения температуры воздуха на сети точность отсчета психрометрического термометра в $0^{\circ},1$ является целесообразной (за исключением сравнительно редко встречающихся случаев особо неблагоприятных условий измерений). При этой точности отсчета обеспечивается фактическая точность определения температуры воздуха в среднем $0,3-0^{\circ},4$. В отдельные сроки днем в летний период при резко меняющейся облачности фактическая точность снижается до $0,7-1^{\circ},0$; в пасмурную же погоду, а также ночью и зимой фактическая точность измерений температуры воздуха возрастает до $0,1-0^{\circ},2$.

5. Целесообразность принятой на сети точности отсчета психрометрических термометров подтверждается тем, что снижение точности отсчета приведет к соответствующему снижению фактической точности измерений, которое будет особенно заметным при благоприятных условиях измерений. Повышение же точности отсчета мало скажется на повышении фактической точности измерений.

Удовлетворительное качество наблюдений над температурой воздуха на сети станций в значительной мере обусловлено принятой точностью отсчета существующих установок термометров.

6. Для повышения фактической точности измерений температуры воздуха необходимо прежде всего повышать репрезентативность получаемых значений. Это может быть достигнуто только в результате перехода к измерению осредненных значений.

При сравнительно небольшом интервале осреднения во времени для обычных сетевых измерений временное осреднение можно рассматривать как физическое, а средние во времени — как наиболее вероятные значения для данных условий.

7. Увеличение инерционности термометра позволяет повысить характерность, а следовательно, и фактическую точность измерений температуры. Как показывают результаты экспериментальных исследований, искажение медленных изменений температуры инерционным термометром значительно меньше, чем это следует из теоретических расчетов. Небольшой сдвиг по фазе показаний инерционного термометра является несущественным. В принципе он может быть учтен изменением срока наблюдений.

При разработке методики измерений температуры инерционным термометром, наряду с выбором интервала осреднения, необходимо исследовать точное решение уравнения теплообмена между этим термометром и средой с учетом его теплоемкости и нерегулярности режима.

8. Принятая на сети методика измерения влажности воздуха по психрометру с естественной вентиляцией обеспечивает фактическую точность измерения относительной влажности в среднем 3—4%. При этом, вследствие повышения фактической точности измерения температуры „сухого“ и „смоченного“ термометров при высокой влажности (свыше 95%), точность измерения влажности в диапазоне 95—100% повышается до 1—2%. Значительные погрешности в измерении влажности воздуха на сети (до 6—8%) получаются при низких значениях влажности и больших скоростях ветра (свыше 6 м/сек.), а также при очень малых скоростях ветра (штиль). Это обусловлено изменением температуры „смоченного“ термометра вследствие изменения скорости его вентиляции в будке.

9. Повышение фактической точности измерений влажности воздуха на сети психрометрическим методом связано как с повышением репрезентативности измерения температуры „сухого“ и „смоченного“ термометров (психрометрической разности), так и со стабилизацией скорости вентиляции смоченного термометра. Последнее может быть достигнуто либо применением аспирационных головок, создающих постоянную скорость вентиляции, либо введением поправок на изменение скорости вентиляции. Для введения поправок можно воспользоваться графиками И. Е. Воробьева или формулой В. П. Пузанова, уточнив или более строго обосновав их на основе точного решения уравнения теплообмена для „смоченного“ термометра.

10. Учет погрешности за счет изменения скорости вентиляции „смоченного“ термометра и повышение фактической точности измерений температуры „сухого“ и „смоченного“ термометров (психрометрической разности) позволят повысить фактическую точность измерений влажности воздуха психрометрическим методом на сети до 1—2% относительной влажности для температур до —5°. Для повышения точности измерения влажности воздуха при температурах ниже —20° необходима разработка новых методов и приборов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев И. Е. Исследование аспирации в будке в условиях открытого места при больших скоростях ветра. Труды ГГО, вып. 43 (105), 1954.
2. Гольцман М. И. Микроструктура метеорологических элементов и срочные наблюдения. Изв. ГГО, 1933.
3. Гольцман М. И. О степени точности метеорологических измерений при обычных методах метеорологических наблюдений. Мет. вестник, № 5-6, 1935.
4. Гольцман М. И. Основы методики аэрофизических измерений. ГТТИ, 1950.
5. Гольцман М. И., Знаменский А. А. О термической структуре наземного слоя воздуха. Метеор. и гидрол., № 1, 1936.
6. Дроздов О. А. Метод построения сети метеорологических станций в равнинной местности. Труды ГГО, вып. 12, 1936.
7. Дроздов О. А. Уточнение в размещении станций II разряда рационально построенной сети на базе теории интерполяции. Труды ГГО, вып. 4 (66), 1947.
8. Дроздов О. А. О некоторых особенностях полей метеорологических элементов. Труды ГГО, вып. 19 (81), 1950.
9. Зворыкин Н. А. Исследования о психрометре. Ученые записки Моск. гос. универс., вып. 5, 1884.
10. Кондратьев Г. М. Регулярный тепловой режим. ГИТТЛ, 1954.
11. Кошечев С. М. Резкое понижение влажности воздуха. Метеор. и гидрол., № 3, 1952.

12. Лебедева К. Д., Смирнов С. А. Погрешности метода измерения температуры и влажности воздуха психрометрическими термометрами в будке. Труды ГГО, вып. 25 (87), 1951.
 13. Нехендзи Е. Ю. Определение теплоемкости и теплопроводности металлов. ЖТФ, т. XXIV, вып. 8, 1954.
 14. Попов В. И. Об определении температуры и влажности воздуха. Геофиз. сборн., т. 3, вып. 3, 1917.
 15. Пузанов В. И. Измерение влажности воздуха. Метеор. и гидрол., № 9, 1953.
 16. Решетов В. Д. Об инерции и чувствительности волосного гигрометра при низких температурах. Диссертация. 1951.
 17. Рубинштейн Е. С. Принципы построения сети метеорологических станций. Труды ГГО, вып. 12, 1936.
 18. Русин Н. П. Измерение вертикального градиента температуры в приземном слое воздуха для целей прикладной метеорологии. Труды ГГО, вып. 25 (87), 1951.
 19. Стернзат М. С. Погрешности измерения меняющихся во времени температур воздуха инерционными термометрами. Труды ГГО, вып. 43 (105), 1954.
 20. Шенрок А. М. В поисках точности. Метеор. и гидрол., № 10, 1936.
 21. Щербакова Л. Ф. Скорости движения воздуха внутри психрометрической будки и их влияние на точность измерений влажности. Труды НИУ ГУГМС, сер. 1, вып. 23, 1946.
 22. Юдин М. И. Принцип физического осреднения и законы турбулентной диффузии. ДАН СССР, т. 2, 1946.
 23. Юдин М. И. Некоторые вопросы теории метеорологических полей. Труды ГГО, вып. 19 (81), 1950.
 24. Яглом А. М. К учету инерции метеорологических приборов. Труды ГЕОФИАН, вып. 24 (115), 1954.
 25. Giblett M. A. The struktur of wind over level country Geoph. Met. № 54, 1932.
 26. Holzmann M. I. Zur Frage des Genauigkeitsgrades der Lufttemperatur und Feuchtigkeitbestimmungen in natürlichen Verhältnissen. Meteorologische Zeitschrift. H. 9. I. 1936.
-

РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС ДЕЯТЕЛЬНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И МЕТОДИКА ЕГО ОБРАБОТКИ

В настоящее время на сети гидрометслужбы свыше 100 метеорологических станций производят актинометрические наблюдения. На большинстве из них ведутся измерения только коротковолновой радиации (прямой, рассеянной и отраженной). На значительном количестве станций (около 25), кроме наблюдений над коротковолновой радиацией, с 1951—1952 гг. поставлены наблюдения и над радиационным балансом деятельной поверхности.

В настоящей работе приводятся результаты наблюдений над радиационным балансом и альбедо на 18 станциях Советского Союза, а также методика обработки материала. Мы ограничились рассмотрением только данных вопросов вследствие того, что о непосредственных систематических измерениях этих характеристик опубликованных данных еще недостаточно. Список станций, описание площадки, применяемые для измерения приборы и период, за который обработан материал, указаны в табл. 1.

Наблюдения над радиационным балансом и его составляющими на метеорологических станциях проводятся по единой методике, предусмотренной Методическими указаниями ГГО [4] в установленные 6 сроков: 0 ч. 30 м., 6 ч. 30 м., 9 ч. 30 м., 12 ч. 30 м., 15 ч. 30 м., 18 ч. 30 м. по среднему солнечному времени. Для некоторых станций, производивших в 1951 и 1952 гг. наблюдения при определенных высотах солнца — „массах“ — по старой методике [5] (станции Высокая Дубрава, Деркул, Куйбышев, Аскания-Нова), было сделано приведение величин радиационного баланса к принятым актинометрическим срокам.

Поверхность актинометрических площадок до 1954 г. представляла собой участок метеорологической площадки, с которой был удален растительный покров (аналогично участку для почвенных термометров). Начиная с 1954 г., с введением градиентных наблюдений, поверхность большинства актинометрических площадок рассматриваемых станций была покрыта травой (как и поверхность метеорологической площадки). На некоторых станциях (Воейково, Джаныбек, Ленинград) этот переход произошел еще в 1953 г. Изменение состояния деятельной поверхности следует иметь в виду в дальнейшем, при рассмотрении величины баланса и альбедо и их колебания от года к году.

Прямая радиация (S) измерялась на всех станциях термоэлектрическим актинометром (производство экспериментальных мастерских ГГО и завода Гидрометприборов в Тбилиси), рассеянная (D) и отраженная радиация (R_k) — альбедометром или пиранометром (того же производства). Радиационный баланс (B) на большинстве станций измерялся пиргеометром (эффективным пиранометром), на остальных — балансомером (производство экспериментальных мастерских ГГО)¹.

Радиационный баланс измерялся без прямой солнечной радиации, т. е. приборы (пиргеометр или балансомер) затенялись от солнца экраном.

¹ Буквенные обозначения потоков радиации приняты согласно действующей на сети станций инструкции.

Полный радиационный баланс получался путем добавления к измеренной по пиргеометру или балансомеру величине $B - S'$ прямой солнечной радиации S' , измеренной по параллельным наблюдениям по актинометру. Указанный метод получения радиационного баланса дает более точные результаты, чем при измерении баланса по незатененным приборам — балансомеру и пиргеометру, — ошибки которых, как известно, значительны [3, 8]. В связи с последним обстоятельством может возникнуть вопрос о возможности сравнения наблюдений, проведенных по балансомеру и пиргеометру. Для решения этого вопроса нами были сопоставлены наблюдения радиационного баланса, проводившиеся одновременно по пиргеометру и по балансомеру (Воейково, 1953 — 1955 гг., Деркул, 1951 г., „Гигант“, 1952 г.).

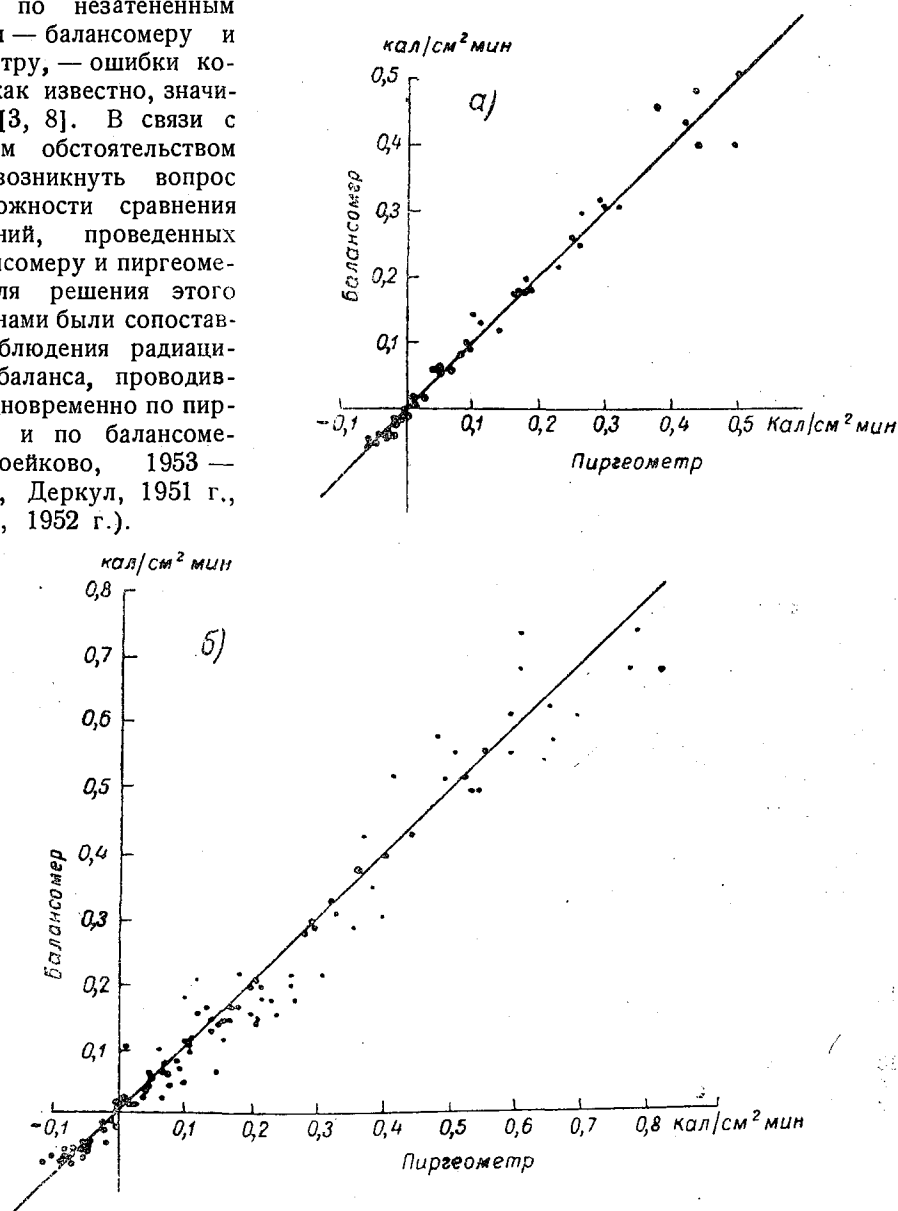


Рис. 1. Радиационный баланс по пиргеометру и по балансомеру (Воейково).
 а — средняя месячная интенсивность за отдельные сроки, 1954 г. (VIII — XII) и 1955 г. (I — VII),
 б — ежедневные наблюдения в августе 1954 г.

На рис. 1 приводятся корреляционные графики баланса (а, б), измеренного по пиргеометру и балансомеру. Как и следовало ожидать, большее рассеяние точек имеет место на графике б, где представлены ежедневные наблюдения по обоим приборам, в отличие от величин, осредненных за месяц (график а). Для полного представления сравнимости баланса, полученного по примененным в настоящее время на сети двум приборам, приводим таблицу значений баланса (табл. 2).

Список станций, по которым обработан

№ п/п.	Название станций	Широта	Долгота	Высота (м)	Период, за который обра- ботан материал
1	Тбилиси	41°43'	44°48'	403,0	1952—1955 гг.
2	Сухуми	43 01	41 01	26,0	1953, 1954 (не полностью)
3	Одесса	46 26	30 46	42,8	1951—1955 гг.
4	Аскания-Нова	46 27	33 53	28,5	1952 (не полностью), 1954—1955 гг.
5	Гигант	46 31	41 20	82,8	1952—1955 гг.
6	Деркул	49 02	39 45	57,4	1950—1955 гг.
7	Джаныбек	49 24	46 48	25,0	1953—1954 гг.
8	Киев	50 24	30 32	167,3	1953—1955 гг.
9	Куйбышев	53 15	50 13	136,0	1952—1955 гг.
10	Минск	53 56	27 38	231,2	1954 г.
11	Каунас	54 56	23 59	71,0	1953—1955 гг.
12	Высокая Дубрава (Свердловск)	56 44	61 04	290,0	1951—1955 гг.
13	Рига	56 58	24 02	29,9	1953 и 1954 гг.
14	Мыс Рожновский (Рыбинское во- дохранилище)	58 14	38 34	103,0	1954 г.
15	Тарту	58 21	26 41	76,3	1953—1955 гг.
16	Воейково	59 57	30 42	79,0	1952—1955 гг.
17	Ленинград	59 58	30 18	2,4	1953—1955 гг.
18	Якутск	62 01	129 43	99,5	1953 (не полностью), 1954—1955 гг.

•

Радиационный баланс, измеренный одновременно балансометром и пиргеометром
(средняя месячная интенсивность кал/см²мин.)

Станция Воейково (59°57' с. ш.)

1954 г.

Сроки наблюдений	Август		Сентябрь		Октябрь		Ноябрь		Декабрь		Январь	
	баланс-сомер	пир-геометр	баланс-сомер	пир-геометр	баланс-сомер	пир-геометр	баланс-сомер	пир-геометр	баланс-сомер	пир-геометр	баланс-сомер	пир-геометр
	0 час. 30 мин.	-0,04	-0,04	-0,05	-0,02	-0,03	-0,03	-0,03	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02
6 " 30 "	0,09	0,09	0,00	0,00	-0,02	-0,02	-0,02	-0,03	-0,01	-0,01	-0,02	-0,02
9 " 30 "	0,31	0,30	0,20	0,18	0,06	0,05	-0,01	-0,01	0,00	-0,01	-0,02	-0,02
12 " 30 "	0,40	0,44	0,32	0,29	0,10	0,09	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	-0,01
15 " 30 "	0,25	0,26	0,14	0,10	0,00	-0,01	-0,02	-0,03	-0,01	-0,01	-0,02	-0,01
18 " 30 "	-0,01	-0,01	-0,05	-0,06	-0,04	-0,04	-0,02	-0,03	-0,01	-0,01	-0,02	-0,01

1955 г.

Сроки наблюдений	Февраль		Март		Апрель		Май		Июнь		Июль	
	баланс-сомер	пир-геометр	баланс-сомер	пир-геометр	баланс-сомер	пир-геометр	баланс-сомер	пир-геометр	баланс-сомер	пир-геометр	баланс-сомер	пир-геометр
	0 час. 30 мин.	-0,02	-0,05	-0,05	-0,04	-0,03	-0,04	-0,04	-0,06	-0,05	-0,06	-0,06
6 " 30 "	-0,01	-0,01	-0,03	-0,03	0,00	0,00	0,13	0,11	0,18	0,17	0,18	0,19
9 " 30 "	0,00	0,00	0,02	0,01	0,08	0,08	0,26	0,25	0,49	0,44	0,44	0,42
12 " 30 "	0,02	0,01	0,06	0,04	0,18	0,18	0,31	0,32	0,46	0,38	0,51	0,50
15 " 30 "	-0,01	-0,01	0,00	0,00	0,12	0,14	0,22	0,23	0,30	0,26	0,40	0,38
18 " 30 "	-0,02	-0,02	-0,04	-0,04	-0,03	-0,03	0,02	0,03	0,05	0,05	0,06	0,07

Анализ параллельных наблюдений по обоим приборам показал, что различий в балансе, особенно в средних месячных величинах, практически нет. На основании полученных результатов, можно считать ряды наблюдений баланса по пиргеометру и балансомеру вполне сравнимыми. Этот вывод приобретает особое значение в связи с переходом с 1 января 1956 г. всей сети актинометрических станций к измерениям баланса по балансомеру и возникающей необходимостью увязки наблюдений за предыдущие годы, которые производились по пиргеометру.

Из ежедневных наблюдений для каждого срока была вычислена средняя месячная величина радиационного баланса (или, как принято говорить в актинометрии, интенсивность баланса) в $\text{кал/см}^2 \text{ мин.}$ Для станций, где наблюдения проводились в сроки, приуроченные к определенной высоте солнца, вычислялись средние месячные величины интенсивности, которые соответствовали данной высоте солнца. Затем строились графики суточного хода и с них снимались значения интенсивности радиационного баланса в принятые актинометрические сроки.

В сроки, когда измерения баланса не производились вследствие выпадения осадков, интенсивность баланса принималась равной нулю. Для сроков, когда отсутствует приход коротковолновой радиации или он незначителен (менее $0,05 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$), например в зимние и осенние месяцы, это допущение оправдывается.

В дневные сроки летом и весной даже при осадках коротковолновой баланс $B_k (B_k = Q - R_k)$ может значительно отличаться от нуля. В этом случае было бы правильнее допустить, что только длинноволновый баланс равен нулю. Но поскольку мы не располагали по всем станциям данными коротковолнового баланса в сроки с осадками, нам пришлось ограничиться допущением, что в эти сроки баланс равен нулю.

Учитывая, что продолжительность дождя при облачности, отличной от сплошной, т. е. когда баланс может быть значительным, сравнительно небольшая, это допущение не внесет существенной ошибки в расчет сумм баланса.

Средние месячные величины радиационного баланса ($\text{кал/см}^2 \text{ мин.}$) для каждого срока по всем годам приведены в прилож. I. Осредненные данные радиационного баланса для каждой поверхности (оголенной и естественной) даны в табл. 3 (а, б). Из данных прилож. I прежде всего следует, что средняя месячная интенсивность радиационного баланса устойчива и мало изменяется от года к году.

В табл. 4 приводятся разности интенсивностей баланса между соседними годами в летние месяцы.

Как уже отмечалось выше, в течение рассматриваемого периода деятельная поверхность на площадках изменилась. Для того чтобы оценить порядок и знак изменения радиационного баланса при переходе от одной деятельной поверхности к другой, необходимо исключить колебания его от года к году в связи с изменениями суммарной радиации. Для этой цели нами были построены графики связи между радиационным балансом B и поглощенной радиацией (коротковолновым балансом) B_k . На рис. 2 (а, б, в, г) приводятся такие данные для четырех пунктов: Одесса, Куйбышев, Высокая Дубрава, Воейково.

В случае заметного изменения радиационного баланса из-за различия в деятельной поверхности, на графиках должна была бы быть иная группировка точек, т. е. все точки, характеризующие одну поверхность, располагались бы, например, выше точек, соответствующих другой поверхности. Из приведенных на графиках данных следует, что разность между радиационным балансом оголенной и естественной площадок на рассматриваемых станциях такого же порядка, как и изменение значений радиационного баланса от года к году при одной и той же поверхности (10—15%). Приведенные графики представляют интерес и в том отношении, что вырисовывается достаточно четкая связь B_k и B , описываемая линейным уравнением, коэффициенты в котором изменяются с широтой. Наличие такой связи может использоваться для определения радиационного баланса по поглощенной радиации, что будет сделано нами в дальнейших работах.

Таким образом, изменение в состоянии деятельной поверхности (переход от оголенной площадки к площадке с растительным покровом) заметно на радиа-

Средняя месячная интенсивность радиационного баланса (кал/см²мин.)

Станция	Час. Мин.	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
Оголенная площадка													
Тбилиси	0 30	-0,08	-0,06	-0,07	-0,05	-0,06	-0,05	-0,06	-0,07	-0,07	-0,07	-0,06	-0,05
	6 30	-0,08	-0,06	-0,07	-0,04	-0,10	-0,15	-0,10	-0,04	-0,00	-0,05	-0,06	-0,06
	9 30	0,11	0,19	0,33	0,45	0,62	0,57	0,56	0,52	0,39	0,34	0,16	0,10
	12 30	0,28	0,40	0,51	0,63	0,72	0,82	0,81	0,74	0,58	0,40	0,27	0,21
	15 30	0,02	0,11	0,26	0,29	0,38	0,44	0,52	0,35	0,23	0,11	0,00	-0,02
Сухуми	0 30	-0,08	-0,08	-0,08	-0,07	-0,05	-0,04	-0,05	0,09	-0,10	-0,09	-0,07	-0,07
	6 30	-0,04	-0,04	-0,04	-0,04	-0,04	-0,04	-0,04	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,04
	9 30	-0,03	-0,03	-0,02	0,02	0,12	0,15	0,12	0,07	0,07	0,12	-0,04	-0,04
	12 30	0,12	0,15	0,34	0,40	0,56	0,63	0,60	0,43	0,39	0,34	0,19	0,10
	15 30	0,23	0,28	0,51	0,62	0,71	0,74	0,73	0,66	0,52	0,40	0,26	0,21
Одесса	0 30	0,03	0,09	0,20	0,31	0,35	0,50	0,44	0,35	0,24	0,03	0,03	0,02
	6 30	-0,04	-0,04	-0,04	-0,05	-0,04	-0,02	-0,02	-0,04	-0,04	-0,06	-0,06	-0,05
	9 30	-0,04	-0,05	-0,05	-0,04	-0,07	-0,06	-0,08	-0,08	-0,07	-0,06	-0,05	-0,04
	12 30	0,04	0,11	0,26	0,44	0,59	0,65	0,62	0,52	0,45	0,23	0,11	0,07
	15 30	0,11	0,32	0,43	0,56	0,71	0,74	0,76	0,59	0,45	0,33	0,16	0,12
Гигант	0 30	0,02	0,07	0,20	0,28	0,43	0,44	0,44	0,37	0,24	0,06	0,00	-0,01
	6 30	-0,03	-0,05	-0,06	-0,05	-0,02	0,01	0,02	-0,05	-0,08	-0,08	-0,05	-0,04
	9 30	-0,03	-0,04	-0,04	-0,06	-0,06	-0,06	-0,07	-0,06	-0,07	-0,06	-0,04	-0,03
	12 30	0,02	0,05	0,22	0,49	0,59	0,55	0,56	0,49	0,48	0,26	0,12	-0,02
	15 30	0,08	0,11	0,29	0,54	0,64	0,59	0,67	0,64	0,54	0,36	0,20	0,04
Деркул	0 30	0,01	0,05	0,14	0,27	0,33	0,36	0,42	0,34	0,22	0,10	0,00	0,08
	6 30	-0,03	-0,03	-0,04	-0,05	-0,02	0,01	0,01	-0,04	-0,07	-0,06	-0,04	0,00
	9 30	-0,02	-0,02	-0,04	-0,06	-0,06	-0,07	-0,06	-0,07	-0,06	-0,05	-0,04	-0,04
	12 30	0,04	0,02	0,11	0,43	0,51	0,56	0,59	0,08	0,03	0,20	0,10	0,01
	15 30	0,04	0,02	0,11	0,43	0,51	0,56	0,59	0,08	0,03	0,20	0,10	0,01

Кисев	12 30	0,08	0,09	0,19	0,48	0,56	0,69	0,58	0,80	0,45	0,27	0,16	0,07
	15 30	0,0	0,03	0,09	0,27	0,35	0,39	0,35	0,80	0,20	0,06	-0,01	0,02
	18 30	-0,03	-0,03	-0,04	-0,06	-0,02	0,02	0,01	-0,05	-0,08	-0,06	-0,05	-0,03
Куйбышев	0 30	-0,03	-0,03	-0,05	-0,06	-0,06	-0,06	-0,08	-0,07	-0,07	-0,06	-0,05	-0,03
	6 30	-0,02	-0,02	-0,03	0,05	0,15	0,19	0,15	0,07	0,01	-0,04	-0,04	-0,03
	9 30	0,01	0,04	0,25	0,30	0,47	0,57	0,56	0,41	0,33	0,21	0,09	0,02
	12 30	0,05	0,08	0,43	0,51	0,46	0,61	0,60	0,53	0,39	0,25	0,15	0,06
	15 30	-0,01	0,02	0,20	0,20	0,30	0,40	0,42	0,32	0,18	0,04	-0,02	-0,02
	18 30	-0,02	-0,03	-0,07	-0,05	-0,01	0,04	0,01	-0,04	-0,08	-0,07	-0,05	-0,03
Каунас	0 30	-0,02	-0,04	-	-0,07	-0,06	-0,08	-0,08	-0,08	-0,06	-0,03	-0,04	-0,06
	6 30	-0,02	-0,06	-	0,07	0,18	0,30	0,19	0,11	0,02	-0,04	-0,05	-0,04
	9 30	0,02	0,04	0,12	0,45	0,59	0,74	0,63	0,49	0,33	0,18	0,06	0,00
	12 30	0,05	0,09	0,24	0,55	0,66	0,72	0,65	0,61	0,41	0,26	0,12	0,04
	15 30	-0,04	0,01	0,12	0,30	0,40	0,42	0,36	0,33	0,20	0,06	-0,03	-0,04
	18 30	-0,04	-0,06	-0,05	-0,05	0,02	0,05	0,04	-0,04	-0,08	-0,06	-0,06	-0,04
Рига	0 30	-0,03	-0,03	-0,05	-0,06	-0,06	-0,06	-0,04	-0,06	-0,05	-0,06	-0,06	-0,03
	6 30	-0,03	-0,02	-0,01	0,07	0,14	0,20	0,12	0,09	0,01	-0,03	-0,04	-0,02
	9 30	-0,01	-0,01	0,16	0,37	0,48	0,50	0,38	0,38	0,24	0,13	0,03	0,00
	12 30	0,0	-0,01	0,25	0,48	0,48	0,46	0,44	0,44	0,24	0,20	0,09	0,03
	15 30	-0,02	-0,04	0,10	0,25	0,28	0,32	0,28	0,22	0,14	0,04	-0,01	-0,02
	18 30	-0,04	-0,04	-0,04	-0,04	0,02	0,06	0,04	-0,03	-0,06	-0,06	-0,05	-0,04
Высокая Дубрава (Свердловск)	0 30	-	-	-0,06	-0,06	-0,04	-0,03	-0,05	-0,04	-0,04	-0,02	-0,02	-0,01
	6 30	-	-	-0,02	0,08	0,14	0,19	0,18	0,10	0,03	-0,01	-0,01	-0,01
	9 30	-	-	0,17	0,35	0,46	0,57	0,41	0,47	0,23	0,09	0,04	0,00
	12 30	-	-	0,31	0,44	0,48	0,70	0,51	0,38	0,33	0,13	0,06	0,02
	15 30	-	-	0,12	0,28	0,31	0,51	0,36	0,32	0,16	0,03	-0,01	-0,02
	18 30	-	-	-0,05	-0,04	0,03	0,12	0,06	-0,02	-0,04	-0,03	-0,01	-0,01
Тарту	0 30	-0,04	-0,04	-0,04	-0,06	-0,06	-0,06	-0,07	-0,04	-0,04	-0,03	-0,01	-0,02
	6 30	-0,03	-0,04	-0,03	0,03	0,15	0,18	0,17	0,09	0,03	-0,03	-0,02	-0,02
	9 30	-0,01	0,01	0,06	0,34	0,40	0,49	0,46	0,39	0,20	0,10	0,00	-0,02
	12 30	0,0	0,04	0,13	0,43	0,43	0,56	0,53	0,46	0,26	0,16	0,00	0,00
	15 30	-0,03	-0,02	0,04	0,22	0,30	0,37	0,37	0,25	0,11	0,02	-0,03	-0,02
	18 30	-0,04	-0,05	-0,05	-0,05	0,01	0,07	0,07	-0,01	-0,04	-0,04	-0,04	-0,02
Тарту	0 30	-0,02	-0,02	-0,04	-0,06	-0,06	-0,05	-0,04	-0,04	-0,04	-0,04	-0,03	-0,02
	6 30	-0,02	-	-0,02	0,06	0,14	0,18	0,12	0,06	0,01	-0,02	-0,04	-0,02
	9 30	0,0	0,02	0,11	0,33	0,48	0,50	0,44	0,33	0,28	0,16	0,00	0,00

Станция	Час. Мин.	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
Воейково	12 30	0,02	0,02	0,14	0,38	0,48	0,52	0,54	0,39	0,28	0,12	0,04	0,01
	15 30	-0,03	-0,02	0,06	0,20	0,32	0,32	0,32	0,26	0,11	0,00	-0,03	-0,02
	18 30	-0,03	-0,03	-0,04	-0,04	0,03	0,08	0,06	-0,01	-0,05	-0,04	-0,02	-0,02
	0 30	0,00	-0,01	-0,02	—	-0,05	-0,05	-0,06	—	0,04	-0,01	-0,01	-0,02
	6 30	-0,01	-0,01	-0,01	—	0,19	0,18	0,16	0,08	0,00	-0,02	-0,02	-0,02
	9 30	0,00	0,00	0,03	—	0,39	0,34	0,40	0,26	0,12	0,04	0,00	-0,01
	12 30	0,00	0,02	0,07	—	0,42	0,40	0,42	0,29	0,21	0,04	0,01	0,00
	15 30	0,00	0,00	0,01	—	0,28	0,34	0,30	0,27	0,07	0,00	-0,01	-0,01
	18 30	-0,01	-0,01	-0,03	—	0,05	0,09	0,05	0,00	-0,03	-0,01	-0,01	-0,01
Площадка с естественным покровом													
Сухуми	0 30	—	—	—	—	—	-0,03	-0,03	-0,04	-0,07	-0,06	-0,04	-0,04
	6 30	—	—	—	—	—	0,10	0,08	-0,01	-0,01	-0,02	-0,03	-0,03
	9 30	—	—	—	—	—	0,43	0,48	0,37	0,37	0,33	0,16	0,08
	12 30	—	—	—	—	—	0,73	0,71	0,74	0,60	0,40	0,21	0,13
	15 30	—	—	—	—	—	0,47	0,49	0,38	0,25	0,13	0,04	0,00
	18 30	—	—	—	—	—	-0,02	-0,02	-0,03	-0,05	-0,04	-0,04	-0,03
Одесса	0 30	-0,03	-0,03	-0,04	-0,06	-0,06	-0,06	-0,07	-0,07	-0,07	-0,05	-0,01	-0,04
	6 30	-0,03	-0,02	-0,02	0,08	0,14	0,18	0,17	0,09	-0,01	-0,03	-0,01	-0,03
	9 30	0,02	0,16	0,20	0,42	0,54	0,69	0,72	0,56	0,45	0,17	0,06	0,04
	12 30	0,09	0,33	0,33	0,54	0,67	0,66	0,71	0,70	0,55	0,24	0,10	0,11
	15 30	0,00	0,13	0,15	0,26	0,35	0,38	0,38	0,41	0,24	0,07	0,01	-0,01
	18 30	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,02	0,01	0,02	-0,04	-0,08	-0,05	-0,02	-0,03
Аскания-Нова	0 30	-0,04	-0,03	-0,04	-0,06	-0,06	-0,06	-0,07	-0,06	-0,06	-0,04	-0,02	-0,03
	6 30	-0,02	-0,03	-0,01	0,06	0,12	0,17	0,16	0,10	0,03	-0,02	-0,02	-0,03
	9 30	0,03	0,08	0,21	0,43	0,46	0,60	0,56	0,54	0,42	0,20	0,10	0,06
	12 30	0,08	0,21	0,32	0,56	0,51	0,59	0,66	0,56	0,46	0,35	0,13	0,11
	15 30	-0,02	0,02	0,14	0,29	0,29	0,29	0,38	0,30	0,18	0,08	0,02	-0,01
	18 30	-0,04	-0,05	-0,05	-0,06	-0,02	0,00	0,02	-0,06	-0,07	-0,06	-0,02	-0,03
Гигант	0 30	—	—	—	—	—	—	—	-0,08	-0,09	-0,07	-0,04	-0,04
	6 30	—	—	—	—	—	—	—	0,10	0,02	-0,04	-0,03	-0,02
	9 30	—	—	—	—	—	—	—	0,48	0,43	0,27	0,12	0,06

Станция	Час. Мин.	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
Высокая Дубрава (Свердловск)	12 30	-0,02	0,00	0,12	0,44	0,56	0,66	0,53	0,49	0,26	0,12	0,02	0,00
	15 30	-0,04	-0,02	0,04	0,22	0,38	0,32	0,38	0,27	0,14	0,02	-0,03	-0,03
	18 30	-0,04	-0,03	-0,03	-0,03	0,05	0,10	0,06	-0,01	-0,04	-0,04	-0,04	-0,03
	0 30	-0,03	-0,03	-0,04	-0,07	-0,05	-0,06	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,06	-0,02
	6 30	-0,02	-0,02	-0,05	0,04	0,16	0,17	0,20	0,09	0,00	-0,03	-0,03	-0,02
	9 30	-0,02	-0,01	0,03	0,36	0,44	0,43	0,39	0,38	0,25	0,10	0,00	-0,01
	12 30	-0,01	0,02	0,08	0,47	0,47	0,41	0,57	0,38	0,22	0,14	0,01	-0,01
	15 30	-0,03	-0,01	0,02	0,29	0,33	0,29	0,38	0,28	0,13	0,01	-0,02	-0,03
	18 30	-0,04	-0,04	-0,05	-0,04	0,02	0,08	0,05	0,00	-0,04	-0,04	-0,03	-0,03
Воейково	0 30	-0,01	-0,03	-0,04	-0,06	-0,04	-0,04	-0,04	-0,04	-0,04	-0,02	-0,02	-0,02
	6 30	-0,01	-0,02	-0,02	0,04	0,15	0,18	0,12	0,08	0,00	-0,02	-0,02	-0,01
	9 30	-0,01	0,00	0,08	0,32	0,32	0,38	0,36	0,25	0,18	0,05	0,00	-0,01
	12 30	0,00	0,02	0,14	0,36	0,36	0,39	0,44	0,38	0,25	0,08	0,02	0,00
	15 30	-0,02	-0,02	0,04	0,20	0,28	0,28	0,24	0,22	0,08	0,00	-0,02	-0,01
	18 30	-0,01	-0,04	-0,03	-0,03	0,03	0,06	0,06	-0,01	-0,05	-0,03	-0,02	0,00
	0 30	-0,02	-0,02	-0,02	-0,05	-0,06	-0,04	-0,04	-0,04	-0,04	-0,04	-0,03	-0,02
	6 30	-0,02	-0,02	-0,02	0,04	0,13	0,17	0,12	0,06	0,00	-0,02	-0,02	-0,02
	9 30	0,01	0,00	0,09	0,30	0,34	0,39	0,33	0,25	0,17	0,05	0,00	0,00
Ленинград	12 30	0,00	0,03	0,16	0,38	0,41	0,47	0,40	0,32	0,24	0,08	0,02	0,00
	15 30	-0,02	-0,02	0,06	0,19	0,26	0,27	0,26	0,19	0,11	0,00	-0,02	-0,02
	18 30	-0,02	-0,04	-0,02	-0,02	0,01	0,01	0,02	-0,01	-0,04	-0,04	-0,02	-0,02
	0 30	-0,01	-0,01	-0,02	-0,04	-0,05	-0,06	-0,07	-0,07	-0,06	-0,02	-0,02	-0,01
	6 30	-0,01	-0,02	-0,02	0,06	0,19	0,19	0,18	0,09	0,00	-0,01	-0,02	-0,01
	9 30	-0,01	0,02	0,07	0,24	0,53	0,52	0,51	0,38	0,21	0,01	-0,02	0,00
	12 30	0,00	0,02	0,12	0,31	0,58	0,56	0,52	0,42	0,29	0,06	-0,03	0,00
	15 30	-0,02	-0,02	0,01	0,16	0,30	0,32	0,38	0,24	0,10	0,00	-0,03	-0,02
	18 30	-0,01	-0,02	-0,03	-0,04	0,05	0,07	0,04	-0,02	-0,07	-0,02	-0,02	-0,01
Якутск	0 30	-0,01	-0,01	-0,02	-0,04	-0,05	-0,06	-0,07	-0,07	-0,06	-0,02	-0,02	-0,01
	6 30	-0,01	-0,02	-0,02	0,06	0,19	0,19	0,18	0,09	0,00	-0,01	-0,02	-0,01
	9 30	-0,01	0,02	0,07	0,24	0,53	0,52	0,51	0,38	0,21	0,01	-0,02	0,00
	12 30	0,00	0,02	0,12	0,31	0,58	0,56	0,52	0,42	0,29	0,06	-0,03	0,00
	15 30	-0,02	-0,02	0,01	0,16	0,30	0,32	0,38	0,24	0,10	0,00	-0,03	-0,02
	18 30	-0,01	-0,02	-0,03	-0,04	0,05	0,07	0,04	-0,02	-0,07	-0,02	-0,02	-0,01

Разности интенсивности баланса между соседними годами в летние месяцы

Станция	Месяцы	Время наблюдений				
		6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	18 ч. 30 м.
1954 г. (травя) — 1953 г. (оголенная)						
Одесса	июнь	0,03	—0,04	—0,04	0,10	—0,01
	июль	0,00	0,10	—0,01	—0,09	0,02
1953 г. (оголенная) — 1952 г. (оголенная)						
Одесса	июнь	0,03	0,07	—0,08	0,05	0,01
	июль	0,01	—0,02	—0,09	0,01	—0,07
1954 г. (травя) — 1953 г. (оголенная)						
Куйбышев	июнь	—0,02	—0,10	—0,10	0,03	—0,03
	июль	—0,04	—0,13	—0,11	—0,08	0,00
1953 г. (оголенная) — 1952 г. (оголенная)						
Куйбышев	июнь	—0,08	—0,08	0,12	—0,01	0,02
	июль	0,02	0,02	0,16	0,20	0,02
1954 г. (травя) — 1953 г. (оголенная)						
Высокая Дубрава	июнь	0,01	—0,03	—0,07	—0,09	0,01
	июль	0,01	—0,05	0,04	0,02	—0,01
1953 г. (оголенная) — 1952 г. (оголенная)						
Высокая Дубрава (Свердловск)	июнь	0,00	—0,04	—0,02	0,04	0,00
	июль	0,01	—0,03	0,01	—0,01	0,01
1954 г. (травя) — 1953 г. (травя)						
Воейково	июнь	—0,03	0,03	—0,06	—0,05	—0,02
	июль	—0,05	—0,06	0,04	0,09	0,02
1953 г. (травя) — 1952 г. (оголенная)						
Воейково	июнь	0,02	0,03	—0,02	—0,04	—0,02
	июль	—0,01	—0,01	0,00	—0,10	0,00
1954 г. (травя) — 1953 г. (травя)						
Ленинград	июнь	0,00	—0,06	—0,06	—0,04	0,02
	июль	—0,06	0,02	0,13	0,09	0,02

ционном балансе не сказался. Объясняется это тем, что изменение альбедо, а следовательно, и колебание коротковолнового баланса (поглощенной радиации) вызывает прежде всего изменение температуры поверхности и связанного с ней длинно-

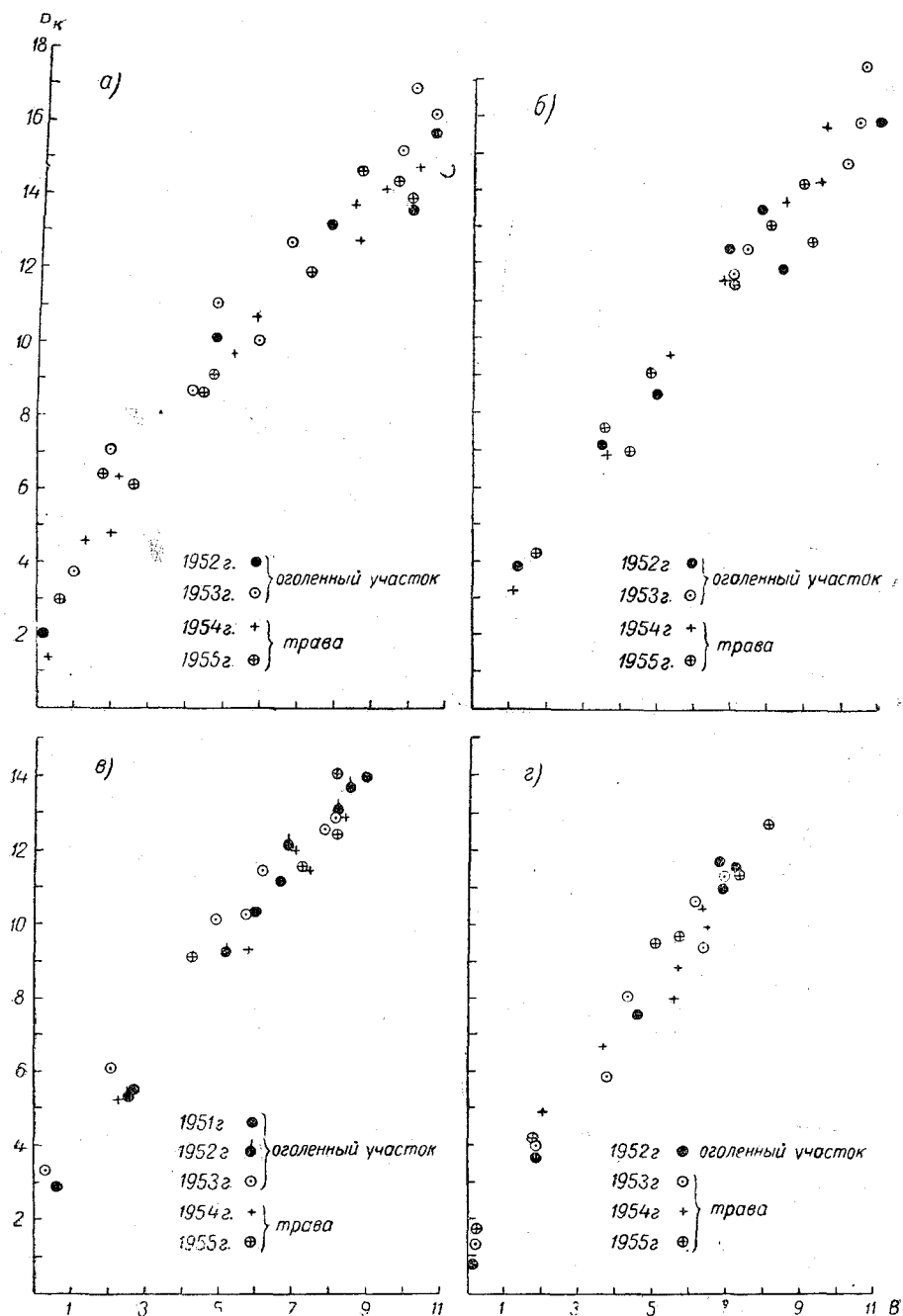


Рис. 2 (а, б, в, з). Связь радиационного баланса (B) с поглощенной радиацией (B_k).
а — Одесса, б — Куйбышев, в — Свердловск, з — Воейково.

волнового баланса (эффективного излучения). Причем, как правило, эти изменения имеют обратный знак. В результате радиационный баланс колеблется очень незначительно, а иногда и остается прежним.

Несмотря на то, что при ежедневных наблюдениях отмечается значительная изменчивость радиационного баланса (даже если одинаковая облачность, но разное состояние солнечного диска), его средняя месячная величина имеет четкую закономерность в широтном направлении. Радиационный баланс во все сроки убывает с юга на север.

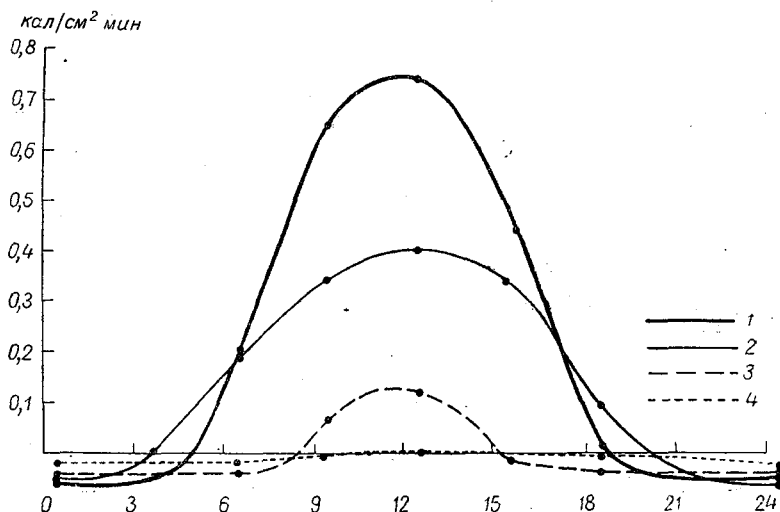


Рис. 3. Суточный ход радиационного баланса на оголенной площадке (среднемесячные значения).

1 — Одесса, июнь, 2 — Воейково, июнь, 3 — Одесса, декабрь, 4 — Воейково, декабрь.

Отчетливо виден суточный и годовой ход радиационного баланса. Суточная амплитуда радиационного баланса составляет зимой на юге 0,20—0,25 кал/см² мин., на севере 0,01—0,02 кал/см² мин.; летом на юге 0,75—0,80 кал/см² мин., на севере 0,40—0,50 кал/см² мин.

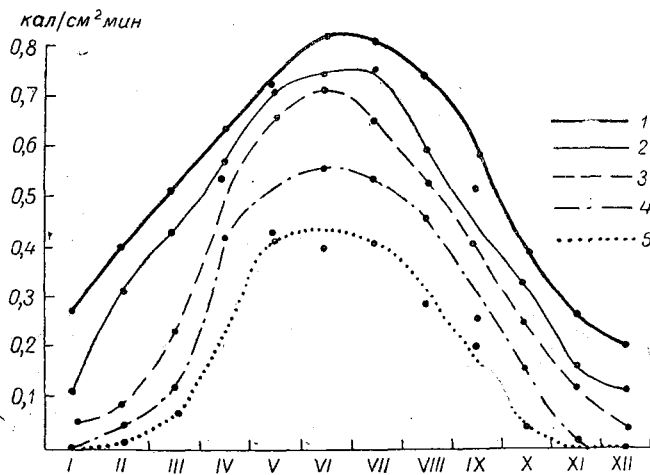


Рис. 4. Годовой ход полуденного радиационного баланса на оголенной площадке (среднемесячные значения).

1 — Тбилиси, 2 — Одесса, 3 — Куйбышев, 4 — Высокая Дубрава, 5 — Воейково.

На рис. 4 представлен годовой ход полуденного радиационного баланса (среднее из наблюдений 1952—1953 гг.), который, как видно из рисунка, на всех широтах выражен достаточно четко, причем максимум его повсеместно приходится на июнь (только в Одессе на июль), а минимум — на декабрь и январь. До широты 55° полуденный баланс в эти месяцы имеет положительные величины,

На рис. 3 приведен суточный ход радиационного баланса для южного и северного пунктов. Из сравнения кривых 1 и 2 на этом рисунке видно, что в июне продолжительность положительного радиационного баланса в северном пункте (Воейково) больше, чем в южном (Одесса), что находится в соответствии с длиной летнего дня. Зимой в северном пункте радиационный баланс во все сроки, за исключением полуденного, отрицателен (хотя вследствие значительной облачности и невелик по абсолютной величине).

Смена знака радиационного баланса в годовом ходе

Станция	Широта	Год	Последний месяц с отрицательным радиационным балансом	Прекращение устойчивого отрицательного радиационного баланса	Сход снежного покрова на площадке	Первый месяц с отрицательным радиационным балансом	Установление устойчивого отрицательного радиационного баланса	Появление снежного покрова на площадке
Якутск	62°01'	1953 1954 1955	февраль март	8/III 25/III	2/V 29/IV	ноябрь октябрь	16/X 19/X 21/X	13/X 6/X 30/IX
Ленинград	59 58	1953 1954 1955	февраль " " " "	26/II 28/II 15/III	15/III 21/III 13—16/IV, 20/IV	" " " ноябрь	14/X 11/X 29/X	6/XI 18/XI 21/XI
Бойково	59 57	1952 1953 1954 1955	" " " " " " март	17/III 2/III 27/II 4/IV	11/IV 27/III 23/III 25/IV	" " " октябрь ноябрь	27/X 29/X 12/X 31/X	1/XI 7/XI 15/XI 31/X
Тарту	58 21	1953 1954 1955	февраль " " март	15/III 2/III 31/III	3/IV 20/III 25/IV	" " " " "	31/X 11/XI 24/X	17/XII 17/XI 16/XI
Мыс Рожновский Рига	58 14 56 58	1954 1953 1954	февраль " " февраль	9/III " " 21/II	5/IV " " 4—14/III, 22/III	" декабрь ноябрь	4/XI 10/XI 16/XI	17/XI 18/XII 17/XI
Высокая Дубрава (Свердловск)	56 44	1951 1952 1953 1954 1955	" " " " март " " февраль	23/III 28/III 28/III 3/IV 20/III	31/III 18/IV 10/IV 7/IV 13/IV	" " " ноябрь " "	27/X 30/X 9/XI	30/X 27/X 1/XI
Каунас	54 56	1953 1954 1955	февраль " " " "	26/II 17/III 20/II	20/III 1—7/II, 6/IV 21/III	ноябрь " " " "	31/X 7/XI 13/XI	20/XII 29/XI 9/XII
Минск	53 56	1954	" "	20/II	21/III	" "	13/XI	22/XI

Куйбышев	53 15	1952 1953 1954 1955	" " " "	9/III 26/II 9/III	15/IV 1/IV 11/IV 2/IV	ноябрь " " "	10/XI 2/XI 17/XI 6/XI	20/XI 29/X 22/XI 7/XI
Киев	50 24	1953 1954 1955	январь февраль	26/II 12/II 21/II	15/III 2/III 14/III	" ноябрь	13/XI 12/XI 6/XI	16/XI 19/XII 21/XI
Джаныбек	49 24	1953 1954	февраль	14/III	31/III	декабрь	27/XII 4/XII 5/XII	30/XII 15/XII 3/XII
Деркул	49 02	1950 1951 1952	февраль январь	21/II в январе периода с устойчивым отрицат. рад. балансом не было	8/III 7/IV	" "	16/XI	21/XI
Гигант	46 31	1953 1954 1955 1952	в начале года месяца с отрицат. рад. балансом не было февраль январь "	25/II 29/I в январе периода с устойчивым отрицат. рад. балансом не было	25/III 27/III 1-11/II, 19-22/II, 12/III	декабрь в конце года месяца с отрицат. рад. балансом не было ноябрь	периода с устойчивым отрицат. рад. балансом в декабре не было 20/XI	27/XII 10-12/XII, 27/XII 19/XI-1/XII, 15/XII-31/XII
Одесса	46 2	1953 1954 1954	январь февраль "	3/III в январе периода с устойчивым отрицат. рад. балансом не было 16/I	31/III 1-12/I, 30/I-7/II, 15/II	в конце года месяца с отрицат. рад. балансом не было декабрь "	6/XII 22/XII	27-28/XII 31/XII 29/XII

а севернее 55° — нулевые, а иногда и отрицательные. Ночной радиационный баланс во все месяцы года повсеместно отрицателен, за исключением отдельных ночей, когда он имеет положительное значение (0,01—0,04), что связано с инверсией температуры. Для одного и того же пункта летом отрицательный баланс по абсолютной величине больше, чем зимой. Определяющим фактором здесь является облачность и температура деятельной поверхности.

В зимние месяцы (январь, февраль, ноябрь, декабрь) в пунктах, находящихся севернее 50° с. ш., радиационный баланс устойчиво отрицателен, южнее 50° с. ш. в отдельные годы бывает положителен.

Для практических целей интересно знать даты, когда радиационный баланс становится отрицательным (осенью) и когда снова положительным (весной). В табл. 5 приведены месяцы с отрицательным радиационным балансом, даты установления прекращения устойчивого отрицательного радиационного баланса и даты появления и исчезновения снежного покрова на площадке.

При определении дат установления и прекращения устойчивого отрицательного радиационного баланса мы воспользовались приемами агрометеорологов при установлении дат перехода средней суточной температуры через $0,5, 10^{\circ}$ [9]. Для определения даты установления устойчивого отрицательного радиационного баланса осенью мы просматривали средние суточные величины радиационного баланса (в кал/см² мин.) с 1 октября (для южных станций с 1 ноября) по 31 декабря. Обычно устойчиво положительные средние суточные величины радиационного баланса сменяются нулевыми, а затем отрицательными с неоднократным появлением положительных значений. Таким образом, после устойчивого положительного радиационного баланса всегда можно выделить несколько периодов (период включает несколько дней, а иногда только один день) с отрицательным балансом, прежде чем величина радиационного баланса станет устойчиво отрицательной.

По аналогии, для определения даты прекращения устойчивого отрицательного радиационного баланса просматривались средние суточные величины баланса с 1 января по 1 апреля (для некоторых северных станций по 10 апреля, а для южных станций по 1 марта).

Весной после устойчивого отрицательного радиационного баланса можно также выделить несколько периодов с положительным и отрицательным балансом, прежде чем радиационный баланс станет устойчиво положительным, т. е. прежде чем средняя суточная величина баланса будет иметь только знак плюс.

За каждый период с тем или другим знаком (плюс или минус) подсчитывалась сумма среднего суточного баланса, причем первым периодом осенью был период с отрицательным радиационным балансом, а весной — период с положительным радиационным балансом.

За дату установления устойчивого отрицательного радиационного баланса принимался первый день периода, сумма отрицательного баланса которого больше суммы положительного баланса любого из последующих периодов. За дату прекращения устойчивого отрицательного радиационного баланса весной (или в конце зимы) принимался первый день периода, сумма положительного баланса которого больше суммы отрицательного баланса любого из последующих периодов.

Для южных станций в некоторые годы нельзя было выделить даты установления и прекращения устойчивого отрицательного радиационного баланса, так как в течение всего месяца чередовались дни или ряд дней с положительным и отрицательным балансом.

В табл. 5, наряду с датами смены знака баланса, указаны даты появления и схода снежного покрова на площадке. Сопоставляя эти данные, можно сделать вывод, что устойчивый отрицательный радиационный баланс устанавливается, как правило, за несколько дней (5—15) до появления снежного покрова. Прекращается отрицательный радиационный баланс, как правило, за 20—30 дней до исчезновения снежного покрова. Исключением среди рассматриваемых станций является лишь Высокая Дубрава (Свердловск), где устойчивый отрицательный радиационный баланс устанавливается на несколько дней позднее появления снежного

Время восхода и захода солнца (среднее солнечное) для 15-го числа

Станция	Северная широта	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
		час. мин.	час. мин.	час. мин.	час. мин.	час. мин.	час. мин.	час. мин.	час. мин.	час. мин.	час. мин.	час. мин.	час. мин.
Время восхода													
Тбилиси	41°43'	7 25	6 56	6 13	5 23	4 40	4 24	4 38	5 07	5 39	6 12	6 50	7 20
Сухуми	43 01	7 28	6 58	6 13	5 20	4 37	4 20	4 34	5 05	5 37	6 13	6 52	7 24
Одесса	46 26	7 40	7 04	6 13	5 14	4 27	4 07	4 22	4 57	5 30	6 16	7 01	7 37
Берегово	48 13	7 46	7 08	6 14	5 12	4 18	4 00	4 16	4 53	5 34	6 16	7 06	7 44
Деркул	49 05	7 50	7 10	6 15	5 10	4 18	3 55	4 11	4 50	5 35	6 19	7 09	7 47
Джаныбек	49 24	7 51	7 11	6 13	5 10	4 17	3 52	4 09	4 49	5 34	6 20	7 10	7 49
Киев	50 24	7 54	7 13	6 15	5 08	4 13	3 48	4 05	4 46	5 34	6 20	7 13	7 53
Куйбышев	53 14	8 07	7 20	6 17	5 02	4 02	3 32	3 51	4 39	5 32	6 26	7 23	8 07
Минск	53 56	8 12	7 22	6 17	5 01	3 58	3 27	3 47	4 36	5 32	6 27	7 27	8 12
Каунас	54 56	8 17	7 24	6 17	4 59	3 54	3 20	3 30	4 33	5 31	6 28	7 31	8 18
Высокая Дубрава (Свердловск)	56 44	8 27	7 30	6 17	4 55	3 44	3 07	3 28	4 26	5 29	6 31	7 40	8 30
Рига	56 58	8 29	7 30	6 18	4 55	3 43	3 04	3 26	4 25	5 29	6 32	7 41	8 32
Мыс Рожновский	58 14	8 37	7 34	6 18	4 50	3 36	2 54	3 17	4 19	5 27	6 34	7 46	8 41
Тарту	58 41	8 40	7 36	6 18	4 47	3 31	2 48	3 12	4 17	5 27	6 35	7 50	8 46
Ленинград	59 57	8 49	7 40	6 18	4 45	3 24	2 36	3 02	4 12	5 26	6 38	7 56	8 57
Якутск	62 01	9 06	7 48	6 19	4 38	3 08	2 10	2 41	4 02	5 24	6 43	8 09	9 18
Время захода													
Тбилиси	41°43'	16 53	17 32	18 05	18 37	19 12	19 36	19 28	19 03	18 11	17 20	16 40	16 30
Сухуми	43 01	16 50	17 30	18 05	18 46	19 15	19 40	19 38	19 05	18 13	17 19	16 38	16 26
Одесса	46 26	16 40	17 25	18 05	18 46	19 33	19 53	19 50	19 13	18 13	17 16	16 29	16 13
Берегово	48 13	16 36	17 20	18 04	18 48	19 34	20 00	19 56	19 17	18 16	17 13	16 24	16 06
Деркул	49 05	16 28	17 08	18 05	18 50	19 34	20 05	20 01	19 20	18 15	17 13	16 21	16 03
Джаныбек	49 24	16 27	17 17	18 05	18 50	19 35	20 08	20 03	19 21	18 16	17 12	16 20	16 01
Киев	50 24	16 24	17 15	18 03	18 52	19 39	20 12	20 07	19 24	18 16	17 02	16 17	15 57
Куйбышев	53 14	16 11	17 08	18 01	18 58	19 50	20 28	20 21	19 31	18 18	17 06	16 07	15 43
Минск	53 56	16 06	17 06	18 01	18 59	19 54	20 33	20 25	19 26	18 18	17 05	16 03	15 38
Каунас	54 56	16 01	17 04	18 01	19 01	19 58	20 40	20 42	19 37	18 19	17 04	15 59	15 32
Высокая Дубрава (Свердловск)	56 44	15 51	16 58	18 01	19 05	20 08	20 57	20 44	19 44	18 21	17 01	15 50	15 20
Рига	56 58	15 49	16 58	18 00	19 05	20 09	20 56	20 46	19 45	18 21	17 00	15 44	15 18
Мыс Рожновский	58 14	15 41	16 54	18 00	19 10	20 16	21 06	20 55	19 51	18 23	16 58	15 44	15 09
Тарту	58 41	15 38	16 52	18 00	19 13	20 21	21 12	21 00	19 53	18 23	16 57	15 40	15 04
Ленинград	59 57	15 29	16 48	18 00	19 15	20 28	21 24	21 10	19 58	18 24	16 54	15 34	14 53
Якутск	62 01	15 12	16 40	17 59	19 22	20 44	21 50	21 31	20 08	18 26	16 49	15 21	14 32

Радиационный баланс (в кал/см² месяц)

Станция	Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Тбилиси (41°43' с. ш.)	1952	—	—	4 138	5 904	9 399	10 278	10 509	8 300	5 595	3 137	414	108	—
	1953	437	1 344	3 931	7 272	9 027	10 818	10 227	6 919	5 229	2 712	891	71	58 878
	1954	—149	1 207	3 283	5 520	7 882	8 712	10 218	7 883	3 612	2 654	714	254	54 794
	1955	338	1 730	3 091	4 596	7 468	9 477	9 269	6 866	4 242	2 898	—	—	—
Сухуми (43°03' с. ш.)	1953	725	1 440	4 460	6 345	7 821	9 963	9 545	7 279	—	—	936	363	—
	1954	—	—	—	—	—	8 736	9 222	7 583	5 070	3 108	1 503	636	—
Одесса (46°26' с. ш.)	1952	—	—	—	—	—	9 900	10 537	7 812	4 671	1 829	63	—195	—
	1953	—388	865	4 129	5 811	9 570	10 545	10 081	6 739	4 683	1 925	24	—400	53 584
	1954	—409	1 915	2 136	5 667	8 441	9 252	10 152	8 463	5 170	1 265	261	—68	52 245
	1955	31	672	2 505	4 580	8 621	9 915	9 486	7 195	4 263	1 704	144	—310	48 786
Аскания-Нова (46°27' с. ш.)	1952	—	700	3 013	6 678	7 703	—	—	—	—	—	—	—	—
	1953	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1954	—515	540	2 480	5 829	6 637	8 115	8 919	6 950	4 470	2 210	567	—127	46 115
	1955	375	868	3 488	5 424	8 606	9 048	8 138	6 631	5 193	2 278	429	—174	49 516
Гигант (46°31' с. ш.)	1952	—28	786	2 340	6 450	7 540	8 600	10 000	8 040	6 200	2 530	1 350	96	53 904
	1953	307	460	3 520	6 780	9 550	7 870	9 230	7 010	4 270	2 015	345	—601	50 756
	1954	—714	—700	1 460	5 700	8 290	8 640	8 980	6 590	4 580	2 095	507	139	45 547
	1955	—	—	—	4 218	10 323	9 105	9 021	—	—	—	—	—	—
Деркул (49°02' с. ш.)	1950	—	—	—	—	—	8 748	8 593	8 243	4 596	1 801	213	—344	—
	1951	—288	—92	3 044	5 934	6 467	9 825	9 015	6 649	4 311	1 538	342	—329	46 426
	1952	—56	176	34	6 207	7 517	8 601	8 782	7 319	4 491	1 761	141	—310	44 663
	1953	179	330	1 384	5 097	9 160	9 261	9 331	6 516	3 530	1 593	—50	—353	45 978
	1954	—65	—84	1 810	4 640	6 440	10 117	7 204	6 994	3 801	1 040	348	—484	41 761
	1955	—403	230	2 942	4 359	7 486	8 058	8 928	7 068	5 574	1 175	126	—232	45 311
Джаныбек (49°24' с. ш.)	1953	—	—	—	—	—	—	—	—	3 300	1 556	—330	—326	—
	1954	—425	—375	56	4 935	6 519	9 072	8 032	6 529	4 263	1 798	—	—	—

Киев (50°24' с. ш.)	1953	-443	-50	2 960	4 446	6 780	8 901	8 671	6 228	3 375	986	-111	-515	41 228
	1954	-583	140	2 046	4 284	5 816	9 447	7 950	6 615	3 717	995	-180	-378	40 394
	1955	-552	-45	1 807	4 590	7 505	7 482	8 451	6 928	3 582	1 318	84	-608	40 542
Куйбышев (53°15' с. ш.)	1952	-394	-675	—	4 980	8 416	11 256	7 957	7 102	3 495	1 156	-495	-1 828	—
	1953	-549	-445	1 773	7 242	10 348	10 914	10 701	7 610	4 152	1 556	-594	-499	52 209
	1954	-1 175	-610	1 903	5 463	9 632	9 798	8 568	7 046	3 650	1 088	-519	-911	43 933
Минск (53°56' с. ш.)	1953	-859	-241	1 132	4 920	8 348	9 117	8 813	7 208	3 576	1 119	-468	-902	41 763
	1954	-164	-199	1 770	3 435	8 079	7 641	5 909	5 710	2 931	828	-213	-264	35 463
Каунас (54°56' с. ш.)	1953	—	—	—	—	6 660	6 744	7 149	5 267	2 313	505	-837	-778	—
	1954	-1 066	-921	1 668	3 243	7 108	7 857	5 760	5 100	2 460	484	-420	-279	30 974
	1955	-663	-171	62	2 739	3 401	6 216	7 127	6 194	3 096	769	-321	-363	28 126
Высокая Дуб- рава (Сверд- ловск) (56°44' с. ш.)	1951	-1 565	-1 660	328	3 250	5 899	8 660	7 483	6 400	2 505	592	-1 622	-827	29 434
	1952	-1 440	-899	40	2 600	6 750	8 300	8 000	5 100	—	—	—	—	—
	1953	-1 032	-1 193	-260	4 890	6 157	7 728	8 014	5 704	2 106	369	-693	-716	31 074
Рига (56°58' с. ш.)	1954	-1 172	-689	-397	5 067	7 220	6 786	8 187	5 661	2 277	267	-1 110	-844	31 253
	1955	-933	-420	133	4 272	7 093	8 007	—	—	—	—	—	—	—
Мыс Рожнов- ский (58°14' с. ш.)	1953	—	—	—	4 986	7 270	10 731	7 781	6 445	3 760	636	9	-620	—
	1954	-341	-297	710	5 118	9 036	7 065	7 995	6 110	3 036	347	-339	-257	38 183
	1954	-1 630	-832	412	4 971	8 444	9 081	8 519	5 952	2 310	133	-1 119	-1 122	35 119
Тарту (58°23' с. ш.)	1953	-719	-272	12	5 130	7 350	8 331	7 465	5 515	3 151	312	-840	-626	34 809
	1954	-676	-748	1 030	3 813	7 604	7 740	8 240	4 932	2 463	111	-666	-536	33 307
	1955	-673	-428	-254	2 523	6 507	8 193	7 920	6 702	3 108	6	-447	-772	32 385
Ленинград (59°57' с. ш.)	1953	-670	-465	1 206	4 617	6 485	7 083	5 428	3 556	2 079	-93	-672	-632	27 922
	1954	-670	-529	635	3 648	5 053	6 408	6 482	4 622	1 908	-140	-807	-493	26 117
	1955	-676	-179	22	2 313	4 774	7 377	6 656	4 715	1 170	303	-524	-736	25 217
Воейково (59°58' с. ш.)	1952	-167	-151	87	6 723	6 723	7 110	6 820	4 498	1 775	73	-348	-558	25 862
	1953	-446	-711	468	4 308	6 126	6 981	6 330	3 720	1 845	239	-513	-363	27 984
	1954	-391	-680	679	3 645	5 602	6 154	6 154	5 524	2 031	-130	-942	-502	27 530
Якутск (62°01' с. ш.)	1955	-840	-409	-642	1 530	4 960	7 197	8 000	5 642	1 722	202	-561	-465	27 602
	1953	—	—	—	—	—	—	—	—	—	59	-420	-418	—
	1954	-384	-179	369	1 755	6 829	8 565	8 525	5 495	2 070	-50	-936	-344	31 715
	1955	-546	-594	-24	3 528	7 356	7 704	7 074	4 820	2 109	-260	-711	-670	29 855

покрова и прекращается за 5—15 дней до исчезновения снежного покрова. Объясняется это, по видимому, расположением метеорологической площадки на поляне, среди леса, где снежный покров по сравнению с открытым местом устанавливается раньше и сходит позднее.

Данные о переходе радиационного баланса через нуль с учетом состояния деятельной поверхности, по нашему мнению, могут быть использованы при изучении вопроса трансформации воздушных масс. Увязка же устойчивого отрицательного радиационного баланса с датами появления и схода снежного покрова даст возможность, располагая только сведениями о снежном покрове, оценить, хотя и приближенно, зимний радиационный режим.

Интересно отметить продолжительность периода с устойчивым отрицательным радиационным балансом в различных географических районах. Так, в зиму 1953-54 г. на северо-западе ЕТС (Ленинград, Воейково, Тарту, Каунас) период с устойчивым отрицательным радиационным балансом составлял около 120 дней, в Свердловске — 150 дней (увеличение периода связано с большей продолжительностью залегания снежного покрова). Длительный период с отрицательным радиационным балансом характерен и для районов Западного Казахстана — 130 дней (Джаныбек), что связано также с большей продолжительностью залегания снежного покрова в этих районах. Для пунктов, расположенных на юге ЕТС (Киев, Деркул, Гигант), продолжительность периода с устойчиво отрицательным радиационным балансом в зиму 1953-54 г. (когда этот период на юге был ярко выражен) составляла 80—100 дней. В Одессе, благодаря влиянию моря, этот период в рассматриваемую зиму составлял только 40 дней.

По средним месячным величинам радиационного баланса был подсчитан суточный и месячный баланс. При этом расчете необходимо было определить в суточном ходе время перехода радиационного баланса через нуль. В ряде работ [1, 6, 10] указывалось, что радиационный баланс переходит через нуль через час после восхода солнца и за полтора часа до его захода. В большинстве случаев эти данные получены на основании наблюдений, произведенных летом в безоблачную погоду. Поскольку мы интересуемся средними месячными характеристиками, необходимо было учесть все погодные условия. Для определения времени перехода радиационного баланса через нуль были использованы данные регистрации радиационного баланса на станциях Воейково и Тбилиси, круглосуточные наблюдения радиационного баланса во время комплексных экспедиций ГГО в Каменную Степь, Якутскую АССР, а также учащенные наблюдения радиационного баланса (через 3 часа) на станциях Киев, Аскания-Нова и Деркул.

На основании обработанного материала установлено, что южнее 55° с. ш. радиационный баланс переходит через нуль во все месяцы года через час после восхода солнца и за 1 час 10 мин. до захода солнца. Для районов, расположенных севернее 55° с. ш., эта закономерность сохраняется в месяцы без снежного покрова. В месяцы со снежным покровом (ноябрь—март) в этих районах радиационный баланс переходит через нуль спустя 1 час 30 мин. после восхода солнца и за 1 час 30 мин. до его захода, если он не отрицателен в течение суток. В табл. 6 приведено время восхода и захода солнца, к которому прибавлялись вышеуказанные поправки с соответствующим знаком для получения времени перехода баланса через нуль.

Суточный радиационный баланс рассчитывался методом трапеций. За основания трапеции принимались средние месячные величины интенсивности радиационного баланса в 6 сроков наблюдений и два значения баланса, равные нулю, а за высоту — интервал времени (в минутах) между сроками. Максимальный положительный суточный баланс наблюдается, как правило, в июне: 350—300 кал. на юге, 250—200 кал. на севере (прилож. II). Максимальные отрицательные суммы баланса приходятся на юге на декабрь, январь (—20, —30 кал.), на севере — на ноябрь (—20, —30 кал.).

Месячный радиационный баланс рассчитывался путем умножения величины баланса за средние сутки на число дней в данном месяце. Месячные и годовые суммы радиационного баланса приведены в табл. 7.

Радиационный баланс, рассчитанный указанным способом из 6 сроков наблюдений, сравнивался с радиационным балансом, рассчитанным по 8 срокам (0 час. 30 мин., 3 часа 30 мин., 6 час. 30 мин., 9 час. 30 мин., 12 час. 30 мин., 15 час. 30 мин., 18 час. 30 мин., 21 час. 30 мин.). Согласование получилось вполне удовлетворительное. Эти данные приведены ниже для станций Аскания-Нова и Киев (табл. 8).

Таблица 8

Радиационный баланс за месяц

Годы, месяцы	Количество сроков		Годы, месяцы	Количество сроков	
	8	6		8	6
Аскания-Нова			Киев		
1953 г.			1953 г.		
Ноябрь . . .	12	6	Июнь	8 940	8 901
Декабрь . . .	—118	—127	Июль	8 187	8 671
1954 г.			Август	5 890	6 228
Январь	—490	—515	Сентябрь . . .	3 363	3 375
Февраль . . .	521	540	Октябрь	912	986
Март	2 418	2 480	Ноябрь	—168	—111
Апрель	5 718	5 829	Декабрь	—511	—515
Май	6 488	6 637			
Киев			1954 г.		
1953 г.			Январь	—731	—583
Январь	—388	—443	Февраль	110	140
Февраль	—100	—50	Март	1 990	2 046
Март	3 391	2 960	Апрель	4 113	4 284
Апрель	4 368	4 446	Май	5 220	5 816
Май	6 877	6 780			

Проведенное сравнение подтверждает правильность принятой методики наблюдений в отношении распределения в течение суток шести актинометрических сроков.

Для станций с наибольшим периодом наблюдений (4—5 лет) мы вычислили среднюю величину радиационного баланса и определили отклонения ее в отдельные годы от средней. Эти данные приведены в табл. 9, 10, 11.

Полученный вывод о незначительном изменении радиационного баланса на рассматриваемых станциях при переходе от одной площадки к другой дало нам возможность для определения средней удлинить ряды наблюдений, объединив все годы.

Наибольшие колебания радиационного баланса от года к году наблюдаются в зимние и осенние месяцы (имеются в виду не абсолютные величины, а относительные), что определяется состоянием деятельной поверхности — наличием снежного покрова или отсутствием его. В летние месяцы колебания радиационного баланса от года к году значительно меньше, и отклонения месячных сумм баланса от средней в этот период составляют 5—10%. Несмотря на то, что средняя величина баланса вычислена только по четырех-пятилетнему ряду лет наблюдений и не может быть в достаточной степени нормой, все же повсеместно видна тенденция возрастания величины баланса в 1952 г. и понижения в 1954 г. по сравнению со средней величиной.

Данные табл. 7 и 9 до некоторой степени дают представление о закономерностях распределения радиационного баланса на Европейской территории СССР.

При сравнении полученных нами сумм баланса с расчетными [2] следует отметить, что величины радиационного баланса, вычисленные по непосредственным

Месячный радиационный баланс (кал/см² месяц)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Тбилиси (ср. из 1952— 1955 гг.)	209	1 427	3 611	5 823	8 439	9 821	10 056	7 492	4 670	2 850	673	144	55 215
Одесса (ср. из 1952— 1955 гг.)	—276	1 151	2 923	5 346	8 877	9 903	10 064	7 552	4 697	1 681	116	—221	51 813
Гигант (ср. из 1952— 1955 гг.)	—145	182	2 440	5 787	8 926	8 554	9 303	7 213	5 017	2 213	734	—122	50 102
Деркул (ср. из 1950— 1955 гг.)	—133	112	1 843	5 247	7 414	9 102	8 642	7 159	4 500	1 485	199	—364	45 206
Куйбышев (ср. из 1952— 1955 гг.)	—744	—493	1 603	5 651	9 186	10 271	9 012	7 242	3 718	1 230	—519	—1 035	45 122
Высокая Дуб- рава (ср. из 1951—1955 гг.)	—1 228	—972	—31	4 016	6 622	7 896	7 921	5 716	2 296	409	—1 142	—796	30 707
Воейково (ср. из 1952— 1955 гг.)	—461	—488	148	3 161	5 843	6 882	6 901	4 846	1 843	96	—591	—472	27 708

наблюдениям, больше рассчитанных (примерно на 10—15%). Для южных районов это превышение может быть отнесено за счет различий в деятельной поверхности. При расчетах принималось альbedo, характерное для растительного покрова (хотя при вычислении эффективного излучения вводилась поправка на разность температуры воздуха и поверхности оголенной площадки), а наши наблюдения проводились в летний период над оголенной поверхностью. Но для районов севернее 50—53° с. ш. различие в расчетном и измеренном балансе полностью отнести за счет иной деятельной поверхности нельзя. По нашему мнению, данные непосредственных наблюдений могут уточнить величины баланса, полученные расчетным путем.

Для более полной характеристики радиационного баланса рассмотрим величины альbedo $A_k \left(A_k = \frac{R_k}{Q} 100 \right)$, полученные из непосредственных наблюдений на рассматриваемых нами станциях. На основании ежедневных наблюдений были вычислены средние месячные значения альbedo для каждого дневного срока. Эти данные приведены в табл. 12 и прилож. III. При анализе величин альbedo следует обращать внимание на сведения об изменении деятельной поверхности, указанные в табл. 1. Так, увеличение альbedo поверхности на южных станциях (Одесса, Джаныбек, Гигант, Киев, Куйбышев) в 1954 г. по сравнению с предыдущими годами (имеется в виду вегетационный период) объясняется переходом от площадки оголенной (пар — в большинстве чернозем) к площадке, покрытой травой. На более северных станциях (Каунас, Высокая Дубрава, Воейково) переход от оголенной площадки к площадке с растительным покровом привел к уменьшению альbedo в летние месяцы. Довольно светлые почвы на станциях (супесчаные, суглинистые) имеют альbedo выше, чем почва, покрытая травой. Ход альbedo на площадке оголенной и с естественным покровом приведен на рис. 5.

При сопоставлении двух соседних станций: Ленинград и Воейково отчетливо видно влияние городских условий на величину альbedo в зимние месяцы. Станция Ленинград расположена в городе рядом с промышленными объектами, станция

Таблица 10

Отклонение радиационного баланса в отдельные годы от средней величины (в кал/см²/месяц)

Станция	Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Тбилиси	1952	—	—	527	81	960	457	453	808	925	287	259	-36
	1953	228	-83	320	1 449	588	997	171	-573	559	-138	298	-73
	1954	-258	-220	-328	-303	-777	-1 109	162	391	-1 058	-196	41	110
	1955	129	303	-520	-1 227	-971	-344	-787	-626	-428	48	—	—
	1952	—	—	—	—	—	-3	473	260	-28	148	-53	26
Одесса	1953	-112	-286	1 206	465	693	642	17	-813	-14	244	-92	-179
	1954	-133	800	-787	321	-436	651	88	911	473	-416	145	153
	1955	245	-443	-418	-786	-256	12	-578	-357	-434	23	—	—
	1952	173	604	-100	663	-1 386	46	697	827	1 183	317	616	218
	1953	452	278	1 080	993	624	-684	-73	-203	-747	-198	-389	-479
Гигант	1954	-569	-882	-980	-178	-636	86	-443	-623	-437	-118	-227	261
	1955	—	—	—	-1 660	1 397	551	-282	—	—	—	—	—
	1950	—	—	—	—	—	-354	-49	1 084	96	316	14	20
	1951	-155	-204	1 201	687	-947	723	373	-510	-189	53	143	35
	1952	87	64	-1 809	960	103	-502	140	160	-9	276	-58	54
Деркул	1953	312	218	-459	-150	1 746	159	689	-643	-970	108	-249	11
	1954	68	-196	-33	-687	-974	1 015	-1 438	—	—	-445	149	-120
	1955	270	118	1 099	-888	72	-1 044	286	91	1 074	-310	—	—
	1952	350	-182	—	-671	-770	985	-1 045	-140	-223	-74	24	-793
	1953	195	48	170	1 591	1 162	643	1 689	368	434	326	-75	536
Куйбышев	1954	-431	-117	300	-118	442	-473	-544	-196	-68	-142	0	124
	1955	-115	-252	-471	-731	-838	-1 154	-119	-34	-242	-111	51	133
	1951	-337	-688	359	-766	-832	764	-438	684	209	183	-480	-31
	1952	-212	73	71	-1 416	128	404	79	-616	—	—	—	—
	1953	196	-221	-229	874	-465	-168	93	-12	-190	-40	449	80
Высокая Дубрава	1954	56	283	-368	1 051	598	-1 110	266	-55	-19	-142	32	-48
	1955	295	552	164	256	471	111	—	—	—	—	—	—
	1952	294	337	-61	—	880	228	-156	-348	-68	-23	243	-86
	1953	15	-223	320	1 147	283	99	-346	-1 126	2	143	78	109
	1954	70	-192	531	484	-241	-642	-522	678	188	-226	-351	-30
Воейково	1955	-379	79	-790	-1 631	-883	315	1 024	796	-122	106	30	7

Таблица 11

Отклонение радиационного баланса в отдельные годы от средней величины (в процентах)

Станция	Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Тбилиси	1952	—	—	15	1	11	5	4	11	20	10	-39	-25
	1953	110	-6	9	25	7	10	2	-8	12	-5	-32	-50
	1954	-172	-15	-9	-5	-9	-11	2	5	-23	-7	6	76
	1955	62	-21	-14	-21	-11	-3	-8	-8	-9	2	—	—
	1952	—	—	—	—	—	0	5	3	-1	9	-46	12
Одесса	1953	-40	-25	41	9	8	6	0	-11	0	14	-79	-81
	1954	-48	72	-27	6	-5	-6	1	12	10	-25	125	69
	1955	89	-40	-14	-15	-3	0	-6	-5	-9	1	—	—
	1952	—	—	-4	11	-16	0	7	11	24	14	84	—
	1953	—	—	44	17	7	-8	-1	-3	-15	-9	-53	—
Гигант	1954	—	—	-40	-3	-7	1	-5	-9	-9	-5	-31	—
	1955	—	—	—	-28	16	6	-3	—	—	—	—	—
	1950	—	—	—	—	—	-4	-1	15	2	21	7	5
	1951	-116	—	65	-13	-13	-8	4	-7	-4	4	72	10
	1952	65	57	-99	18	1	-5	2	3	0	18	-29	15
Деркул	1953	—	—	-25	-3	23	2	8	-9	22	7	-125	-3
	1954	68	—	-2	-11	-13	11	-17	—	—	-30	75	-33
	1955	—	—	60	-17	1	11	3	1	24	-21	—	—
	1952	47	-37	—	-12	-8	10	-12	-2	-6	-6	4	-76
	1953	26	10	10	28	13	6	19	5	12	26	-15	52
Куйбышев	1954	-58	-24	19	-3	5	-5	-6	-3	-2	-12	0	12
	1955	-15	-51	3	-13	-9	-11	-2	0	-6	-9	10	13
	1951	-27	-70	—	-19	-12	10	-5	12	9	45	-42	-4
	1952	-17	7	—	-35	2	5	1	-11	—	—	—	—
	1953	16	-23	—	22	-7	-2	1	0	-8	-10	39	10
Высокая Дубрава	1954	4	29	—	26	10	-14	3	-1	-1	-35	3	-6
	1955	24	57	—	6	7	1	—	—	—	—	—	—
	1952	64	69	—	—	15	3	-1	-7	-4	—	41	-18
	1953	3	-46	—	36	5	1	-4	-23	0	—	13	23
	1954	15	-39	—	-52	-4	-9	-6	14	10	—	-59	-6
Воейково	1955	-82	16	—	—	-15	4	16	16	-6	—	5	0

Среднемесячные величины альбедо

Станция	Час. Мин.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Оголенная площадка													
Тбилиси	6 30			17	21	18	16	18	20	29	37		
	9 30	18	20	18	16	15	14	15	16	18	18	20	21
	12 30	15	17	16	15	15	13	15	15	16	18	17	17
	15 30	21	17	17	17	15	14	15	17	18	19	25	22
	18 30					22	20	22	24				
Сухуми	6 30			25	23	19	20	20	22	33	22		
	9 30	20	21	17	19	19	22	23	21	19	18	24	22
	12 30	19	18	17	19	22	19	21	21	21	19	27	28
	15 30	21	22	20	20	21	20	22	21	20	20	32	35
	18 30			44	29	22	25	25	24				
Одесса	6 30			20	17	15	15	17	18	18	18		
	9 30	35	26	15	14	14	14	16	16	14	14	14	20
	12 30	27	23	14	14	14	15	16	16	16	18	13	18
	15 30	30	20	14	16	14	14	16	16	16	14	15	14
	18 30			17	14	14	14	16	16				
Гигант	6 30			51	16	12	12	13	12	14			
	9 30	47	54	45	12	11	12	12	11	12	12	16	34
	12 30	48	53	40	11	11	12	12	12	12	12	22	30
	15 30	46	51	39	10	11	11	12	12	13	12	23	32
	18 30					11	11	11	9				
Деркул	6 30			59	21	10	16	12	12	12	13		
	9 30	47	72	63	13	9	9	10	10	10	11	15	42
	12 30	32	64	60	13	8	9	9	10	9	12	16	38
	15 30	46	69	57	14	9	10	10	10	11	13	20	60
	18 30			9	11	12	12	14	16				
Киев	6 30			27	14	15	16	18	17	20	29		
	9 30	58	63	28	12	15	16	17	17	16	17	24	42
	12 30	55	60	22	13	15	17	18	17	16	17	21	40
	15 30	59	59	22	13	15	17	18	18	16	17	24	45
	18 30			16	17	17	18	19	17				
Куйбышев	6 30			61	22	10	11	10	11	12			
	9 30	66	66	64	19	10	10	10	9	10	14	46	64
	12 30	67	68	64	14	10	10	10	10	10	13	44	64
	15 30	64	70	62	18	12	12	10	11	12	24	71	69
	18 30			27	14	15	15	13	14				
Каунас	6 30				16	16	22	20	22	21			
	9 30	65	77	34	14	18	20	21	21	20	18	24	
	12 30	70	77	32	14	18	20	20	23	23	20	24	41
	15 30	62	76	26	14	20	21	21	25	22	21	29	38
	18 30				19	22	24	23	22	26			

Станция	Час. Мин.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Рига	6 30 9 30 12 30 15 30 18 30		62 61 60		17 12 13 15 22	15 12 16 13 22	18 15 17 15 20	18 15 16 17 20	16 15 15 17 19	18 16 18 16	14 15 13	25 18	43 48
Высокая Дубрава (Свердловск)	6 30 9 30 12 30 15 30 18 30	77 76 77	72 76 74	70 72 73 70	30 31 29 28 26	21 20 20 20 20	20 19 20 20 20	20 19 19 20 20	20 19 20 20 21	18 16 16 17	20 18 17	74 72 68	74 83
Тарту	6 30 9 30 12 30 15 30 18 30	56 62 64	71 73 72	58 51 48 48	21 18 18 18 26	18 18 18 19	18 18 18 19 20	18 18 18 19 19	16 16 17 18	15 16 16 16	19 16 16 18	32 34	56 49
Воейково	6 30 9 30 12 30 15 30 18 30	63 60 55	80 82 80	69 79 78 80	30 23 24 23 21	18 18 20 22 25	23 22 21 23 26	21 21 23 23 24	22 20 20 22 25	23 18 18 19	26 22 23	57 65 83	66 62

Площадка с естественным покровом

Сухуми	6 30 9 30 12 30 15 30 18 30						20 19 19 20 23	19 17 17 20 14	15 17 17 18 21	19 18 18 20	16 18 18 20	17 18 24	19 18 23
Одесса	6 30 9 30 12 30 15 30 18 30	50 52 44	28 28 25	14 14 15	16 14 14 15	14 13 13 14	21 19 19 20 22	21 19 18 18 22	22 18 17 17	18 18 17 18	15 15 16	14 16	17 15
Аскания-Нова	6 30 9 30 12 30 15 30 18 30	68 66 69	67 66 63	23 21 21	22 18 17 18	22 22 20 20 27	21 17 19 20 23	21 17 17 17 22	24 19 18 20 28	24 20 20 21	20 18 17	18 18 24	25 22 30
Гигант	6 30 9 30 12 30 15 30 18 30								13 13 13 12	21 16 16 16	15 15 16	15 15 18	18 13
Джаныбек	6 30 9 30 12 30 15 30 18 30	78 78 74	78 76 74	68 72 67 69	24 19 19 20	26 26 26 30	28 25 26 26 30	27 26 26 26 29	27 24 23 26 32	32 26 25 28	40 18 16 16		

Станция	Час. Мин.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Киев	6 30			22	15	18	21	23	21	25	27		
	9 30	65	63	15	11	15	19	20	19	21	20	40	61
	12 30	69	64	14	12	16	19	20	20	21	19	41	56
	15 30	65	60	13	13	16	20	21	20	21	21	41	70
	18 30				15	17	20	20	20				
Куйбышев	6 30			47	17	9	13	14	15	16			
	9 30	64	66	52	17	10	13	14	13	13	13	15	49
	12 30	69	72	52	12	11	12	13	13	12	13	15	50
	15 30	64	73	51	12	11	13	14	14	15	13	15	73
	18 30					12	15	17	19				
Минск	6 30				16	16	24	19	19	20			
	9 30	72	74	37	12	16	21	18	17	17	17	33	65
	12 30	75	74	40	12	16	20	18	16	16	17	30	65
	15 30	55	66	33	15	19	22	20	17	17	18		
	18 30					21	24	22	23				
Каунас	6 30								17	19			
	9 30								15	17	17	21	56
	12 30								16	16	16	16	46
	15 30								18	19	18		
	18 30												
Мыс Рожнов- ский	6 30			68	21	16	19	21	23	27			
	9 30	76	78	67	19	14	17	19	20	18	24	37	59
	12 30	77	77	66	17	14	17	18	17	17	20	40	58
	15 30	83	78	62	18	16	18	20	17	19	20		
	18 30				17	19	21	24	29				
Высокая Дубрава (Свердловск)	6 30			64	29	19	21	19	18	20			
	9 30	74	75	67	26	16	18	17	17	18	22	58	60
	12 30	73	73	62	20	16	17	16	17	18	22	52	66
	15 30	70	71	62	21	17	17	16	17	17	18		
	18 30				26	18	20	17	18				
Воейково	6 30			62	20	14	18	21	20	22			
	9 30	76	72	52	15	14	18	20	19	20	24	54	80
	12 30	70	67	48	14	15	18	19	18	20	22	46	60
	15 30	79	70	48	15	16	18	19	20	22	28		
	18 30				22	19	20	22	24				
Ленинград	6 30				13	16	20	21	22				
	9 30	64	56	36	10	15	17	20	20	22	20	28	44
	12 30	60	55	32	9	16	17	20	20	22	19	34	46
	15 30	50	54	32	10	16	18	22	22	24	22		
	18 30					18	20	22	24				
Якутск	6 30			73	57	15	18	21	23	27			
	9 30	78	77	75	62	15	17	20	20	19	66	76	63
	12 30	82	85	79	63	15	18	19	21	19	67	88	80
	15 30	76	86	83	65	15	19	21	22	20	65	58	
	18 30				65	17	23	24	25				

Воейково в 30 км от Ленинграда, на открытом месте. В соответствии с этим величины альbedo поверхности в зимний период на станции Ленинград значительно снижены из-за загрязнения снега копотью и сажей.

Анализируя суточный ход альbedo, следует отметить возрастание его величин в утренние и вечерние часы по сравнению с полуденными на 2—5% (в те месяцы, когда нет снежного покрова). Хотя вопрос о суточном ходе альbedo и причинах, вызывающих его, неоднократно поднимался в литературе последних лет, хочется отметить, что величина колебания альbedo иногда приводится значительно преувеличенной [7] по сравнению с тем, что получено нами при обработке массового

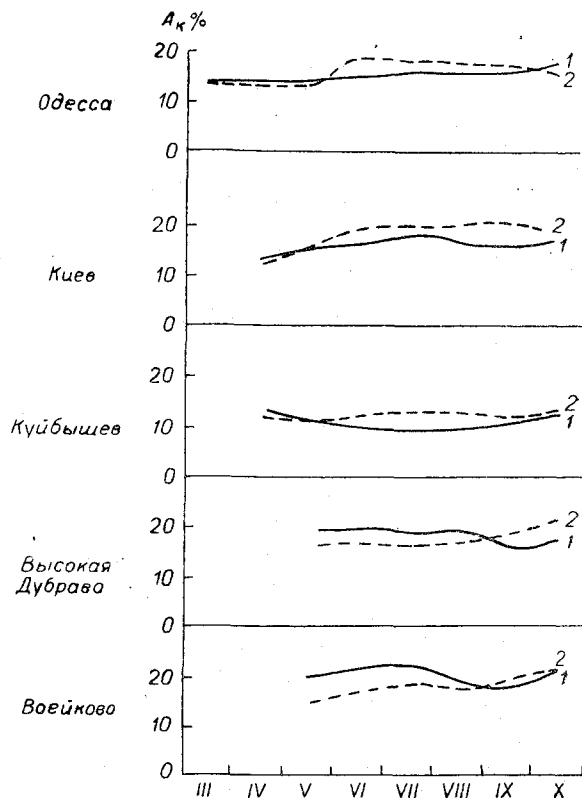


Рис. 5. Среднемесячная величина альbedo.
1 — оголенный участок, 2 — участок с естественным покровом.

материала. Суточный ход альbedo поверхности, покрытой снегом, по нашим данным не заметен.

В заключение следует отметить, что, располагая небольшим материалом первых лет наблюдений (3—5 лет), нельзя сделать каких-либо выводов о радиационном режиме отдельных районов нашей страны, что представляет наибольший интерес и является задачей ближайшего будущего. Однако мы считаем, что предварительное сообщение, методика обработки, некоторые выводы, а также цифровой материал могут быть использованы в исследовательской и практической работе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзенштат Б. А., Кириллова Т. В., Лайхтман Д. Л., Огнева Т. А., Тимофеев М. П., Цейтин Г. Х. Изменение теплового баланса деятельной поверхности при орошении. Труды ГГО, вып. 39, 1953.
2. Берлянд Т. Г. и Ефимова Н. А. Месячные карты суммарной солнечной радиации и радиационного баланса территории Советского Союза. Труды ГГО, вып. 50 (112), 1955.

3. Логинова З. А. и Янишевский Ю. Д. Испытание балансомеров и пиргеометров. Труды ГГО, вып. 46 (108), 1955.
4. Методические указания гидрометстанциям, № 4. ГГО, 1954.
5. Наставление гидрометстанциям и постам. Вып. 5, 1947.
6. Пивоварова З. И. Радиационный баланс пустыни. Труды НИУ, вып. 39, 1946.
7. Плешкова Т. Т. Альbedo растительного покрова. Труды ГГО, вып. 46 (108), 1955.
8. Росс Ю. К. и Тооминг Х. Г. Об измерении радиационных потоков при помощи пиргеометра. Печатается в данном сборнике, 1956.
9. Руководство по составлению и подготовке к печати агрометеорологических ежегодников. ЦИП, 1955.
10. Сапожникова С. А. Изменение ветра с высотой в нижнем слое воздуха. Труды НИУ, вып. 33, 1946.

Средняя месячная интенсивность радиационного баланса

Станция	Широта	Долгота	Год	Январь						Февраль					
				0 ч. 30 м.	6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	18 ч. 30 м.	0 ч. 30 м.	6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	18 ч. 30 м.
Тбилиси	41°43'	44°48'	1952	—0,09	—0,10	0,12	0,31	0,02	—0,11	—0,09	—0,09	0,23	0,48	0,11	—
			1953	—0,06	—0,07	0,10	0,24	0,03	—0,06	—0,04	—0,04	0,15	0,31	0,11	—0,12
			1954	—0,04	—0,04	0,09	0,20	0,01	—0,05	—0,05	—0,05	0,20	0,37	0,10	—0,05
			1955	—0,04	—0,04	0,12	0,23	0,03	—0,04	—0,04	—0,03	0,15	0,28	0,09	—0,06
			1953	—0,04	—0,03	0,12	0,23	0,03	—0,04	—0,04	—0,03	0,15	0,28	0,09	—0,04
Сухуми	43 03	41 01	1951	—	—	0,05	0,10	—	—	—	—	0,15	0,26	0,10	—
			1952	—	—	0,06	0,14	0,02	—	—	—	0,13	0,27	0,04	—
			1953	—0,04	—0,04	0,02	0,09	0,01	—0,03	—0,05	—0,05	0,13	0,27	0,06	—0,05
			1954	—0,03	—0,03	0,02	0,09	0,00	—0,05	—0,03	—0,02	0,16	0,33	0,13	—0,05
			1955	—0,03	—0,03	0,05	0,10	0,02	—0,03	—0,03	—0,04	0,11	0,18	0,06	—0,04
Аскания-Нова	46 27	33 53	1952	—0,03	—0,02	0,08	0,18	0,02	—	—0,02	—0,03	0,07	0,16	0,06	—0,02
			1954	—0,04	—0,02	0,03	0,08	—0,02	—0,04	—0,03	—0,03	0,08	0,21	0,02	—0,05
			1955	—0,02	—0,03	0,06	0,13	0,01	—0,02	—0,03	—0,02	0,11	0,20	0,05	—0,04
			1952	—0,02	—0,02	0,02	0,07	0,01	—0,02	—0,01	—0,01	0,06	0,14	0,05	—0,02
			1953	—0,03	—0,03	0,06	0,14	0,02	—0,03	—0,02	—0,02	0,07	0,12	0,04	—0,02
Гигант	46 31	41 20	1954	—0,03	—0,02	0,01	0,04	—0,01	—0,04	—0,05	—0,04	0,03	0,06	0,00	—0,05
			1951	—0,02	—0,02	0,00	0,04	—0,01	—0,01	—0,04	—0,02	0,04	0,10	0,02	—0,04
			1952	—0,01	—0,02	0,02	0,05	0,00	—0,02	—0,01	—0,01	0,02	0,07	0,02	—0,02
			1953	—0,02	—0,03	0,07	0,14	0,00	—0,05	—0,01	—0,01	0,03	0,07	0,03	—0,02
			1954	—0,02	—0,03	0,02	0,06	0,00	—0,02	—0,03	—0,03	0,02	0,12	0,03	—0,05
Деркул	49 02	39 45	1955	—0,03	—0,03	0,03	0,09	0,01	—0,03	—0,02	—0,02	0,05	0,08	0,04	—0,02
			1954	—0,01	—0,01	0,00	0,02	—0,02	—0,02	—0,03	—0,02	0,00	0,06	0,02	—0,04
			1951	—0,01	—0,01	0,00	0,04	—0,01	—0,01	—0,04	—0,02	0,04	0,10	0,02	—0,04
			1952	—0,01	—0,02	0,02	0,05	0,00	—0,02	—0,01	—0,01	0,02	0,07	0,02	—0,02
			1953	—0,02	—0,03	0,07	0,14	0,00	—0,05	—0,01	—0,01	0,03	0,07	0,03	—0,02
Джаныбек	49 24	46 48	1954	—0,03	—0,03	0,02	0,06	0,00	—0,02	—0,03	—0,03	0,02	0,12	0,03	—0,05
			1955	—0,03	—0,03	0,03	0,09	0,01	—0,03	—0,02	—0,02	0,05	0,08	0,04	—0,02
			1954	—0,01	—0,01	0,00	0,02	—0,02	—0,02	—0,03	—0,02	0,00	0,06	0,02	—0,04
			1951	—0,01	—0,01	0,00	0,04	—0,01	—0,01	—0,04	—0,02	0,04	0,10	0,02	—0,04
			1952	—0,01	—0,02	0,02	0,05	0,00	—0,02	—0,01	—0,01	0,02	0,07	0,02	—0,02

Киев	50 24	30 32	1953 1954 1955	-0,03 -0,02 -0,03	-0,02 -0,02 -0,03	0,01 0,00 0,01	0,05 0,01 0,05	-0,01 -0,02 -0,01	-0,02 -0,04 -0,03	-0,03 -0,03 -0,03	-0,02 -0,02 -0,02	0,04 0,05 0,04	0,08 0,13 0,11	0,02 0,03 0,02	-0,03 -0,05 -0,04
Куйбышев	53 15	50 13	1952 1953 1954 1955	- -0,02 -0,05 -0,03	-0,02 -0,02 -0,04 -0,03	0,03 0,02 0,01 0,00	0,06 0,04 0,03 0,00	-0,03 -0,04 -0,02 -0,01	-0,04 -0,03 -0,05 -0,03	- -0,04 -0,05 -0,02	-0,07 -0,04 -0,04 -0,01	0,05 0,03 0,05 0,02	0,11 0,07 0,09 0,02	0,00 0,02 0,01 0,00	-0,08 -0,04 -0,07 -0,02
Минск	53 56	27 38	1954	-0,03	-0,03	0,02	0,06	-0,01	-0,02	-0,02	-0,03	0,02	0,08	0,01	-0,03
Каунас	54 56	23 59	1954 1955	-0,03 -0,02	-0,03 -0,02	-0,01 -0,03	0,00 0,01	-0,02 -0,02	-0,04 -0,02	-0,03 -0,02	-0,02 -0,01	-0,01 0,02	-0,01 0,04	-0,04 -0,01	-0,04 -0,02
Высокая Дуб- рава (Сверд- ловск)	56 44	61 04	1951 1952 1953 1954 1955	-0,04 -0,03 -0,03 -0,03	-0,04 -0,02 -0,02 -0,02	-0,02 -0,01 -0,01 -0,02 -0,02	0,00 0,00 0,00 -0,01 0,00	-0,02 -0,03 -0,04 -0,03 -0,03	-0,05 -0,03 -0,04 -0,03 -0,03	-0,06 -0,03 -0,03 -0,03 -0,02	-0,06 -0,03 -0,03 -0,02 -0,01	-0,01 0,01 0,02 0,02 0,01	0,02 0,06 0,04 0,02 0,02	-0,03 -0,01 -0,02 -0,01 -0,01	-0,06 -0,01 -0,04 -0,04 -0,03
Рига	56 58	24 02	1954	-0,02	-0,02	0,00	0,02	0,01	-0,01	-0,03	-0,03	0,02	0,08	0,01	-0,04
Мыс Рожнов- ский (Рыбин- ское водохра- нилище)	58 14	38 34	1954	-0,04	-0,04	-0,03	-0,02	-0,04	-0,04	-0,03	-0,02	-0,01	0,00	-0,02	-0,03
Тарту	58 23	26 41	1953 1954 1955	-0,02 -0,02 -0,02	-0,02 -0,02 -0,02	0,00 0,00 -0,01	0,01 0,02 0,00	-0,03 -0,03 -0,02	-0,03 -0,03 -0,02	-0,01 -0,04 -0,02	-0,01 -0,03 -0,01	0,02 0,02 0,00	0,01 0,04 0,01	-0,02 -0,03 -0,02	-0,02 -0,04 -0,02
Воейково	59 57	30 42	1952 1953 1954 1955	0,00 -0,01 -0,01 -0,02	-0,01 -0,01 -0,01 -0,02	0,00 -0,01 -0,01 -0,02	0,00 0,00 0,00 0,00	0,00 -0,02 -0,01 -0,03	-0,01 -0,01 -0,01 -0,03	-0,01 -0,03 -0,03 -0,02	-0,01 -0,02 -0,02 -0,01	0,00 0,00 0,00 0,00	0,02 0,02 0,02 0,01	0,00 -0,02 -0,01 -0,01	-0,01 -0,04 -0,03 -0,02
Ленинград	59 58	30 18	1953 1954 1955	-0,02 -0,02 -0,02	-0,01 -0,02 -0,02	-0,01 -0,01 -0,01	-0,01 0,00 0,00	-0,02 -0,01 -0,02	-0,02 -0,02 -0,02	-0,02 -0,02 -0,01	-0,02 -0,02 -0,02	0,01 0,00 0,00	0,04 0,02 0,03	-0,02 -0,02 0,00	-0,04 -0,03 -0,01
Якутск	62 01	129 43	1954 1955	-0,01 -0,01	-0,01 -0,01	-0,01 -0,01	0,00 -0,02	-0,02 -0,02	-0,01 -0,02	-0,01 -0,02	-0,02 -0,02	0,02 0,01	0,02 0,02	-0,02 -0,03	-0,02 -0,02

Станция	Широта	Долгота	Год	Март						Апрель					
				0 ч. 30 м.	6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	18 ч. 30 м.	0 ч. 30 м.	6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	18 ч. 30 м.
Тбилиси	41° 43'	44° 48'	1952	-0,11	-0,04	0,41	0,60	0,23	-0,11	-0,04	0,02	0,44	0,57	0,27	-0,06
			1953	-0,07	-0,06	0,35	0,52	0,27	-0,09	-0,08	0,04	0,50	0,79	0,36	-0,10
			1954	-0,04	-0,02	0,23	0,42	0,16	-0,05	-0,03	0,05	0,40	0,53	0,24	-0,05
			1955	-0,03	-0,02	0,20	0,42	0,14	-0,05	-0,04	0,03	0,31	0,47	0,22	-0,04
			1953	-0,04	-0,02	0,34	0,51	0,20	-0,04	-0,04	0,02	0,40	0,62	0,31	-0,06
Одесса	46 26	30 46	1951	—	—	0,13	0,28	0,11	—	—	0,05	0,43	0,54	0,31	-0,05
			1952	—	—	0,35	0,52	0,24	-0,08	—	0,07	0,48	0,57	0,30	-0,06
			1953	-0,05	-0,03	0,31	0,48	0,25	-0,05	-0,04	0,08	0,41	0,56	0,24	-0,05
			1954	-0,04	-0,02	0,20	0,33	0,15	-0,05	-0,06	0,08	0,42	0,54	0,26	-0,05
			1955	-0,05	-0,02	0,22	0,33	0,15	-0,05	-0,05	0,05	0,36	0,43	0,20	-0,04
Аскания-Нова	46 27	33 53	1952	-0,05	-0,03	0,26	0,47	0,25	-0,07	-0,05	0,03	0,44	0,65	0,35	-0,06
			1954	-0,04	-0,01	0,21	0,32	0,14	-0,05	-0,06	0,06	0,43	0,56	0,29	-0,06
			1955	-0,05	-0,02	0,29	0,43	0,17	-0,05	-0,05	0,05	0,39	0,53	0,25	-0,05
			1952	-0,04	-0,02	0,22	0,30	0,13	-0,04	-0,05	0,09	0,52	0,55	0,25	-0,04
			1953	-0,03	0,00	0,32	0,33	0,18	-0,04	-0,07	0,09	0,52	0,60	0,32	-0,06
Гигант	46 31	41 20	1954	-0,04	0,00	0,11	0,23	0,11	-0,05	-0,04	0,06	0,43	0,48	0,25	-0,04
			1955	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
			1951	-0,02	-0,02	0,18	0,34	0,14	-0,03	-0,05	0,07	0,40	0,57	0,27	-0,04
			1952	-0,04	-0,03	0,07	0,10	0,03	-0,05	-0,06	0,07	0,46	0,56	0,32	-0,06
			1953	-0,04	-0,02	0,10	0,22	0,12	-0,04	-0,07	0,06	0,39	0,48	0,29	-0,06
Деркул	49 02	39 45	1954	-0,04	-0,02	0,17	0,24	0,12	-0,04	-0,06	0,06	0,43	0,40	0,21	-0,06
			1955	-0,06	-0,04	0,27	0,41	0,20	-0,08	-0,04	0,04	0,31	0,40	0,23	-0,04
			1951	-0,02	-0,02	0,03	0,10	0,05	-0,04	-0,06	0,04	0,35	0,52	0,24	-0,06
			1952	-0,04	-0,03	0,07	0,10	0,03	-0,05	-0,06	0,07	0,46	0,56	0,32	-0,06
			1953	-0,04	-0,02	0,10	0,22	0,12	-0,04	-0,07	0,06	0,39	0,48	0,29	-0,06
Джаныбек	49 24	46 48	1954	-0,04	-0,02	0,03	0,10	0,05	-0,04	-0,06	0,04	0,35	0,52	0,24	-0,06
			1955	-0,06	-0,04	0,27	0,41	0,20	-0,08	-0,04	0,04	0,31	0,40	0,23	-0,04
			1951	-0,02	-0,02	0,18	0,34	0,14	-0,03	-0,05	0,07	0,40	0,57	0,27	-0,04
			1952	-0,04	-0,03	0,07	0,10	0,03	-0,05	-0,06	0,07	0,46	0,56	0,32	-0,06
			1953	-0,04	-0,02	0,10	0,22	0,12	-0,04	-0,07	0,06	0,39	0,48	0,29	-0,06

Киев	50 24	30 32	1953	-0,05	-0,03	0,25	0,43	0,20	-0,07	-0,06	0,05	0,30	0,51	0,20	-0,05
			1954	-0,04	-0,02	0,17	0,29	0,11	0,29	0,39	-0,04	0,06	0,34	0,22	-0,04
			1955	-0,04	-0,02	0,16	0,26	0,12	-0,04	0,05	-0,06	0,43	0,16	-0,04	
Куйбышев	53 15	50 13	1952	—	-0,01	0,06	0,11	0,03	-0,10	-0,09	0,07	0,40	0,46	0,28	-0,06
			1953	—	-0,03	0,12	0,24	0,12	-0,05	0,52	0,64	0,33	0,38	-0,04	
			1954	-0,03	-0,03	0,18	0,27	0,10	-0,05	0,44	0,44	0,30	0,30	-0,04	
			1955	-0,04	-0,02	0,12	0,20	0,09	-0,05	0,40	0,47	0,23	-0,06		
			1954	-0,03	-0,01	0,16	0,19	0,14	-0,03	0,27	0,29	0,19	-0,02		
Каунас	54 56	23 59	1954	-0,05	-0,01	0,16	0,25	0,10	-0,04	0,05	0,26	0,31	0,18	-0,04	
			1955	-0,03	-0,02	0,05	0,08	0,03	-0,04	0,19	0,24	0,19	-0,03		
Высокая Дуб- рава (Сверд- ловск)	56 44	61 04	1951	—	-0,03	0,10	0,17	0,05	-0,06	0,48	0,52	0,25	0,25	-0,07	
			1952	-0,05	-0,03	0,06	0,14	0,05	-0,06	0,20	0,28	0,13	-0,03		
			1953	-0,04	-0,03	0,03	0,09	0,02	-0,04	0,34	0,48	0,27	-0,06		
			1954	-0,04	-0,05	0,03	0,08	0,02	-0,06	0,36	0,47	0,29	-0,04		
			1955	-0,02	-0,02	0,04	0,09	0,03	-0,04	0,30	0,43	0,25	-0,05		
Рига	56 58	24 02	1953	—	-0,02	0,09	0,12	0,07	-0,03	0,08	0,35	0,44	0,28	-0,04	
			1954	-0,03	-0,02	0,09	0,12	0,07	0,04	0,37	0,44	0,24	-0,03		
Мыс Рожнов- ский (Рыбин- ское водохра- нище)	58 14	38 34	1954	-0,04	-0,02	0,07	0,12	0,04	-0,03	-0,06	0,40	0,44	0,22	-0,03	
Тарту	58 23	26 41	1953	-0,06	-0,02	0,08	0,13	0,04	-0,06	-0,06	0,07	0,43	0,44	0,22	-0,05
			1954	-0,03	-0,03	0,14	0,16	0,07	-0,03	0,33	0,32	0,17	-0,03	-0,03	
			1955	-0,04	-0,03	0,04	0,08	0,00	-0,08	0,16	0,28	0,11	-0,03		
Воейково	59 57	30 42	1952	-0,02	-0,01	0,03	0,07	0,01	-0,03	-0,03	0,04	0,36	0,35	0,22	-0,02
			1953	-0,05	-0,02	0,09	0,16	0,05	-0,04	0,27	0,38	0,18	-0,04	-0,04	
			1954	-0,02	-0,01	0,07	0,12	0,04	-0,02	0,08	0,18	0,12	-0,03		
			1955	-0,05	-0,03	0,02	0,06	0,00	-0,04	0,00	0,18	0,12	-0,03		
			1953	-0,03	-0,02	0,12	0,18	0,08	-0,02	0,32	0,44	0,20	-0,02		
Ленинград	59 58	30 18	1954	-0,02	-0,02	0,06	0,14	0,05	-0,03	0,28	0,33	0,18	-0,02	-0,02	
			1954	-0,03	-0,02	0,03	0,08	0,01	-0,02	0,13	0,22	0,12	-0,01	-0,01	
			1955	-0,02	-0,02	0,07	0,12	0,01	-0,03	0,24	0,31	0,16	-0,04	-0,04	
Якутск	62 01	129 43	1954	-0,02	-0,02	0,07	0,12	0,01	-0,03	0,06	0,20	0,27	0,14	-0,04	
			1955	-0,03	-0,02	0,06	0,08	0,01	-0,04	0,20	0,27	0,14	-0,04		

Станция	Широта	Долгота	Год	Май						Июнь					
				0 ч. 30 м.	6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	18 ч. 30 м.	0 ч. 30 м.	6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	18 ч. 30 м.
				0 ч. 30 м.	6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	18 ч. 30 м.	0 ч. 30 м.	6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	18 ч. 30 м.
Тбилиси	41°43'	44°48'	1952	-0,05	0,10	0,66	0,71	0,42	-0,04	-0,05	0,19	0,60	0,78	0,49	-0,04
			1953	-0,09	0,11	0,61	0,78	0,44	-0,08	-0,09	0,15	0,59	0,92	0,45	-0,04
			1954	-0,05	0,10	0,58	0,68	0,29	-0,04	-0,04	0,11	0,51	0,77	0,39	-0,03
			1955	-0,03	0,11	0,48	0,59	0,13	-0,02	-0,04	0,18	0,64	0,76	0,34	-0,03
			1953 1954	-0,04	0,12	0,56	0,56	0,35	-0,04	-0,04	0,15	0,63	0,71	0,50	-0,02
Одесса	46 26	30 46	1951		0,20	0,58	0,66	0,40	-0,02		0,20	0,65	0,74	0,40	0,01
			1952		0,15	0,60	0,74	0,47	-0,04		0,18	0,56	0,78	0,43	0,01
			1953	-0,07	0,15	0,59	0,74	0,43	-0,01	-0,05	0,18	0,73	0,70	0,48	0,02
			1954	-0,06	0,14	0,54	0,67	0,35	-0,02	-0,06	0,18	0,69	0,66	0,38	0,01
			1955	-0,07	0,14	0,52	0,68	0,41	-0,02	-0,07	0,16	0,59	0,69	0,41	0,03
Аскания-Нова	46 27	33 54	1952	-0,04	0,10	0,52	0,55	0,34	0,00	-0,06	0,17	0,50	0,59	0,29	0,00
			1954	-0,06	0,12	0,46	0,51	0,29	-0,02	-0,05	0,18	0,52	0,62	0,36	0,05
			1955	-0,05	0,15	0,59	0,63	0,35	-0,03						
Гигант	46 31	41 20	1952	-0,04	0,15	0,55	0,50	0,28	-0,01	-0,04	0,19	0,52	0,65	0,33	0,04
			1953	-0,08	0,22	0,65	0,75	0,35	-0,03	-0,08	0,18	0,52	0,62	0,32	0,00
			1954	-0,07	0,15	0,57	0,67	0,36	-0,03	-0,06	0,21	0,62	0,50	0,43	0,00
			1955	-0,08	0,19	0,75	0,70	0,40	-0,04	-0,07	0,18	0,66	0,63	0,38	0,01
			1950												
Деркул	49 02	39 45	1950												
			1951	-0,05	0,12	0,43	0,48	0,28	-0,02	-0,08	0,22	0,60	0,66	0,43	0,02
			1952	-0,06	0,16	0,51	0,50	0,36	-0,02	-0,07	0,19	0,61	0,72	0,45	0,02
			1953	-0,06	0,17	0,56	0,72	0,39	-0,02	-0,06	0,20	0,54	0,65	0,34	0,02
			1954	-0,06	0,15	0,46	0,44	0,29	-0,03	-0,07	0,22	0,52	0,70	0,40	0,01
Джаньбек	49 24	46 48	1955	-0,05	0,14	0,53	0,51	0,32	-0,02	-0,05	0,17	0,54	0,62	0,29	0,02
			1954	-0,07	0,14	0,46	0,50	0,28	-0,04	-0,07	0,19	0,56	0,68	0,39	0,00

Киев	50 24	30 32	1953	-0,06	0,15	0,47	0,46	0,30	-0,01	-0,06	0,19	0,57	0,61	0,40	0,04
			1954	-0,07	0,15	0,41	0,43	0,22	0,00	-0,07	0,20	0,62	0,70	0,42	0,03
			1955	-0,06	0,15	0,46	0,51	0,39	-0,01	-0,06	0,17	0,48	0,51	0,33	0,05
Куйбышев	53 15	50 13	1952	-0,07	0,19	0,54	0,60	0,34	0,01	-0,09	0,34	0,78	0,66	0,43	0,04
			1953	-0,06	0,18	0,64	0,72	0,46	0,02	-0,08	0,26	0,69	0,78	0,42	0,06
			1954	-0,07	0,20	0,59	0,76	0,35	0,00	-0,08	0,24	0,59	0,68	0,45	0,03
			1955	-0,08	0,17	0,53	0,58	0,40	0,00	-0,07	0,19	0,51	0,60	0,51	0,03
Минск	53 56	27 38	1954	-0,06	0,17	0,53	0,56	0,32	0,01	-0,06	0,19	0,53	0,44	0,35	0,03
Каунас	54 56	23 59	1953	-0,06	0,13	0,47	0,49	0,30	0,01	-0,06	0,19	0,46	0,41	0,27	0,05
			1954	-0,06	0,15	0,50	0,48	0,27	0,02	-0,07	0,20	0,54	0,50	0,37	0,06
			1955	-0,05	0,11	0,35	0,24	0,21	0,03	-0,05	0,18	0,41	0,41	0,21	0,06
Высокая Дуб- рава (Сверд- ловск)	56 44	61 04	1951	-0,07	0,12	0,37	0,47	0,27	0,00	-0,06	0,22	0,52	0,61	0,40	0,08
			1952	-0,06	0,18	0,43	0,45	0,31	0,00	-0,06	0,16	0,50	0,59	0,34	0,07
			1953	-0,06	0,15	0,40	0,36	0,15	0,02	-0,06	0,16	0,46	0,48	0,38	0,07
			1954	-0,05	0,16	0,44	0,47	0,33	0,02	-0,06	0,17	0,43	0,41	0,29	0,08
			1955	-0,06	0,16	0,45	0,43	0,30	0,02	-0,06	0,16	0,54	0,46	0,38	0,06
Рига	56 58	24 02	1953	-0,04	0,14	0,46	0,48	0,31	0,03	-0,03	0,19	0,57	0,70	0,51	0,12
Мис Рожнов- ский (Рыбин- ское водохра- нилище)	56 14	38 34	1954	-0,05	0,18	0,48	0,56	0,38	0,05	-0,06	0,21	0,52	0,66	0,32	0,10
Тарту	58 23	26 41	1953	-0,06	0,15	0,44	0,50	0,32	0,02	-0,05	0,20	0,51	0,51	0,33	0,09
			1954	-0,05	0,14	0,51	0,47	0,32	0,04	-0,05	0,16	0,48	0,52	0,31	0,06
			1955	-0,03	0,12	0,29	0,50	0,27	0,03	-0,06	0,21	0,60	0,48	0,29	0,05
Воейково	59 57	30 42	1952	-0,05	0,19	0,39	0,42	0,28	0,05	-0,05	0,18	0,34	0,40	0,34	0,09
			1953	-0,03	0,17	0,38	0,34	0,26	0,03	-0,04	0,20	0,37	0,42	0,30	0,07
			1954	-0,05	0,13	0,27	0,38	0,30	0,03	-0,05	0,17	0,40	0,36	0,25	0,05
			1955	-0,04	0,13	0,28	0,32	0,22	0,03	-0,06	0,18	0,49	0,42	0,28	0,05
Ленинград	59 58	30 18	1953	-0,06	0,16	0,39	0,48	0,24	0,01	-0,04	0,17	0,42	0,50	0,29	0,00
			1954	-0,05	0,10	0,28	0,34	0,27	0,01	-0,04	0,17	0,36	0,44	0,25	0,02
			1955	-0,05	0,10	0,30	0,31	0,23	0,01	-0,07	0,21	0,46	0,48	0,29	0,02
Якутск	62 01	129 43	1954	-0,05	0,19	0,53	0,58	0,30	0,05	-0,06	0,19	0,52	0,56	0,32	0,07
			1955	-0,05	0,17	0,45	0,47	0,29	0,04	-0,06	0,22	0,53	0,45	0,35	0,07

Станция	Широта	Долгота	Год	Июль						Август					
				0 ч. 30 м.	6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	18 ч. 30 м.	0 ч. 30 м.	6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	18 ч. 30 м.
Тбилиси 41°43' 44°48'	41°43'	44°48'	1952	-0,05	0,11	0,53	0,84	0,51	-0,02	-0,06	0,05	0,56	0,75	0,38	-0,07
			1953	-0,07	0,11	0,61	0,85	0,48	-0,04	-0,08	0,04	0,47	0,69	0,34	-0,10
			1954	-0,05	0,09	0,54	0,73	0,47	-0,09	-0,04	0,02	0,53	0,77	0,33	-0,10
			1955	-0,05	0,09	0,57	0,78	0,38	-0,02	-0,04	0,06	0,40	0,62	0,32	-0,03
			1953	-0,04	0,12	0,60	0,73	0,44	-0,02	-0,05	0,07	0,43	0,66	0,35	-0,04
Сухуми 43 03 41 01	43 03	41 01	1954	-0,03	0,08	0,48	0,71	0,49	-0,02	-0,04	-0,01	0,41	0,74	0,38	-0,03
			1951	0,16	0,18	0,61	0,74	0,39	0,00	0,07	0,07	0,50	0,59	0,36	-0,04
Одесса 46 26 30 46	46 26	30 46	1952	-0,08	0,17	0,64	0,81	0,46	0,07	-0,08	0,10	0,52	0,65	0,42	-0,06
			1953	-0,07	0,17	0,62	0,72	0,46	0,00	-0,08	0,10	0,53	0,54	0,32	-0,06
			1954	-0,07	0,17	0,72	0,71	0,38	0,02	-0,07	0,09	0,56	0,70	0,41	-0,04
			1955	-0,07	0,13	0,53	0,76	0,44	0,01	-0,07	0,08	0,49	0,66	0,29	-0,04
			1954	-0,07	0,16	0,56	0,66	0,38	0,02	-0,06	0,10	0,54	0,56	0,30	-0,06
Аскания-Нова 46 27 33 53	46 27	33 53	1955	-0,05	0,15	0,54	0,56	0,33	0,01	-0,05	0,10	0,46	0,54	0,27	-0,03
			1952	-0,04	0,21	0,60	0,68	0,43	0,02	-0,04	0,10	0,50	0,63	0,37	-0,02
Гигант 46 31 41 20	46 31	41 20	1953	-0,09	0,18	0,56	0,68	0,43	0,01	-0,08	0,10	0,48	0,64	0,31	-0,05
			1954	-0,07	0,16	0,52	0,64	0,40	0,00	-0,08	0,10	0,48	0,56	0,32	-0,07
Деркул 49 02 39 45	49 02	39 45	1955	-0,07	0,15	0,58	0,64	0,42	0,00	-0,08	0,10	0,48	0,56	0,32	-0,07
			1950	-0,07	0,16	0,54	0,62	0,38	0,01	-0,08	0,08	0,59	0,70	0,34	-0,03
			1951	-0,06	0,16	0,54	0,61	0,44	0,02	-0,06	0,06	0,43	0,56	0,32	-0,02
			1952	-0,06	0,14	0,58	0,58	0,40	0,03	-0,06	0,09	0,49	0,62	0,32	-0,04
			1953	-0,06	0,17	0,62	0,68	0,36	0,01	-0,08	0,08	0,52	0,59	0,29	-0,06
Джаныбек 49 24 46 48	49 24	46 48	1954	-0,06	0,15	0,57	0,47	0,28	-0,02	-0,08	0,09	0,50	0,62	0,31	-0,06
			1955	-0,06	0,15	0,59	0,68	0,32	0,01	-0,06	0,08	0,49	0,53	0,31	-0,03
			1954	-0,07	0,15	0,58	0,58	0,31	-0,01	-0,06	0,10	0,45	0,53	0,29	-0,04

Киев	50 24	30 32	1953 1954 1955	-0,08 -0,07 -0,08	0,15 0,16 0,16	0,56 0,49 0,54	0,60 0,53 0,62	0,42 0,42 0,36	0,01 0,04 0,02	-0,07 -0,07 -0,06	0,07 0,07 0,08	0,41 0,43 0,46	0,53 0,57 0,57	0,32 0,33 0,32	-0,04 -0,04 -0,03
Куйбышев	53 15	50 13	1952 1953 1954 1955	-0,10 -0,06 -0,08 -0,08	0,18 0,20 0,16 0,15	0,62 0,64 0,51 0,52	0,57 0,73 0,62 0,61	0,26 0,46 0,38 0,45	0,03 0,05 0,05 0,02	-0,09 -0,06 -0,07 -0,07	0,09 0,13 0,11 0,11	0,50 0,48 0,48 0,47	0,59 0,63 0,59 0,58	0,33 0,33 0,28 0,34	-0,04 -0,03 -0,02 -0,03
Минск	53 56	27 38	1954	-0,04	0,10	0,31	0,44	0,28	0,04	-0,03	0,08	0,34	0,44	0,26	-0,01
Каунас	54 56	23 59	1953 1954 1955	-0,05 -0,04 -0,06	0,13 0,10 0,14	0,41 0,33 0,45	0,48 0,24 0,43	0,32 0,16 0,33	0,06 0,02 0,03	-0,06 -0,04 -0,06	0,09 0,07 0,08	0,38 0,26 0,43	0,44 0,26 0,50	0,22 0,16 0,27	-0,03 -0,02 -0,03
Высокая Дуб- рава (Сверд- ловск)	56 44	61 04	1951 1952 1953 1954	-0,08 -0,06 -0,05	0,17 0,17 0,18 0,20	0,47 0,47 0,44 0,39	0,54 0,52 0,53 0,57	0,37 0,37 0,36 0,38	0,03 0,03 0,06 0,05	-0,04 -0,05 -0,05	0,09 0,09 0,10 0,09	0,42 0,35 0,40 0,38	0,52 0,41 0,44 0,38	0,30 0,22 0,24 0,28	0,01 -0,01 -0,02 0,00
Рига	56 58	24 02	1953 1954	-0,05 -0,05	0,18 0,16	0,41 0,49	0,51 0,51	0,36 0,31	0,06 0,09	-0,04 -0,04	0,10 0,07	0,47 0,39	0,38 0,43	0,32 0,30	-0,02 0,00
Мыс Рожнов- ский (Рыбин- ское водохра- нилище)	58 14	38 34	1954	-0,05	0,18	0,48	0,53	0,38	0,06	-0,06	0,07	0,37	0,49	0,27	-0,01
Тарту	58 23	26 41	1953 1954 1955	-0,05 -0,04 -0,06	0,13 0,12 0,17	0,47 0,42 0,45	0,45 0,64 0,55	0,32 0,33 0,36	0,07 0,05 0,06	-0,05 -0,04 -0,07	0,06 0,07 0,10	0,35 0,31 0,43	0,41 0,37 0,54	0,28 0,23 0,30	-0,01 -0,01 -0,03
Воейково	59 57	30 42	1952 1953 1954 1955	-0,06 -0,04 -0,05 -0,06	0,16 0,15 0,10 0,18	0,40 0,39 0,33 0,44	0,42 0,42 0,46 0,51	0,30 0,20 0,29 0,39	0,05 0,05 0,07 0,06	-0,04 -0,04 -0,04 -0,06	0,08 0,06 0,09 0,11	0,26 0,20 0,30 0,42	0,29 0,32 0,44 0,41	0,27 0,18 0,26 0,26	0,00 -0,01 -0,01 -0,01
Ленинград	59 58	30 18	1953 1954 1955	-0,03 -0,04 -0,06	0,15 0,09 0,16	0,32 0,34 0,36	0,33 0,46 0,54	0,22 0,31 0,32	0,02 0,03 0,01	-0,03 -0,05 -0,05	0,05 0,08 0,09	0,22 0,28 0,36	0,26 0,37 0,25	0,17 0,21 0,26	-0,02 0,06 0,06
Якутск	62 01	129 43	1954 1955	-0,07 -0,06	0,18 0,14	0,51 0,45	0,52 0,47	0,38 0,24	0,04 0,04	-0,07 -0,05	0,09 0,10	0,38 0,32	0,42 0,34	0,24 0,22	-0,02 -0,01

Станция	Широта	Долгота	Год	Сентябрь						Октябрь					
				0 ч. 30 м.	6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	18 ч. 30 м.	0 ч. 30 м.	6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	18 ч. 30 м.
Тбилиси	41° 43'	44° 48'	1952	-0,06	-0,01	0,43	0,66	0,28	-0,10	-0,07	-0,05	0,32	0,45	0,13	-0,10
			1953	-0,08	0,02	0,44	0,62	0,26	-0,12	-0,07	-0,05	0,36	0,43	0,12	-0,10
			1954	-0,04	-0,01	0,31	0,45	0,14	-0,07	-0,06	-0,04	0,35	0,33	0,07	-0,07
			1955	-0,08	0,00	0,27	0,47	0,20	-0,05	-0,04	-0,03	0,25	0,43	0,09	-0,04
			1954	-0,07	-0,01	0,37	0,60	0,25	-0,06	-0,06	-0,02	0,33	0,40	0,13	-0,04
Одесса	46 26	30 46	1951	-0,07	0,01	0,50	0,58	0,25	-0,07	-0,05	-0,04	0,15	0,30	0,05	-0,09
			1952	-0,07	0,02	0,41	0,49	0,25	-0,08	-0,07	-0,05	0,23	0,34	0,06	-0,06
			1953	-0,07	0,02	0,44	0,48	0,23	-0,08	-0,07	-0,05	0,23	0,35	0,07	-0,08
			1954	-0,07	-0,01	0,45	0,55	0,24	-0,08	-0,05	-0,03	0,17	0,24	0,07	-0,05
			1955	-0,08	0,01	0,39	0,49	0,22	-0,08	-0,07	-0,04	0,23	0,35	0,08	-0,07
Аскания-Нова	46 27	33 53	1954	-0,06	0,03	0,42	0,46	0,13	-0,07	-0,04	-0,02	0,20	0,35	0,08	-0,06
			1955	-0,06	0,04	0,40	0,46	0,22	-0,07	-0,04	-0,02	0,23	0,30	0,06	-0,05
			1952	-0,05	0,04	0,52	0,59	0,22	-0,04	-0,04	-0,01	0,20	0,36	0,11	-0,03
Гигант	46 31	41 20	1953	-0,09	-0,01	0,44	0,49	0,22	-0,10	-0,08	-0,04	0,32	0,36	0,08	-0,08
			1954	-0,09	0,02	0,43	0,50	0,22	-0,11	-0,07	-0,04	0,27	0,35	0,08	-0,07
			1950	-0,07	0,02	0,41	0,47	0,22	-0,07	-0,04	-0,02	0,20	0,25	0,09	-0,04
Деркул	49 02	39 45	1951	-0,07	0,02	0,37	0,46	0,20	-0,06	-0,04	-0,03	0,21	0,24	0,04	-0,04
			1952	-0,07	0,02	0,42	0,51	0,21	-0,08	-0,03	-0,01	0,15	0,26	0,09	-0,04
			1953	-0,06	-0,02	0,36	0,39	0,18	-0,09	-0,07	-0,04	0,26	0,30	0,06	-0,07
			1954	-0,07	0,01	0,40	0,40	0,21	-0,09	-0,06	-0,04	0,20	0,24	0,04	-0,06
			1955	-0,06	0,02	0,43	0,59	0,22	-0,08	-0,05	-0,03	0,16	0,25	0,05	-0,04
Джаныбек	49 24	46 48	1953	-0,03	0,00	0,28	0,41	0,14	-0,07	-0,05	-0,03	0,28	0,27	0,05	-0,06
			1954	-0,06	0,04	0,37	0,44	0,20	-0,06	-0,03	-0,01	0,20	0,24	0,04	-0,03

Киев	50 24	30 32	1953 1954 1955	-0,07 -0,07 -0,05	0,01 0,02 0,01	0,33 0,32 0,28	0,39 0,44 0,42	0,18 0,18 0,17	-0,08 -0,07 -0,06	-0,06 -0,06 -0,05	-0,04 -0,04 -0,03	0,21 0,19 0,17	0,25 0,23 0,28	0,04 0,04 0,03	-0,07 -0,05 -0,05
Куйбышев	53 15	50 13	1952 1953 1954 1955	-0,07 -0,05 -0,06 -0,07	0,02 0,02 -0,02 0,02	0,32 0,34 0,30 0,32	0,42 0,40 0,42 0,39	0,18 0,22 0,17 0,16	-0,09 -0,06 -0,07 -0,05	-0,04 -0,02 -0,04 -0,06	-0,04 -0,04 -0,02 -0,05	0,17 0,19 0,12 0,22	0,25 0,26 0,24 0,27	0,05 0,08 0,05 0,04	-0,06 -0,06 -0,05 -0,07
Минск	53 56	27 38	1954	-0,05	0,02	0,28	0,31	0,13	-0,05	-0,03	0,00	0,11	0,15	0,02	-0,03
Каунас	54 56	23 59	1953 1954 1955	-0,05 -0,05 -0,05	0,01 0,00 0,01	0,24 0,25 0,26	0,24 0,28 0,28	0,14 0,13 0,18	-0,06 -0,06 -0,05	-0,06 -0,04 -0,05	-0,03 -0,02 -0,03	0,13 0,09 0,14	0,20 0,14 0,21	0,04 0,03 0,03	-0,06 -0,03 -0,05
Высокая Дуб- рава (Сверд- ловск)	56 44	61 04	1951 1952 1953 1954		0,04	0,22	0,29	0,11	-0,04		-0,02	0,13	0,17	0,01	-0,04
Рига	56 58	24 02	1953 1954	-0,04 -0,05	0,03 0,01	0,23 0,24	0,33 0,34	0,16 0,18	-0,04 -0,06	-0,02 -0,03	-0,01 -0,02	0,09 0,08	0,13 0,12	0,03 0,03	-0,03 -0,04
Мыс Рожнов- ский (Рыбин- ское водохра- нилище)	58 14	38 34	1954	-0,05	0,00	0,20	0,26	0,14	-0,04	-0,04	-0,03	0,06	0,12	0,02	-0,04
Тарту	58 23	26 41	1953 1954 1955	-0,03 -0,05 -0,04	0,02 0,00 0,02	0,25 0,29 0,18	0,32 0,25 0,34	0,12 0,10 0,18	-0,04 -0,06 -0,04	-0,03 -0,04 -0,03	-0,02 -0,02 -0,04	0,09 0,10 0,10	0,12 0,12 0,11	0,01 -0,01 -0,02	-0,04 -0,05 -0,05
Войково	59 57	50 42	1952 1953 1954 1955	-0,02 -0,03 -0,05 -0,04	0,00 0,01 0,00 0,02	0,12 0,17 0,18 0,16	0,21 0,21 0,29 0,19	0,07 0,07 0,10 0,11	-0,03 -0,04 -0,06 -0,04	-0,01 -0,01 -0,03 -0,03	-0,02 -0,02 -0,02 -0,02	0,04 0,05 0,05 0,09	0,04 0,06 0,09 0,10	0,00 -0,01 -0,01 0,01	-0,01 -0,02 -0,04 -0,04
Ленинград	59 58	50 18	1953 1954 1955	-0,02 -0,05 -0,04	0,00 0,00 0,00	0,16 0,18 0,15	0,22 0,26 0,20	0,12 0,10 0,09	-0,03 -0,06 -0,04	-0,04 -0,04 -0,03	-0,03 -0,02 -0,03	0,04 0,06 0,09	0,07 0,09 0,11	0,00 0,00 0,02	-0,03 -0,04 -0,03
Якутск	62 61	129 43	1953 1954 1955	-0,06 -0,04	0,00 0,01	0,21 0,25	0,29 0,26	0,10 0,09	-0,07 -0,07	-0,02 -0,02	-0,03 -0,01 -0,03	0,07 0,02 0,05	0,07 0,06 0,07	0,01 0,00 -0,05	-0,03 -0,02 -0,03

Станция	Широта	Долгота	Год	Ноябрь						Декабрь					
				0 ч. 30 м.	6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	18 ч. 30 м.	0 ч. 30 м.	6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	18 ч. 30 м.
Тбилиси	41° 43'	44° 48'	1952	-0,09	-0,07	0,17	0,33	0,00	-0,10	-0,07	-0,09	0,09	0,22	-0,03	-0,10
			1953	-0,06	-0,06	0,16	0,27	0,00	-0,08	-0,06	-0,06	0,12	0,25	-0,02	-0,07
			1954	-0,03	-0,04	0,14	0,20	0,01	-0,04	-0,02	-0,04	0,08	0,15	-0,02	-0,04
			1953	-0,05	-0,04	0,19	0,26	0,03	-0,06	-0,04	-0,04	0,10	0,21	0,02	-0,05
Сухуми	43 03	41 01	1953	-0,05	-0,04	0,19	0,26	0,03	-0,06	-0,04	-0,04	0,10	0,21	0,02	-0,05
			1951	-0,04	-0,05	0,10	0,16	-0,01	-0,04	-0,03	-0,03	0,09	0,15	-0,01	-0,04
			1952	-0,06	-0,05	0,13	0,18	0,00	-0,06	-0,04	-0,04	0,06	0,10	-0,01	-0,04
			1954	-0,01	-0,01	0,06	0,10	0,01	-0,02	-0,04	-0,03	0,04	0,11	-0,01	-0,03
Аскания-Нова	46 27	33 53	1953	-0,05	-0,04	0,11	0,17	0,01	-0,07	-0,04	-0,04	0,06	0,14	0,00	-0,04
			1954	-0,02	-0,02	0,10	0,13	0,02	-0,02	-0,03	-0,03	0,06	0,11	-0,01	-0,03
Гигант	46 31	41 20	1952	-0,02	-0,02	0,15	0,24	0,02	-0,02	-0,02	-0,02	0,05	0,08	0,00	-0,03
			1953	-0,07	-0,06	0,10	0,16	-0,01	-0,06	-0,04	-0,03	0,04	0,07	-0,01	-0,04
			1954	-0,04	-0,03	0,12	0,20	0,01	-0,05	-0,04	-0,02	0,06	0,16	-0,01	-0,03
			1950	-0,04	-0,04	0,07	0,18	0,00	-0,04	-0,02	-0,02	0,02	0,05	-0,01	-0,03
Деркул	49 02	39 45	1951	-0,01	-0,02	0,06	0,10	0,00	-0,02	-0,02	-0,02	0,01	0,06	-0,01	-0,03
			1952	-0,05	-0,04	0,12	0,18	-0,01	-0,05	-0,03	-0,02	0,03	0,06	-0,02	-0,02
			1953	-0,04	-0,04	0,09	0,15	0,00	-0,05	-0,03	-0,01	0,02	0,06	-0,01	-0,03
			1954	-0,04	-0,04	0,09	0,13	-0,02	-0,05	-0,03	-0,03	0,03	0,08	-0,02	-0,04
Джаныбек	49 24	46 48	1953	-0,04	-0,04	0,08	0,10	-0,03	-0,04	-0,03	-0,02	0,03	0,06	-0,02	-0,02
			1953	-0,06	-0,04	0,09	0,15	-0,02	-0,05	-0,03	-0,03	0,02	0,06	-0,02	-0,03
Киев	50 24	30 32	1953	-0,02	-0,01	0,03	0,07	-0,01	-0,03	-0,02	-0,02	0,01	0,03	-0,01	-0,03
			1954	-0,02	-0,01	0,03	0,07	-0,01	-0,03	-0,02	-0,02	0,01	0,03	-0,01	-0,03

Куйбышев	53 15	50 13	1952	-0,06	-0,06	0,09	0,18	-0,03	-0,08	-0,07	-0,07	0,00	0,04	-0,05	-0,06
			1953	-0,03	-0,04	0,02	0,06	-0,03	-0,04	-0,04	-0,02	0,01	0,03	-0,03	-0,02
			1954	-0,04	-0,04	0,02	0,05	-0,03	-0,04	-0,04	-0,04	0,02	0,05	-0,03	-0,04
			1955	-0,03	-0,04	0,05	0,06	-0,03	-0,03	-0,03	-0,03	0,00	0,00	-0,02	-0,03
	53 56	27 38	1954	-0,03	-0,03	0,03	0,09	-0,02	-0,3	-0,01	-0,01	0,00	0,01	-0,01	-0,01
Каунас	54 56	23 59	1953	-0,06	-0,04	0,03	0,09	-0,01	-0,05	-0,03	-0,02	0,00	0,03	-0,02	-0,04
			1954	-0,03	-0,02	0,01	0,06	-0,01	-0,03	-0,01	-0,01	0,00	0,00	0,00	-0,01
			1955	-0,03	-0,02	0,02	0,08	-0,02	-0,03	-0,02	-0,02	0,00	0,01	-0,02	-0,02
	56 44	61 04	1951	-0,01	-0,02	0,01	0,01	-0,03	-0,06	-0,02	-0,02	0,00	0,00	-0,02	-0,03
			1953	-0,06	-0,03	-0,01	-0,01	-0,03	-0,03	-0,02	-0,02	-0,01	-0,01	-0,02	-0,02
Высокая Дубрава (Свердловск)			1954	-0,02	-0,03	0,00	0,01	-0,02	-0,03	-0,02	-0,02	-0,01	-0,01	-0,03	-0,03
	56 58	24 02	1953	-0,02	-0,01	0,04	0,06	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,00	0,02	-0,02	-0,01
			1954	-0,02	-0,02	0,02	0,04	-0,02	-0,02	-0,01	-0,01	0,00	0,01	-0,07	-0,01
	58 14	38 34	1954	-0,04	-0,04	0,00	0,02	-0,03	-0,04	-0,03	-0,03	-0,02	0,00	-0,03	-0,03
Мыс Рожновский (Рыбинское водохранилище)	58 23	26 41	1953	-0,04	-0,04	0,02	0,05	-0,03	-0,03	-0,02	-0,02	0,01	0,02	-0,02	-0,02
			1954	-0,02	-0,03	-0,01	0,03	-0,03	-0,02	-0,02	-0,01	0,00	0,00	-0,01	-0,02
			1955	-0,03	-0,02	0,01	0,05	-0,01	-0,02	-0,02	-0,01	-0,01	-0,01	-0,02	-0,03
	59 57	30 42	1952	-0,01	-0,02	0,09	0,01	-0,01	-0,01	-0,02	-0,02	-0,01	0,00	-0,01	-0,01
			1953	-0,02	-0,02	0,01	0,02	-0,02	-0,02	-0,01	-0,01	-0,01	0,00	-0,01	0,00
Воейково			1954	-0,03	-0,03	-0,01	0,01	-0,03	-0,03	-0,02	-0,01	-0,01	0,00	-0,01	-0,01
			1955	-0,02	-0,03	-0,01	0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,00	-0,01	-0,01
	59 58	30 18	1953	-0,04	-0,02	0,01	0,02	-0,02	-0,02	-0,03	-0,03	0,00	0,00	-0,02	-0,02
			1954	-0,02	-0,02	-0,02	0,01	-0,03	-0,03	-0,02	-0,02	-0,01	0,01	-0,01	-0,01
			1955	-0,03	-0,02	0,00	0,02	-0,01	-0,01	-0,02	-0,02	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01
Ленинград	62 01	129 43	1953	-0,02	0,00	0,00	0,00	-0,02	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,00	-0,02	-0,01
			1954	-0,02	-0,02	-0,02	-0,03	-0,03	-0,02	-0,01	-0,01	0,00	0,00	-0,02	-0,01
			1955	-0,02	-0,01	0,00	-0,01	-0,03	-0,01	-0,01	-0,01	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02
Якутск			1953	-0,02	0,00	0,00	0,00	-0,02	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	0,00	-0,02	-0,01
			1954	-0,02	-0,02	-0,02	-0,03	-0,03	-0,02	-0,01	-0,01	0,00	0,00	-0,02	-0,01
			1955	-0,02	-0,01	0,00	-0,01	-0,03	-0,01	-0,01	-0,01	-0,02	-0,02	-0,02	-0,02

Суточный радиационный баланс на 15-е число каждого месяца (в кал/см²сутки)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1953 г.												
Тбилиси	14	43	127	242	291	361	330	223	174	88	30	2
Сухуми	23	50	144	212	252	332	308	235	—	—	31	12
Одесса	-12	31	133	194	309	352	325	217	156	62	1	-13
Аскания-Нова	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0	-4
Гигант	10	16	113	226	308	262	298	226	142	65	12	-19
Деркул	6	12	44	170	296	309	301	210	118	51	-2	-11
Джаныбек	—	—	—	—	—	—	—	—	110	50	-11	-10
Киев	-14	-2	96	148	219	297	280	201	112	32	-4	-17
Куйбышев	-18	-16	57	241	334	364	345	246	138	50	-20	-16
Минск	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Каунас	—	—	—	—	215	225	231	170	77	16	-28	-25
Высокая Дубрава (Свердловск)	-33	-43	-8	163	198	258	258	184	70	12	-23	-23
Рига	—	—	63	166	234	358	251	208	126	20	0	-20
Мыс Рожновский	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Тарту	-23	-10	0	171	237	278	241	178	105	10	-28	-20
Ленинград	-22	-17	39	154	209	236	175	115	69	-3	-22	-20
Воейково	-14	-25	15	144	198	233	204	120	62	8	-17	-12
Якутск	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	-14	-14

1954 г.

Тбилиси	6	43	106	285	254	290	330	254	120	86	24	8
Сухуми	—	—	—	—	—	291	298	245	169	104	—	—
Одесса	-13	68	69	189	272	308	328	273	172	41	9	-2
Аскания-Нова	-17	19	80	194	214	270	288	224	149	71	19	-3
Гигант	-23	-25	47	190	276	288	279	212	153	68	17	6
Деркул	-2	-3	58	155	207	337	232	—	—	34	12	-16
Дженыбек	-14	-13	2	164	210	302	259	211	142	58	—	—
Киев	-19	5	66	143	188	315	256	213	124	32	-6	-12
Куйбышев	-38	-22	61	182	311	327	276	227	121	35	-17	-29
Минск	-5	-7	57	114	260	255	191	184	98	27	-7	-8
Каунас	-34	-33	54	108	229	262	186	164	82	16	-14	-9
Высокая Дубрава (Свердловск)	-38	-25	-13	169	233	226	264	183	76	9	-37	-25
Рига	-11	-11	23	171	291	236	258	197	101	11	-11	-8
Мыс Рожновский	-53	-30	13	166	272	303	275	192	77	4	-37	-36
Тарту	-22	-27	33	127	245	258	266	159	82	4	-22	-17
Ленинград	-22	-19	20	122	163	214	209	149	64	-4	-27	-16
Воейково	-13	-24	22	122	181	208	208	178	68	-4	-31	-16
Якутск	-12	-6	12	58	220	286	275	176	69	-2	-31	-11

1955 г.

Тбилиси	11	62	100	153	241	316	299	222	141	97	—	—
Сухуми	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Одесса	-1	24	81	152	278	330	306	232	142	57	—	—
Аскания-Нова	12	31	112	181	278	302	263	214	173	74	—	—
Гигант	—	—	—	141	334	304	290	—	—	—	—	—
Деркул	-13	8	95	145	242	269	288	228	186	38	—	—
Джаныбек	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Киев	-18	-2	58	153	242	249	273	224	119	42	-11	-12
Куйбышев	-28	-9	36	164	269	304	284	232	119	36	-16	-29
Минск	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Каунас	-21	-6	2	91	110	207	230	199	103	25	—	—
Высокая Дубрава (Свердловск)	-11	-9	4	142	229	267	—	—	—	—	—	—

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Рига	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Мыс Рожновский	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Тарту	—22	—15	—8	84	210	273	256	216	104	0	—15	—25
Ленинград	—22	—6	1	77	154	246	215	152	39	10	—17	—24
Воейково	—27	—15	—21	51	160	240	258	182	57	6	—19	—15
Якутск	—18	—21	—1	118	237	257	228	156	72	—8	—24	—22

Среднемесячные величины альбедо

Станция	Год	Январь			Февраль			Март			Апрель			Май			Июнь		
		9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	18 ч. 30 м.	6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	18 ч. 30 м.	6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.
Тбилиси	1951	18	16	27	20	21	18	17	21	16	15	—	—	19	16	—	20	—	14
	1952	14	11	15	24	19	17	15	14	14	14	18	15	13	13	—	14	—	12
	1953	14	12	16	14	14	15	15	15	15	15	15	17	16	14	—	14	—	11
	1954	27	22	27	22	14	19	16	19	16	18	19	21	16	16	—	18	—	13
	1955	19	17	22	19	18	21	21	21	22	21	—	23	19	18	—	26	—	15
Сухуми	1953	20	19	21	21	18	22	17	17	16	15	44	19	22	21	—	29	20	22
	1954	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20	23
Одесса	1951	—	23*	—	—	17	—	16	—	19	14	—	—	15	13	—	—	—	17
	1952	17	13	13	36	28	25	12	14	12	16	18	15	13	13	—	14	—	14
	1953	53	45	47	28	16	14	14	14	15	13	16	15	14	14	—	15	—	13
	1954	50	52	44	28	28	25	14	14	15	14	—	14	13	13	—	—	—	14
	1955	20	17	17	18	17	18	17	18	19	14	—	21	18	16	—	—	—	15
Аскания-Нова	1954	68	66	69	67	66	63	23	21	19	17	—	22	22	20	20	27	21	19
	1955	25	20	25	16	15	18	27	27	27	14	—	21	18	17	20	23	21	24
Гигант	1952	24	25	31	37	38	35	38	34	33	13	—	—	10	10	10	11	11	11
	1953	42	40	36	44	43	41	28	28	28	10	—	—	11	11	11	12	12	10
	1954	74	80	71	80	79	78	64	57	57	10	—	—	11	11	11	13	12	12
	1955	41	38	36	19	16	18	25	25	24	13	—	21	17	16	18	19	18	21
Деркул	1950	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14	15
	1951	—	72	—	—	60	—	15	—	38	10	—	—	12	10	—	—	14	—
	1952	—	67	—	—	53	—	70	—	28	24	—	—	10	11	—	—	11	—
	1953	21	19	18	66	67	66	71	73	6	7	9	11	6	7	7	12	10	12
	1954	78	69	73	78	73	71	45	45	8	7	—	10	8	8	—	9	8	8
	1955	47	50	44	29	36	50	14	17	20	17	27	23	11	16	20	21	17	24

Джаныбек	1953	78	77	74	78	76	74	68	72	67	69	24	19	19	20	—	17	15	15	21	28	25	26	26	—	30
Кнев	1953	58	55	59	63	60	59	27	28	22	22	14	12	13	13	16	15	15	15	17	16	16	17	17	17	18
	1954	65	69	65	63	64	60	22	15	14	13	15	11	12	13	15	18	16	16	17	21	19	19	20	20	20
	1955	64	74	67	61	56	58	27	35	33	31	18	15	13	14	21	21	17	17	22	18	17	17	18	21	21
Куйбышев	1952	65	66	63	61	64	66	61	66	68	68	34	29	29	29	38	10	12	10	14	11	11	11	12	16	16
	1953	67	68	65	71	72	74	47	62	60	57	11	9	8	8	16	9	9	10	11	11	10	10	10	14	14
	1954	64	69	64	66	72	73	47	52	52	51	17	12	12	12	—	9	10	11	11	12	13	13	12	15	15
	1955	70	73	66	74	75	75	43	52	48	49	21	16	9	11	20	18	15	16	22	21	17	16	18	22	22
Минск	1954	72	75	55	74	74	66	—	37	40	33	16	12	12	15	—	16	16	16	19	24	21	20	22	24	24
Каунас	1953	—	70	62	77	77	76	—	—	—	—	16	14	15	15	19	19	19	19	21	21	21	20	20	23	23
	1954	65	60	55	62	55	65	67	67	67	66	35	26	25	21	24	14	13	13	22	23	20	20	22	25	25
	1955	53	60	55	62	55	65	67	67	67	66	35	26	25	21	24	14	13	13	16	18	17	16	16	20	20
Высокая Дубрава (Свердловск)	1951	76	77	76	73	77	73	64	68	65	65	18	18	17	17	18	18	18	18	19	20	20	21	21	20	20
	1952	74	75	74	73	74	70	73	74	76	71	44	47	42	40	38	25	23	24	22	17	17	19	19	18	18
	1953	74	77	82	71	77	80	74	75	77	74	28	28	27	28	23	19	18	17	18	23	21	20	19	22	22
	1954	74	73	70	75	73	71	64	67	62	62	29	26	20	21	26	19	16	16	17	21	18	17	17	20	20
	1955	70	73	66	76	76	70	64	75	71	69	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Рига	1953	—	61	53	62	61	60	—	—	—	—	17	12	13	15	22	15	12	16	22	18	15	17	15	20	20
	1954	57	61	83	58	60	64	—	28	25	23	17	14	18	16	23	18	17	16	20	17	17	18	17	21	21
Мыс Рожновский	1954	76	77	83	78	77	78	68	67	66	62	21	19	17	18	17	16	14	14	16	19	17	17	18	21	21
Тарту	1953	75	75	80	74	76	77	73	64	63	66	20	19	19	19	26	20	19	19	21	17	17	17	18	19	19
	1954	37	48	47	68	70	68	42	38	32	31	22	18	16	16	—	17	16	16	17	19	19	20	20	21	21
	1955	72	74	71	72	72	74	71	74	75	74	56	53	52	51	—	13	12	13	14	14	17	18	19	20	20
Ленинград	1953	65	58	50	55	51	52	—	35	31	28	13	10	10	11	—	14	14	15	17	19	16	16	17	20	20
	1954	64	62	—	57	59	57	—	36	32	35	13	10	8	8	—	18	15	16	19	20	18	18	18	20	20
	1955	49	52	—	65	62	60	55	59	54	56	35	38	33	33	42	13	10	11	15	18	17	17	17	18	18
Восейково	1952	63	60	55	80	82	80	69	79	78	80	30	23	24	23	21	18	20	20	22	23	22	21	23	26	26
	1953	80	69	83	75	69	75	64	52	48	50	17	13	13	17	19	14	16	17	19	18	17	18	19	20	20
	1954	73	72	75	68	64	64	59	52	48	46	24	17	14	13	26	15	14	14	15	19	18	18	18	19	19
	1955	80	72	—	79	73	77	85	76	71	74	55	50	44	44	50	14	13	14	14	17	15	15	15	16	16
Якутск	1954	78	82	76	77	85	86	73	75	79	83	57	62	63	65	65	15	15	15	17	18	17	18	19	23	23
	1955	74	80	86	79	86	80	73	78	79	85	59	63	62	63	63	15	13	14	17	14	13	13	13	15	15

Станция	Год	Июль					Август				Сентябрь				Октябрь				Ноябрь			Декабрь		
		6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	18 ч. 30 м.	6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	6 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.	9 ч. 30 м.	12 ч. 30 м.	15 ч. 30 м.
Тбилиси	1951	—	13	15	14	12	20	16	15	16	19	20	22	20	—	17	19	17	22	16	20	21	14	13
	1952	16	15	14	14	8	20	16	16	16	24	15	17	15	—	15	15	12	15	13	17	15	12	18
	1953	24	16	15	17	24	24	17	15	16	44	16	16	17	—	21	16	21	25	21	34	29	22	32
	1954	21	18	17	19	26	20	18	17	18	21	18	20	21	37	24	20	24	19	19	29	19	19	26
	1955	—	—	—	—	—	20	20	17	21	21	21	21	24	30	24	21	24	—	—	—	—	—	—
Сухуми	1953	20	23	21	22	25	22	21	21	21	24	19	18	20	22	18	19	20	24	27	32	22	28	35
	1954	19	17	17	20	14	15	17	17	18	—	21	21	21	—	20	18	20	17	18	24	19	18	23
Одесса	1951	—	16	16	15	16	17	16	17	16	15	19	16	16	—	24	13	13	15	13	15	16	16	14
	1952	18	16	16	16	17	19	16	16	16	17	14	14	15	20	14	14	14	14	14	15	16	13	14
	1953	21	19	18	18	22	22	18	17	17	18	14	14	15	20	14	14	14	14	14	15	16	13	14
	1954	20	16	15	16	—	18	17	16	16	18	17	17	17	—	15	15	15	14	16	—	17	15	—
	1955	—	—	—	—	—	18	17	16	16	—	17	17	17	—	15	15	15	14	16	—	17	15	—
Аскания-Нова	1954	21	17	17	17	22	24	19	18	20	24	20	20	21	20	18	17	17	18	18	24	25	22	30
	1955	23	18	17	19	22	22	17	17	18	24	19	17	19	23	18	18	20	18	—	—	—	—	—
Гигант	1952	12	11	11	11	11	—	11	11	12	14	12	12	13	—	10	11	12	15	12	14	21	15	14
	1953	12	12	12	12	—	12	11	11	11	—	12	12	13	—	13	12	13	34	32	32	46	46	50
	1954	14	12	13	12	11	13	13	12	12	—	12	12	16	—	15	15	16	15	15	18	18	13	—
	1955	24	19	18	18	23	21	18	16	18	—	16	16	16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	1950	14	14	13	13	14	15	16	15	15	16	16	16	16	15	12	13	14	19	14	20	20	23	—
Деркул	1951	—	13	13	10	—	12	10	16	14	—	10	14	14	—	7	12	12	9	10	11	56	28	—
	1952	13	10	9	10	13	10	10	10	11	—	10	9	11	13	7	9	9	9	8	11	49	49	94
	1953	10	9	9	9	18	12	10	10	11	13	10	9	11	13	9	11	11	28	23	26	42	44	67
	1954	—	17	16	18	25	22	17	16	16	22	18	19	19	24	18	17	19	17	18	22	27	21	—
	1955	23	17	16	18	—	22	17	16	16	—	18	19	19	—	19	17	19	—	—	—	—	—	—
Джаныбек	1953	—	26	26	26	29	24	20	19	20	28	20	19	21	28	20	19	21	33	28	28	54	52	55
	1951	27	26	26	26	29	27	24	23	26	40	26	25	28	40	18	16	16	—	—	—	—	—	—

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ РОСЫ И ЕЕ ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

Влияние росы на растительность и некоторые процессы сельскохозяйственного производства

Проблема росы на протяжении многих лет представляет значительный интерес как для метеорологов, так и для работников ряда других наук.

В настоящее время, в связи с разработкой в сельскохозяйственном производстве таких методов, как внекорневая подкормка растений, а также новых способов уборки и обработки некоторых культур, борьбы с вредителями сельского хозяйства, учет росы и ее исследование становится особенно необходимым.

Действительно, образование росы может способствовать осуществлению ряда практических задач. Так, перед уборкой хлопка с целью облегчения ее обычно производят опрыскивание хлопчатника 1,5—2,5-процентным раствором цианмида кальция. В тех случаях, когда ожидается выпадение росы, обработка хлопчатника может быть выполнена более рациональным способом, а именно: вместо опрыскивания производится опыление участка с самолета, в результате чего цианмид кальция, растворенный в росе, хорошо впитывается хлопчатником. Таким образом, в районах с частыми и обильными росами уборка хлопка значительно упрощается и удешевляется.

В сельскохозяйственной практике сейчас все шире применяется внекорневая подкормка растений. Как показали работы ряда авторов (например, [8]), высыхание раствора питательных солей на поверхности листьев при такой подкормке происходит обычно в течение 20—40 мин. Соли, оставшиеся на листьях в сухом виде, растительными организмами не используются и приносят последним не пользу, а вред. Поэтому эффективность внекорневой подкормки зависит от возможности повторного растворения сухого осадка на поверхности листьев. Такая возможность создается при последующем выпадении росы. Следовательно, внекорневую подкормку целесообразно проводить перед выпадением росы. Дождь в данном случае не может быть полезен, так как при этом удобрения смываются с листьев и не воспринимаются растениями. В случае вероятности обильных рос может оказаться эффективной замена обрызгивания растений их опыливанием сухими порошковидными удобрениями, что технически проще и экономически выгоднее.

Уборку табака обычно производят после выпадения обильной росы (или дождя, но дожди в период уборки бывают значительно реже, чем росы), так как увлажненные листья табака легче обламываются, чем сухие.

Роса частично доставляет удобрение почве, она содержит в большем количестве азотистые вещества, чем дождевая вода [7].

Роса оказывает некоторое действие на водный режим растений. При образовании обильной росы на поверхности почвы, а в некоторых случаях и стекании ее с листьев и стеблей растений, содержание влаги в почве несколько повышается. Увеличение влажности поверхностного слоя почвы может происходить еще и за счет поднятия и конденсации в этом слое парообразной влаги из нижних, более теплых слоев. Увлажнение верхнего слоя почвы вследствие притока влаги к этому

слою сверху и снизу способствует восстановлению тургора растений в утренние часы.

Одним из важных действий росы на жизнедеятельность растений является впитывание росы листьями. Последнее было установлено опытным путем многими авторами — П. Леманом, Х. Шандрлем, Е. Хильтнером и др. [13, 15]. При этом было показано, что различные растения по-разному впитывают влагу и поэтому действие росы на них не одинаково. Е. Хильтнер, М. С. Хенрици, И. Стефан и О. Шварц [16] считают, что впитанная роса разбавляет раствор солей внутри растительной ткани и таким образом благоприятствует росту растений. Так, Хильтнеру удалось сохранять в свежем состоянии горох и горчицу в совершенно сухой почве только путем обмывания листьев кисточкой или обрызгивания их.

Кроме того, роса воздействует на водный режим растений благодаря задержке транспирации листьев [15].

Исследования П. Костычева [15] показали, что во многих случаях для поддержания существования растений достаточно небольшого количества впитанной росы и некоторого периода, когда роса предохраняет их от транспирации. Это характерно, например, для ксерофитов, которые без вреда выносят дефициты насыщения водой вплоть до 80%.

А. Скрепинский [9] выделяет в растительном мире пустынь группу „конденсатофитов“, т. е. растений, живущих за счет конденсации в верхнем слое почвы.

Таким образом, потребление росы играет большую роль в жизни тех растений, которые могут переносить без особых ущербов большой дефицит насыщенности водой, или тех, у которых хорошо развита способность всасывать росу. При этом существенно, чтобы развитие их приходилось на тот период, когда росы часты и обильны.

В засушливых областях или в отдельные периоды без осадков роса может иногда способствовать развитию растений даже в том случае, если количество ее по абсолютной величине сравнительно мало. Небольшие порции воды, доставляемые росой растению в критические моменты, когда последнее испытывает существенный недостаток во влаге, приносят гораздо большую пользу, чем те же порции в других условиях и чем такое же количество осадков. Причина различия в эффективности одинакового количества осадков в виде дождя и росы состоит в том, что роса, регулярно поступающая небольшими порциями, лучше усваивается растительными организмами.

В ряде районов осадки в виде дождей совершенно отсутствуют в течение целого месяца, а иногда и нескольких месяцев подряд. Однако росы в то же время появляются регулярно, помогая растительности сохраниться.

Нами, на основании расчетов, произведенных по методу М. Е. Берлянда [2], составлена табл. 1, в которой приведено количество росы, образующееся в разных районах, которое сравнивается с количеством осадков, для отдельных засушливых периодов.

Из таблицы следует, что в отдельные засушливые периоды количества росы и осадков вполне сравнимы. В некоторых случаях роса является единственным источником влаги, получаемой растениями из атмосферы, за период продолжительностью от одного до двух месяцев. Так, например, на метеорологической станции Голубинка с 15 июля по 25 августа 1953 г. не было ни одного дождя, роса же отмечалась каждый день и количество ее за этот период составило 5 мм. Травостой за это время не пострадал.

Однако влияние росы на развитие растительности и на производство ряда сельскохозяйственных работ может носить не только положительный, но и отрицательный характер. Например, при образовании росы в некоторых случаях возникают вредные процессы, с которыми необходимо бороться и для их предотвращения проводить профилактические мероприятия.

Известно, что роса, увлажняя споры болезнетворных грибов, попавших на поверхность листьев, способствует прорастанию этих спор и помогает проникновению грибов во внутренние полости листьев. К таким грибковым заболеваниям относятся: грибок Мильдиу на винограде, головня на зерновых, мучнистая роса

Таблица 1

Количество влаги, выпавшей в виде росы и дождя в отдельные засушливые периоды

Название станции	Координаты		Год	Рассматриваемый период	Количество влаги (мм)		Число дней с росой
	сев. шир.	вост. дол.			дождь	роса	
Сасово	54°22'	41°56'	1948	IV	0	1,0	20
Лебедин	50 35	34 29	1949	VIII	0,2	0,4	13
Богодухов	50 10	35 32	1949	V	0,5	0,4	14
Харьков	49 56	36 17	1949	VIII	1,4	1,6	22
Зеленга	46 11	48 37	1948	V	0	0,5	18
Армянск	46 07	33 42	1948	IV	0,2	0,2	13
Славянская	45 15	38 09	1929	V	0,7	2,5	24
Александровское	44 43	43 00	1946	VI	1,6	1,5	12
Голубинка	44 30	33 50	1947	IV—V	3,4	1,5	50
"	44 30	33 50	1953	15/VII— 25/VIII	0	5,0	40
Ялта	44 30	34 10	1952	IV	0	0,8	12
Адлер	43 27	39 54	1947	VI	5,2	2,3	22
Кизляр	43 51	46 40	1948	IV—10/VI	0,4	0,9	13

на табаке и целый ряд заболеваний плодовых деревьев. Зная количество росы и время ее образования, можно решать вопрос о времени предупредительной борьбы с такими грибами.

Иногда в ранние утренние часы при низкостоящем солнце наблюдается ожог листьев, на которых образовалась роса. В данном случае капли росы действуют как собирательные линзы. Таким образом, из-за росы часто наносится ущерб чайным плантациям, посевам огурцов и т. д. Наличие росы препятствует работе комбайнов в утренние и вечерние часы. По данным, приводимым В. Ивановым [6], наблюдения, производящиеся в зерносовхозах, обнаружили совпадение максимума поломок в комбайнах со временем выпадения росы.

Экспериментальные методы определения росы

В конце XIX века почти одновременно появились два первых прибора (П. Бильдерлинга [5] в России и Кернера [14] в Германии), которые давали возможность измерить количество образовавшейся росы путем взвешивания. Точность таких измерений была очень небольшой. Дальнейшая разработка более совершенных конструкций приборов встретила ряд трудностей, связанных прежде всего с необходимостью измерения малых количеств влаги, осаждающейся в виде росы. Сейчас известно значительное количество росометров различной конструкции. В соответствии с принципом построения эти приборы можно разбить примерно на три группы: 1) взвешивание росы; 2) измерение объема выпавшей росы; 3) определение изменений свойств приемников приборов при образовании росы.

Использование приборов, основанных на втором и третьем принципах, большей частью нерационально.

Для того чтобы измерить объем выпадающей росы без специальных приспособлений, необходимо длительное время собирать водяные капли. Это ограничивает возможность применения приборов такого рода, поскольку они не дают изменения количества росы во времени в течение суток. Чувствительность таких приборов обычно мала.

Градуировка приборов третьей группы во многих случаях оказалась очень сложной. Поэтому такие приборы могут дать только качественную картину явления росы и не позволяют определять ее количество. Отсюда следует, что для использования на метеорологической сети наиболее удачными и приемлемыми

являются росомеры, основанные на весовом принципе. Однако некоторые приборы данного типа нельзя употреблять для массового измерения количества росы. К таковым относится гидравлический испаритель ГГИ большой модели, установленный на испарительной площадке в г. Валдае [11]. В основу этого прибора положен гидравлический принцип взвешивания, что позволяет взять в качестве приемника почвенный монолит больших размеров (площадь поперечного сечения 5 м^2 , высота 2 м). Образование росы на поверхности этого монолита почти не отличается от росообразования в естественных условиях. Кроме того, взвешивание производится с большой точностью. Однако устройство прибора настолько сложно и громоздко, что он может быть использован только для специальных исследовательских целей и в качестве контрольного прибора.

Мы сравнивали показания гидравлического испарителя с данными одного из новых росографов конструкции А. Н. Ярошевского. В последнем приборе имеются чувствительные рычажные весы. Одно плечо рычага мягко, при помощи нити, соединено с пишущей стрелкой. К другому плечу присоединена приемная поверхность в виде двух батистовых кругов, общей площадью 400 см^2 , отлакированных и выкрашенных масляной краской в зеленый цвет. Данная приемная поверхность подобрана конструктором так, что несмотря на отсутствие полной идентичности с поверхностью зеленого листа, она близка по своим свойствам к ней. Для уменьшения влияния ветра на показания, в приборе применен демпфер, перемещающийся в сосуде с касторовым маслом. Передающая часть прибора достаточно проста, но в то же время позволяет фиксировать количество росы с большой точностью. Чувствительность росографа $0,1 \text{ г}$ на приемную поверхность.

Росограф А. Н. Ярошевского был нами подвергнут испытанию, для чего, как указано выше, в течение августа и сентября 1954 г. в г. Валдае производились сравнительные наблюдения. Эти наблюдения были поставлены следующим образом. Начиная с 19 час., через каждый час делались отсчеты по трем индикаторам гидравлического испарителя. В те же сроки измерялась температура воздуха, влажность и ветер на высоте приемной поверхности росографа; одновременно велись визуальные наблюдения за образованием росы и ходом облачности. Два росографа, установленные на расстоянии 2 м от испарителя, на поверхности почвы, покрытой растительностью, записывали величины образующейся росы. Нарастание количества росы от часа к часу, записанное росографом и полученное путем обработки отсчетов, сделанных по индикаторам гидравлического испарителя, графически сравнивались. Кроме того, проверялось их соответствие визуальным наблюдениям над росой и ходу температуры, влажности воздуха, ветру на высоте 20 см и облачности.

Все наблюдавшиеся случаи по характеру хода кривых можно разделить на две группы. К первой относится росообразование, которое не сопровождалось появлением тумана, ко второй — росообразование в поздние ночные и ранние утренние часы, когда, кроме росы, возникал туман.

Для первой группы случаев (рис. 1 а, б) характерно почти полное совпадение хода кривых, построенных по данным росографа и гидравлического испарителя. Небольшие расхождения можно заметить лишь в той части, где кривые достигают максимума. На обеих кривых максимумы одинаковы как по величине, так и по времени наступления. После максимума в течение часа кривая росографа резко идет вниз, в то время как участок кривой испарителя обычно представляет собой горизонтальную линию. Поскольку у росографа приемная поверхность сравнительно небольшая, то после прекращения конденсации осажденные водяные капли обычно быстро испаряются. Это не имеет места у испарителя, приемная поверхность которого гораздо больше.

В случаях, когда после росы появлялся туман, не наблюдалось совпадения кривых (рис. 1 в). До момента образования тумана кривые почти совпадают, а затем кривая испарителя продолжает подниматься вверх, а кривая росографа представляет собой зигзагообразную кривую, которая проходит гораздо ниже кривой испарителя. Расхождение происходит потому, что капли росы на верхней поверхности приемников росографа сливаются и стекают сначала к одному краю приемных поверх-

ностей, а затем льются на землю. В этом состоит недостаток росографа, так как в случае одновременного образования росы и тумана количество росы, записываемое росографом, получается несколько заниженным по сравнению с тем количеством ее, которое получила растительность.

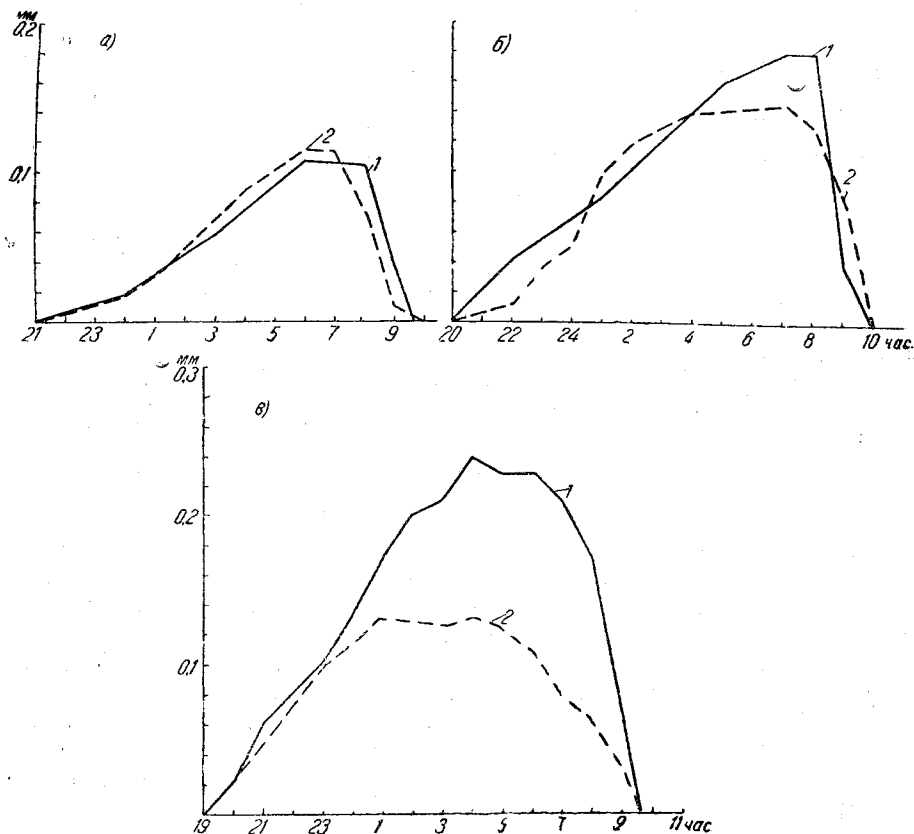


Рис. 1. Количество росы, полученной в 1954 г. в г. Валдае по испарителю (1) и по росографу (2).
а — 17 августа, б — 28 августа, в — 2 сентября.

Расчетный метод определения количества росы М. Е. Берлянда и его проверка на опытных данных

В последнее время М. Е. Берляндом [2] разработана теория росообразования и дан расчетный метод определения количества росы. Ввиду того что количество образующейся росы зависит от условий температуры и влажности приземного слоя воздуха, М. Е. Берлянд использует соотношения, связывающие эти метеорологические элементы. Путем оригинального математического решения системы дифференциальных уравнений теплообмена и влагообмена, описывающих процесс образования росы, автором получены формулы, позволяющие предсказать время начала росообразования, количество росы и изменения вследствие образования росы температуры и влажности приземного слоя воздуха.

Ввиду того что формулы сложны и расчеты по ним требуют значительной затраты времени, указанный метод доведен нами до возможности практического использования, для чего построены номограммы. Две номограммы, отличающиеся

друг от друга тем, что для одной из них взята сухая почва (номограмма 1, рис. 2), а для другой — влажная (номограмма 2, рис. 3), рассчитаны для случаев, когда промежуток времени между начальным моментом и началом росообразования (x) равен двум часам. Две другие номограммы (рис. 4 и 5) рассчитаны для случаев, когда указанный промежуток времени равен четырем часам. Ветер был принят равным 1—2 м/сек., а облачность — равной 0, так как в 90% всех случаев роса образуется при ясном небе или покрытом верхней облачностью, наличие которой существенно расчетов не меняет. По оси абсцисс отложено время, в течение которого образовывалась роса, по оси ординат — количество росы (в граммах на 1 м²) за час. Таким образом, зная момент начала росообразования, продолжительность процесса, влажность воздуха и состояние поверхности почвы по одной из четырех номограмм, находим количество росы в граммах на 1 м² за час. Для того чтобы найти количество росы за всю ночь, достаточно вычислить площадь, ограниченную осью абсцисс, соответствующей ординатой и кривой данной влажности.

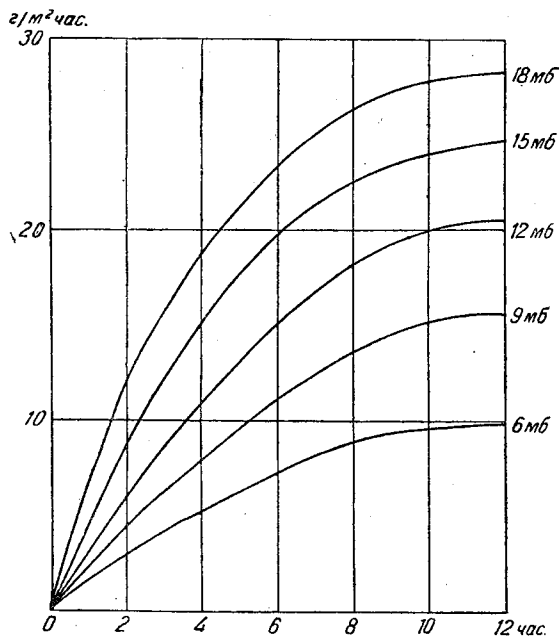


Рис. 2. Номограмма 1 для сухой почвы ($x = 2$ час.).

Для расчетов количества росы, образующейся в естественных условиях, взяты фактические значения продолжительности росы, абсолютной влажности воздуха, осредненные за два срока наблюдения в 19 и 05 час., ветра, облачности и состояния поверхности почвы.

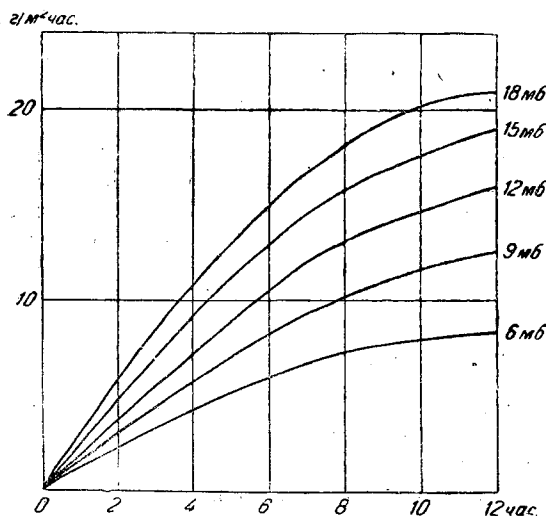


Рис. 3. Номограмма 2 для влажной почвы ($x = 2$ час.).

На рис. 6, 7, 8 (а, б) для примера приведены кривые количества росы за ночь в течение продолжительного времени, полученные путем расчетов и экспериментально на метеорологической станции Голубинка, агрометеорологической станции Сочи и в двух пунктах совхоза Ойдрема Эстонской ССР (на суходоле и осушенном болоте).

Учитывая точность наблюдений, указанные графики в целом свидетельствуют о хорошем согласовании тех и других данных. По метеорологической станции Голубинка

и в совхозе Ойдрема разница между вычисленными и опытными данными не превышает 15 г на поверхность в 1 м².

На агрометеорологической станции Сочи различия в количествах росы, полученных двумя методами, больше. Максимальные расхождения приходятся на 29 мая, 3 и 6 июня, однако, они вызваны феновыми явлениями, отмечавшимися в эти дни.

В целом можно считать, что получившиеся расхождения экспериментальных и теоретических данных находятся в пределах погрешностей используемых методов.

Положительной чертой расчетного метода является его объективность. Кроме того, применение этого метода не требует постановки специальных наблюдений, а предполагает использование обычных станционных наблюдений за основными метеорологическими элементами.

Росограф конструкции А. Н. Ярошевского, несмотря на указанные незначительные недостатки, можно рекомендовать для использования на агрометеорологических станциях. Он достаточно прост по своему устройству, обладает большой чувствительностью и при отсутствии тумана запись его соответствует количеству росы, образовавшемуся на поверхности растений в естественных условиях.

Записи росографов, установленных на оголенной почве и на поверхности, покрытой травой, на болоте и суходоле, показывают, что количества росы в ука-

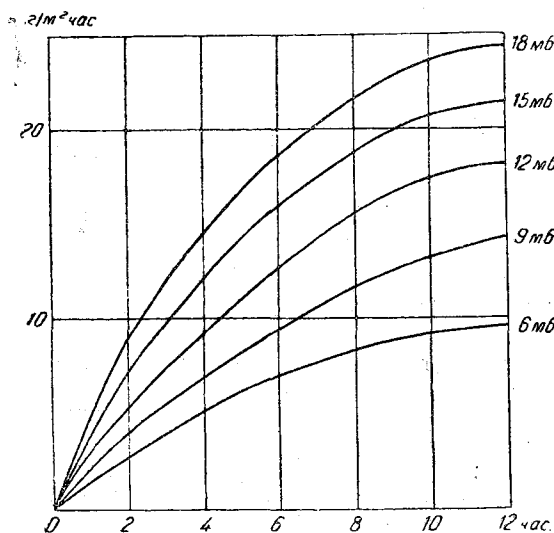


Рис. 4. Номограмма 3 для сухой почвы ($x = 4$ час.).

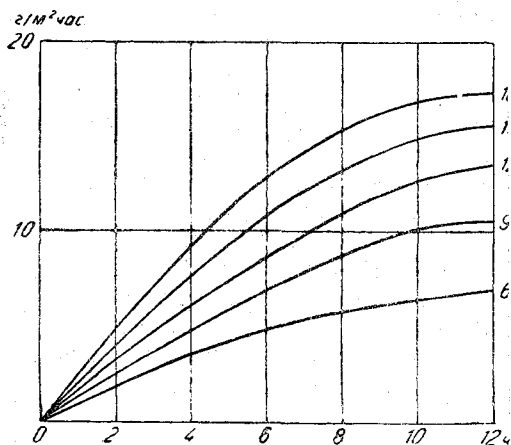


Рис. 5. Номограмма 4 для влажной почвы ($x = 4$ час.).

занных точках мало отличаются друг от друга. Разница не превышает 1 г на приемную поверхность прибора. Таким образом, тот или иной характер растительности или почвы не может значительно повлиять на количество образующейся росы. Исходя из указанного положения, можно ограничиться определением количества росы по росографу А. Н. Ярошевского в местности со сравнительно одинаковым рельефом в одном пункте.

Предсказание росы и учет ее при прогнозе тумана

При образовании росы подстилающая поверхность достигает температуры, равной точке росы. Приземный слой воздуха остается при этом ненасыщенным. Если охлаждение в дальнейшем идет настолько интенсивно, что температура воздуха достигает точки росы и затем опускается ниже ее, то процесс выпадения росы переходит в туманообразование. Ввиду некоторого подобия физических процессов образования росы и тумана, предсказание росы может быть проведено примерно таким же образом, как предсказание тумана [3].

Прогноз росы выполняется в два этапа. Первый этап состоит в синоптическом прогнозировании погодных условий на предстоящую ночь. Благоприятными для образования росы условиями следует считать: скорость ветра до 2 м/сек. и безоблачную или малооблачную погоду. При наличии значительной нижней облачности роса, как правило, не образуется. Если же она образовалась до возникновения

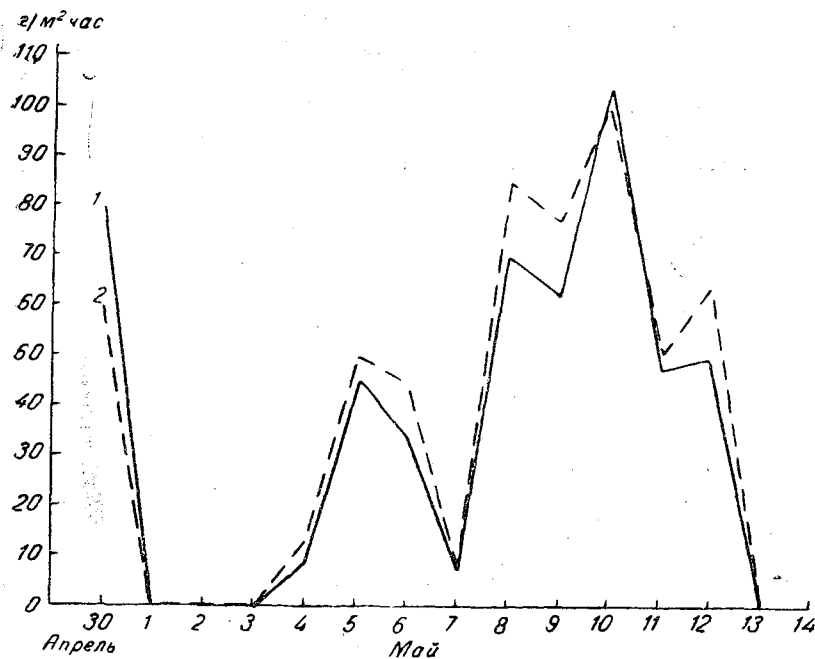


Рис. 6. Количество росы за ночь, полученное по прибору (1) и путем расчета (2) на метеорологической станции Голубинка в 1954 г.

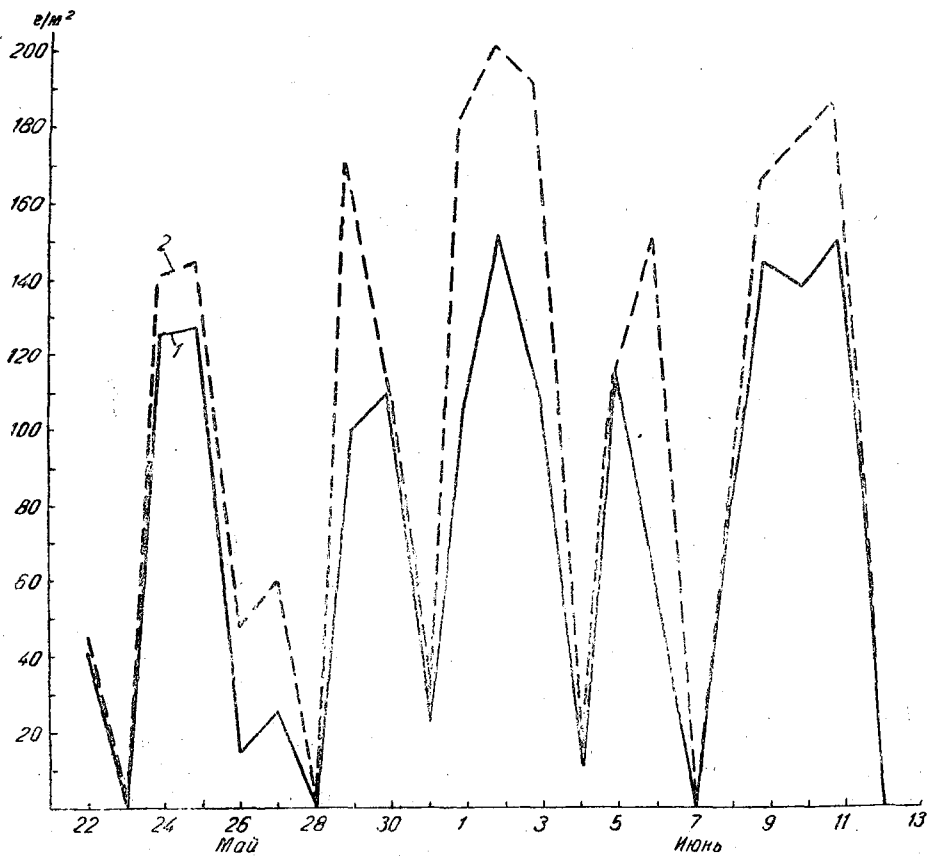


Рис. 7. Количество росы за ночь, полученное по прибору (1) и путем расчета (2) на агрометеорологической станции Сочи в 1954 г.

нижней облачности, то после появления последней дальнейшее росообразование в основном прекращается, и нередко роса начинает даже испаряться.

Подсчет для ряда станций количества дней с росой за год в процентах при наличии нижней облачности больше 4 б. от общего числа дней с росой показал следующее. Для большего числа станций при наличии нижней облачности больше 4 б. росы не наблюдалось. В районах с повышенным влагосодержанием воздуха, напри-

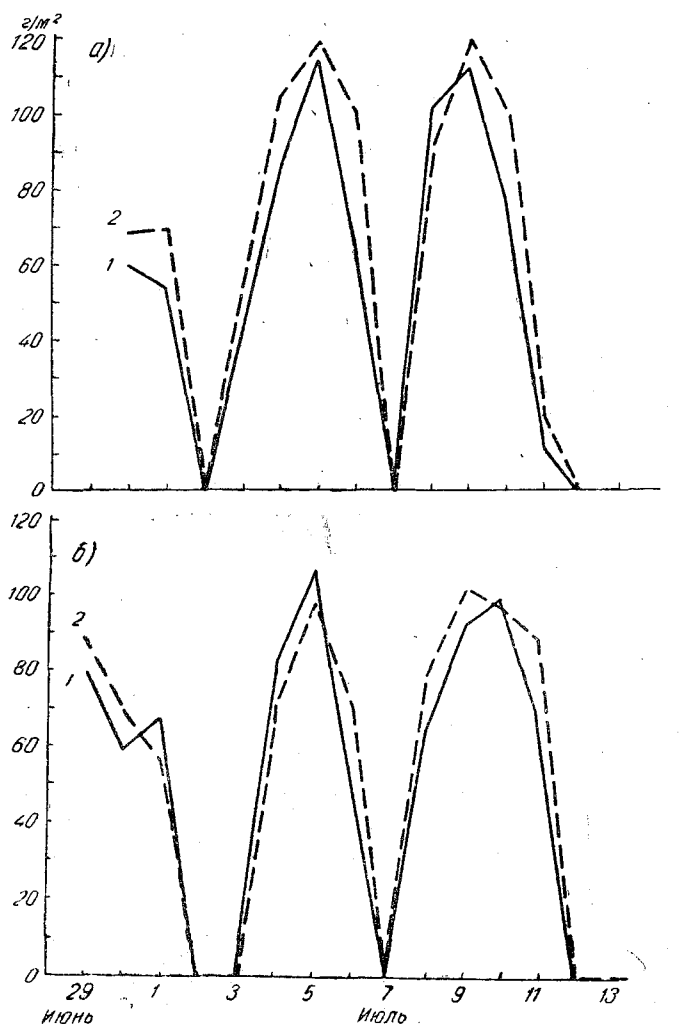


Рис. 8. Количество росы за ночь, полученное по прибору (1) и путем расчета (2) по суходолу (а) и осушенному болоту (б) в совхозе Ойдрема (Эстонская ССР).

мер на Черноморском побережье Кавказа, роса иногда образовывалась и при нижней облачности больше 4 б., но число таких ночей не превышает 10% от общего числа ночей с росой. В этих случаях роса появляется в часы перед восходом солнца.

Если по синоптическому прогнозу ожидается благоприятная для образования росы погода, то следует переходить ко второму этапу прогнозирования росы. За начальный момент удобнее всего принять срок наблюдения в 19 час., т. е. срок перед заходом солнца, когда распределение температуры в нижнем слое атмосферы близко к изотермии. В естественных условиях при отсутствии облачности процесс росообразования начинается обычно через несколько часов после

захода солнца. Обозначим время восхода солнца через t (в 19 час. $t=0$); время начала образования росы через t_0 и окончания образования росы через t_p .

Сначала определяем возможность образования росы. С этой целью находим необходимое для начала росообразования понижение температуры поверхности почвы

$$\Delta\theta_n = \theta_0 - T_p,$$

где θ_0 — температура поверхности почвы в начальный момент; T_p — точка росы в начальный момент у поверхности почвы. Затем определяем возможное понижение температуры поверхности почвы по методу М. Е. Берлянда [1, 4].

Исходными данными для прогноза являются: температура поверхности почвы θ_0 , температура почвы на глубинах 5, 10, 15 см (θ_5 , θ_{10} , θ_{15}), скорость ветра на высоте 2 м (V), абсолютная влажность воздуха у поверхности почвы (q), температура точки росы для влажности воздуха у поверхности почвы (T_p), визуальная оценка облачности нижнего, верхнего и среднего яруса в долях единицы, визуальная оценка увлажнения почвы, время между начальным моментом и восходом солнца в часах.

Следуя методу М. Е. Берлянда, возможное понижение температуры поверхности почвы находим по следующей формуле:

$$\Delta\theta = B + S,$$

где слагаемое B примерно равно произведению эффективного излучения Земли на некоторый коэффициент D_0 , зависящий от продолжительности ночи, скорости ветра и степени увлажнения почвы. Слагаемое S отражает зависимость ночного охлаждения от начального распределения температуры по вертикали:

$$B = B_0 [1 - (c_n n_n + c_c n_c + c_b n_b) n].$$

где n — показатель общей облачности; n_n , n_c , n_b — показатели облачности нижнего, среднего и верхнего яруса; c_n , c_c и c_b — коэффициенты для облаков соответствующих ярусов:

$$c_n = 0,80; \quad c_c = 0,65; \quad c_b = 0,25.$$

$$S = (\theta_0 - \theta_5) D_1 + (\theta_5 - \theta_{10}) D_2 + (\theta_{10} - \theta_{15}) D_3,$$

где D_0 , D_1 , D_2 , D_3 — коэффициенты, значения которых для различных отрезков времени между начальным моментом и восходом солнца для разных скоростей ветра и почв различного увлажнения даны в таблицах, приведенных в работе М. Е. Берлянда [3].

Появление росы зависит от знака разности между возможным и необходимым понижением температуры поверхности почвы. Если эта разность положительна $\Delta\theta \geq \Delta\theta_n$, то роса может образоваться, если — отрицательна $\Delta\theta < \Delta\theta_n$, то образование росы маловероятно.

Пример. Ночь с 8 на 9 июля 1954 г. Район совхоза Ойдрема, суходол

$$\begin{aligned} \theta_0 &= 27,2, & \theta_1 &= 22,5, & \theta_2 &= 21,2, & \theta_3 &= 19,0, \\ q &= 17,6 \text{ мм}, & T &= 22,8, & T_p &= 15,0. \end{aligned}$$

Облачность 0/0, $V = 1 - 2$ м/сек. Почва сухая. Время между начальным моментом и восходом солнца — 8 час. 30 мин.

Находим по таблице коэффициенты $D_0 = 104$; $D_1 = 0,56$; $D_2 = 0,37$; $D_3 = 0,20$.

Зная D_0 , по номограмме из работы [4] находим $\beta_0 = \beta = 11,5$.

Вычисляем $S = 0,56 \cdot 4,7 + 0,37 \cdot 1,3 + 0,20 \cdot 2,2 = 2,63 + 0,45 + 0,44 = 3,52$

$$\Delta\theta = 11,5 + 3,5 = 15,0; \quad \Delta\theta_n = 27,2 - 15,0 = 12,2.$$

Роса должна образоваться, так как $\Delta\theta > \Delta\theta_n$. Роса действительно наблюдалась.

Предсказав факт образования росы, можно переходить к прогнозу времени начала процесса, которое определяется, исходя из теории М. Е. Берлянда [2]. Из приведенных формул следует, что

$$B_0 = \frac{\Delta\theta_n - S}{1 - (c_n n_n + c_c n_c + c_v n_v) n}$$

По данному значению B_0 и по номограмме, взятой из работ М. Е. Берлянда [1, 4], находим соответствующее значение D_0 и затем из таблиц (в тех же работах) по D_0 определяем время наступления росообразования.

В нашем примере

$$B_0 = \frac{\Delta\theta_n - S}{1 - (c_n n_n + c_c n_c + c_v n_v) n} = \frac{12,2 - 3,4}{1} = 8,8.$$

По номограмме находим $D_0 = 81$ при $T = 22^\circ 8$ и $q = 17,6$ мм. Из таблицы по D_0 определяем $t = 4$ час. Фактически роса наступила через 3,5 час. после захода солнца.

Зная время начала образования росы, абсолютную влажность воздуха, скорость ветра, облачность и состояние поверхности почвы, можно по номограммам, описанным выше, определить количество росы.

Вычислим для 8 июля продолжительность образования росы. Если начало росообразования относится к 23 час., а максимум ее наступит около 6 час. (в момент восхода солнца), то продолжительность процесса составит примерно 7 час. Находим по номограмме количество росы 102 г на 1 м² или 0,1 мм. Росограф А. Н. Ярошевского зафиксировал в эту ночь 0,11 мм росы.

В ряде случаев предсказания росы в Сочи и в Эстонской ССР по данному методу, расхождения в прогнозирувавшихся и фактически наблюдавшихся количествах ее находились в пределах погрешности метода измерения росы. Часто считают, что „при обильной росе туман часто либо не образуется, либо оказывается очень слабым“ [10]. Такое мнение основано на том, что, благодаря образованию росы, с одной стороны, уменьшается влагосодержание воздуха, а с другой — выделение скрытой теплоты конденсации замедляет охлаждение подстилающей поверхности. Произведенный нами просмотр материалов по 100 станциям Европейской территории СССР за ряд лет показал, что почти во всех случаях радиационных туманов, последним предшествуют росы. В качестве примера приведена табл. 2, составленная для нескольких станций, в районе которых туманы наблюдались наиболее часто.

Таблица 2

Число дней с туманами по средним данным за несколько лет
(среднее за апрель — ноябрь)

Название станции	Число дней с туманами, которым предшествовали росы	Число дней с туманами, которым не предшествовали росы
Ачихно	68	1
Борисов	51	4
Воронеж	9	3
Злынка	40	0
Ленинский лесхоз	10	2
Одесса	39	4
Славгород	34	2

При наших наблюдениях за образованием росы в течение летнего полугодия 1954 г. в Крыму, на Кавказе, в Эстонской ССР и на Валдайской возвышенности не было замечено ни одного случая радиационного тумана, которому не предшествовала бы роса. Такой результат вполне понятен. В случае радиационного тумана охлаждение воздуха происходит главным образом благодаря охлаждению земной

поверхности. Температура поверхности почвы и растений в период излучения будет наиболее низкой и, следовательно, конденсация должна прежде всего начаться на этих поверхностях.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что наличие обильной росы не означает невозможности образования тумана. Наоборот, образование росы скорее говорит о возможности возникновения в дальнейшем радиационного тумана в зависимости от ожидаемого понижения температуры воздуха, хотя в некоторых случаях выпадение росы может сыграть определенную роль в уменьшении вероятности образования тумана.

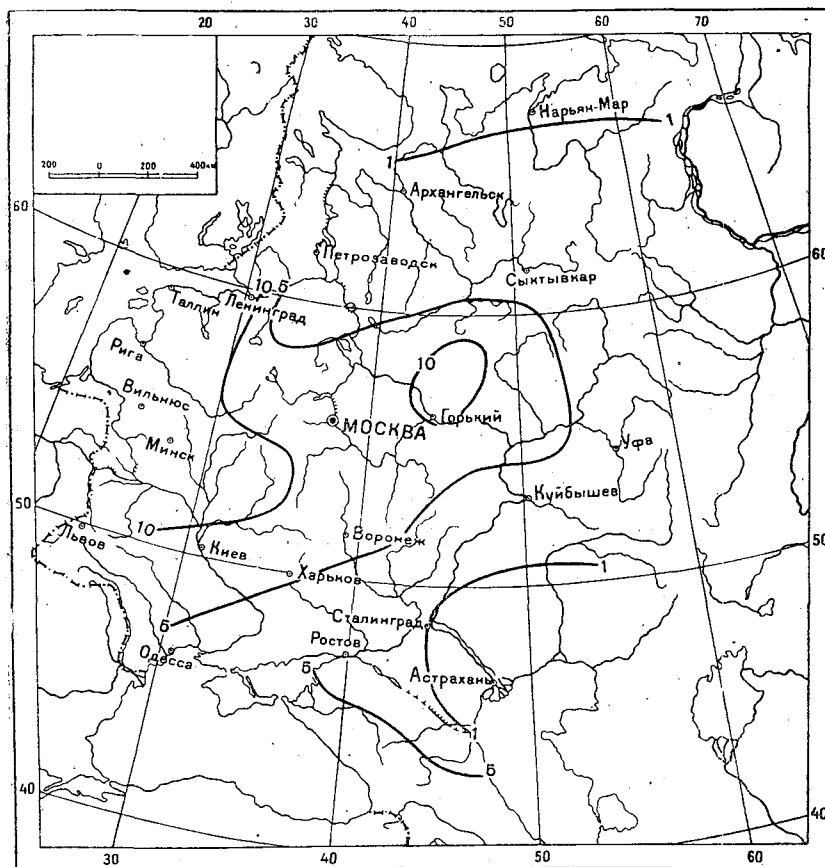


Рис. 9. Распределение количества росы за год (мм).

Географическое распределение росы

До настоящего времени не было попыток представить распределение росы в географическом разрезе. В русской и зарубежной литературе существуют лишь указания качественного характера на то, что в тропиках выпадает очень большое количество росы, в то время как в пустынях, например в Сахаре, Нубии и других, росы совсем не бывает, за исключением мест, прилежащих к ключам и озерам.

Между тем для использования явления росы в практических целях важно выяснить, существует ли зависимость частоты и интенсивности росообразования от географических условий местности и, если такая зависимость существует, то каков ее характер. Для разрешения этого вопроса нами были составлены карты распределения количества росы за год для Европейской территории Союза ССР, распределения среднего числа дней с росой за год, отношений среднего числа дней с росой за год к периоду со средней температурой выше нуля градусов (рис. 9, 10, 11).

Карта отношений среднего числа дней с росой за год к периоду со средними температурами выше 0° составлялась с целью исключения влияния длительности теплого периода на число дней с росой. Как мы видим, указанная карта подтверждает карту распределения среднего числа дней с росой за год.

Для построения карт распределения среднего числа дней с росой за год и отношений числа дней с росой за год к периоду со средней температурой выше нуля градусов вычислялось среднее за год число дней с росой по 120 станциям за период 10 лет. Построить карты распределения количества росы за год ввиду

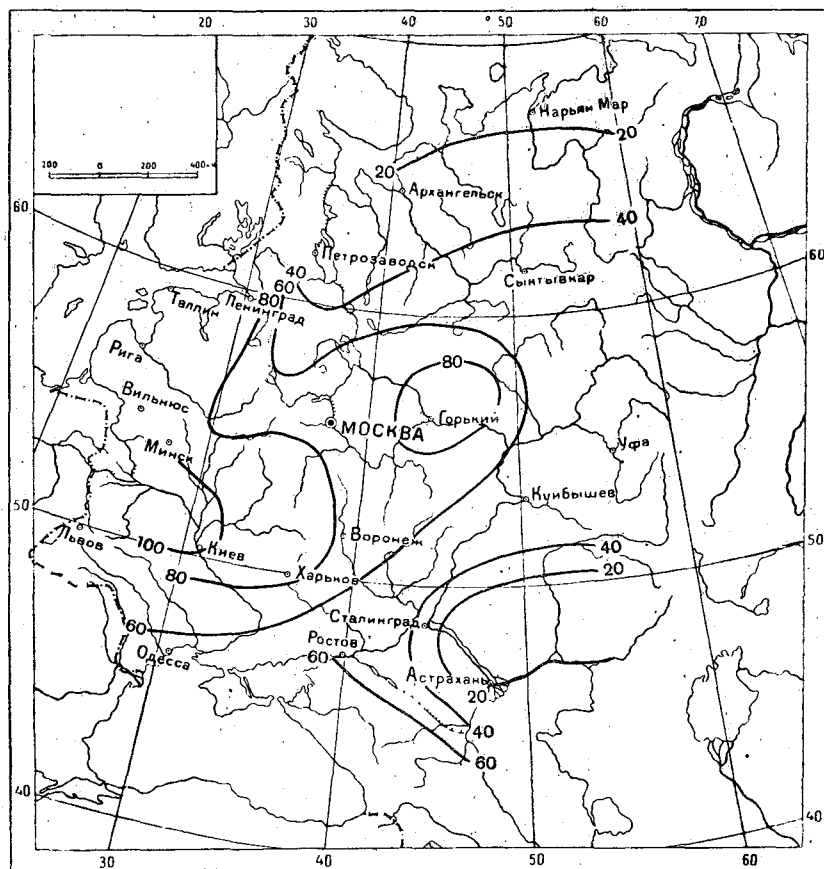


Рис. 10. Распределение среднего числа дней с росой за год.

отсутствия фактических данных позволила приведенная выше (в виде номограммы) теоретическая зависимость количества росы от ряда метеорологических факторов. Исходными данными для расчетов количества росы послужили вычисленные нами предварительно по 110 станциям ЕТС за 5 лет среднемесячные значения абсолютной влажности, ветра, облачности, продолжительности росы.

Анализ карт, представленных на рис. 9 и 11, показывает, что частота и интенсивность росообразования в целом увеличивается с севера на юг, за исключением засушливой зоны полупустынь, характеризующейся пониженным росообразованием.

Максимальными количествами росы и числом дней с росой, за вегетационный период года, характеризуется Черноморское побережье Кавказа. Изолинии по Кавказу и Крыму ввиду отсутствия данных в горных районах не проводились. Тем не менее о частоте и интенсивности росообразования в этих районах можно судить по данным станций, расположенных на побережье, и отдельных высокогорных пунктов наблюдений.

Число дней с росой за год здесь составляет 100—150, а количество росы за год — 20—40 мм. Указанная частота и интенсивность рос объясняется высокой влажностью воздуха. Условия, создающие повышенное росообразование, усугубляются тем, что со склонов гор происходит сток охлажденного воздуха, а это способствует большему охлаждению приземного слоя воздуха на побережье в ночные часы.

На картах отчетливо выделяется вторая зона с большими количествами росы и числом дней с росой. Она охватывает юго-западную часть Европейской терри-

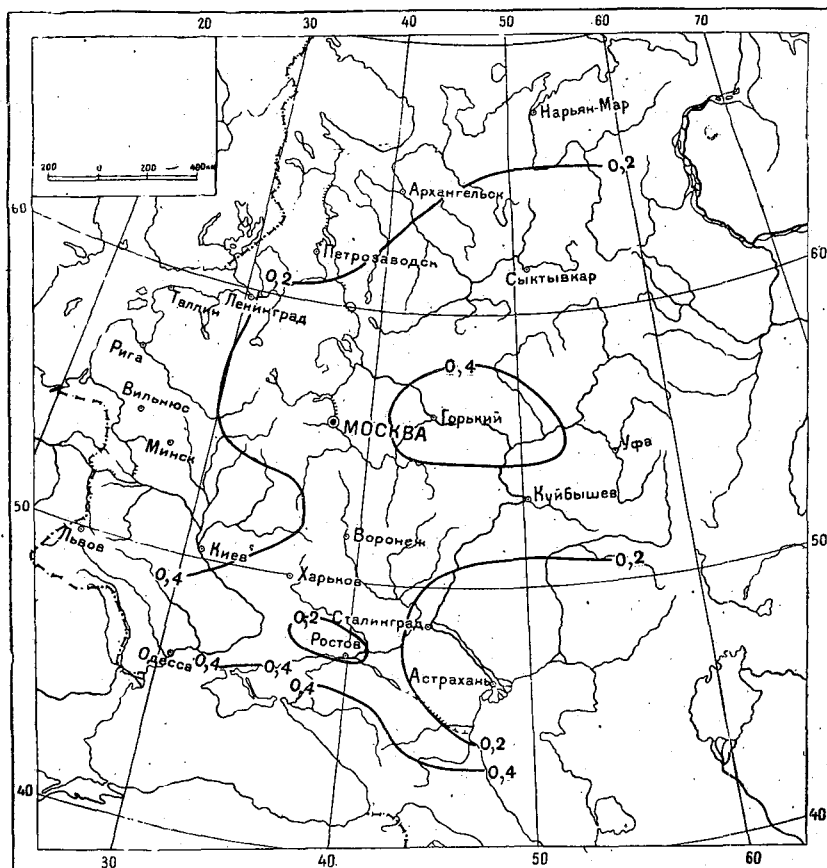


Рис. 11. Отношение среднего числа дней с росой за год к периоду со средней температурой выше 0°.

тории Союза ССР. Число дней с росой здесь порядка 80—100 в году, а количество росы — 10—15 мм за год. Существование этой зоны объясняется тем, что в данных районах часты затoki масс влажного морского полярного воздуха, благодаря которым содержание влаги в воздухе также повышено. На восток от описываемой зоны число дней с росой и количество росы уменьшаются. Однако в районе низменности, расположенной между северным окончанием Приволжской возвышенности и Северными Увалами, находится еще одна зона, с центром в г. Горьком, где за счет ее местоположения число дней с росой превышает 80, а количество росы выше 10 мм.

Минимальные количества росы (1—2 мм за год) и число дней с росой порядка 20 относятся к району Прикаспийской низменности, ввиду того что здесь наблюдается пониженная влажность и температура редко опускается ниже точки росы. Так же редки и малоинтенсивны росы в северных районах Европейской территории Союза ССР вследствие низких температур в этих районах. На воз-

вышенностях, за счет понижения абсолютной влажности, число дней с росой и ее количество по сравнению с низменностями обычно уменьшаются. На наветренных склонах росы обычно более интенсивны и часты, чем на подветренных. Следовательно, наиболее благоприятные условия для образования росы создаются в районах, прилежащих к большим водным бассейнам, в местностях, находящихся на пути перемещения влажных масс воздуха, а также на низменностях.

Местные условия, такие, как растительность, различная структура почвы, небольшие особенности рельефа, могут лишь ослабить или усилить процесс росообразования, но в целом данный процесс будет подчиняться общим метеорологическим условиям данного района.

Обработка цифрового материала по 120 станциям показала, что для центральной полосы Европейской территории Союза ССР максимум числа дней с росой приходится на август и лишь по нескольким станциям сдвинут на сентябрь.

Максимум количества росы относится тоже к августу, а по некоторым станциям — к июлю. Таким образом, в центральной части Европейской территории Союза ССР больше всего влаги за счет росы почвы и растительность получают в августе.

Для южных районов росы наиболее часты и интенсивны или в более поздние осенние месяцы (октябрь, иногда ноябрь), или в весенние месяцы (апрель, май). В крайних северных районах максимум числа дней с росой и количества росы отмечается обычно в июле.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берлянд М. Е. Изменение температуры в приземном слое атмосферы и предсказание заморозков. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1953.
2. Берлянд М. Е. Образование росы и испарение с почвы и влияние их на температуру и влажность приземного слоя воздуха. Труды ГГО, вып. 48 (110). Гидрометеоздат, 1954.
3. Берлянд М. Е. Метод предсказания радиационных туманов. Труды ГГО, вып. 48 (110). Гидрометеоздат, 1954.
4. Берлянд М. Е. и Красиков П. Н. Борьба с заморозками и их предсказание. Гидрометеоздат, 1953.
5. Бильдерлинг П. А. К вопросу о значении росомеров. Метеорол. вест., № 10, 1892.
6. Иванов В. Значение наблюдений над росой для сельскохозяйственного производства. Вест. един. метеорол. службы СССР, 1931.
7. Клоссовский А. В. Метеорология. 1908.
8. Мацков Ф. Ф. О внекорневом питании растений. Земледелие, № 6, 1954.
9. Скрипинский А. Подземная роса, как база пустынного земледелия. Ботанич. журн., № 6, 1937.
10. Тверской П. Н. и др. Курс метеорологии. 1951.
11. Урываев В. А. Экспериментальные исследования на Валдае. 1953.
12. Antonic B. Die Häufigkeit des Vorkommens von Tau und Reif nach den Potsdamer Beobachtungen Z. f. Met. 1951, 3, 52—55.
13. Hiltner E. Der Tau ein vernachlässigter Lebensfaktor der pflanzen Mitteilungen d. Deutschen Landw. Ges. 47. 1932, 825—827.
14. Kerner F. Ein Instrument zur Messung des Tauniederschlage. Met. Zeitschrift, g. 1892.
15. Lehmann P. und Schanderl H. Tau und Reif wies Abh. d. Rfw. Bd, g. Nz, 4. Berlin, 1942.
16. Sterghen I. Das Tauproblems, Biokl. Beibl. B. 5, № 2, 1938.

ОБ ИССЛЕДОВАНИИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА АЭРОВИЗУАЛЬНЫМ МЕТОДОМ

В настоящее время авиация прочно входит в практику научно-исследовательских работ. Аэрометоды, включающие аэрофотосъемку и аэровизуальные наблюдения, значительно повышают точность наземных исследований. В ряде работ [1—7] имеются указания на широкие возможности применения аэрометодов при исследовании рельефа, леса, вечной мерзлоты, особенностей пустынь, болотной и тундровой растительности и т. д. Необходимость широкого внедрения аэрометодов в практику научно-исследовательских работ обуславливается их высокой производительностью и небольшой потребностью в кадрах.

В настоящей работе сделана попытка выяснить возможности применения авиации для визуальных наблюдений над снежным покровом в период весеннего снеготаяния в условиях открытой ровной местности. Для выполнения поставленной задачи в апреле 1955 г. были организованы полеты. Аэровизуальные наблюдения производились в пределах Ленинградской и Новгородской областей по маршруту: Ленинград (пос. Воейково) — Тосно — Любань — Малая Вишера — Крестцы — Валдай. Указанный маршрут был выбран с учетом размещения гидрометстанций, где проводятся наземные наблюдения над снежным покровом в соответствии с „Наставлением гидрометеорологическим станциям и постам“, вып. 3, часть I, 1954. Последнее обстоятельство позволило сопоставить и выявить возможные связи между аэровизуальными и наземными наблюдениями над снежным покровом. Аэровизуальные наблюдения производились перед таянием, т. е. при сплошном залегании снежного покрова, в период интенсивного снеготаяния и, наконец, последний полет был совершен после полного схода покрова на открытых участках.

В задачу аэровизуальных наблюдений над снежным покровом прежде всего входило определение степени покрытости. Подсчет процента покрытости производился визуально, начиная с меньших пространств, покрытых снегом или обнаженных, т. е. подобно тому, как оценивается облачность. Например, если большая часть обозреваемой территории покрыта снегом, то суммировать следует проталины; полученную величину вычесть из 100, и тогда разность покажет процент покрытости. Наибольшая покрытость при полном отсутствии проталин соответствует 100%, а при полном отсутствии покрова — нулю. Эти соотношения и соответствующие им проценты, а также словесная характеристика приводятся в табл. 1.

Предлагаемая шкала является ориентировочной и требует дальнейшей доработки на основе массового материала аэровизуальных наблюдений над снежным покровом.

В отличие от наземных наблюдений оценка покрытости с самолета характеризуется большими масштабами и объективностью. Кругозор наблюдателя значительно расширяется, исчезают мелкие детали, маскирующие общую картину. В ясную погоду при хорошей видимости на высоте 400—600 м можно производить наблюдения над покрытостью в радиусе 20—25 км.

В табл. 2 представлены данные покрытости, полученные посредством аэровизуальных и наземных наблюдений. Наземные наблюдения над покрытостью и высотой снежного покрова производились на открытых участках по всему маршруту параллельно с аэровизуальными наблюдениями. Перед снеготаянием, т. е.

при сплошном залегании снежного покрова, различия в показаниях покрытости, оцениваемой аэровизуальными и наземными наблюдениями, невелики.

В период интенсивного снеготаяния, с появлением проталин, наземные наблю-

Таблица 1

Шкала покрытости

Соотношения между площадью, занятой снежным покровом, и площадью, обнаженной от снега (%)	Краткая характеристика
100	сплошной покров
90	сплошной покров с отдельными, небольшими проталинами
80	почти сплошной покров с отдельными проталинами
70	слаборазреженный покров
60	снежные поля превосходят по площади открытые участки на 10%
50	снежные поля и проталины, равные по площади
40	разреженный покров
30	редкий покров
20	отдельные, редкие полосы покрова
10	небольшие пятна покрова в понижениях
0	покров почти полностью отсутствует

Таблица 2

Покрытость (%) и высота снежного покрова (см) в 1955 г.

Дата	Характеристика	Воейково Тосно	Тосно Любань	Любань Малая Вишера	Малая Вишера Крестцы	Крестцы Валдай
6/IV	покрытость:					
	аэровизуальные наблюдения	95	98	100	100	100
	наземные наблюдения	100	100	100	100	100
	высота снежного покрова	34	40	48	52	48
14/IV	покрытость:					
	аэровизуальные наблюдения	90	95	95	98	100
	наземные наблюдения	90	100	100	100	100
	высота снежного покрова	25	27	35	40	40
21/IV	покрытость:					
	аэровизуальные наблюдения	65	80	90	95	98
	наземные наблюдения	90	100	90	95	100
	высота снежного покрова	14	18	26	31	28
26/IV	покрытость:					
	аэровизуальные наблюдения	20	45	75	85	85
	наземные наблюдения	60	60	70	90	90
	высота снежного покрова	5	8	16	17	16
29/IV	покрытость:					
	аэровизуальные наблюдения	10	25	35	50	70
	наземные наблюдения	40	30	50	65	60
	высота снежного покрова	0	6	8	9	9
4/V	покрытость:					
	аэровизуальные наблюдения	3	5	15	20	25
	наземные наблюдения	40	15	30	40	40
	высота снежного покрова	0	0	3	3	5

дения вследствие ограниченного обзора в отличие от аэровизуальных дают завышенный процент покрытости. Выявить различие между аэровизуальными и наземными наблюдениями в их точности пока что без инструментальных наблюдений не представляется возможным. Следует полагать, что аэровизуальные наблюдения над покрытостью в отличие от наземных дают более надежные данные. По мере продвижения от Ленинграда к Валдаю процент покрытости возрастает. Эта особенность отмечалась в течение всего периода аэровизуальных наблюдений и особенно четко в момент интенсивного схода снежного покрова (табл. 2). Изменчивость процента покрытости в указанном направлении определяется не только общеметеорологическими условиями снеготаяния, но и различием радиационных свойств снежного покрова, о чем будет сказано ниже.

Как видно из табл. 2, между высотой снежного покрова и процентом покрытости прослеживается тесная связь, т. е. чем больше высота покрова, тем больше процент покрытости. К сожалению, мы располагаем материалами аэровизуальных наблюдений лишь одной зимы, и они не позволяют обстоятельно подойти к выяснению этого вопроса. Принимая во внимание приведенные данные, можно считать, что такая связь существует. Положительное решение этого вопроса на массовом материале позволило бы в отдельных случаях определять количество снегозапасов по известному наблюдённому проценту покрытости с помощью графика. Очевидно, отмеченный график может быть пригодным лишь для соответствующего района с определенным режимом погоды.

О степени покрытости в зависимости от характера местности можно получить представление из фотоснимков, произведенных ручным фотоаппаратом (ФЭД). Ниже приводятся фотоснимки, сделанные нами во время аэровизуальных наблюдений. На рис. 1 *а* показано сплошное залегание снежного покрова на открытой местности; отдельно стоящие деревья отбрасывают тени. Известно, что длина тени зависит от высоты предмета, который ее отбрасывает. Пользуясь этим обстоятельством, можно определить относительную высоту снегомерной рейки, установленной на открытой, ровной площадке, и тем самым определить хотя бы приблизительно высоту снежного покрова. Для этой цели можно воспользоваться известной формулой [6]

$$h = l M \operatorname{tg} \varphi,$$

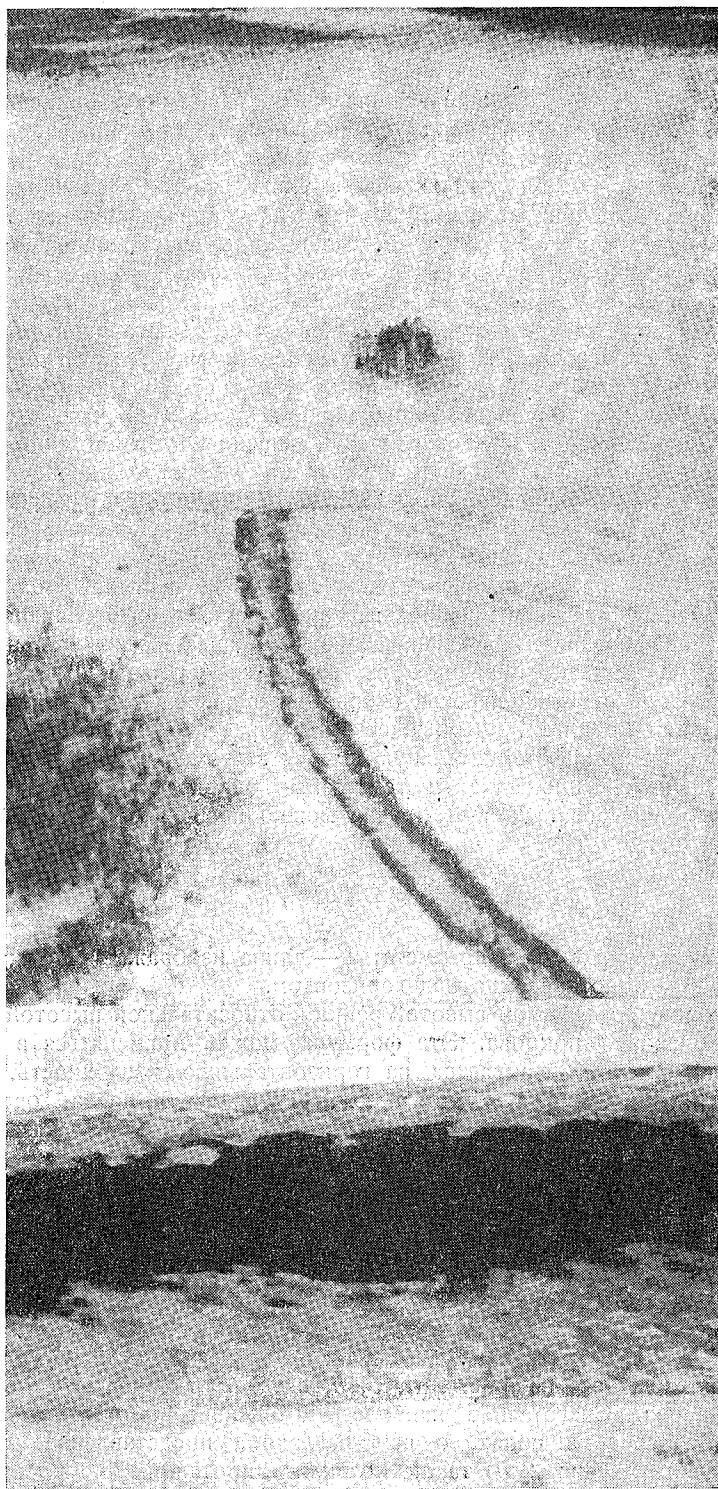
где h — относительная высота предмета; l — длина изображаемой тени; M — масштаб снимка; φ — высота солнца над горизонтом.

Разность между абсолютной высотой рейки и относительной высотой предмета (h) есть высота снежного покрова. Эта формула может применяться в тех случаях, когда тень от рейки отбрасывается на горизонтальную поверхность. Применение изложенного способа определения высоты снежного покрова, очевидно, целесообразно в недоступных или труднодоступных районах для наземных наблюдений.

Снимки, изображенные на рис. 1 *а, б, в*, были произведены в один и тот же день, но на различных участках маршрута. На рис. 1 *б* изображено начало разрушения снежного покрова на малых реках. Большие же реки, как это видно из рис. 1 *в*, освободились не только от снежного покрова, но и частично от ледостава. На снимке 1 *б* можно проследить распространение наста. Как показали аэровизуальные наблюдения в лесу, на полянах наст и ледяная корка почти отсутствуют.

Снимки, приведенные на рис. 2 *а, б, в*, сделаны в момент интенсивного схода снежного покрова. Снеготаяние наиболее интенсивно протекало на открытых участках и особенно на полях, о чем наглядное представление дает рис. 2 *а*. На лесных опушках (рис. 2 *б*) также появились проталины, но площади их невелики. Рис. 2 *в* был произведен в момент, когда большая часть территории обнажилась от покрова. Снежный покров сохранился лишь в балках и оврагах.

Мы привели в качестве примера ряд фотоснимков, чтобы показать возможности использования их при изучении снежного покрова. Выбор типичных участков по



а)

б)

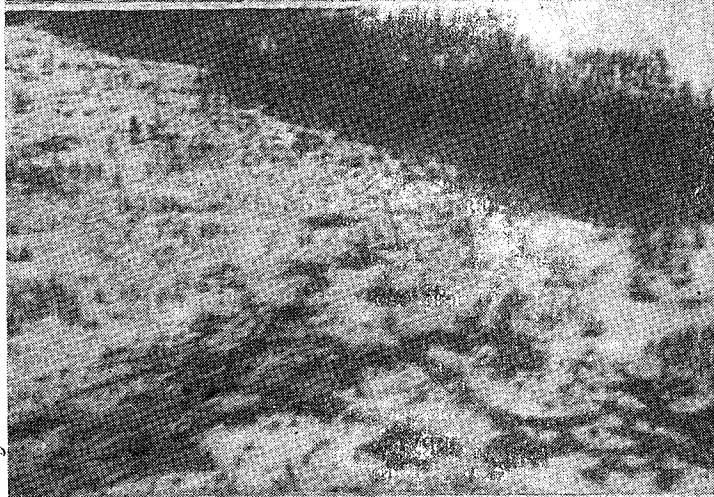
в)

Рис. 1.

а — сплошное залегание снежного покрова на равнине; в центре — группа деревьев, сверху — кустарник; б, в — разрушение снежного покрова и льда на реках.



а)



б)



в)

Рис. 2. Снеготаяние на полях и лесных опушках.
а — поле, б — опушка, в — поля и балки к концу схода снежного покрова.

всему маршруту и систематическая фиксация их посредством фотоаппарата в период интенсивного таяния позволит проследить динамику снежного покрова.

Во время аэровизуальных наблюдений была сделана попытка определить высоту снежного покрова по косвенным признакам. Зная приблизительно высоту стерни, кулис, травостоя, мелкого кустарника, глубину вспашки на полях и характер залегания снега, можно, хотя и грубо, определить высоту снежного покрова. В момент интенсивного снеготаяния с высоты 150—200 м хорошо видны верхушки стерни, травостоя, борозды пашни и т. д. Перед вылетом вблизи аэродрома определялась высота покрова; во время наблюдений с самолета мы пытались сравнивать открытые участки и отмечать различия между ними. В табл. 3 указаны высоты снежного покрова для открытой местности, полученные в результате наземных и аэровизуальных наблюдений.

Таблица 3

Высота снежного покрова в апреле 1955 г.

Дата	Наблюдения	Высота снежного покрова (см)				
		Воейково — Тосно	Тосно — Любань	Любань — Малая Вишера	Малая Вишера — Крестцы	Крестцы — Валдай
24/IV	Снегомерные съемки	14	18	26	31	28
24/IV	Аэровизуальные наблюдения	15	25	30	30	35

Вопрос определения высоты снежного покрова аэровизуальным методом требует дальнейшего изучения.

Во время полетов на высоте 150—200 м довольно четко раскрывается картина залегания снежного покрова в зависимости от местных условий. Как показывают материалы наблюдений, снежный покров к моменту интенсивного таяния распределялся равномерно по всему маршруту, причем не только в лесу, но и в условиях открытой ровной местности. Как в оврагах, так и на лесных опушках сугробов не было обнаружено. Равномерное распределение снежного покрова на рассматриваемой территории определяется наличием лесных массивов, которые, уменьшая действие ветра и турбулентного трения, препятствуют перераспределению снежного покрова.

Кроме наблюдений над указанными выше характеристиками, с самолета, хотя и приблизительно, можно определить структуру снежного покрова, его возраст, цвет, наличие наста, ледяной корки и т. д. Структура является одним из важных факторов; от нее зависит плотность, теплопроводность, порозность покрова; причем структура определяет характер залегания снега. Сведения о структуре и состоянии снежного покрова могут быть полезны при прогнозировании низовых метелей, поземков, степени усвоения почвой влаги и т. д. С высоты 150—200 м весьма удобно проводить наблюдения над состоянием сельскохозяйственных полей, озимых в период снеготаяния.

Радиационные свойства снежного покрова и, прежде всего, отражательная способность его, определяемая цветом, значительно влияют на процесс таяния. Во время наблюдений нам представилась возможность проследить влияние продуктов сгорания фабрично-заводских предприятий на цвет снежного покрова в окрестностях Ленинграда. Продукты сгорания, осаждаясь на поверхности снега, образуют черный налет. Наличие налета в окрестностях Ленинграда является одной из причин, благоприятствующих ускоренному снеготаянию. Наблюдения над загрязненностью, а также цветом снежного покрова дают дополнительные харак-

теристики, которые позволяют уточнить его динамику. Например, сильная „загрязненность“ является хорошим признаком интенсивного снеготаяния.

В зависимости от задачи, цели и времени, авиаразведки снежного покрова могут носить специфический характер. Основная задача авиаразведок в период весеннего снеготаяния должна заключаться в выяснении характеристик снежного покрова, необходимых для прогностических целей, а также для усовершенствования методики расчетов и прогнозов весеннего половодья путем увязки наземных и аэровизуальных наблюдений. Аэровизуальный метод обеспечивает:

а) массовость наблюдений (над покрытостью, высотой, залеганием, структурой, цветом снежного покрова);

б) возможность одновременного территориального сопоставления явлений, связанных со снежным покровом (состояние озимых, начало весенних полевых работ и т. д.);

в) выбор типичных участков для организации стационарных снегомерных наблюдений.

Аэровизуальный метод не может и не должен рассматриваться как самостоятельный и исключаящий наземные методы исследования снежного покрова, он существенно дополняет и контролирует их, позволяет для оперативного обслуживания запросов народного хозяйства получить сведения о явлениях и процессах, происходящих на огромной территории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев В. Н. Исследование растительности аэровизуальным методом. Труды 2-го съезда Всесоюз. геогр. общ., т. 3, 1949.
2. Гавеман А. В. Аэрометоды, их содержание и перспективы развития. Изв. АН СССР, серия географ. и геодезич., № 4, М., 1947.
3. Келль Н. Г. Аэрометоды исследования природы. „Природа“, № 3, 1955.
4. Кудрицкий Д. М. Роль и задачи аэрометодов в гидрографических исследованиях. Географ. сборн., № 7. Изд. АН СССР, М.-Л., 1955.
5. Методические указания Управления гидрометслужбы (авиаразведки снежного покрова и их организация), ГГИ, № 6, 1950.
6. Мирошников В. П. Аэрогеосъемка. Госгеолиздат, М. — Л., 1946.
7. Симаква М. С. Методика картирования почв Прикаспийской низменности по материалам аэрофотосъемки. М., 1954.

ОБ ИЗМЕРЕНИИ РАДИАЦИОННЫХ ПОТОКОВ ПРИ ПОМОЩИ ПИРГЕОМЕТРА (эффективного пиранометра) ЯНИШЕВСКОГО

В последнее время выяснилось, что определенные из актинометрических измерений, произведенных альбедометром и пиргеометром (эффективным пиранометром) Янишевского по общепринятой методике [11], величины противоизлучения атмосферы E_A и излучения земной поверхности E_B , а также длинноволнового радиационного баланса $B_L = E_A - E_B = -\mathcal{E}$ ($\mathcal{E}$ — эффективное излучение земной поверхности) неудовлетворительно совпадают (особенно днем) с соответствующими величинами, определенными другими способами (радиационные номограммы, расчетные формулы и т. д.). Оказалось, что ночью E_A и E_B завышены, днем, наоборот, заметно занижены, вследствие чего наблюдаемый суточный ход отличается от суточного хода, определенного другими методами.

Вследствие таких искажений в настоящее время нет полной уверенности в том, пригоден ли пиргеометр для измерения радиационных потоков или нет. Сам конструктор прибора, Ю. Д. Янишевский, рекомендует все пиргеометры переделать в балансомеры, т. е. измерять в дальнейшем только B_L , а не E_A и E_B отдельно. Созданию теории и изучению ошибок пиргеометра посвящены работы [4, 6, 9, 12], которые, однако, не объясняют всего механизма работы пиргеометра. Конечно, и косвенные методы неточны и имеют границы применимости, что необходимо учитывать в конечной оценке работы пиргеометра.

В настоящей статье излагаются некоторые результаты сравнения пиргеометрических данных с данными расчетов по радиационной номограмме Ковалевой и с таблицей Берлянд — Берлянда для безоблачного неба и сделана попытка объяснить некоторые возможные ошибки системы пиргеометр — альбедометр при определении E_A и E_B на основе данных Тартуской актинометрической станции Института физики и астрономии Академии наук Эстонской ССР¹.

Данные пиргеометра обрабатывались следующим образом:

$$\begin{aligned} E - S' &= \Phi_{v_1} a_{\text{оп}} W_1 \\ E_u &= \Phi_{v_2} a_{\text{оп}} W_2, \end{aligned}$$

где W_1, W_2 — показания пиргеометра при положении „вверх“ и „вниз“, Φ_v — поправочный множитель, учитывающий влияние ветра², $a_{\text{оп}}$ — нормальный штилевой переводный множитель. Как явствует из работы [12], существует зависимость горизонтального переводного множителя $a_0(h_\odot)$ от высоты солнца, аналогично пиранометру. Кривая $F_{h_\odot} = \frac{a_0(h_\odot)}{a_{\text{оп}}}$, что определялось как среднее из полевых или из лабораторных измерений.

¹ После выполнения этой работы стала нам известна работа Е. П. Барашковой [1], где также найдена зависимость $(I - E_A)$ от θ . Высказанное Е. П. Барашковой мнение о том, что эта зависимость обусловлена спектральной чувствительностью пиргеометра, нашими измерениями, как это показано в работе, не подтверждается.

² Для пиргеометра № 3053, используемого на станции, Φ_v был определен в Центральном бюро проверки специально для этого пиргеометра.

Используя $F_{h\odot}$, по методике, изложенной в работах Ю. Д. Янишевского [14], В. Г. Заводчиковой и К. Я. Кондратьева [3], были вычислены соответствующие поправочные множители, учитывающие распределение радиации по зонам неба. Для равномерно яркого неба получили $F_D = 1,001$, для ясного неба при $m = 3,0$ $F_D = 0,990$.

Эти данные показывают, что влияние зонального распределения радиации на показание пиргеометра № 3053 практически несущественно и им можно пренебречь. При другом виде функции $F_{h\odot}$ это, конечно, может оказаться важным.

При обработке данных альбедометра АС—4×4 № 2814 были учтены и спектральные поправочные множители отраженной и рассеянной радиации, а также поправочные множители зонального распределения отраженной и рассеянной радиации, вычисленные на основе работ [3], [10] и [14]. Кривая $F_{h\odot}$ альбедометра была определена на основе полевых наблюдений.

На основе метеорологических данных были найдены по номограмме Е. Д. Ковалевой [5], [7], [8] значения противоизлучения Π и эффективного излучения $\mathcal{E}$, учитывая и поправки на разность температур $t_b - t_{оп}$ (где t_b — температура воздуха на высоте 2 м, измеряемая аспирационным психрометром; $t_{оп}$ — температура поверхности почвы, измеряемая ртутным термометром).

Излучение земной поверхности было найдено по формуле

$$\sigma T_{оп}^4.$$

По таблице Берлянд — Берлянда [2], учитывая поправки на разность температур, были найдены значения эффективного излучения $\mathcal{E}_B$. Противоизлучение Π_B было найдено по формуле

$$\Pi_B = \sigma T_{оп}^4 - \mathcal{E}_B.$$

Вычисления были произведены для всех случаев безоблачного неба за 1953 г., отдельно для ночного и дневного времени. Число наблюдений по месяцам приводится в табл. 1. Все начальные данные были взяты из срочных актинометрических и метеорологических наблюдений.

Следует отметить, что иногда вечером (при возникновении инверсии) или утром (при ее исчезновении) данные, взятые из номограммы, были явно неправильны и должны были быть исключены.

Таблица 1

Число наблюдений при безоблачном небе

Время измерений	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Ночь	13	10	29	19	10	7	4	10	7	6	19	13	147
День	7	9	26	14	24	15	9	10	1	8	6	6	135

По месяцам были взяты средние из всех значений E_A , Π и Π_B ; $\sigma T_{оп}^4$ и E_B , а также B , $\mathcal{E}$ и $\mathcal{E}_B$.

Годовой ход противоизлучения атмосферы изображен на рис. 1 а.

Как видно из рисунка, ночью наибольшие значения противоизлучения дает пиргеометр, а наименьшие — номограмма, причем Π и Π_B совпадают лучше, чем E_A . Наилучшее совпадение между всеми кривыми имеет место весной, в апреле и в мае. Что касается дневного времени, то здесь данные пиргеометра сильно занижены, особенно летом, а таблица Берлянда дает опять немного большие значения, чем номограммы.

На рис. 1 б приводится годовой ход излучения земной поверхности. Здесь мы видим, что ночью $E_B > \sigma T_{оп}^4$, что в природе вряд ли имеет место. Поскольку действительное излучение земной поверхности определяется по формуле $\delta \sigma T_{оп}^4$, где $\delta < 1$, то данные пиргеометра оказываются еще больше завышенными.

Итак, мы приходим к заключению, что ночью данные пиргеометра при определении E_A и E_B завышены. Причины такого завышения не вполне известны.

Что касается дневного времени, то здесь опять данные системы пиргеометр — альбедометр занижены, особенно в зимние и летние месяцы.

Таким образом, данные системы пиргеометр — альбедометр при определении E_A и E_B в дневное время сильно занижены в сравнении с E_A и E_B , найденными другими методами.

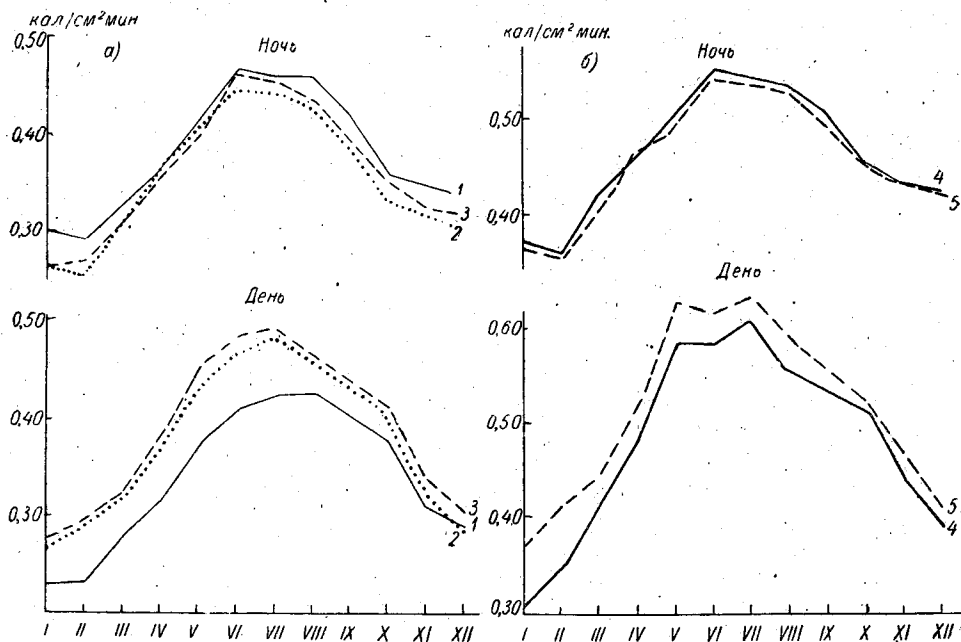


Рис. 1. Годовой ход противоизлучения атмосферы (а) и излучения земной поверхности (б) в Тарту в 1953 г. при безоблачном небе в ночное и дневное время.

1 — E_A (по пиргеометру); 2 — Π (по номограмме Ковалевой); 3 — Π_B (по таблице Берлянда); 4 — E_B (по пиргеометру); 5 — $\sigma T_{\text{оп}}^4$ (по температуре поверхности почвы).

На рис. 2 изображен годовой ход эффективного излучения земной поверхности как разность излучения земли и противоизлучения атмосферы.

Как видно из рисунка, ночью данные пиргеометра занижены за счет того, что E_A завышено больше, чем E_B .

Днем дело сложнее. Весной и летом данные системы пиргеометр — альбедометр завышены, зимой занижены. Таблица Берлянда дает всегда меньшие значения, чем номограмма.

Для обнаружения возможных ошибок системы пиргеометр — альбедометр используются данные излучения земной поверхности. Попытаемся найти возможно точную формулу для излучения земной поверхности $\bar{E}_B$. Под пиргеометром Тартуской актинометрической станции находится площадка оголенной почвы $8 \times 10 \text{ м}^2$. Вокруг площадки густой травяной покров. Зимой под пиргеометром имеется более или менее однородный снеговой покров.

Допустим, что излучения разных видов земной поверхности определяются по формуле $\delta \sigma T^4$. Таким образом, излучение оголенной почвы

$$E_{\text{оп}} = \delta_0 \sigma T_{\text{оп}}^4, \quad (1)$$

излучение растительного покрова

$$E_{\text{рп}} = \delta_p \sigma T_{\text{рп}}^4, \quad (2)$$

а излучение снежного покрова

$$E_{\text{сп}} = \delta_{\text{с}} \sigma T_{\text{сп}}^4, \quad (3)$$

где δ_0 , δ_p , $\delta_{\text{с}}$ — коэффициенты поглощения, соответствующие оголенной почве, растительному и снежному покрову; $T_{\text{оп}}$ — абсолютная температура оголенной поверхности почвы; $T_{\text{рп}}$ — некоторая абсолютная эффективная температура растительного покрова, определяемая температурой частей растений и почвы;¹ $T_{\text{сп}}$ — абсолютная температура поверхности снежного покрова.

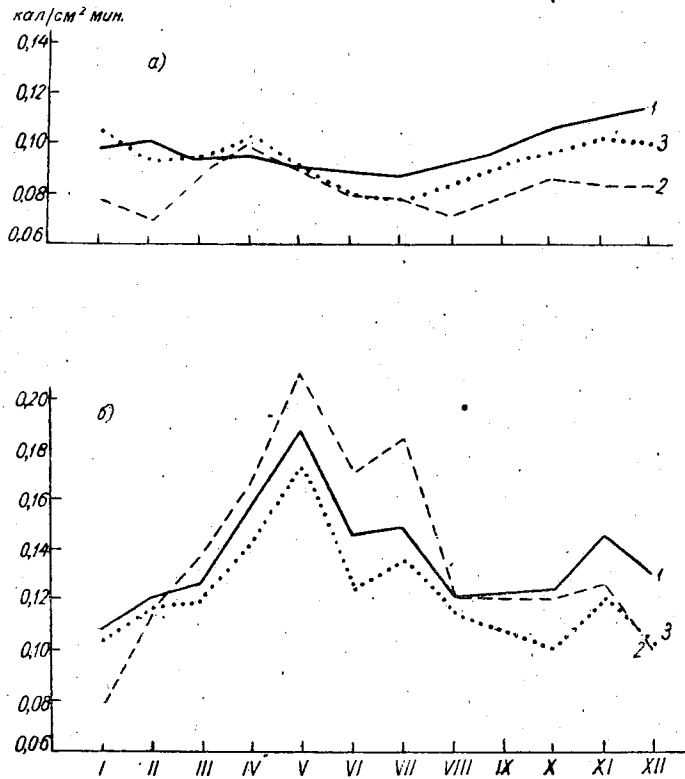


Рис. 2. Годовой ход эффективного излучения земной поверхности в Тарту в 1953 г. при безоблачном небе в ночное и дневное время.

а — ясные ночи, б — ясные дни: 1 — Э (по номограмме Ковалевой); 2 — E_L (по пиргеометру); 3 — E_B — по таблице Берлянда.

Предполагая, что излучение земной поверхности изотропное, получим зимой

$$\bar{E} = E_{\text{сп}} = \delta_{\text{с}} \sigma T_{\text{сп}}^4.$$

Летом дело сложнее, потому что необходимо учитывать с соответствующим весом также излучение оголенной почвы и растительного покрова.

Как известно, в изотропном случае для излучения земной поверхности можно написать:

$$\bar{E}_B = E_{\text{оп}} - (E_{\text{оп}} - E_{\text{рп}}) \cos^2 \theta,$$

где

$$\cos^2 \theta = \frac{h^2}{r^2 + h^2},$$

$h = 1,5$ м — высота пиргеометра; $r = 5$ м — эффективный радиус оголенной почвы.

¹ Например, в работе Т. В. Кирилловой [6] предполагается, что эффективная температура хлопкового поля равна температуре воздуха на высоте 25 см.

Таким образом, $\cos^2\theta = 0,081$.

Заменяя из (1) и (2) $E_{оп}$ и $E_{рп}$ и учитывая, что

$$T_{рп} \approx T_{оп}^4 - 4T_{оп} \left(1 - \frac{T_{рп}}{T_{оп}}\right),$$

получим:

$$E_B = \sigma T_{оп}^4 \left[(0,919\delta_0 + 0,081\delta_p - 0,324\delta_c) \left(1 - \frac{T_{рп}}{T_{оп}}\right) \right]. \quad (4)$$

К сожалению, отсутствуют надежные данные для δ_c , δ_0 и δ_p . Мы использовали данные В. Л. Гаевского [13], где

$$\begin{aligned} \delta_c &= 0,986, \\ \delta_0 &= 0,954, \\ \delta_p &= 0,963. \end{aligned}$$

Учитывая все это, получим для летнего времени:

$$\bar{E}_B = \sigma T_{оп}^4 \left[0,955 - 0,314 \left(1 - \frac{T_{рп}}{T_{оп}}\right) \right] = \bar{\delta} \sigma T_{оп}^4, \quad (4a)$$

где

$$\bar{\delta} = 0,955 - 0,314 \left(1 - \frac{T_{рп}}{T_{оп}}\right),$$

а для зимнего времени:

$$\bar{E}_B = 0,986 \sigma T_{оп}^4. \quad (5)$$

Оценим влияние второго члена в выражении (4a).

По данным измерения при помощи ртутных термометров на актинометрической станции днем максимальная разность температур $T_{оп} - T_{рп} = 6^\circ$, средняя температура $T_{оп} = 295^\circ$. Подставляя эти значения во второй член уравнения (4a), получим:

$$0,314 \left(1 - \frac{T_{рп}}{T_{оп}}\right) = 0,314 \left(1 - \frac{289}{295}\right) = 0,006.$$

Ночью обычно температура оголенной поверхности почвы ниже эффективной температуры растительного покрова, причем максимальная разность температур $T_{оп} - T_{рп} = -4^\circ$. Принимая среднюю температуру $T_{оп} = 285^\circ$, получим $0,314 \left(1 - \frac{T_{рп}}{T_{оп}}\right) = -0,004$. Для величины $\bar{\delta}$ днем получим $\bar{\delta} = 0,955 - 0,006 = 0,949$, ночью $\bar{\delta} = 0,955 + 0,004 = 0,959$.

Таким образом, мы видим, что днем $\bar{\delta}$ может колебаться в пределах от 0,949 до 0,955, ночью — в пределах от 0,955 до 0,959.

Из сказанного выше следует, что влияние разницы $T_{оп} - T_{рп}$ на $\bar{E}_B$ небольшое. В среднем для летнего периода оно равно:

$$\text{днем } \bar{E}_B = 0,952 \sigma T_{оп}^4; \quad \sigma T_{оп}^4 - \bar{E}_B = 0,048 \sigma T_{оп}^4; \quad (6)$$

$$\text{ночью } \bar{E}_B = 0,957 \sigma T_{оп}^4; \quad \sigma T_{оп}^4 - \bar{E}_B = 0,043 \sigma T_{оп}^4. \quad (7)$$

Если $T_{оп}$ определяется с точностью $\pm 2^\circ$, то ошибка измерения $\bar{E}_B$

$$\Delta \bar{E}_B = 4 \cdot 0,95 \sigma T_{оп}^3 \cdot 2 = \frac{76}{T_{оп}} \sigma T_{оп}^4$$

днем $T_{оп} = 295^\circ$; $\Delta \bar{E}_B = 0,016$;

ночью $T_{оп} = 285^\circ$; $\Delta \bar{E}_B = 0,015$.

Температура поверхности почвы нами была измерена двояким способом: при помощи ртутного термометра и термопаука Агрофизического института.

Оказалось, что ночью в среднем $T_{\text{оп}}^1$ термопаука на $0,^{\circ}5$ ниже $T_{\text{оп}}$ ртутного термометра, но $T_{\text{рп}}^1$ термопаука на $1,^{\circ}3$ выше $T_{\text{рп}}$ ртутного термометра и, таким образом, разность $(T_{\text{оп}}^1 - T_{\text{рп}}^1)$, полученная при помощи термопаука, на $1,^{\circ}8$ больше разности, определенной ртутными термометрами.

Днем для оголенной почвы ртутный термометр и термопauк дают более или менее одинаковую температуру, а для почвы, покрытой растительным покровом, ртутный термометр дает более высокую температуру. По термопауку температура почвы, покрытой растительным покровом, ниже температуры оголенной почвы, а по ртутному термометру — наоборот. Разности температур при пасмурной погоде всегда меньше (см. табл. 2).

Таблица 2

Разность показаний ртутного термометра и термопаука для ясных и пасмурных дней

Разности температур	М а й		И ю н ь	
	ясно	пасмурно	ясно	пасмурно
$T'_{\text{оп}} - T'_{\text{оп}}$	-0,5	0,0	+1,8	0,0
$T'_{\text{рп}} - T'_{\text{рп}}$	-4,5	-1,4	-3,7	-1,4
$T'_{\text{оп}} - T'_{\text{рп}}$	-0,6	-0,3	-1,0	-1,1
$T'_{\text{оп}} - T'_{\text{рп}}$	+3,0	+1,3	+4,5	0,8

В результате анализа разности $\Delta E_B = \sigma T_{\text{оп}}^4 - E_B$ выяснилось, что существует зависимость между ΔE_B и R_k , причем эта зависимость нелинейная. На рис. 3 изображена зависимость ΔE_B от отраженной радиации R_k при наличии снежного покрова на основе данных 1953 и 1954 гг. (график а) и такая же зависимость летом при солнце (график б). Рассеяние точек — примерно 7% от E_B . Кроме того, данные показывают, что в пределах точности нет разницы между кривыми при солнце и при пасмурной погоде. Далее, если одну кривую построить по данным термопаука, а другую — по данным ртутного термометра, то окажется, что в пределах точности между ними нет разницы. Это косвенно свидетельствует о том, что ошибки определения $T_{\text{оп}}$ существенно не изменяют ход кривой $\Delta E = F(R_k)$.

Если сравнить между собой кривые для зимы и лета, то окажется, что они практически параллельны, причем кривая для лета примерно на $0,016$ кал/см² мин. идет выше кривой для зимы.

Этот факт можно было бы объяснить следующим образом. Допустим, что $\bar{E}_B$ и E_B совпадают до постоянной, т. е.

$$\bar{E}_B = E_B + C.$$

Как мы видели, по (5) и (6)

$$\text{летом } \sigma T_{\text{оп}}^4 - E_B = 0,048 \sigma T_{\text{оп}}^4 = 0,030, \text{ если } T_{\text{оп}} = 295^{\circ};$$

$$\text{зимой } \sigma T_{\text{оп}}^4 - \bar{E}_B = 0,014 \sigma T_{\text{оп}}^4 = 0,006, \text{ если } T_{\text{оп}} = 265^{\circ}.$$

Итак, ΔE_B летом — ΔE_B зимой = $\Delta \bar{E}_B$ летом — $\Delta \bar{E}_B$ зимой = $0,024$.

Это довольно близко к экспериментальному значению $0,016$. Следовательно, смещение кривых обусловлено, повидимому, разностью температур зимой и летом, а также разницей δ . Из вышеизложенного следует, что зависимость ΔE_B от R_k нельзя объяснить изменениями или ошибками определения $\bar{E}_B$ по формуле (4а) или по соотношению $\bar{E}_B \approx \sigma T_{\text{оп}}^4$. Таким образом, она должна быть связана с измеренной при помощи системы пиргеометр — альбедометр величиной E_B .

Попытаемся объяснить эту зависимость, предполагая различие чувствительности пиргеометра к длинноволновой и коротковолновой радиации. Для ошибки E_B ,

обусловленной использованием только коротковолнового переводного множителя a_k , можно вывести следующую формулу:

$$\Delta E_B = \left(1 - \frac{a_{L1}}{a_{k1}}\right) (R_k - E_u) - \left(1 - \frac{a_{L1}}{a_{L2}}\right) E_T,$$

где a_{k1} — коротковолновый переводный множитель первой (внешней) стороны;

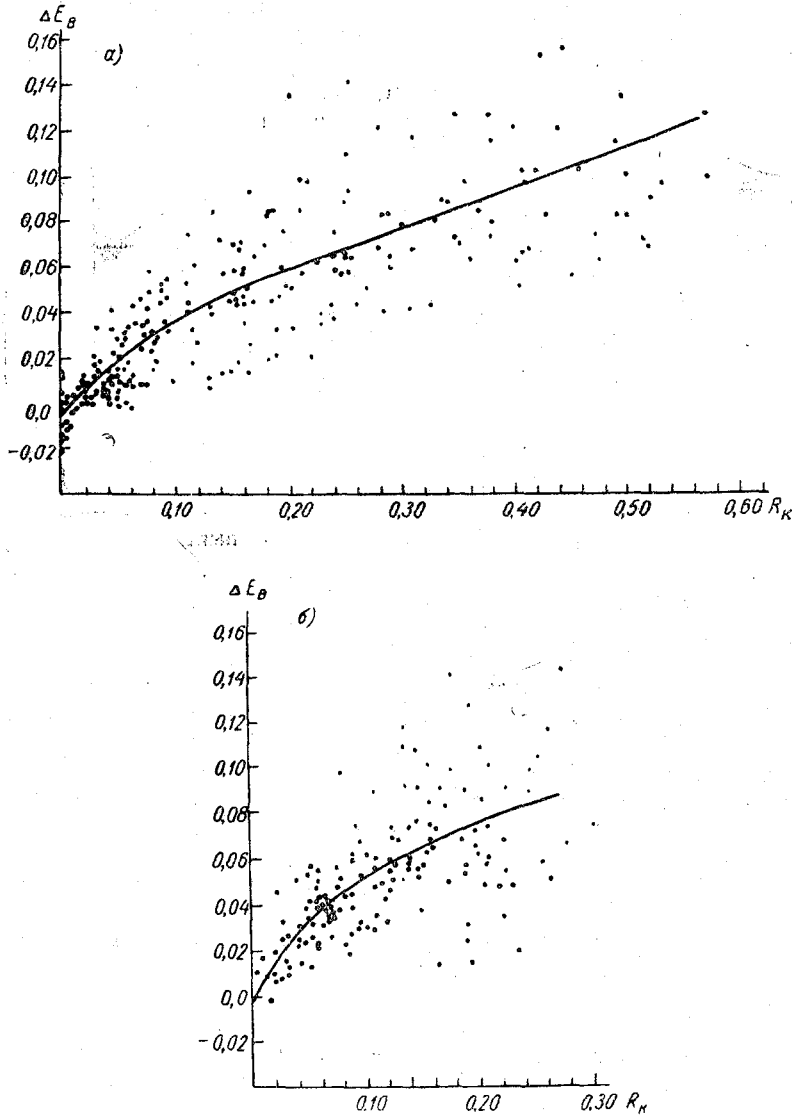


Рис. 3. Зависимость разности $\Delta E_B = \sigma T_{\text{оп}} - E_B$ от отраженной радиации (R_k) при наличии снежного покрова (по данным 1953—1954 гг.) зимой (а) и летом при солнце (б).

a_{L1} и a_{L2} — длинноволновые переводные множители соответственно первой и второй стороны.

Мы видим, что в предполагаемом случае ошибка E_B зависит не от R_k , а от $R_k - E_u$. Поскольку для $\frac{a_{L1}}{a_{L2}}$ экспериментальные данные вообще отсутствуют, то предполагаем, что $a_{L1} \approx a_{L2}$,

т. е. $\left(1 - \frac{a_{L1}}{a_{L2}}\right) E_T \approx 0$ и

$$\Delta E_B \approx \left(1 - \frac{a_{L1}}{a_{k1}}\right) (R_k - E_u).$$

Таким образом, если ΔE_B обусловлена разницей между коротко- и длинноволновой чувствительностью, то ΔE_B должна быть пропорциональна $R_k - E_u$.

Нами были построены корреляционные графики $\sigma T_{\text{оп}}^4 - E_B$, $R_k - E_u$ отдельно для зимы и лета. Оказалось, что летом корреляция отсутствует, но зимой $\sigma T_{\text{оп}}^4 - E_B = 0,93 (R_k - E_u)$, откуда $\frac{a_{L1}}{a_{k1}} = 0,07$, т. е. пиргеометр $\sim$ в 13 раз чувствительнее к длинноволновой, чем к коротковолновой радиации. Это, конечно, не соответствует действительности.

Поэтому нам кажется, что днем уменьшение значений не связано с возможным различием между a_{k1} и a_{L1} .

Если предполагать, что разность $\sigma T_{\text{оп}}^4 - E_B$ обусловлена только неправильно рассчитанной по показаниям пиранометра R_k , то по рис. 3 (а, б) можно сказать, что R_k увеличена, причем это увеличение зависит от самой R_k . Соответствующие поправочные множители $K = 1 - \frac{F(R_k)}{R_k}$, вычисленные по рис. 3 а, приведены ниже, причем $R_{k \text{ испр}} = K R_k$:

R_k	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35	0,40
K	0,66	0,65	0,68	0,71	0,73	0,75	0,76	0,77

Таким образом получилось, что переводный множитель альбедометра для R_k на 20—40% меньше переводного множителя для S' , причем он растет с R_k , т. е. чувствительность альбедометра изменяется нелинейно при измерении R_k .

Но если чувствительность альбедометра является нелинейной при измерении R_k , то она должна быть нелинейной и при измерении S' и D . Экспериментальные данные показывают, что a_n не зависит от S' , т. е. что чувствительность альбедометра при измерении S' является линейной. Физически также совсем непонятно, почему при измерении альбедометром R_k увеличивается на 20—40%, несмотря на то, что учтены и спектральные и зональные поправки. Поэтому нам кажется, что снижение E_B днем нельзя объяснить только ошибками альбедометра.

Однако, если существует зависимость между $(\sigma T_{\text{оп}}^4 - E_B)$ и R_k , то имеется ли зависимость между $(\Pi - E_A)$ и D . Соответствующий график был нами построен на основе данных ясного неба за 1953 г. (рис. 4).

На рис. 4 рассеяние точек больше, чем на рис. 3 а, б, что, однако, понятно, поскольку, по нашему мнению, $\sigma T_{\text{оп}}^4$ ближе к действительному излучению земной поверхности, чем Π — к действительному противоизлучению атмосферы. В основном зависимости здесь того же характера, как и при E_B .

Повидимому, этими зависимостями и объясняются различия между кривыми E_B и $\sigma T_{\text{оп}}^4$, а также E_A , Π и Π_B . Если R_k и D больше, то и различия больше.

Но в чем же физическая причина таких зависимостей?

Ю. Д. Янишевским была высказана мысль о том, что D и R_k влияют не непосредственно на приемную поверхность пиргеометра, а обуславливают пере-

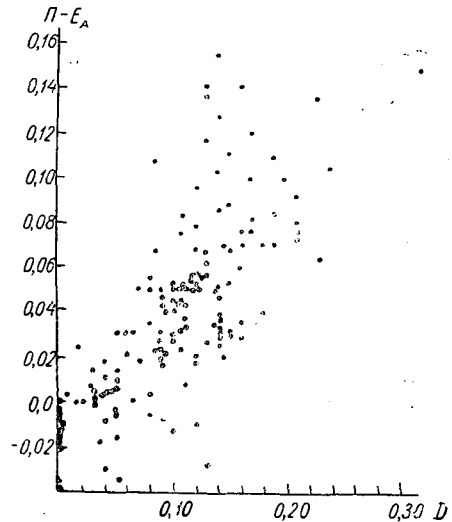


Рис. 4. Зависимость разности $\Pi - E_A$ от рассеянной радиации D в ясные дни 1953 г.

нагревание блестящих защищающих дисков пиргеометра, вследствие чего перенагревается и воздух, находящийся между экранами под нижней приемной поверхностью пиргеометра. Таким образом, воздух под приемником теплее воздуха над приемником, вследствие чего теплообмен между верхней приемной поверхностью и воздухом больше теплообмена между воздухом и нижней приемной поверхностью. Поэтому и данные пиргеометра занижены, и чем больше это занижение, тем больше различие температур воздуха под и над приемником.

Такую гипотезу косвенно подтверждает и то, что на основе наших измерений можно судить о некоторой корреляционной связи между $\Pi - E_A$ и S' , несмотря на то что в процессе измерения прямые лучи солнца не попадают на приемную поверхность пиргеометра. Именно, чем больше S' , тем больше и $\Pi - E_A$; т. е., другими словами, тем больше и перенагревание экранов и воздуха под приемником. Для экспериментальной проверки этой гипотезы в апреле и мае 1955 г. нами был произведен ряд измерений (около 20 серий) для определения температурного режима обращенного вверх пиргеометра при помощи полупроводникового микро-термометра АФИ.

Результаты измерений получились следующие:

1. Температура воздуха под нижней приемной поверхностью t_{B2} выше температуры воздуха над верхней приемной поверхностью t_{B1} . При увеличении скорости ветра V от 0 до 2,5 м/сек. разность $t_{B2} - t_{B1}$ резко падает; при дальнейшем увеличении V уменьшение $t_{B2} - t_{B1}$ незначительно. $(t_{B2} - t_{B1})_{\text{макс}} = 7^{\circ},1$ наблюдалось при штиле. Ночью при сильном ветре $t_{B2} - t_{B1} \approx 0$.

Нам кажется, что этим доказана и правильность гипотезы Ю. Д. Янишевского.

2. Температура верхнего блестящего диска $t_{D1} \geq t_{B2}$, $(t_{D1} - t_{B2})_{\text{макс}} = 4^{\circ},6$ наблюдалось при штиле. Таким образом, верхний блестящий диск до некоторой степени является нагревателем воздуха под приемником.

3. В дневное время температура черного экрана t_E , измеряемая ртутным термометром в корпусе пиргеометра, больше температуры t'_E , измеряемой микро-термометром. Эта разность температур, т. е. $(t_E - t'_E)_{\text{макс}}$ равнялась $8^{\circ},7$ и наблюдалась при штиле.

Ночью, наоборот, $(t_E - t'_E) \leq 0$.

Если предполагать, что t'_E правильное, чем t_E , то $E'_A < E_A$ и согласие между пиргеометром и номограммой еще хуже.

4. Разность $t_{\Pi 1} - t_{B1} \geq 0$. Здесь $t_{\Pi 1}$ — температура верхней приемной поверхности, $(t_{\Pi 1} - t_{B1})_{\text{макс}} = 10^{\circ},3$ и наблюдалось при штиле. Как и следовало ожидать, при увеличении суммарной радиации Q , а также при уменьшении V ($t_{\Pi 1} - t_{B1}$) увеличивается.

5. При увеличении $(t_{B2} - t_{B1})$ от 0 до 2° увеличивается $(\Pi - E_A)$ от 0,00 до 0,10. При дальнейшем увеличении $(t_{B2} - t_{B1})$ увеличение $(\Pi - E_A)$ происходит медленнее.

В табл. 3 приведены данные измерений, выполненных при пасмурной погоде.

Таблица 3

Сравнение вычисленных и измеренных величин длинноволновой радиации

$t_{B2} - t_{B1}$	0°0	0°4	0°1	0°1	0°2	0°2	0°7	0°8	2°5	3°2	4°0
V (м/сек.)	0	0,5	1,0	8,0	2,5	5,0	2,0	3,0	1,5	0	1,5
Q (кал/см ² мин.)	0	0	0,14	0,15	0,27	0,16	0,31	0,44	0,51	0,43	1,21⊙
$\Pi - E_A$ (кал/см ² мин.)	-0,005	0,030	0,041	0,035	0,055	0,028	0,075	0,050	0,106	0,120	0,112
$\sigma T_{\text{оп}}^4 - E_B$ (кал/см ² мин.)	0,015	0,010	—	0,010	0,047	—	—	0,045	—	0,040	

Из таблицы видно, что зависимость $(\sigma T_{\text{оп}}^4 - E_B)$ от $(t_{B2} - t_{B1})$ не вполне отчетлива. Это и понятно, поскольку температурный режим пиргеометра при измерении E_B совсем иной.

Таким образом, физическая причина корреляции между $(\Pi - E_A)$ и D , а также $(\sigma T_{\text{оп}}^4 - E_B)$ и R_k состоит в следующем: D (или R_k) обуславливает перенагревание блестящих защитных дисков пиргеометра, вследствие чего нагревается и воздух между экранами под приемником пиргеометра. Далее, вследствие различия температур воздуха над и под приемником пиргеометра, теплообмен верхней приемной поверхности с воздухом больше теплообмена нижней приемной поверхности с воздухом и нижняя приемная поверхность пиргеометра теплее, чем она должна бы быть. Поэтому днем данные пиргеометра занижены, и чем больше это занижение, тем больше D (или R_k).

Но, как показали измерения, разность $(t_{B2} - t_{B1})$ зависит еще от V и при малых скоростях ветра даже сильнее, чем от D (или R_k). Именно чем меньше V , тем больше $(t_{B2} - t_{B1})$ и тем больше занижены данные пиргеометра. Очевидно, что здесь влияние ветра противоположно тому, которое учитывает Φ_v . Как уже было сказано, при $V > 2,5$ м/сек. $(t_{B2} - t_{B1})$ от V почти не зависит и приближается к нулю. Таким образом, при V от 0 до 2,5 м/сек. влияние ветра осуществляется, главным образом, через $(t_{B2} - t_{B1})$, но при $V > 2,5$ м/сек. — через Φ_v . Вследствие этого пиргеометр днем при слабом ветре дает ненадежные результаты.

Выводы

1. В сравнении с расчетными методами данные пиргеометра днем занижены.
2. Измеряемое пиргеометром противозлучение атмосферы E_A тем больше занижено, чем больше рассеянная радиация D . Точно так же, чем больше отраженная радиация R_k , тем больше занижено измеряемое пиргеометром излучение земной поверхности E_B .

3. Физическая причина зависимости показаний пиргеометра от падающей на пиргеометр коротковолновой радиации состоит в том, что эта радиация нагревает блестящие защитные диски пиргеометра, вследствие чего воздух между экранами под приемником теплее, чем воздух над приемником. Поэтому теплообмен нижней приемной поверхности пиргеометра с воздухом меньше теплообмена с ним верхней поверхности, и показания пиргеометра занижены. Чем больше падающая коротковолновая радиация, тем больше разность температур воздуха над и под приемником $(t_{B2} - t_{B1})$ и тем больше $(\Pi - E_A)$ или $(\sigma T_{\text{оп}}^4 - E_B)$.

4. При постоянной радиации разность температур $(t_{B2} - t_{B1})$, а тем самым и $(\Pi - E_A)$ или $(\sigma T_{\text{оп}}^4 - E_B)$, зависит еще от скорости ветра. Ночью и при сильном ветре $t_{B2} - t_{B1} \sim 0$, а при слабом ветре $(t_{B2} - t_{B1})_{\text{макс}} = 7^\circ$ и $\left(\frac{\Delta(t_{B2} - t_{B1})}{\Delta V}\right)$ очень большое.

5. Таким образом, влияние ветра на показание пиргеометра осуществляется двояким способом:

- а) при увеличении скорости ветра теплообмен как нижней, так и верхней приемной поверхности пиргеометра с воздухом увеличивается, вследствие чего уменьшаются показания пиргеометра. Эту зависимость учитывает поправочный множитель Φ_v ;

- б) падающая на пиргеометр коротковолновая радиация перегревает воздух под приемником пиргеометра через диски и экраны; при увеличении скорости ветра перенагревание быстро уменьшается и, начиная с $V = 2,5$ м/сек., становится незначительным. Таким образом, при уменьшении ветра от 2,5 до 0 м/сек. показания пиргеометра сильно уменьшаются. При современной методике обработки данных эта зависимость не учитывается, хотя она является в указанном интервале скоро-

сти ветра наибольшим источником ошибок. Но учитывать эту зависимость чрезвычайно трудно, практически даже невозможно.

6. Поскольку в конструкции балансомера экраны и диски отсутствуют, то под балансомером не должно наблюдаться перенагревания воздуха. Последнее предположение требует экспериментальной проверки.

7. При скоростях ветра от 0 до 2,5 м/сек. данные пиргеометра в дневное время ненадежны и тем самым пиргеометр Янишевского в нынешней конструкции для применения в дневное время не пригоден.

8. При разработке новых конструкций пиргеометра необходимо исключить влияние ветра на показание прибора, как наибольший источник ошибок.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барашкова Е. П. О дневном минимуме противоизлучения. Труды ГГО, вып. 46, 1955.
2. Берлянд М. и Берлянд Т. Определение эффективного излучения земли с учетом влияния облачности. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1952.
3. Заводчикова В. Г. и Кондратьев К. Я. О пространственном распределении рассеянной и отраженной радиации. Вестн. Лен. гос. универс., сер. матем., физики и химии, № 2, 1953.
4. Кириллова Т. В. Сравнительная оценка различных методов определения эффективного излучения у земной поверхности. Труды ГГО, вып. 27, 1951.
5. Кириллова Т. В. и Ковалева Е. Д. О введении поправок при определении эффективного излучения и противоизлучения по наземным данным. Труды ГГО, вып. 27, 1951.
6. Кириллова Т. В., Кучеров Н. В. Сравнение результатов измерения лучистых потоков по различным приборам. Труды ГГО, вып. 39, 1953.
7. Ковалева Е. Д. О расчете эффективного излучения земной поверхности и противоизлучения атмосферы. Труды ГГО, вып. 27, 1951.
8. Ковалева Е. Д. Учет распределения водяного пара при определении эффективного излучения и противоизлучения атмосферы. Труды ГГО, вып. 37, 1952.
9. Кондратьев К. Я. и Подольская Э. Л. О теории пиргеометра Янишевского. Вестн. Лен. гос. универс., сер. матем., физики и химии, № 5, 1954.
10. Кринов Е. Л. Спектральная отражательная способность природных образований. Изд. АН СССР, 1947.
11. Методические указания гидрометеорологическим станциям, № 4, 1954.
12. Росс Ю. К. Зависимость переводного множителя пиргеометра (эффективного пиранометра) Янишевского от высоты солнца. Метеорол. и гидрол., № 6, 1954.
13. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. 1953.
14. Янишевский Ю. Д. Вопросы методики измерений пиранометрами и рассеянная радиация в Павловске. Труды ГГО, вып. 25, 1951.

ОПЫТ РАСЧЕТА ТУРБУЛЕНТНОГО ТРЕНИЯ

В настоящее время в районах Поволжья, Казахстана и Алтая осваиваются огромные площади целинных и залежных земель. Распашка их в условиях недостаточного увлажнения и равнинного рельефа создает предпосылки для возникновения пыльных бурь.

Влияние ветра на перенос частиц почвы сказывается через турбулентное трение, характеризующее трение воздуха о подстилающую поверхность. Турбулентное трение (τ) представляет собой произведение коэффициента турбулентного обмена (K) на вертикальный градиент скорости ветра $\left(\frac{du}{dz}\right)$ и выражается известной формулой

$$\tau = \rho K \frac{du}{dz}, \quad (1)$$

где ρ — плотность воздуха, т. е., иначе говоря, это сила, с которой действует воздушный поток на подстилающую поверхность. Мелкие частицы отделяются от поверхности почвы в том случае, если величина турбулентного трения, преодолевая силы сцепления, достигает некоторого критического значения. Чтобы частица могла подниматься вверх, скорость ее падения должна быть превзойдена вертикальной составляющей скорости ветра. Так как турбулентное трение возрастает с ростом скорости воздушного потока, то при этом возрастает не только скорость движения отдельных частиц, но и число частиц, находящихся в движении.

Неровности подстилающей поверхности увеличивают трение воздушного потока и беспорядочное вихревое движение — турбулентный обмен. Как правило, турбулентные вихри имеют в центре пониженное давление, что способствует засасыванию мелких частиц и переносу их непосредственно у подстилающей поверхности или на некоторой высоте. При этом следует заметить, что подъемная сила может действовать на частицы в том случае, когда размеры вихрей равны или превосходят размеры частиц.

После преодоления сил сцепления между частицами почвы (что осуществляется силами турбулентного трения) дальнейшее движение частиц находится в тесной зависимости от структуры воздушного потока и развития в нем вертикальных составляющих скорости.

Нами сделана попытка дать количественную характеристику турбулентного трения для районов освоения целинных и залежных земель в мае, т. е. в момент наибольшей вероятности возникновения пыльных бурь.

Известно, что для условий температурной стратификации, близкой к равновесной, при вычислении коэффициента турбулентного обмена можно использовать формулу

$$K = \kappa^2 z \frac{u_1}{\ln \frac{z_1}{z_0}}, \quad (2)$$

где K — коэффициент турбулентности ($\text{м}^2/\text{сек.}$); κ — безразмерный параметр (0,38); u_1 — скорость ветра на высоте z_1 ; z_0 — показатель шероховатости (м).

Тогда формула (1) примет вид:

$$\tau = \rho K \frac{du}{dz} = \rho x^2 z \frac{u_1}{\ln \frac{z_1}{z_0}} \frac{du}{dz},$$

а в окончательном выражении:

$$\tau = \rho x^2 \frac{u_1^2}{\ln^2 \frac{z_1}{z_0}}. \quad (3)$$

Формула (3) наиболее удобна для расчетов турбулентного трения для районов, расположенных на открытой ровной местности.

Данные по скорости ветра нами взяты из Климатологического справочника (1948 г.). Шероховатость (z_0) принималась равной 0,9 см для целины и 1,8 см для пашни. В данном случае основанием послужили материалы измерений z_0 , производившихся в Колтушах (под Ленинградом) в течение пяти лет.

Рассчитанные значения турбулентного трения представлены в табл. 1. Каждая из величин характеризует собой силу ($\text{г/м}^2 \text{ сек.}$), с которой действует воздушный поток на подстилающую поверхность.

Таблица 1

Турбулентное трение ($\text{г/м}^2 \text{ сек.}$) в районах освоения целинных и залежных земель в мае

Станции	Средняя месячная величина турбулентного трения в различные сроки наблюдений					
	целина ¹			пашня ²		
	7 час.	13 час.	21 час.	7 час.	13 час.	21 час.
Саратов	58	105	26	80	146	36
Безводовка	47	86	44	65	120	60
Калмыково	44	110	50	60	154	70
Актюбинск	50	110	30	70	154	40
Акмолинск	80	156	50	120	215	70
Кустанай	73	162	44	102	224	60
Кокчетав	66	100	29	90	140	40
Петропавловск	69	116	44	95	162	60
Павлодар	66	105	47	91	146	65
Семипалатинск	32	66	29	43	91	40

Из приведенных данных следует, что турбулентное трение имеет ясно выраженный суточный ход и достигает максимальных значений днем. Трение зависит от шероховатости (z_0) подстилающей поверхности; с увеличением шероховатости трение возрастает, причем на пашне оно больше, чем на целине, и это характерно для всей рассматриваемой территории.

Следовательно, с увеличением скорости ветра шероховатость подстилающей поверхности и турбулентное трение увеличиваются, а тем самым (при прочих равных условиях) возрастает и вероятность возникновения пыльных бурь.

В заключение заметим, что наши расчеты имеют приближенный характер. Необходима хотя бы грубая оценка, но при условии, что принятые нами за основу факторы являются определяющими при образовании пыльных бурь и что это соответствует правильным физическим представлениям.

¹ $z_0 = 0,9 \text{ см.}$

² $z_0 = 1,8 \text{ см.}$

УСТАНОВКА ДЛЯ ПОВЕРКИ РУЧНЫХ АНЕМОМЕТРОВ

Развитие поверочного дела в системе гидрометслужбы давно выдвинуло требование разработки аэродинамической трубы, пригодной для поверки анемометров в условиях Бюро поверки местных управлений гидрометслужбы (УГМС). Однако все предпринятые до сих пор попытки оказались безуспешными, так как осуществление поверки анемометров местными Бюро поверки УГМС представляет собой трудную задачу. Разрешение ее связано не только с денежными затратами, но и со специфическими условиями местных поверочных Бюро, не располагающих специальными помещениями для размещения и эксплуатации аэродинамических труб обычной конструкции.

В настоящей статье излагается описание, результаты исследования и первый опыт эксплуатации специальной малогабаритной экономичной установки для поверки ручных анемометров, разработанной под руководством автора в Центральной лаборатории поверки Главной геофизической обсерватории имени А. И. Воейкова (ГГО) на основе его предложения.

В исследовании установки участвовали сотрудники лаборатории А. И. Каменева, М. М. Клестова и Л. М. Савина. В отработке и упрощении узлов при изготовлении установки принимали участие сотрудники ГГО В. С. Алдобаев и А. И. Жуков. Составление чертежей и техдокументации для типового варианта установки выполнено сотрудником Конструкторского отдела ГГО Н. Г. Протопоповым.

Описание установки

Установка предназначена для поверки серийных ручных анемометров (ГОСТ 6376-52) и позволяет создавать в ней воздушный поток различной скорости в пределах 0,8—20 м/сек.

Принцип действия установки основан на одновременном использовании вентилятора для поддержания скорости воздушного потока и для измерения ее по числу оборотов вентилятора при наличии в потоке одной только приемной части поверяемого анемометра.

Схематический разрез установки дан на рис. 1.

Составными частями установки являются: металлическая труба 1 для формирования воздушного потока, вентилятор с электромотором 2 для создания воздушного потока, счетчик 3 для измерения числа оборотов вентилятора (мотора), приспособление 4 для крепления поверяемого анемометра, основание 5, на котором крепится труба и автотрансформатор 6. В комплектацию установки входит футляр для защиты ее от загрязнения и случайных повреждений.

Рабочее сечение установки имеет прямоугольную форму. Размер его рассчитан для введения в воздушный поток одной приемной части поверяемого анемометра. Корпус анемометра крепится вне трубы при помощи специального приспособления, обеспечивающего единообразную ориентировку приемной части в потоке. Для введения приемной части анемометра в трубу в ней имеется прорезь, которая закрывается заслонкой в виде упругой металлической пластинки.

Установка рассчитана на работу от сети переменного тока.

Воздушный поток создается вентилятором, который приводится в движение маломощным (85 вт — 220 в) коллекторным электромотором типа ЭД-1. При соответствующем переключении установка может работать от сети напряжением 127 в.

При действии вентилятора воздух засасывается из помещения, где работает установка, через входное отверстие трубы и выбрасывается в то же самое помещение с ее другого конца. Плавная регулировка скоростей в пределах 0,8 — 20 м/сек. обеспечивается изменением числа оборотов мотора и связанного с ним вентилятора при помощи лабораторного автотрансформатора типа ЛАТР-2. В рабочем сечении трубы имеется отверстие диаметром около 0,5 мм с патрубком, служащее для контроля за сохранностью градуировочной кривой установки.

Скорость воздушного потока при всех прочих равных условиях зависит только от скорости вращения вентилятора, поэтому ее можно определить с достаточной точностью по счетчику 3, связанному с осью ротора мотора.

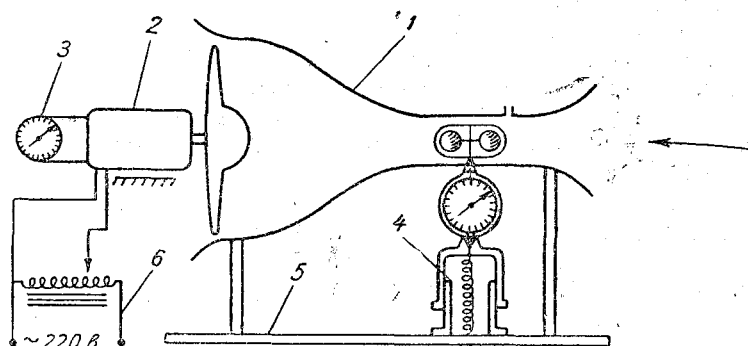


Рис. 1. Установка для поверки ручных анемометров (схематический разрез).

Установка требует разовой градуировки по аэродинамической трубе посредством одного образцового или группы предварительно исследованных стандартных анемометров. В результате градуировки определяется зависимость между числом оборотов вентилятора в единицу времени и скоростью воздушного потока. При этом число оборотов вентилятора связывается с той скоростью, которая вызывает у поверяемого в установке анемометра те же самые показания, которые были получены при поверке его в аэродинамической трубе обычного типа с соблюдением всех правил поверки и при измерении скорости пневмометрической трубкой и микроманометром. Указанная зависимость оформляется в виде градуировочной кривой (или таблицы), которая служит для определения скорости воздушного потока при поверке в установке ручных анемометров.

К эксплуатационным особенностям установки относятся: 1) малогабаритные размеры ($0,6 \times 0,4 \times 0,3$ м), позволяющие перевозить ее в качестве ручного багажа и не выделять для эксплуатации отдельного помещения, что особенно важно для местных Бюро поверки; 2) простота геометрических форм, облегчающая и удешевляющая ее изготовление, причем нет необходимости предъявлять высокие требования в отношении точности и единообразия изготовления, так как каждая установка имеет свою градуировку; 3) незначительная величина потребляемой установкой энергии, которая в 10—20 раз меньше энергии, необходимой для аэродинамической трубы минимальных размеров, пригодной для поверки ручных анемометров; наличие в воздушном потоке одной приемной части поверяемого анемометра позволяет использовать дешевые типовые маломощные коллекторные электромоторы, число оборотов которых легко и плавно регулируется; 4) упрощение способа измерения скоростей воздушного потока (по числу оборотов вентилятора), позволяющее обходиться без дорогостоящих пневмометрических трубок и микроманометров, 5) стоимость изготовления установки в 10—20 раз меньше стоимости

аэродинамической трубы минимальных размеров с оборудованием для измерения скорости воздушного потока в ней (около 3 тыс. руб. при выпуске серий в 20—80 штук).

Результаты исследования установки

В качестве основных причин, влияющих на точность поверки ручных анемометров в установке, можно указать следующие:

- а) колебания напряжения сети;
- б) изменение атмосферного давления;
- в) изменение температуры воздуха;
- г) изменение внешнего аэродинамического сопротивления.

Влияние перечисленных внешних условий на работу установки во всех случаях определялось путем сравнения показаний анемометра, отнесенных к одной и той же скорости вращения вентилятора.

Влияние колебаний напряжения сети

Известно, что показания анемометров оказываются более постоянными при условии установившегося режима работы установки, при стационарности воздушного потока, создаваемого вентилятором. Колебания сети, питающей установку через автотрансформатор, могут приводить к нарушению стационарности режима, а следовательно, и к возникновению погрешностей при поверке.

Опыт показал, что заметные нарушения постоянства показаний анемометров, поверяемых в установке, обнаруживаются лишь в случаях, когда за время выдержки (100 сек.) происходит непрерывное или скачкообразное изменение напряжения в одну сторону. Так, при понижении (повышении) напряжения на моторе с 54 в (скорость воздушного потока около 10 м/сек.) до 22 в (скорость около 3 м/сек.) показания анемометра отличались от его показаний при постоянном напряжении на $+1,3\%$ ($-1,3\%$). Такое же изменение показаний анемометра наблюдалось при непрерывном и скачкообразном изменении напряжения в обе стороны в пределах от 80 до 40 в.

Таким образом, при допустимых отклонениях напряжения сети в $\pm 10\%$ показания анемометров в установке будут меняться не больше чем на $0,3\%$. Разницы в количественных показателях влияния способа изменения напряжения (скачкообразный или непрерывный) нами не обнаружено. Это объясняется тем, что мотор с вентилятором, обладая заметной инерцией, сглаживает скачкообразные изменения напряжения сети.

Не оказывают влияния на работу установки также резкие и многократные изменения напряжения сети в течение времени выдержки анемометра на поверяемой точке. Так, при многократном изменении напряжения в течение 100 сек. (10—15 раз) больше чем в два раза показания анемометра не менялись, следовательно, при таких обстоятельствах градуировка установки сохраняется.

Причина отсутствия влияния частых колебаний напряжения сети заключается в том, что, во-первых, инерция вентилятора с мотором значительно больше инерции ручного анемометра, во-вторых, за время выдержки колебания напряжения сети оказываются разного знака и при осреднении за 100 сек. их влияние взаимно компенсируется.

Влияние изменения атмосферного давления

Ошибки при измерении скорости воздушного потока в зависимости от изменения атмосферного давления могут быть результатом того, что плотность воздуха во время поверки отличается от плотности, при которой производилась градуировка установки.

Для определения влияния изменения плотности воздуха на измерение скорости воздушного потока в установке, последняя помещалась в барокамеру. При ско-

рости около 15 м/сек. показания ручного анемометра снимались при атмосферном давлении в 760, 600 и 800 мм ртутного столба. В результате опыта установлено, что при уменьшении давления на 160 мм (с 760 до 600 мм) показания анемометра уменьшились на 1,3%. Измерения скорости в аэродинамической трубе в аналогичном случае требуют поправки в 11,5%.

Таким образом, в установке влияние изменения давления на результат измерения скорости почти в десять раз меньше, чем в обычной аэродинамической трубе. Погрешность при наблюдающихся на практике колебаниях давления в пределах ± 30 мм ртутного столба не будет превосходить $\pm 0,3\%$ от замеряемой скорости. При таком незначительном влиянии изменений атмосферного давления на показания анемометров вводить поправку на давление при поверке ручных анемометров в установке нецелесообразно.

Что касается применения установок в высокогорных местностях, то для них при высоте $H=0,5$ км и больше местное среднее давление учитывается пересчетом градуировочной таблицы установки по формуле

$$V_H = V_0 (1 + 0,006H),$$

где V_H — значение скорости (м/сек.), исправленное на высоту данного пункта; V_0 — значение скорости (м/сек.) по градуировочной таблице установки; H — высота пункта над уровнем моря (км) с округлением до 0,1.

Влияние изменения температуры воздуха

Температура воздуха влияет на режим работы установки двояко: за счет изменения плотности воздуха и за счет изменения линейных размеров установки и поверяемого анемометра. Общее влияние изменения температуры на работу установки определялось в термостате при температурах $+15$ и $+45^\circ$ путем сравнения показаний ручного анемометра, поверявшегося в установке при этих температурах.

Повышение температуры среды и установки на 30° вызвало уменьшение показаний анемометра на 2,1%. При измерениях скорости воздушного потока в аэродинамической трубе повышение температуры на 30° требует введения поправки в 3,4% от измеряемой скорости. Из приведенных данных опыта следует, что при температуре $20 \pm 5^\circ$ поправка будет меньше 0,4% от измеренной скорости. Следовательно, в этих условиях на практике поправкой можно пренебречь.

Влияние изменения внешнего аэродинамического сопротивления

Как уже указывалось выше, установка при своей работе не требует специального помещения. Однако следует иметь в виду, что близость стен, мебели и других предметов, находящихся в потоке и тормозящих его, может нарушать режим работы установки. Так, в установке, накрытой просторным футляром объемом около $0,5$ м³, анемометры уменьшают показания на 1—1,5%. В случае тесного футляра показания анемометров уменьшаются на 10% и больше.

При испытании установки в помещении наиболее чувствительным к помехам оказалось входное, засасывающее отверстие. Ниже приводятся данные, характеризующие влияние близости стены на показания анемометра, поверяемого в установке.

Расстояние до стены (см)	1,5	4,5	15,0	45,0
Изменение показаний анемометра (%) . . .	—17,1	—2,1	—1,2	+0,6

Из приведенных данных видно, что действие стены сказывается только на малых расстояниях от нее до входного отверстия установки. На расстоянии в 0,5 м и больше влияние стены не обнаруживается. Что касается выходного отверстия, то опытным путем установлено, что близость поверителя к выходному отверстию не влияет на показания анемометров в установке.

Также не дало заметного изменения показаний анемометра и наложение козырька, экранировавшего выходное отверстие (около $\frac{1}{4}$ струи воздушного потока за вентилятором).

Опыт эксплуатации изготовленной установки в дальнейшем показал, что помещение, в котором стены, мебель, оборудование находятся от установки не ближе одного метра, вполне обеспечивает правильный режим работы установки. При этом ни в коем случае нельзя во время поверки вносить в пространство перед входным отверстием руку, всевозможные предметы или находиться перед ним.

Из результатов всех опытов по исследованию влияния внешних условий на работу установки следует, что показания анемометров в самом неблагоприятном случае могут измениться не больше чем на 1%. Практически ошибка из-за совместного влияния внешних условий будет значительно меньше и ею можно пренебречь, упростив тем самым поверку анемометров в установке.

Градуировка установки

Сущность градуировки установки заключается в определении зависимости между скоростью воздушного потока в аэродинамической трубе и скоростью вращения вентилятора установки посредством образцового анемометра.

Градуировка установки при наличии одного образцового анемометра может быть выполнена по следующей схеме.

Анемометр поверяется в аэродинамической трубе и в установке. Для первого случая находится зависимость между показаниями анемометра и скоростью воздушного потока, а для второго случая (в установке) — зависимость между показаниями того же анемометра и показаниями счетчика оборотов вентилятора. Пользуясь этими зависимостями, нетрудно связать показания счетчика оборотов вентилятора со скоростью воздушного потока в аэродинамической трубе. Однако точность градуировки установки при помощи одного анемометра ограничивается погрешностями, которые могут возникнуть за счет ошибок в измерении скорости воздушного потока в трубе и за счет непостоянства показаний анемометра. Повышение точности градуировки может быть достигнуто за счет увеличения числа анемометров и числа измерений по каждому из них. Обе эти возможности и были нами использованы.

Градуировка установки производилась посредством 12 ручных анемометров Московского завода гидрометприборов вып. 1947 г., сохранивших с момента выпуска свою прежнюю характеристику в пределах точности поверки. Каждый из анемометров был поверен восемь раз поочередно в аэродинамической трубе и в установке. Повторные поверки в аэродинамической трубе и в установке производились через разные промежутки времени в течение июня—августа 1952 г.

Аэродинамическая труба ГГО, по которой производилась градуировка установки, представляет собой трубу открытого действия, имеющую восьмигранное сечение с диаметром рабочего поля в 1 м. Измерение скорости воздушного потока в этой трубе производится при помощи конусообразной пневмометрической трубки, соединенной, в зависимости от замеряемой скорости, с одним из двух микроанометров с углами наклона трубки в 3 и 7°.

При градуировке анемометра его чашки и приемная часть пневмометрической трубки располагались симметрично по отношению к центру рабочего поля трубы на расстоянии 16,5 см друг от друга (по горизонтали). Включение и выключение счетного механизма во избежание нарушения воздушного потока производилось вне поля трубы при помощи тонкого шнура, привязанного к арретире анемометра. Градуировка установки, на основании положительных результатов предварительного исследования, производилась без стабилизатора напряжения сети, без учета изменения комнатной температуры в пределах 15—25° и без учета колебаний атмосферного давления в пределах естественных изменений (± 10 мм ртутного столба).

Поверка каждого из 12 анемометров в аэродинамической трубе и в установке сводилась к определению его показаний при 100-секундной выдержке на различ-

ных скоростях воздушного потока, начиная с 0,5 до 18—19 м/сек. (примерно через 1 м/сек.). За время выдержки анемометра на каждой поверяемой точке также определялись: в аэродинамической трубе — средняя скорость воздушного потока, в установке — показания счетчика числа оборотов мотора (вентилятора) путем одновременного включения и выключения его со счетчиком поверяемого анемометра.

По данным отдельных проверок строилась графическая зависимость между показаниями анемометра и скоростью воздушного потока, полученными в аэродинамической трубе, и между показаниями того же анемометра и числом оборотов вентилятора, полученными в установке. Пользуясь этими графиками ($8 \times 12 = 96$), были вычислены исходные данные для построения градуировочной кривой установки: среднее число оборотов вентилятора в 1 сек. и соответствующая им средняя скорость воздушного потока (м/сек.) при одних и тех же показаниях ане-

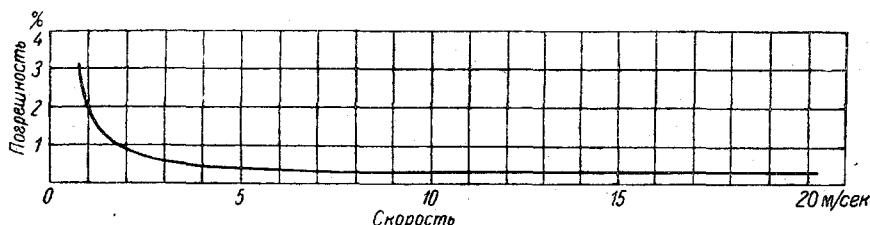


Рис. 3. Максимальная погрешность градуировочной кривой установки (в процентах).

метров в установке и в аэродинамической трубе. Градуировочная кривая установки, построенная по этим данным, приведена на рис. 2. Оценка точности полученной градуировочной кривой была произведена при помощи известных в статистике формул, справедливых для оценки точности результата измерения.

Погрешность градуировочной кривой установки, определяемая средним квадратичным значением ее, складывается из погрешности результата поверки группы анемометров в аэродинамической трубе S_T и из погрешности результата поверки той же группы анемометров в установке S_y . Максимальная погрешность градуировочной кривой установки $3S$ принималась равной сумме тройных средних квадратичных погрешностей S_T и S_y , каждая из которых вычислялась по формуле

$$3S_{T(y)} = \frac{3\sigma_{T(y)}}{\sqrt{(n-1)K}},$$

где $\sigma_{T(y)}$ — средняя квадратичная ошибка отдельного наблюдения (σ_T — в трубе, σ_y — в установке); n — число повторностей; K — число приборов.

Максимальная абсолютная погрешность градуировочной кривой установки $3S = 3S_T + 3S_y$, вычисленная указанным образом для разных скоростей воздушного потока, приведена в табл. 1. Эта же погрешность, выраженная в процентах от измеряемой скорости, представлена в виде графика на рис. 3.

Из приведенных данных следует, что абсолютная погрешность градуировки незначительна и определяется главным образом погрешностью поверки группы анемометров в аэродинамической трубе ($S_T > S_y$). Сама установка заметного влияния на величину суммарной погрешности градуировочной кривой не оказывает, несмотря на то что градуировка выполнялась без учета изменения напряжения сети, температуры и давления воздуха.

Относительная максимальная погрешность на малых скоростях (рис. 4) в несколько раз превышает погрешность на средних и больших скоростях, что объяс-

Максимальная погрешность градуировочной кривой установки

	Скорость (м/сек.)						
	1	2	3	5	10	15	20
$3S_y$	0,006	0,006	0,006	0,006	0,009	0,009	0,018
$3S_T$	0,012	0,012	0,012	0,012	0,024	0,030	0,036
$3S = 3S_y + 3S_T$	0,018	0,018	0,018	0,018	0,033	0,039	0,054

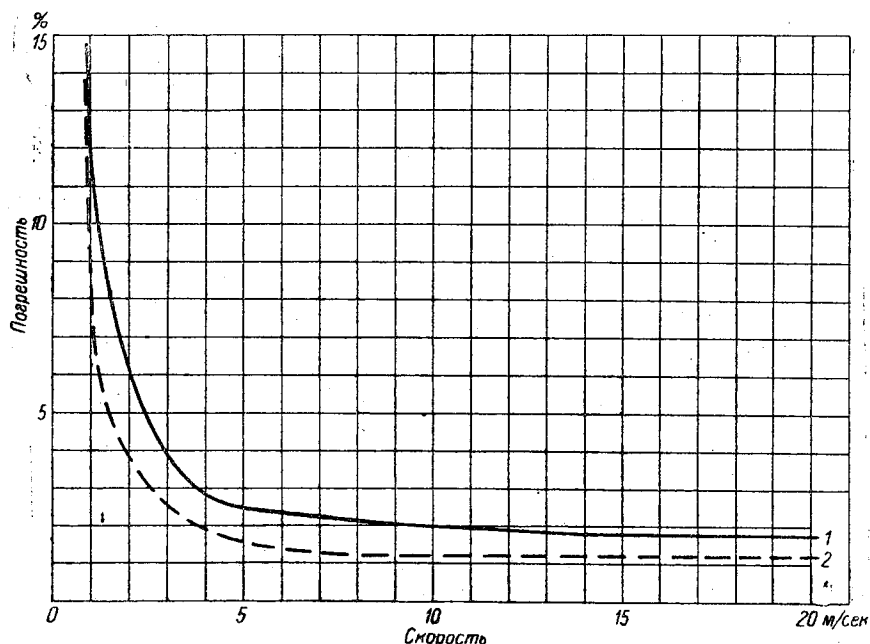


Рис. 4. Максимальная погрешность поверки ручных анемометров в аэродинамической трубе (1) и в установке (2) (в процентах).

няется снижением точности измерения этих скоростей в аэродинамической трубе за счет метода измерения при помощи пневмометрической трубки и микроанометра, а в установке — за счет неравномерного вращения вентилятора, обусловленного трением и колебанием напряжения, и в обоих случаях — за счет непостоянства показаний ручных анемометров на малых скоростях, близких к порогу их чувствительности.

Точность поверки ручных анемометров в установке

Под точностью поверки анемометра обычно понимается степень достоверности результата единичной поверки его, представленного в виде градуировочной кривой. За основное, наиболее достоверное значение скорости воздушного потока принималось среднее значение, которое определялось в аэродинамической трубе ГГО при многократном (96 раз) определении ее по микроанометру, соединенному с пневмометрической трубкой.

Точность единичной поверки анемометра в аэродинамической трубе может быть

оценена $3\sigma_t$ — тройной средней квадратичной погрешностью показаний одного анемометра, поверенного в аэродинамической трубе, по обычной формуле:

$$3\sigma = \pm 3 \sqrt{\frac{\sum p^2}{(n-1)K}},$$

где p — остаточные погрешности; n — число повторностей (8); K — число приборов (12).

Точность единичной поверки анемометра в установке, оцененная той же мерой, складывается из $3\sigma_y$ — тройной средней квадратичной погрешности показаний одного анемометра, поверенного в установке, и максимальной погрешности градуировочной кривой установки, которая была оценена в предыдущем разделе.

В качестве экспериментальных данных для оценки точности единичной поверки анемометра в аэродинамической трубе и в установке использовался тот же материал, который служил для построения градуировочной кривой установки. В результате соответствующей статистической обработки указанных данных получены приведенные в табл. 2 значения максимальных абсолютных погрешностей единичной поверки ручного анемометра в аэродинамической трубе и в установке при различных скоростях воздушного потока. Максимальная погрешность, выраженная в процентах от измеряемой скорости воздушного потока, представлена в виде графика на рис. 4.

Таблица 2

Максимальная погрешность единичной поверки анемометра

	Скорость (м/сек.)						
	1	2	3	5	10	15	20
Установка	0,09	0,08	0,08	0,08	0,12	0,18	0,24
Аэродинам. труба	0,12	0,12	0,12	0,12	0,20	0,27	0,36

Из анализа приведенных данных следует, что точность единичной поверки ручных анемометров в установке не меньше, чем в аэродинамической трубе. Это объясняется постоянством режима работы установки, способом определения скоростей воздушного потока путем приборного осреднения и достаточно точной градуировкой установки.

Интегральное распределение остаточных погрешностей, полученных при определении средней квадратичной погрешности поверки анемометров в установке и в аэродинамической трубе, представленные в виде графиков на рис. 5, подтверждают вывод о достаточно хороших рабочих качествах установки. Однако следует отметить, что преимущества установки в отношении точности поверки сказываются лишь на средних и больших скоростях воздушного потока. На малых скоростях погрешности единичной поверки в обоих сравниваемых случаях оказываются одинаковыми и значительными по относительной величине. Повышение погрешности на малых скоростях происходит, как указывалось выше, главным образом за счет влияния трения в поверяемом приборе и в вентиляторе установки вблизи их порога чувствительности.

Первый опыт эксплуатации установки

В 1954 г. Московским заводом гидрометприборов была изготовлена первая серия установок (индекс УПАР-01) для поверки ручных анемометров и разослана в Бюро поверки управлений гидрометслужбы.

Анализ работы первой партии установок на местах показывает, что их градуировка в результате транспортировки не нарушается.

Некоторые затруднения при использовании установок на местах возникают при создании малых скоростей. Они заключаются в том, что после длительного перерыва в работе, а также при непостоянном напряжении сети работа мотора на малых оборотах оказывается недостаточно устойчивой. Опыт показал, что установка ведет себя лучше, если ее перед использованием (после смазки) предварительно включить на некоторое время (не менее 30 мин.) на „обкатку“ при

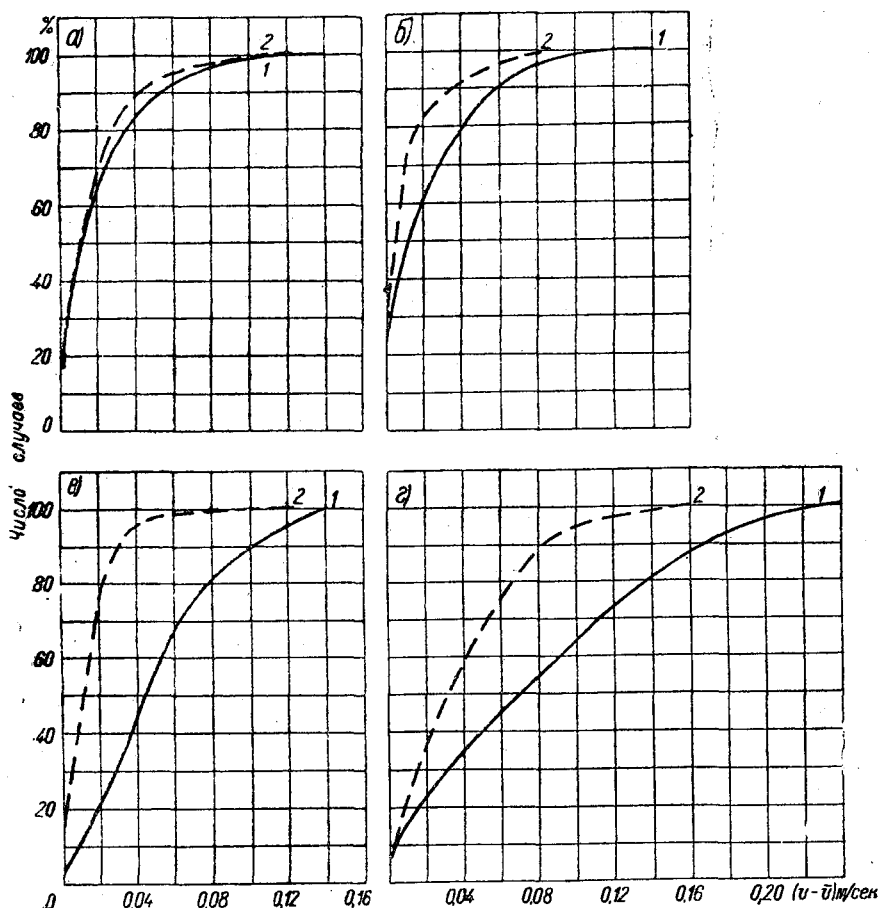


Рис. 5. Интегральное распределение остаточных погрешностей (96 случаев). 1 — в аэродинамической трубе; 2 — в установке; а — скорость $\sim 0,8$ м/сек., б — $\sim 1,3$ м/сек., в — ~ 10 м/сек., г — ~ 20 м/сек.

скорости 3—5 м/сек. Для облегчения создания малых скоростей установку следует включать в сеть переменного тока через электрическую лампу накаливания мощностью в 40 вт. При этом достигается более плавная регулировка малых скоростей за счет добавочного сопротивления нити накаливания лампы и, кроме того, уменьшаются колебания напряжения сети, подаваемые на мотор, за счет барретирующего эффекта нити лампы. В среднем колебания сети уменьшаются в два раза.

Проверка ручных анемометров в указанной установке должна производиться по инструкции, которая заводом к установке не прилагается, а высылается по запросу Главной геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова.

Контроль за работой установки

Установка пригодна к работе при условии сохранения всех данных, при которых получена градуировочная кривая. Поэтому на месте использования после монтажа и периодически во время эксплуатации необходимо проверять исправность установки.

Для выяснения принципиальной возможности контроля за постоянством гра-

дуировки установки посредством отверстия в рабочем сечении трубы была определена зависимость между разностью давлений в помещении и в рабочем канале установки и числом оборотов вентилятора. Зависимость получена на основании данных одновременных наблюдений за показаниями счетчика числа оборотов вентилятора и микроанометра при 100-секундной выдержке на разных скоростях воздушного потока. Трубка микроанометра присоединялась к патрубку отверстия, а сосуд оставался сообщенным с помещением.

Зависимость, приведенная на рис. 6, подтверждает принципиальную возможность контроля за работой установки по отверстию в ее рабочем сечении. Контроль за исправностью установки также можно производить при помощи образцового

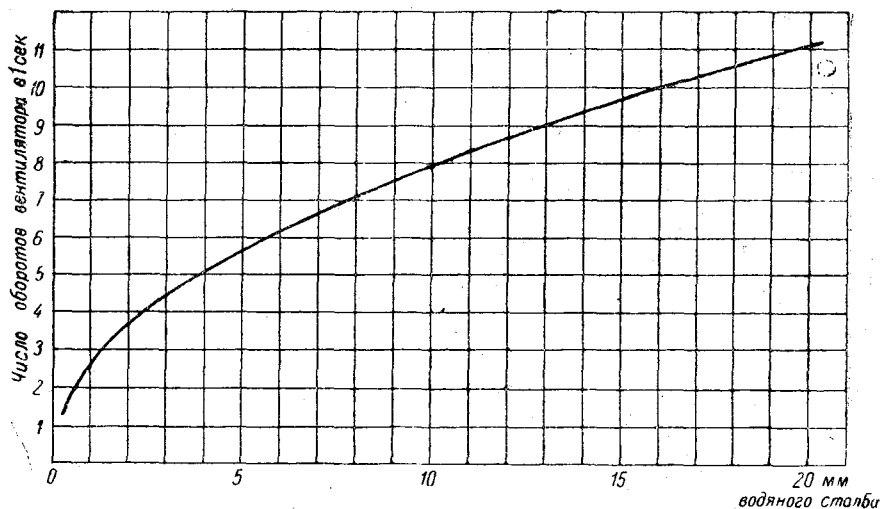


Рис. 6. Зависимость между разностью давления по микроанометру и скоростью вращения вентилятора.

ручного анемометра. В этом случае исправность установки поверяется по отклонениям показаний анемометра в процессе эксплуатации установки от данных градуировочной кривой образцового анемометра, полученной в результате его поверки в установке непосредственно после ее градуировки.

Выводы

1. Установка для поверки ручных анемометров, разработанная и изготовленная в Центральной лаборатории поверки ГГО в 1952 г., является новой по принципу действия и отличается продуванием одной приемной части поверяемого анемометра в узком канале, где скорость (благодаря градуировке установки в аэродинамической трубе) определяется по числу оборотов вентилятора в единицу времени.

2. Поправки на изменение температуры и давления воздуха, учитываемые при поверке анемометров в аэродинамических трубах, при поверке анемометров в установке незначительны и ими можно пренебречь.

3. Точность поверки анемометров в установке при тщательно выполненной градуировке не меньше, чем в аэродинамической трубе.

4. По сравнению с аэродинамической трубой установка обладает рядом преимуществ. Она малогабаритна, легко транспортируется, экономична при изготовлении и эксплуатации, при работе не требует отдельного помещения.

5. Установка вполне может заменить аэродинамическую трубу для целей поверки ручных анемометров и может быть рекомендована для централизованного оснащения поверочных Бюро местных УГМС, а также поверочных органов других ведомств.

6. Установка по принципу своего действия пригодна для поверки других анемометров при изменении ее габаритов в соответствии с поверяемым прибором и при соответствующей градуировке в аэродинамической трубе.

О ПЕРЕГРЕВЕ АКТИНОМЕТРИЧЕСКИХ ПРИБОРОВ ОТНОСИТЕЛЬНО ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Исследование перегрева актинометрических приборов относительно температуры воздуха производилось во время экспедиции на Дубовскую стоковую станцию в июне 1952 г. Целью работы была оценка отличия температуры приборов от температуры воздуха при больших значениях интенсивности радиации и сопоставление показаний термометров при гальванометре и пиргеометре с температурой воздуха и истинной температурой приборов.

Разность температур прибор—воздух определялась посредством медно-константановых термопар, которые подключались к зеркальному гальванометру ГЗП-47. Для разных термопар цена деления гальванометра колебалась в пределах 0,09—0,14°. Один спай термопары подпаивался (или приклеивался) к прибору, а второй оставался свободно висеть в воздухе и затенялся от прямых лучей солнца бумажным щитком. Термопары подпаивались следующим образом: у актинометра к корпусу, сверху который, как обычно, закрывался защитным чехлом; у пиранометра — к корпусу снизу; у пиргеометра — к корпусу сверху, а также к экранам (кольцу и диску), выполняющим роль черного тела; у гальванометра — к корпусу снизу.

Приборы устанавливались в рабочем положении. Актинометр нацеливался на солнце при открытой крышке. В отдельных случаях наблюдения производились при закрытой крышке. Пиранометр и пиргеометр и затенялись, и оставались незатененными. Одновременно с измерениями перегрева приборов относительно воздуха Δt наблюдались: суммарная радиация Q по пиранометру, температура воздуха t_v по аспирационному психрометру и скорость ветра v по ветромеру. Кроме того, в некоторых случаях отсчитывалась температура по термометру при гальванометре t_r и по термометру при пиргеометре t_p . Перегрев приборов наблюдался при больших значениях интенсивности радиации и разных скоростях ветра. Вследствие незначительной инерции термопар показания гальванометра колебались, поэтому каждое измерение разности температур состояло из 8—10 отсчетов гальванометра, которые осреднялись. Полученные данные приведены в табл. 1, 2, 3 и 4.

Таблица 1

Разности температур корпуса актинометра и воздуха

Дата	Δt	v	Q	t_v	t_r	$t_r - t_v$	Примечание
8/VI	0,8	3—4	1,3	27,5	32,0	4,5	крышка закрыта
17/VI	4,7	0	1,3	32,0	—	—	
	4,8	0	1,3	—	—	—	
	2,7	1	1,3	29,0	—	—	
	2,9	1	1,3	30,0	—	—	
	1,2	1—2	0,6	33,3	36,3	3,0	
19/VI	1,2	1—2	0,6	33,3	36,3	3,0	" "
20/VI	4,8	0—1	1,1	33,0	37,0	4,0	
	2,1	1	1,0	31,3	36,1	4,8	
21/VI	3,2	2	1,3	31,4	37,0	5,6	

Таблица 2

Разности температур корпуса пиранометра и воздуха

Дата	Δt	v	Q	t_b	t_r	$t_r - t_b$	Примечание
11/VI	4,4	3	0,8	27,4	31,0	3,6	не затенен
	3,1	2-3	0,8	27,4	31,0	3,6	затенен
17/VI	11,0	0	1,3	32,0	—	—	не затенен
	9,4	0	1,3	32,0	—	—	закрыт крышкой
	6,4	0-1	1,3	30,0	—	—	
	9,9	2	1,3	—	—	—	крышка снята
	1,6	1-2	1,3	31,0	—	—	затенен
	6,3	1	1,3	—	—	—	не затенен
21/VI	2,9	3	1,3	31,3	35,1	3,8	закрыт крышкой
	6,7	1-2	1,3	30,6	—	—	крышка снята
	5,1	2-3	1,4	—	—	—	закрыт крышкой
	6,2	2	1,3	30,7	36,2	5,5	крышка снята

Таблица 3

Разности температур корпуса и экранов пиргеометра и воздуха

Дата	Δt	v	Q	t_b	t_r	t_n	$t_r - t_b$	$t_n - t_b$	Примечание
------	------------	-----	-----	-------	-------	-------	-------------	-------------	------------

Корпус

8/VI	0,6	3-4	1,3	27,2	32,0	—	4,8	—	затенен
	3,4	3-4	1,3	27,2	—	—	—	—	не затенен
11/VI	0,0	3	1,0	28,0	—	28,5	—	0,5	затенен
	1,3	2-3	0,9	—	—	—	—	—	не затенен
14/VI	0,5	5	1,4	33,5	—	33,0	—	-0,5	затенен
	3,2	4	1,4	—	—	—	—	—	не затенен
	5,5	3	1,4	—	—	—	—	—	" "
	1,4	4	1,4	—	—	—	—	—	" "
	0,7	3	1,3	33,6	—	34,1	—	0,5	затенен
	3,0	5	1,2	—	—	—	—	—	не затенен
17/VI	1,8	2	1,4	—	—	—	—	—	затенен
	4,6	1	1,4	—	—	—	—	—	не затенен
	7,6	1	1,3	—	—	—	—	—	" "
	6,1	0	1,3	—	—	—	—	—	затенен
	7,5	0,5	1,3	—	—	—	—	—	не затенен
19/VI	0,8	3	1,3	33,2	—	34,1	—	0,9	затенен
	2,4	3	1,3	—	—	—	—	—	не затенен
20/VI	1,9	2	1,4	32,2	—	33,0	—	0,8	затенен
	5,7	0-1	1,3	31,0	—	33,5	—	2,5	не затенен
21/VI	0,4	3	1,4	—	—	—	—	—	затенен
	4,3	2-3	1,4	—	—	—	—	—	не затенен

Диск

8/VI	0,6	3-4	1,3	27,2	—	—	—	—	затенен
	1,0	3-4	1,3	—	—	—	—	—	не затенен
20/VI	1,3	0-1	1,0	31,8	—	32,7	—	0,9	" "
21/VI	0,3	3	1,4	32,7	—	34,2	—	1,5	" "

Дата	Δt	v	Q	t_v	t_r	t_n	$t_r - t_v$	$t_n - t_v$	Примечание
Кольцо									
8/VI	0,6	3—4	1,3	27,2	—	—	—	—	не затенен
11/VI	0,0	4	0,9	28,0	32,3	—	4,3	—	" "
14/VI	0,5	3	1,4	33,5	—	33,2	—	-0,3	" "
	0,0	4	1,4	34,0	—	33,3	—	-0,7	" "
	0,6	3	1,2	33,6	—	—	—	—	" "
17/VI	1,4	1—2	1,2	29,2	—	—	—	—	" "
19/VI	0,7	2—3	1,5	35,4	—	35,8	—	0,4	" "
21/VI	0,7	2—3	1,4	32,7	36,7	34,2	4,0	1,5	" "

Таблица 4

Разности температур корпуса гальванометра и воздуха

Дата	Δt	v	Q	t_v	t_r	$t_r - t_v$
14/VI	0,3	4	1,4	34,3	35,5	1,2
17/VI	3,6	1—2	1,3	30,0	35,5	5,5
20/VI	4,0	1	1,3	31,2	37,7	6,5
21/VI	1,9	2—3	1,4	33,1	36,0	2,9

Величины, полученные при близких значениях интенсивности радиации и разных скоростях ветра, нанесены на графики (рис. 1, 2, 3 и 4). По оси абсцисс отложена скорость ветра, а по оси ординат — разность температур прибора и воздуха.

На рис. 1 приведен график зависимости перегрева корпуса актинометра от скорости ветра при интенсивности суммарной радиации 1,1—1,3 кал/см² мин. Из данных, приведенных в табл. 1, видно, что перегрев не зависит от того, открыта или закрыта крышка актинометра, поэтому на график нанесены данные, полученные как при открытой, так и при закрытой крышке.

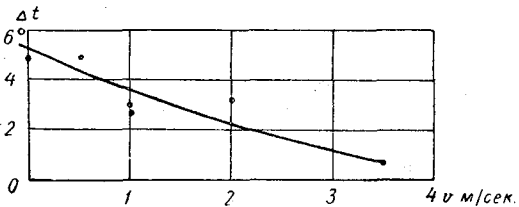


Рис. 1. Зависимость перегрева корпуса актинометра от скорости ветра.

На рис. 2 приведен график зависимости от скорости ветра перегрева корпуса пиранометра относительно воздуха при интенсивности суммарной радиации 1,3—1,4 кал/см² мин. для случаев, когда пиранометр незатенен. На графике нанесены данные, полученные и при снятой крышке, и в случаях, когда пиранометр был закрыт крышкой.

На рис. 3 приведены графики зависимости от скорости ветра перегрева корпуса пиргеометра при интенсивности суммарной радиации 1,2—1,4 кал/см² мин. при незатененном приборе и при затенении его тенью экраном, а также зависимость от скорости ветра перегрева экранов, выполняющих роль черного тела.

На рис. 4 приведен график зависимости от скорости ветра перегрева корпуса гальванометра при интенсивности суммарной радиации 1,3—1,4 кал/см² мин.

Из приведенных данных видно, что при интенсивности суммарной радиации порядка $1,2-1,4$ кал/см² мин. и слабом ветре ($0-1$ м/сек.) перегрев корпусов приборов относительно воздуха достигает $4-5^\circ$ для актинометра, $8-9^\circ$ для пиранометра, $7-8^\circ$ для пиргеометра и $4-5^\circ$ для гальванометра. Превышение температуры экранов пиргеометра относительно температуры воздуха составляет $1^\circ,5$ при скорости ветра $1-2$ м/сек.

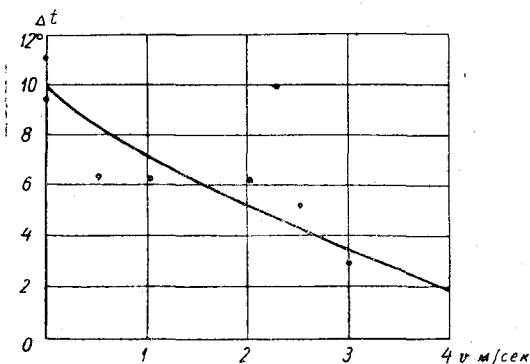


Рис. 2. Зависимость перегрева пиранометра от скорости ветра.

Для сопоставления показаний термометров при гальванометрах и пиргеометрах с температурой воздуха были использованы результаты наблюдений экспедиции в ясные дни июня за сроки 12 и 13 час. Для наблюдений применялся гальванометр ГСА-1 заводского изготовления, у которого резервуар термометра расположен под шкалой. Температура воздуха измерялась аспирационным психрометром, скорость ветра — контактным анемометром.

Значения температуры воздуха и скорости ветра осреднялись за 10 мин.

В табл. 5 приведены результаты наблюдений, полученные при интенсивности суммарной радиации $0,9-1,5$ кал/см² мин. В той же таблице приведены разности

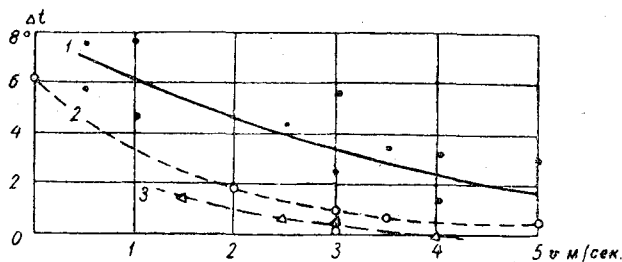


Рис. 3. Зависимость перегрева пиргеометра от скорости ветра.

1 — корпус незатененный, 2 — корпус затененный, 3 — экран.

между показаниями термометра при гальванометре и температурой воздуха, а также разности между показаниями термометра при пиргеометре и температурой воздуха.

Разности между показаниями термометра при гальванометре и температурой воздуха в зависимости от скорости ветра изображены в виде графика на рис. 5. При интенсивности радиации $1,0-1,4$ кал/см² мин. и скорости ветра $2-3$ м/сек. показания термометра при гальванометре выше температуры воздуха на $4-5^\circ$. Как видно из графика, завышение показаний термометра по отношению к температуре воздуха с изменением скорости ветра меняется мало. При измерении перегрева корпуса того же гальванометра термопарой, приклеенной к корпусу снаружи, зависимость становится более явной (см. рис. 4). Это можно объяснить тем, что гальванометр обладает большой термической инерцией, и под влиянием ветра охлаждается главным образом его поверхность.

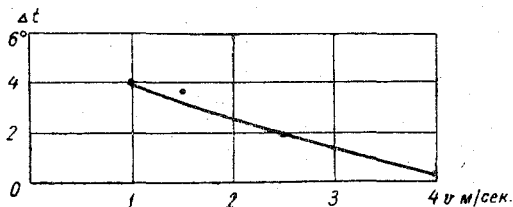


Рис. 4. Зависимость перегрева корпуса гальванометра от скорости ветра.

Разности между показаниями термометров при приборах и температурой воздуха

Дата и время	Показания термометра при гальванометре t_r	Показания термометра при пиргеометре t_n	Температура воздуха t_v	Скорость ветра v	Суммарная радиация Q	Разность температуры	
						гальванометр — воздух $t_r - t_v$	пиргеометр — воздух $t_n - t_v$
2/VI 12 час.	30,0	28,3	28,8	11,3	1,2	1,2	-0,5
13 час.	33,9	30,0	29,9	9,8	1,5	4,0	0,1
3/VI 12 час.	32,9	29,3	28,6	7,0	1,4	4,3	0,7
4/VI 13 час.	30,0	27,2	27,4	6,9	1,3	2,6	-0,2
5/VI 12 час.	28,0	25,0	25,5	5,8	1,2	2,5	-0,5
13 час.	32,0	27,0	26,9	5,8	1,5	5,1	0,1
6/VI 12 час.	34,0	27,3	28,7	4,8	1,0	5,3	-1,4
13 час.	34,7	28,3	29,2	4,8	1,2	5,5	-0,9
7/VI 12 час.	32,0	29,3	27,5	3,4	1,0	4,5	1,8
8/VI 12 час.	31,3	29,0	28,3	4,4	1,5	3,0	0,7
13 час.	35,0	29,2	29,1	4,8	1,3	5,9	0,1
9/VI 12 час.	32,0	31,0	28,2	3,0	1,5	3,8	2,8
13 час.	35,0	31,0	30,4	2,9	1,4	4,6	0,6
10/VI 12 час.	33,2	31,2	30,8	2,9	1,3	2,4	0,4
11/VI 12 час.	29,1	26,9	26,2	4,1	1,4	2,9	0,7
13 час.	30,7	27,2	27,3	11,6	1,3	3,4	-0,1
12/VI 12 час.	27,7	26,8	25,1	3,4	1,4	2,6	1,7
13 час.	32,0	26,8	25,5	3,8	1,3	6,5	1,3
13/VI 12 час.	31,3	30,1	29,3	3,7	1,3	2,0	0,8
13 час.	36,9	31,5	30,0	3,2	1,3	6,9	1,5
14/VI 12 час.	37,8	32,9	33,1	4,6	1,4	4,7	-0,2
13 час.	37,3	34,0	33,2	3,6	1,5	4,1	0,8
15/VI 12 час.	36,1	31,5	29,7	2,0	1,7	6,4	1,8
13 час.	33,7	30,3	28,9	3,0	0,9	4,8	1,4
16/VI 12 час.	30,0	28,5	26,4	2,6	1,3	3,6	2,1
17/VI 12 час.	34,0	32,2	27,8	1,9	0,9	6,2	4,4
13 час.	34,0	30,5	29,5	2,3	1,4	4,5	1,0

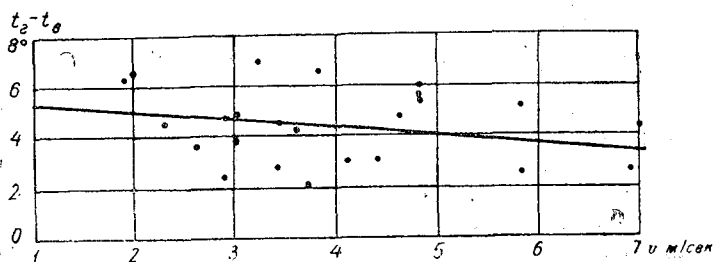


Рис. 5. Зависимость разности показаний термометра при гальванометре и температуры воздуха от скорости ветра.

Результаты, полученные при исследовании перегрева приборов относительно температуры воздуха, показывают, что показания термометра при гальванометре с точностью 1—3° соответствуют температуре актинометрических приборов. Это говорит за то, что показаниями термометра при гальванометре можно пользоваться при выборе переводного множителя прибора в зависимости от температуры, так как температурные коэффициенты приборов малы.

ПОГРЕШНОСТИ ПОВЕРКИ ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ АКТИНОМЕТРОВ И ПИРАНОМЕТРОВ

Основной задачей поверки актинометрических приборов является определение переводного множителя пары актинометрический прибор — гальванометр, который определяют сравнением показаний данной пары с показаниями образцового прибора. Кроме того, находят и другие параметры актинометрических приборов и гальванометров, по которым можно вычислить переводный множитель. Поверка актинометрических приборов производится как в естественных, так и в лабораторных условиях.

Погрешности поверки приборов зависят от качества поверяемых и образцовых приборов, метода и условий, при которых производится поверка. Ввиду того что методы поверки и условия, при которых она производится, выбираются так, чтобы систематические погрешности измерения были малы, большинство погрешностей, с которыми определяются параметры приборов, могут быть отнесены к категории случайных. К систематическим погрешностям поверки следует отнести погрешности, являющиеся следствием влияния температурных условий, и погрешности в значениях параметров образцовых приборов. Как известно, случайные погрешности оценивают путем повторности измерений и их соответствующей обработки.

Многократная поверка приборов с целью определения погрешностей поверки производилась по методике, рекомендованной руководством по поверке актинометрических приборов [3, 4]. Для оценки погрешностей были взяты результаты поверок семи актинометров, восьми пиранометров и семи гальванометров, изготовленных Ленинградским и Тбилиским заводами гидрометприборов и Экспериментальной мастерской Главной геофизической обсерватории (ГГО). Все эти приборы удовлетворяют требованиям технических условий, кроме гальванометра № 36, чувствительность которого меньше установленной техническими условиями. Поверка приборов в естественных условиях производилась в Воейкове, а также во время экспедиций в Каменную Степь и на Дубовскую стоковую станцию в 1951—1954 гг. Поверка в лабораторных условиях выполнена на установках Центрального бюро поверки (ЦБП).

В качестве характеристики погрешности значений, получаемых при однократной поверке приборов, выбрана средняя квадратичная погрешность ряда измерений. Под однократной поверкой подразумевается весь цикл измерений, выполненный согласно руководству по поверке, в результате которого получают значения, указываемые в поверочном свидетельстве. За максимальную погрешность принята тройная средняя квадратичная погрешность.

Погрешности поверки актинометрических гальванометров

Исследованию подвергались семь актинометрических гальванометров ГСА-1, из них пять гальванометров (№ 781, 783, 796, 743 и 745) Ленинградского завода гидрометприборов выпуска 1954 г. и два гальванометра (№ 36 и 37) Экспериментальной мастерской ГГО, изготовленных в 1950 г.

При поверке определяют: цену деления шкалы гальванометра по току, поправку к шкале, внутреннее сопротивление и добавочное сопротивление гальванометра.

Погрешности при определении цены деления шкалы гальванометра

Источниками погрешностей при определении цены деления гальванометра являются: вариации показаний образцового и поверяемого приборов, погрешности поправок к шкале гальванометра, погрешности градуировки образцового прибора, температурные погрешности. В случае, если цена деления определяется сравнением с милливольтметром, добавляются погрешности определения внутреннего сопротивления гальванометра.

При определении цены деления гальванометра по току в качестве образцового прибора использовались приборы класса 0,5: микроамперметры (№ 91856 и 09319) на 50 мка и милливольтметр (№ 88650) на 10 мв. Цена деления поверяемых гальванометров определялась сравнением с каждым из образцовых приборов с 10-кратной повторностью. Полученные значения были приведены к температуре 20°, причем температурный коэффициент цены деления по току принимался равным — 0,0004 [1].

Средние значения цены деления шкалы по току α в микроамперах, полученные при сравнении с каждым из образцовых приборов, и средние квадратичные погрешности ряда измерений σ в процентах приведены в табл. 1.

В последней строке табл. 1 указаны расхождения в средних значениях α , полученных при сравнении с микроамперметром № 91856 и милливольтметром № 88650. Значения α , полученные при сравнении с двумя миллиамперметрами, совпадают с точностью до 0,3%.

Из табл. 1 видно, что средние квадратичные погрешности для всех исследуемых гальванометров колеблются в пределах 0,2—0,8%. Средние квадратичные погрешности, полученные при сравнении с разными образцовыми приборами, имеют один и тот же порядок, что свидетельствует о равноценности образцовых приборов в отношении постоянства их показаний. Для всех гальванометров значения цены деления при сравнении с микроамперметром больше, чем значения, полученные при сравнении с милливольтметром; это говорит о наличии систематической ошибки в измерениях, которая, повидимому, является следствием погрешности градуировки образцовых приборов.

Таблица 1
Средние значения цены деления шкалы α (в микроамперах) и средние квадратичные погрешности σ (в процентах)

№ образ- цовых приборов	Номера гальванометров													
	781		783		796		745		736		37		36	
	α	σ	α	σ	α	σ	α	σ	α	σ	α	σ	α	σ
09 319	0,914	0,5	0,913	0,8	0,786	0,3	0,897	0,2	0,933	0,2	0,786	0,4	1,756	0,2
91 856	0,914	0,8	0,914	0,8	0,784	0,6	0,894	0,6	0,932	0,3	0,784	0,4	1,752	0,4
88 650	0,899	0,4	0,893	0,3	0,776	0,3	0,882	0,3	0,917	0,5	0,774	0,4	1,727	0,4
Расхождения в средних значениях (%)	1,7		2,3		1,0		1,3		1,8		1,3		1,4	

Средняя квадратичная погрешность значений цены деления шкалы σ по всем поверявшимся гальванометрам составляет 0,004 мка или 0,4% от значения цены деления гальванометра. Остаточные погрешности для всех 210 повторностей распределяются следующим образом: погрешности, не превышающие σ , составляют 70% всех случаев, не превышающие 2σ — 98% и не превышающие 3σ — 99% всех случаев. Таким образом, максимальная погрешность значения цены деления гальванометра равна 1,2%.

Приведенные значения погрешностей не включают в себя погрешности градуировки образцового прибора, которая для данного случая является систематической и не может быть выявлена повторностью измерений.

Погрешности определения поправок к шкале гальванометра

Погрешности определения поправок к шкале гальванометра являются следствием вариаций показаний образцового и поверяемого приборов и погрешности градуировки (нелинейности шкалы) образцового прибора.

По принятой методике обработки результатов поверки поправки на пятом и пятидесятом делениях шкалы принимаются равными 0,0 деления, поэтому погрешности поправок на этих делениях входят в значения поправок на остальных точках шкалы.

Для определения погрешностей шкаловые поправки определялись для семи гальванометров с 10-кратной повторностью. Образцовым служил милливольтметр № 88650. Значения средних квадратичных погрешностей на каждой поверяемой точке шкалы приведены в табл. 2. В последней строке табл. 2 приведены средние относительные ошибки в показаниях гальванометров (в процентах), обусловленные погрешностями определения шкаловых поправок.

Таблица 2

Средние квадратичные погрешности значений шкаловых поправок гальванометров (в делениях шкалы)

№ гальванометров	Деления шкалы												
	0	10	15	20	30	40	60	70	80	85	90	95	100
781	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1
783	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1
796	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3
745	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4
736	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2
36	0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2
37	—	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,3
Среднее	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2
Относительные погрешности (%)	4,0	2,0	1,0	0,7	0,4	0,3	0,2	0,3	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2

Из табл. 2 видно, что в интервале шкалы от 10 до 90 делений средние квадратичные погрешности при определении шкаловых поправок гальванометров не превышают 0,2 деления. В интервале шкалы 90—100 делений средние квадратичные погрешности достигают 0,4 деления.

Средняя квадратичная погрешность σ при определении шкаловых поправок, вычисленная по всем поверявшимся точкам шкалы и всем поверявшимся гальванометрам (923 повторности), равна 0,1 деления, 2σ — 0,3 деления и 3σ — 0,4 деления. Остаточные погрешности для всех 923 повторностей распределяются следующим образом: погрешности, не превышающие σ , составляют 73%, не превышающие 2σ — 96% и не превышающие 3σ — 98% всех случаев.

На основании данных, приведенных в последней строке табл. 2, можно судить о погрешностях в показаниях гальванометров, обусловленных погрешностями в значениях их шкаловых поправок. Показания гальванометра при поверке активметрических приборов бывают не меньше 40 делений, следовательно, средняя погрешность в показаниях гальванометра из-за погрешностей шкаловых поправок не превосходит 0,3%.

Погрешности определения внутреннего и добавочного сопротивления гальванометров

Внутреннее и добавочное сопротивление гальванометров определяется посредством измерительного моста сопротивлений, и точность определения зависит от качества применяемого моста и чувствительности нулевого гальванометра при нем. Внут-

тренное сопротивление гальванометра зависит от температуры; величина его меняется на 0,15—0,19 ома при изменении температуры на 1°, поэтому точность определения внутреннего сопротивления зависит от точности определения температуры, при которой производится поверка. Нагревание обмотки рамки гальванометра при измерении внутреннего сопротивления мало и практически не влияет на точность определения сопротивления.

Внутренние и добавочные сопротивления гальванометров определялись с 10-кратной повторностью посредством измерительного моста типа МВЛ-47. Отсчеты округлялись до 0,1 ома. Температура отсчитывалась по термометру при гальванометре с точностью до 1°. Полученные значения внутреннего сопротивления приводились к температуре 20°, причем температурный коэффициент сопротивления принимался равным 0,0038 [1]. В табл. 3 приведены средние значения внутренних сопротивлений и средние квадратичные погрешности ряда измерений. Средняя квадратичная погрешность определения внутреннего сопротивления гальванометра σ , вычисленная по результатам поверки всех гальванометров, равна 0,1 ома, что составляет 0,2% от измеряемой величины сопротивления.

Таблица 3

Средние значения внутренних сопротивлений гальванометров R_r и средние квадратичные погрешности σ (в омах)

	Номера гальванометров						
	781	783	796	745	736	37	36
R_r	42,1	43,1	42,2	41,8	41,2	43,0	43,0
σ	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2

Остаточные погрешности для всех 70 повторностей распределяются следующим образом: погрешности, не превышающие σ , составляют 80%, не превышающие 2σ — 98% и не превышающие 3σ — 100% всех случаев.

При определении добавочного сопротивления гальванометров максимальная погрешность измерения по всем гальванометрам не превышает 0,1 ома.

Погрешности определения переводного множителя и чувствительности актинометров и пиранометров

Если поверяется пара актинометрический прибор—гальванометр, то из сравнения с образцовым прибором определяется переводный множитель пары, а чувствительность актинометрического прибора вычисляется по известному переводному множителю и параметрам гальванометра. Если же поверяется актинометрический прибор без гальванометра, то его чувствительность находится из сравнения с чувствительностью образцового прибора, путем подключения по очереди обоих приборов к одному и тому же гальванометру.

При определении переводного множителя и чувствительности источниками погрешностей являются: погрешность переводного множителя (или чувствительности) образцового прибора, погрешности определения поправок к шкале гальванометра, неточный учет влияния температуры, неточное нацеливание прибора, непостоянство интенсивности радиации, погрешности отсчета, непостоянство спектрального состава радиации и интенсивности околосолнечной радиации (для пиранометров). При поверке в лабораторных условиях возникают дополнительные погрешности из-за неравномерности потока радиации и различия в спектральной чувствительности образцового и поверяемого пиранометра.

Из перечисленных погрешностей систематической является погрешность переводного множителя образцового прибора, а остальные погрешности, в случае, если поверка производится в разные дни и при разных условиях, могут быть отнесены к случайным. Раздельно оценивались лишь погрешности переводного мно-

жителя образцового прибора, возникающие из-за неточного учета температуры, неточного нацеливания и непостоянства интенсивности радиации.

При проверке в естественных условиях и актинометры, и пиранометры сравниваются с образцовым термоэлектрическим актинометром. В лабораторных условиях для проверки пиранометров применяется образцовый пиранометр, так как актинометр и пиранометр имеют разную спектральную чувствительность и соотношения их показаний при измерении радиации солнца и электрической лампы различны.

При проверке приборов в качестве образцовых применялись термоэлектрические актинометры и пиранометры, переводные множители которых определялись с максимальной погрешностью $1,2\%$.

Погрешности, обусловленные неточным учетом температуры

Погрешности из-за неточного учета температуры возникают вследствие следующих причин: а) показания термометра при гальванометре не соответствуют истинной температуре приборов; 2) температурные коэффициенты приборов известны не точно. В случае, если определяется переводный множитель для данной температуры, то вторая причина отпадает.

Для всех исследуемых приборов было вычислено изменение переводного множителя при изменении температуры на 1° . При этом были приняты средние температурные коэффициенты, полученные по экспериментальным данным [1].

Подсчеты показали, что погрешность переводного множителя из-за неточного определения температуры не превышает $0,1\%$ на 1° при работе со стандартным гальванометром и $0,3\%$ для приборов с гальванометром пониженной чувствительности (актинометр подключен без добавочного сопротивления).

Как показали исследования [2], отклонения показаний термометра при гальванометре от истинной температуры приборов не превышают 3° . Следовательно, погрешность в показаниях актинометров и пиранометров из-за неточного знания температуры для стандартных приборов не превышает $0,3\%$, а для приборов с гальванометрами пониженной чувствительности — $0,9\%$.

При пересчете переводного множителя применительно к какой-либо другой температуре появляется погрешность из-за того, что расчеты производятся не по истинным температурным коэффициентам, а по средним значениям для данного типа приборов. По экспериментальным данным [1] можно принять, что эта погрешность равна $0,03\%$ от значения переводного множителя на 1° .

Погрешности из-за неточного нацеливания приборов

При конструировании актинометра размеры приемного диска и диафрагм выбраны так, чтобы неточность нацеливания до $2^\circ,5$ не сказывалась на показаниях актинометра. При неправильной сборке актинометра (ассиметрия звездочки) показания его могут меняться и при меньшем отклонении приемника от нормального нацеливания. При проверке в лабораторных условиях погрешность обуславливается также неравномерностью потока радиации.

Зависимость показаний актинометров от точности нацеливания определялась экспериментально для трех актинометров в естественных условиях и для трех — в лабораторных. В результате оказалось, что как в естественных, так и в лабораторных условиях для всех приборов, кроме одного, неточность нацеливания до 2° практически не влияет на показания приборов. После смещения на $2^\circ,5$ показания их резко падают. У одного из приборов показания не меняются при повороте его до 1° и затем медленно убывают; при повороте на 2° показания уменьшаются на 5% . Следует отметить, что неточность нацеливания в $0^\circ,5$ уже заметна на глаз по неконцентричности тени, отбрасываемой кольцом и, тем более, по смещению зайчика. При смещении же актинометра на 2° зайчик оказывается на краю кольца. Таким образом, погрешность из-за неточности нацеливания актинометра находится в пределах точности отсчета.

Погрешности из-за непостоянства интенсивности радиации

Колебания интенсивности радиации сказываются на точности поверки приборов вследствие различия в инерции поверяемого и образцового приборов и несинхронности отсчетов их показаний. При поверке в лабораторных условиях, кроме различия в инерции сравниваемых приборов, источником погрешностей является также и то, что вследствие неравномерности потока радиации образцовый и поверяемый приборы устанавливают в потоке радиации не одновременно, а поочередно. По принятой методике непостоянство интенсивности радиации электрической лампы учитывается посредством установленного вблизи нее контрольного прибора, пока-

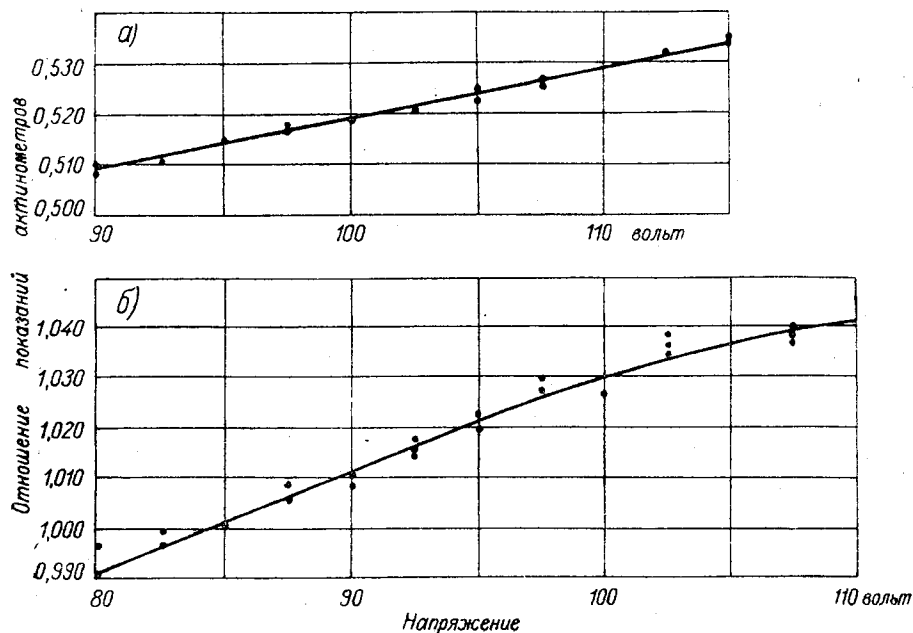


Рис. 1. Зависимость отношения показаний образцового и контрольного актинометров от напряжения в сети.

а — лампа 300 Вт, б — лампа 1000 Вт.

зания которого отсчитываются параллельно с показаниями образцового и поверяемого приборов. Учесть изменчивость радиации посредством контрольного прибора можно только в том случае, если соотношение показаний образцового и контрольного (или поверяемого и контрольного) приборов постоянно для данной серии поверки.

Зависимость отношения показаний образцового и контрольного приборов от напряжения в сети исследовалось при искусственном изменении напряжения. При этом использовались лампы мощностью 300 и 1000 Вт. Результаты нанесены на графики, приведенные на рис. 1. По оси абсцисс отложено напряжение на лампе в вольтах, а по оси ординат — отношение показаний образцового и контрольного актинометров. При изменении напряжения на 10 В отношение показаний актинометров меняется на 2%. Это указывает на необходимость стабилизации напряжения. Без стабилизации в процессе одной серии поверки в отдельных случаях напряжение меняется на 5—7 В, что дает непостоянство в отношении показаний образцового и контрольного прибора в 1—1,5%.

Погрешности из-за непостоянства интенсивности радиации можно оценить, подсчитав среднюю квадратичную погрешность отдельного измерения в данной серии отсчетов, ввиду того что все остальные погрешности (применительно к одной серии) могут рассматриваться как систематические. Для оценки погрешностей из-за непостоянства интенсивности радиации были подсчитаны средние квадратичные

погрешности отдельного измерения в серии из 10 отсчетов для трех актинометров и двух пиранометров. Для каждого из приборов взято 10 серий измерений как в естественных, так и в лабораторных условиях. Результаты приведены в табл. 4.

Таблица 4

Средние квадратичные погрешности (σ) отдельного отсчета (в процентах)					
	Актинометры			Пиранометры	
	№ $\frac{2530}{36}$	№ $\frac{361}{796}$	№ $\frac{392}{781}$	№ $\frac{797}{783}$	№ $\frac{794}{781}$
Естественные условия . .	0,3	0,4	0,3	0,4	0,4
Лабораторные условия . .	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3

Так как за переводный множитель принимают среднее из 10 отсчетов, то его погрешность следует характеризовать средней квадратичной погрешностью результата, которая равна $\frac{\sigma}{\sqrt{10}}$.

Погрешности при определении переводных множителей приборов

Для суммарной оценки случайных погрешностей переводных множителей приборов при поверке в естественных условиях были обработаны результаты многократных поверок приборов в 1951, 1953 и 1954 гг. В 1951 и 1953 гг. исследовались приборы, изготовленные Экспериментальной мастерской Главной геофизической обсерватории (ГГО), в 1954 г. — главным образом, приборы Тбилисского завода гидрометприборов. Переводные множители определялись по методике, изложенной в „Руководстве по поверке актинометрических приборов“ [3]. Ввиду того что переводные множители определялись при разных температурах, все полученные значения приводились к температуре 20°. При расчетах для приборов, изготовленных в Экспериментальной мастерской, для каждого прибора применялись индивидуальные температурные коэффициенты, так как они были известны. Для приборов заводского изготовления брались средние температурные коэффициенты, приведенные выше.

В табл. 5 даны средние значения переводных множителей при температуре 20° и средние квадратичные погрешности ряда переводных множителей, полученные при поверках. Погрешности выражены в процентах от значений переводных множителей.

Из данных, приведенных в табл. 5, видно, что средняя квадратичная погрешность значений переводных множителей σ не превышает 1,3% для актинометров и 1,2% для пиранометров. Погрешности, полученные в разные годы и по разным приборам, одного и того же порядка. Учитывая, что приведение переводных множителей к одной температуре (20°) для заводских приборов производилось по средним температурным коэффициентам, приходим к выводу, что рассчитывать переводные множители таким методом целесообразно.

Средняя квадратичная погрешность, вычисленная по всем поверявшимся актинометрам (224 повторности), равна 0,0002 кал/см² мин., что составляет 1,1% от среднего значения переводного множителя. Остаточные погрешности распределяются следующим образом: погрешности, не превышающие σ , составляют 91% и не превышающие 2σ — 100% от всех случаев.

Средняя квадратичная погрешность, вычисленная по всем поверявшимся пиранометрам (170 повторностей), также равна 0,0002 кал/см² мин., что составляет 1,1% от среднего значения переводного множителя. Распределение остаточных погрешностей следующее: погрешности, не превышающие σ , составляют 84% и не превышающие 2σ — 100% всех случаев.

Таблица 5

Средние значения переводных множителей приборов α и средние квадратичные погрешности σ (в процентах)

Поверка в естественных условиях																
		номера актинометров				номера пиранометров				номера актинометров				номера пиранометров		
		2551 36	2530 37	2 36	20 36	2617 36	2952 36	2723 36	2870 36	2530 36	2 36	20 36	2952 36	2723 36	2733 36	
		1951 г. Каменная Степь ¹													1953 г. Воейково и Дубовка	
α		0,0216	0,0163	0,0161	0,0211	0,0160	0,0161	0,0169	0,0195	0,0148	0,0160	0,0208	0,0160	0,0168	0,0188	
σ		0,5	1,2	0,6	0,9	1,2	1,2	1,2	1,0	0,7	1,2	1,0	1,2	0,6	1,1	
Число повтор-ностей		10	9	9	10	11	10	12	10	11	14	11	15	16	15	

Как уже указывалось, приведенные значения погрешностей характеризуют только случайные погрешности поверки и не включают в себя погрешности градуировки образцового прибора, которые в данном случае являются систематическими.

Сопоставление значений переводных множителей приборов, поверявшихся в разные годы, показывает, что переводные множители приборов через 2 года подтвердились с точностью до $0,0001 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$, за исключением переводного множителя актинометра № 20, который изменился на $1,4\%$. Это свидетельствует о хорошем постоянстве во времени чувствительности приборов производства Экспериментальной мастерской ГГО. Следует отметить, что, кроме поверок в естественных условиях в 1951 и 1953 гг., эти приборы в 1952 г. исследовались в лаборатории, причем многократно подвергались воздействиям температуры (от -30 до $+50^\circ$). Некоторые из приборов систематически использовались в ЦБП в качестве образцовых при поверке приборов.

Для суммарной оценки случайных погрешностей переводных множителей приборов при поверке в лабораторных условиях в 1954 г. производилась 10-кратная поверка тех же приборов, которые поверялись в естественных условиях. Все полученные значения приводились к температуре 20° , после чего для каждой пары приборов вычислялась средняя квадратичная погрешность ряда. Полученные средние значения переводных множителей и средние квадратичные погрешности ряда, выраженные в процентах, приведены в табл. 6.

Из табл. 6 видно, что средние квадратичные погрешности значений переводных множителей не превышают $1,1\%$ для актинометров и $1,3\%$ для пиранометров, т. е. они того же порядка, что и в естественных условиях (см. табл. 5).

Средняя квадратичная погрешность σ , вычисленная по всем поверявшимся актинометрам (90 повторностей), равна $0,0001 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$, что составляет $0,6\%$ от среднего значения переводного множителя. Распределение остаточных погрешностей следующее: погрешности, не превышающие σ , составляют 78% , не превышающие 2σ — 97% и не превышающие 3σ — 100% от всего числа погрешностей.

Средняя квадратичная погрешность σ , вычисленная по всем поверявшимся пиранометрам (96 повторностей), равна $0,0002 \text{ кал/см}^2 \text{ мин.}$, что составляет $1,1\%$ от среднего значения переводного множителя. Распределение остаточных погрешностей следующее: погрешности, не превышающие σ , составляют 86% , не превышающие 2σ — 98% и не превышающие 3σ — 100% от всего числа случаев.

Для сравнения результатов определения переводных множителей приборов в естественных и лабораторных условиях в табл. 7 приведены средние значения переводных множителей, полученные при поверке в естественных и в лабораторных условиях (взяты из табл. 5 и 6). В последней строке таблицы приведены расхождения между значениями переводных множителей, выраженные в процентах.

Из табл. 7 видно, что расхождение в значениях переводных множителей, полученных при поверке приборов в естественных и в лабораторных условиях, не превосходит $1,5\%$ для актинометров и $3,2\%$ для пиранометров.

Сравнение результатов при определении переводных множителей актинометров в естественных и в лабораторных условиях подтверждает равноценность этих методов поверки. Для пиранометров же поверка в естественных условиях имеет преимущества вследствие их селективности. При поверке в лабораторных условиях необходимо иметь образцовый пиранометр такой же спектральной чувствительности, как и поверяемый.

Погрешности при определении чувствительности приборов

При вычислении чувствительности приборов по известному переводному множителю и параметрам гальванометра погрешность чувствительности может быть подсчитана как погрешность косвенного измерения. При подсчете получены следующие значения: средняя квадратичная погрешность чувствительности актинометров и пиранометров равна $1,3\%$, если гальванометр поверялся с микроамперметром, и $1,7\%$, если гальванометр поверялся с милливольтметром.

Таблица 6

Средние значения переводных множителей приборов α и средние квадратичные погрешности σ (в процентах)

Поверка в лабораторных условиях															
номера актинометров								номера пиранометров							
2530	2	20	392	392	383	383	361	2870	2723	2733	2617	803	803	797	794
$\frac{36}{36}$	$\frac{36}{36}$	$\frac{36}{36}$	$\frac{796}{796}$	$\frac{781}{781}$	$\frac{796}{796}$	$\frac{781}{781}$	$\frac{796}{796}$	$\frac{36}{36}$	$\frac{36}{36}$	$\frac{36}{36}$	$\frac{36}{36}$	$\frac{783}{783}$	$\frac{35}{35}$	$\frac{783}{783}$	$\frac{781}{781}$
α	0,0147	0,0153	0,0179	0,0179	0,0192	0,0192	0,0193	0,0192	0,0173	0,0194	0,0159	0,0195	0,0151	0,0182	0,0197
σ	0,7	0,9	0,6	1,1	0,5	0,5	0,5	0,5	1,2	1,0	0,6	1,0	0,5	1,1	1,0
															0,0223
															1,3

Таблица 7

Средние значения переводных множителей, полученные в естественных и в лабораторных условиях

	Номера актинометров								Номера пиранометров							
	2530	392	392	392	383	383	361	2	20	797	797	794	803	2870	2723	2733
	$\frac{36}{36}$	$\frac{796}{796}$	$\frac{781}{781}$	$\frac{796}{796}$	$\frac{781}{781}$	$\frac{796}{796}$	$\frac{781}{781}$	$\frac{36}{36}$	$\frac{36}{36}$	$\frac{781}{781}$	$\frac{783}{783}$	$\frac{781}{781}$	$\frac{783}{783}$	$\frac{36}{36}$	$\frac{36}{36}$	$\frac{36}{36}$
Естественные условия	0,0147	0,0181	0,0179	0,0194	0,0193	0,0296	0,0194	0,0160	0,0208	0,0202	0,0188	0,0218	0,0196	0,0195	0,0168	0,0188
Лабораторные условия	0,0147	0,0179	0,0179	0,0192	0,0192	0,0193	0,0192	0,0158	0,0208	0,0197	0,0182	0,0223	0,0195	0,0196	0,0173	0,0194
Расхождение (%)	—	1,1	—	1,0	0,5	1,5	1,5	1,3	—	2,5	3,2	2,3	0,5	0,5	2,9	3,2

Определение чувствительности при подключении образцового и поверяемого приборов к одному и тому же гальванометру производилось с 10-кратной повторностью для трех актинометров и четырех пиранометров в 1951 г. и для трех актинометров и четырех пиранометров в 1954 г. (в лабораторных условиях). Средние значения чувствительности и средние квадратичные погрешности ряда, выраженные в процентах, приведены в табл. 8.

Таблица 8

Средние значения чувствительности K и средние квадратичные погрешности ряда σ (в процентах)

Актинометры

	1951 год			1954 год		
	прибор № 2530	прибор № 2	прибор № 20	прибор № 392	прибор № 361	прибор № 383
K	6,93	6,82	5,13	7,05	6,36	6,44
σ	1,2	1,2	1,0	0,6	0,3	0,3

Пиранометры

	1951 год				1954 год			
	прибор № 2723	прибор № 2733	прибор № 2870	прибор № 2952	прибор № 797	прибор № 794	прибор № 803	прибор № 2952
K	11,95	10,94	10,86	13,68	8,75	7,52	8,19	14,93
σ	0,4	0,5	0,5	0,7	0,3	0,7	0,7	0,5

Из табл. 8 видно, что средние квадратичные погрешности значений чувствительности не превышают 1,2% для актинометров и 0,7% для пиранометров.

Средняя квадратичная погрешность, вычисленная по всем поверявшимся актинометрам, равна 0,05 мВ на 1 кал/см² мин., что составляет 0,8% от среднего значения чувствительности. Распределение остаточных погрешностей следующее: погрешности, не превышающие σ , составляют 75%, не превышающие 2σ — 93% и не превышающие 3σ — 100% от всего числа погрешностей.

Средняя квадратичная погрешность σ , вычисленная по всем поверявшимся пиранометрам, равна 0,06 мВ на 1 кал/см² мин., что составляет 0,6% от среднего значения чувствительности. Распределение остаточных погрешностей следующее: погрешности, не превышающие σ , составляют 73%, не превышающие 2σ — 92% и не превышающие 3σ — 99% от всего числа погрешностей.

Приведенные данные показывают, что случайные погрешности при определении чувствительности того же порядка, что и при определении переводного множителя.

Погрешности при определении поправочных множителей к показаниям пиранометров при разных высотах солнца

Поправочные множители к показаниям пиранометров при разных высотах солнца (для прямой радиации) принято определять в лабораторных условиях. Это объясняется тем, что для определения поправочных множителей в естественных условиях

должно быть совершенно ясное небо, что бывает чрезвычайно редко. Кроме того, процесс поверки в естественных условиях очень трудоемок.

При определении поправочных множителей к показаниям пиранометра одной из основных погрешностей является неточность нацеливания, которая особенно сказывается при малых высотах солнца (т. е. при больших углах падения). Для наглядности в табл. 9 приведены погрешности значений поправочных множителей для разных высот солнца при неточности нацеливания 0,5 и 1°.

Для оценки погрешностей, с которыми определяются поправочные множители к показаниям пиранометра, было взято четыре пиранометра. Для трех пирано-

Таблица 9

Погрешности поправочных множителей к показаниям пиранометров при неточности нацеливания 0,5 и 1° (в процентах)

Неточность нацеливания	Высота солнца									
	2°,5	5°	7°,5	10°	15°	20°	30°	40°	50°	70°
0°,5	20	10	6,5	5	3	2	1	1	1	0,5
1°	40	20	13	10	6	5	3	2	1,5	1

Таблица 10

Средние значения поправочных множителей к показаниям пиранометров F_h и средние квадратичные погрешности σ (в процентах)

	Высота солнца									
	2°,5	5°	7°,5	10°	15°	20°	30°	40°	50°	70°

Пиранометр № 2952

F_h	1,36	1,17	1,05	1,01	0,95	0,94	0,96	0,97	0,98	1,01
σ	26	15	11	8	5	4	3	1,5	1,5	1,5

Пиранометр № 803

F_h	1,04	1,06	1,04	1,02	0,99	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99
σ	14	8	4	2	2	1	1	1	1	1

Пиранометр № 794

F_h	0,99	1,03	1,00	0,99	0,98	0,99	0,99	1,00	0,99	1,00
σ	15	6	4	3	2	2	1	1	1	1

метров поправочные множители определялись с 10-кратной повторностью и для одного — с 5-кратной. Поправочные множители определялись по методике, рекомендованной руководством по поверке актинометрических приборов [3]. В табл. 10 приведены средние значения поправочных множителей F_h и средние квадратичные погрешности σ для каждого из трех пиранометров, поверявшихся с 10-кратной повторностью. Средние квадратичные погрешности выражены в процентах от значений поправочных множителей.

В табл. 11 приведены средние квадратичные погрешности поправочных множителей, вычисленные по результатам проверок всех четырех пиранометров.

Сопоставление табл. 9 и 11 показывает, что неточность нацеливания пиранометра в среднем составляет 0°,5, а в отдельных случаях превышает 1°. Для иллюстрации того, как изменяются поправочные множители при смещении нацеливания

Средние квадратичные погрешности поправочных множителей к показаниям пиранометров при разных высотах солнца (в процентах)

Средние квадратичные погрешности поправочных множителей к показаниям пиранометров при разных высотах солнца при поверке в естественных условиях (в процентах)

условиях. Это следует отнести за счет худших условий для нацеливания пиранометра (менее четкая тень). Однако и при поверке в естественных условиях погрешности поправочных множителей для малых высот солнца велики. Приведенные значения погрешностей показывают, что погрешности в показаниях прибора из-за введения поправочных множителей при малых высотах солнца того же порядка, что и величины, учитываемые ими, а в отдельных случаях превышают их.

Для сопоставления поправочных множителей, полученных в естественных и в лабораторных условиях, на рис. 3 приведены графики зависимости поправочных множителей от высоты солнца для четырех пиранометров, вычерченные по средним значениям. Сплошной линией проведены кривые, полученные в естественных условиях, пунктиром — в лабораторных условиях. Из графиков, приведенных на рис. 3, видно, что даже средние значения поправочных множителей для малых высот солнца расходятся значительно. Однако то, что расхождения не имеют определенного знака, дает возможность утверждать, что они обусловлены не систематическими погрешностями методов поверки, а приведенными выше случайными погрешностями.

Повышение точности определения поправочных множителей для малых высот солнца связано с повышением точности нацеливания пиранометра при поверке, что технически трудно выполнить и вряд ли целесообразно. Следует отметить, что повышение точности нацеливания уменьшает только случайные погрешности поверки, которые и характеризуются приведенными выше значениями, систематические же погрешности остаются невыявленными. К таким погрешностям относится, например, погрешность, обусловленная непараллельностью плоскости термобатареи и оправы стеклянного колпака, которая также существенна при больших углах падения. При поверке нацеливание пиранометра производится не по поверхности термобатареи, а по оправе колпака. С другой стороны, точность измерения пиранометром прямой радиации при малых высотах солнца вообще мала, вследствие неточно горизонтальной установки пиранометра при наблюдениях, и вряд ли может быть существенно повышена введением поправочных множителей.

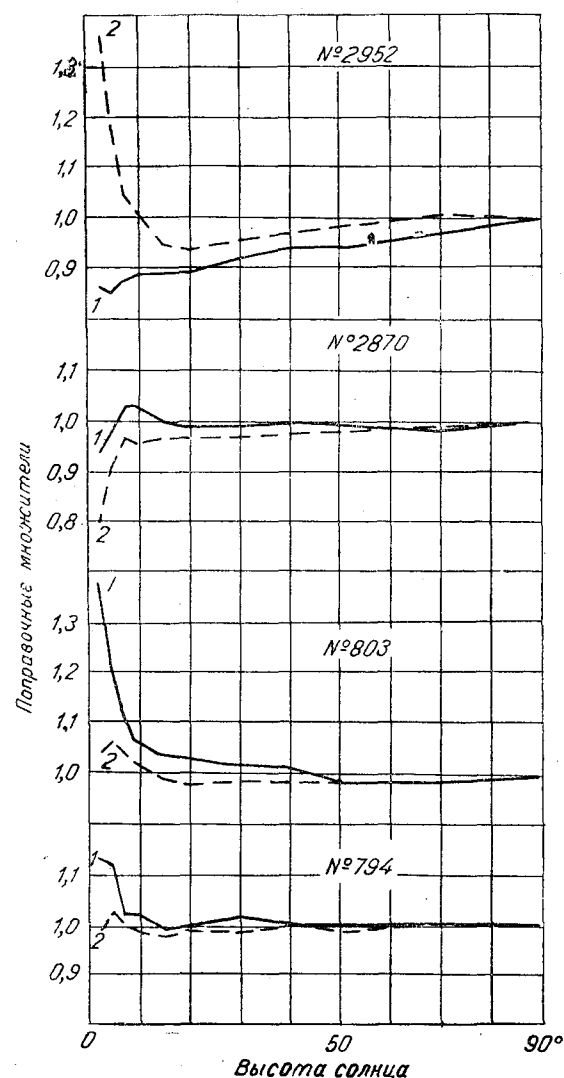


Рис. 3. Поправочные множители пиранометров, полученные в естественных (1) и в лабораторных (2) условиях.

Выводы

1. Небольшие значения погрешностей, с которыми определяются параметры актинометрических приборов при поверке, свидетельствуют о надежности применяемых методов поверки (кроме метода определения поправочных множителей

пиранометра), а также о хорошем постоянстве показаний актинометров, пиранометров и гальванометров, изготовленных как мастерской ГГО, так и заводами гидрометприборов.

2. Погрешности поправочных множителей к показаниям пиранометра велики при малых высотах солнца. Это говорит за то, что определять поправочные множители для малых высот солнца по принятой методике нецелесообразно.

3. Поверка актинометров в естественных и в лабораторных условиях производится с одинаковой точностью. Для пиранометров поверка в естественных условиях имеет преимущества вследствие их селективности.

4. Небольшие значения погрешностей переводных множителей приборов, приведенных к данной температуре, подтверждают целесообразность пересчета переводного множителя по температурным коэффициентам, средним для данного типа приборов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Покровская И. А. Температурные коэффициенты термоэлектрических сетевых приборов. Труды ГГО, вып. 46, 1954.
 2. Покровская И. А. Влияние температуры на показания термоэлектрических актинометрических приборов. В наст. сборн.
 3. Руководство по поверке актинометрических приборов, ч. 1, 1952.
 4. Руководство по поверке актинометрических приборов, ч. 2, 1954.
-

О ПОГРЕШНОСТЯХ НАПОЧВЕННОГО РТУТНОГО ТЕРМОМЕТРА

Известно, что теплообмен с окружающей средой ртутного термометра и поверхности почвы, на которой производятся наблюдения, неодинаков вследствие различия в их радиационных свойствах. Однако это обстоятельство существующей методикой измерений температуры поверхности почвы не учитывается, благодаря чему данные измерений имеют соответствующие погрешности.

Для выявления порядка величин этих погрешностей нами в июне на метеорологической площадке обсерватории Высокая Дуброва (Свердловская область) были произведены специальные наблюдения с тремя различными установками ртутных термометров. Все термометры были установлены на оголенной площадке, имеющей суглинистую почву, поверх которой находился слой песка.

Первая серия ртутных термометров была наполовину погружена в почву (как того требует „Наставление“). Вторая серия термометров поверх своих резервуаров имела слой песка толщиной 1—2 мм. Третья серия термометров тоже была наполовину погружена в почву, резервуарами на восток, а над ними находилась экранирующая защита, предохраняющая термометры от непосредственного воздействия прямой солнечной радиации.

Экранирующая защита представляла собой полукольцо из жести шириною в 9 см, которое имело две продольные прорези по 1,5 см, идущие от одного конца полукольца к другому. Благодаря этим прорезям защита затеняла от солнечных лучей не весь участок площадки, занятый термометрами, а только те места, где находились термометры. Края полукольца были прикреплены к концам металлического прута длиной 60 см. Последний посредством барашка крепился к штативу (пруту, воткнутому в землю) и мог перемещаться вместе с полукольцом сверху вниз и обратно. Таким образом, экранирующая защита устанавливалась над термометрами в зависимости от высоты солнца и находилась от земли на высоте около 50 см. Вся установка была выкрашена белой краской и находилась к югу от третьей серии термометров. Отсчеты по всем трем сериям производились одновременно.

Сопоставление данных, полученных по термометрам каждой серии, показало, что летом в дни с переменной облачностью и в ясные дни в околополуденные и полуденные часы между показаниями термометров имелись следующие расхождения. Данные по срочному ртутному термометру принятой установки получились в среднем на 8% выше, чем по термометру, находившемуся под экранирующей защитой (а по максимальному термометру — до 20%), и на 13% ниже, чем по термометру, имеющему поверх своего резервуара слой песка. Эти расхождения указывают, что напочвенный ртутный термометр имеет две погрешности разных знаков. Первая погрешность (с положительным знаком) получается за счет неоднородности непосредственного нагрева солнечными лучами резервуара термометра и оголенной подстилающей поверхности площадки, на которой производится измерение температуры поверхности почвы. Вторая погрешность (с отрицательным знаком) получается за счет неоднородной потери тепла резервуаром термометра и подстилающей поверхностью через излучение.

Таким образом, общая погрешность показаний напочвенного ртутного термометра принятой установки, полученная за счет указанных выше причин, будет

составлять -5% в сторону занижения:

$$8\% + (-13\%) = -5\%.$$

Эта общая погрешность (-5%) происходит за счет потери тепла резервуаром термометра через излучение.

В абсолютных единицах она выражается: $0^{\circ},5$ для 10° ; $1^{\circ},0$ для 20° ; $1^{\circ},5$ для 30° ; $2^{\circ},0$ для 40° и т. д. На других почвах величины будут иными.

В заключение следует указать также и на ту разность, которая была получена между температурой по термометру, имевшему на своем резервуаре слой песка, и по термометру, находившемуся под экранирующей защитой. В среднем, в дни с переменной облачностью и в ясные дни, показания термометра под защитой получились в среднем на 20% ниже, чем показания термометра, имевшего на своем резервуаре слой песка. В абсолютных величинах эта разность выражается в следующих единицах: $2^{\circ},0$ при температуре 10° ; $4^{\circ},0$ при температуре 20° ; $6^{\circ},0$ при температуре 30° и т. д.

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЫСОТЫ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ОБЛАКОВ

В настоящее время сеть гидрометстанций СССР не имеет достаточно простого и вместе с тем надежного прибора для быстрых и точных измерений высоты нижней границы облаков. Существующие методы измерения высоты облаков либо недостаточно оперативны (применение шаров-пилотов), либо пригодны только в определенных условиях (применение потолочного прожектора, расчетные методы), или, наконец, слишком примитивны и не могут обеспечить требуемой точности измерений (метод трассирующей пули, визуальный метод и др.).

Существует много работ, посвященных вопросам усовершенствования методики измерения высоты облаков, однако создание универсального портативного сетевого прибора, позволяющего осуществлять мгновенный отсчет высоты облаков как ночью, так и днем, является до сих пор проблемой, которая стала особенно важной в связи с развитием современных методов предсказания погоды и военного дела. Практика показывает, что эту проблему вряд ли можно успешно решить применением каких-либо подъемных средств. Так, применяющийся на сети метод шаропилотных наблюдений хотя и отличается простотой, но не обеспечивает необходимой точности измерений, а сами наблюдения занимают много времени. Кроме того, этот метод применим лишь в случае вхождения шара в облако, а при наличии разорванных облаков мало эффективен. В результате сведения об облаках получаются весьма не регулярно. Для повышения эффективности подобных наблюдений, а также для оперативного обслуживания аэродромов, для точного предсказания появления штормов и других особых целей необходимо уверенно и быстро измерять высоту облаков в любых условиях и с большой точностью.

В настоящее время ни у кого нет сомнений, что подобные измерения можно с успехом осуществить лишь на базе использования наиболее совершенных методов зондирования атмосферы с применением новейшей электронно-измерительной аппаратуры. В ряде работ отечественных и зарубежных авторов по исследованию атмосферы [1, 3, 6, 7, 12] указывается на эффективность таких методов, как зондирование с помощью светового луча, исследование высоких слоев с помощью звуковых волн и использование радиолокационных установок.

Для измерения высоты облаков наибольший интерес представляет метод зондирования атмосферы световым лучом, так как влияние атмосферных неоднородностей сказывается несравненно сильнее на распространении световых волн, чем на распространении даже самых коротких из применявшихся радиоволн и тем более — звуковых волн. Это обстоятельство дает возможность использовать световое зондирование для определения высоты облачных образований по отраженному сигналу, вызванному рассеянием света в капельно-жидкой среде. В настоящей статье рассматриваются разработанные за последнее время по этому принципу у нас и за рубежом практические схемы опытных установок, которые могут быть положены в основу создания сетевого прибора для измерения высоты нижней границы облаков.

Схема прожекторной установки для ночных и дневных измерений высоты облаков

В качестве практического устройства для измерения высоты облаков методом светового зондирования на сети метеостанций применяется прожекторная установка с визирным приспособлением [4]. Определение высоты нижней границы облака сводится к визированию светового пятна на его основании, образуемого вертикальным пучком света от прожектора. Высота находится по формуле $H = L \operatorname{tg} \alpha$, где L — расстояние между прожектором и наблюдателем (база), α — угол, под которым видно световое пятно на основании облака.

Прожекторная установка по праву считается одной из удачных установок для определения высоты облаков в ночных условиях. Днем же световое пятно на фоне светлого неба становится невидимым для простого глаза, поэтому для измерения высоты облака приходится прибегать к другим менее надежным методам.

Однако световое пятно можно обнаружить и в светлое время суток, если каким-либо способом осуществить модуляцию светового луча, а в качестве приемника отраженного сигнала применить фотоэлектрическое устройство, с помощью которого на фоне дневного освещения можно выделить сигнал модуляции. Основная трудность при таком способе измерения состоит в том, что полезная часть светового потока, которая попадает на фотоэлемент от пятна рассеяния на облаке в момент визирования, будет значительно меньше постоянного светового потока, падающего на фотоэлемент вследствие дневной освещенности, и выделить ее на этом фоне не так просто. Далее, проблема измерения осложняется резкими изменениями яркости фона, которые происходят от движения облаков в момент измерения, от изменений в их структуре и от флуктуаций интенсивности дневного освещения, рассеянного облаками. В результате слабый сигнал приемника может быть легко завуалирован шумами фотоэлектрической схемы. Кроме всего сказанного, имеют место также некоторые затруднения при визировании „невидимого“ пятна на фотоэлемент.

На преодоление этих основных трудностей и было направлено внимание различных исследователей. В настоящее время имеется ряд удачных конструкций подобных систем. В этих конструкциях различными авторами используются три способа модуляции светового потока:

- 1) модуляция с помощью вращающейся заслонки (механический способ);
- 2) питание прожекторной лампы переменным током;
- 3) применение световых импульсов.

Наряду с этими способами модуляции делаются также попытки перейти к монохроматическому излучению и к работе в ультрафиолетовой части спектра.

При использовании механических методов модуляции имеют место технические затруднения, вызванные применением деталей, вращающихся с большой скоростью. Работа на малых скоростях вращения невозможна, так как частота модуляции должна быть достаточно высокой, чтобы устранить влияние на измерение относительно медленных изменений рассеянного света. Поэтому наибольшее распространение получили схемы с питанием лампы от переменного тока и импульсные методы.

На рис. 1 приведена схема установки [9], в которой для получения модулированного луча в прожекторе используется ртутно-дуговая лампа, с питанием от сети переменного тока. Подобные лампы при питании переменным током в 50—60 гц дают около 90% модуляции светового потока [9]. Чтобы создать узконаправленный мощный пучок света, лампа располагается в фокусе параболического зеркала 1.

Для отыскивания пятна прожектора „S“ на облаке и определения угла возвышения α служит поворотное зеркало 2, отбрасывающее лучи на оптическую систему 3 фотоэлемента 5. В некоторых системах [10, 14] поворотное зеркало отсутствует, а оптическая часть — искатель — монтируется так, что она может поворачиваться вокруг горизонтальной оси.

В момент улавливания модулированного пятна на облаке в фотоэлементе воз-

икает переменный ток частоты модуляции, появление которого отмечается с помощью какого-либо индикатора, включенного на выходе фотоусилителя σ . Для того чтобы получить максимальное отношение сигнала к шуму, поле зрения искаля должно охватывать только пятно рассеяния, не включая по возможности оседние участки неба. Для этой цели служит диафрагма 4, расположенная в фокусе собирающей линзы 3. Введение диафрагмы позволяет лишь частично ослабить действие фона и уровень шумов схемы, которые могут все же более чем в 10^6 раз превышать уровень полезного сигнала, полученного от прожектора умеренных размеров.

Более глубокого ослабления шумов можно достигнуть применением монохроматического излучения и подбором спектральной чувствительности фотоэлемента: соответствии со спектром излучения прожекторной лампы, а также применением избирательных фильтров в приемнике. Последние, однако, дают большое ослабление полезного светового потока, а изготовление фильтра с высокой избирательностью является пока очень трудным делом.

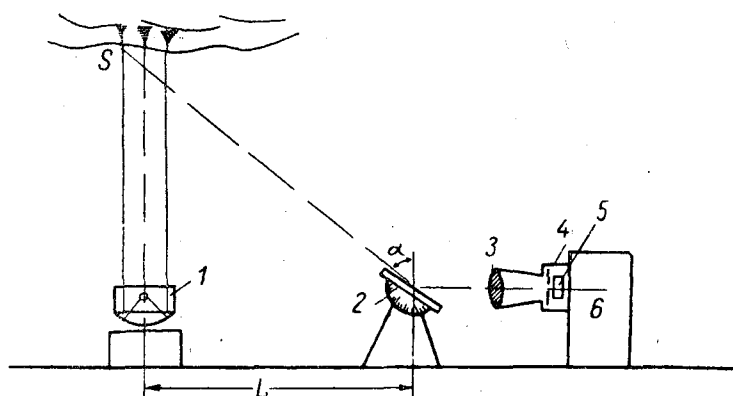


Рис. 1. Схема прожекторной установки с фотоэлектрическим индикатором.

Большие возможности содержатся также в применении источников ультрафиолетового излучения, т. е. излучения при длинах волн до $0,3 \mu$. Такой волне, например, соответствует большая часть энергии ртутных ламп низкого давления. Использование в качестве приемника фотоэлементов с катодом из чистого тантала обеспечивает низкую чувствительность волн видимого спектра, что позволяет производить измерения при наличии довольно яркого дневного освещения [5].

Следующая реальная возможность свести к минимуму влияние шумов схемы лежит в применении как можно меньшей полосы пропускания Δf приемного устройства. Однако возможность уменьшения полосы пропускания приемника ограничивается необходимостью увеличения времени поиска цели (пятна на облаке) τ , которое определяется зависимостью $\tau \sim \frac{1}{\Delta f}$. При слишком большой скорости поиска наличие пятна не будет отмечено схемой. Большая продолжительность поиска сильно затрудняет измерения, особенно при быстро движущихся разорванных облаках, когда над местом наблюдения попеременно проходят облачные слои с различной, быстро меняющейся высотой.

В схемах, подобных рассмотренной на рис. 1, применяются усилители с полосой пропускания порядка 10—20 гц. Дальнейшее повышение отношения величины сигнала к уровню шумов достигается включением на выходе усилителя синхронного детектора [8]. При этом полоса пропускания системы сужается до 1 гц, а вариации яркости фона облаков и изменения яркости поверхности их в период поиска пятна существенного влияния на измерение не оказывают.

Системы с автоматической регистрацией высоты облаков

Для облегчения измерений и получения непрерывных данных о высоте облаков применяются системы, позволяющие осуществлять автоматический поиск пятна рассеяния на облаке. К ним относятся конструкции с синхронноследящей системой и установки с бегающим лучом. В синхронноследящих системах [10] автоматический поиск пятна осуществляется непрерывным покачиванием оптической системы искателя около горизонтальной оси в плоскости, проходящей через ось оптической системы и луч прожектора. Полный цикл движения объектива искателя от горизонтального положения к вертикальному может составлять несколько минут. С помощью системы сельсинов угловое перемещение искателя передается к самописцу, регистрирующему появление сигнала в приемнике в момент улавливания пятна. Высота облаков, таким образом, регистрируется как функция угла возвышения искателя.

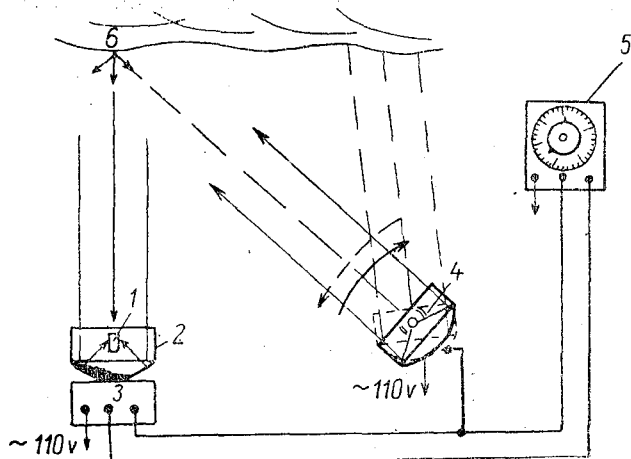


Рис. 2. Схема прожекторной установки с бегающим лучом.

В системе с бегающим лучом (рис. 2) приемная часть — рефлектор 2 устанавливается неподвижно зеркально вверх. Принятый световой сигнал попадает на фотоэлемент 1 и усиливается в блоке 3. Автоматическая регистрация высоты облаков осуществляется благодаря непрерывному вращению светового луча прожектора 4 в вертикальной плоскости, проходящей через оптическую ось приемника. При вращении прожектора небосвод как бы „прощупывается“ световым лучом, и в тот момент, когда пятно проходит над приемником, последний отмечает наличие рассеянного света. За один поворот луча интенсивность рассеянного света на приемном фотоэлементе возрастает от нуля до максимума и затем падает от максимума до нуля. Угол поворота прожектора, соответствующий максимуму рассеянного света в приемнике и характеризующий высоту облаков над местом наблюдения, отмечается по индикатору 5.

В качестве индикатора удобно применить катодноручевую трубку с круговой разверткой. Для передачи угла поворота прожектора на индикатор, как и в предыдущей схеме, может быть использована система сельсинов. Схема регистрации устроивается таким образом, что за один полный поворот прожектора электронный луч индикатора совершает несколько оборотов вокруг оси трубки, образуя на экране светящуюся неподвижную окружность. Приход сигнала от приемника проявляется в виде радиального выброса в каком-либо месте окружности и отмечается по круговой шкале высот, нанесенной с наружной стороны экрана трубки. Синхронизация работы схемы осуществляется с помощью дополнительного устройства.

Описанный способ автоматического поиска и регистрации обеспечивает большую надежность и удобство измерения. Постоянство изображения на экране трубки и сравнительно быстрое вращение прожектора дает возможность производить почти непрерывную передачу данных о высоте облаков. Точность измерения такими схемами — 5—10%.

Применение импульсной прожекторной установки

Рассмотренные схемы измерения позволяют достаточно точно находить высоту облаков лишь при расстояниях между прожектором и приемной частью не менее

чем в 200—300 м. Таким образом, эффективное использование их возможно лишь при наличии достаточно большой базы для наблюдений. Кроме того, эти схемы применяются в основном для измерения высоты облаков, проходящих над головой наблюдателя.

Эти недостатки устраняются при использовании для измерений светоимпульсной прожекторной установки. При облучении поверхности облаков световыми импульсами достаточно большой интенсивности заметная доля их энергии отражается обратно к месту излучения и может быть легко обнаружена с помощью чувствительного фотоэлектрического устройства. Так как скорость света известна, то время пробега светового импульса от излучателя к поверхности облака и обратно может служить мерой расстояния до облака. Построенный на этом принципе прибор позволяет совместить в одном общем блоке отправительную и приемную часть и дает возможность измерять высоту облаков, удаленных от места наблюдения.

Практическая схема подобного устройства приведена на рис. 3. Конструктивно она может быть представлена в виде двух основных частей [13]: блока приемо-передатчика и измерительной части с индикатором. Блок приемо-передатчика включает в себя систему из двух параболических зеркал 1 и 4, смонтированных на общем вращающемся барабане, с помощью которого их можно поворачивать и направлять на исследуемую часть облака. В фокусе одного из зеркал располагается излучатель световых импульсов 5, в фокусе другого — приемный фотоэлемент 2 с усилителем 3. В качестве излучателя света могут быть использованы специальные импульсные лампы, в основу работы которых положен принцип газового разряда в промежутке между двумя электродами [2]. В зависимости от

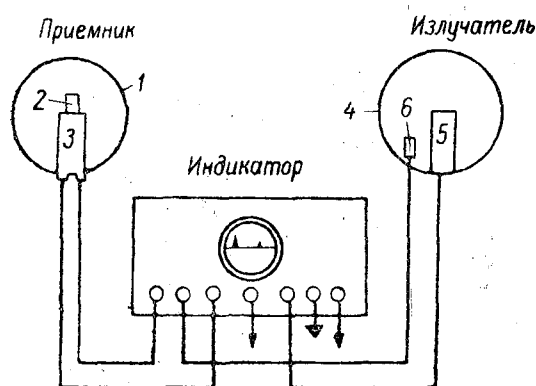


Рис. 3. Импульсная прожекторная установка.

рода газа, давления и величины напряжения, приложенного к электродам, такие лампы позволяют получить достаточно большую мгновенную мощность излучения, благодаря чему они нашли применение в практике оптического зондирования высоких слоев атмосферы [3, 13]. В схеме, изображенной на рис. 3, получение необходимых для измерения коротких световых импульсов осуществляется путем периодически повторяющихся разрядов конденсатора, заряженного до высокого напряжения (~ 10 кв). В качестве индикатора измерительной системы используется катодно-лучевая трубка, с помощью которой измеряется время, необходимое для пробега светового импульса до отражающей поверхности облака и обратно.

Процесс измерения происходит следующим образом. При излучении прожектором светового импульса часть его энергии попадает на установленный вблизи излучателя дополнительный фотоэлемент 6, где он преобразуется в электрический сигнал, с помощью которого осуществляется синхронизация работы схемы. Этот сигнал подводится к индикатору и запускает схему развертки электронного луча трубки. Если световые импульсы излучаются несколько раз в секунду, то на экране образуется неподвижное изображение развертки. Скорость развертки схемы выбирается такой, чтобы полное отклонение луча на экране трубки соответствовало времени распространения светового импульса до самых высоких облаков. Если, например, период развертки выбрать равным 10 мсек., то световой импульс за это время пройдет расстояние 1500 м до облака и вернется обратно к месту излучения. Момент прихода отраженного сигнала зафиксирован в виде вертикального выброса на горизонтальной развертке. Расстояние от начала развертки до этого выброса, отсчитываемое непосредственно по шкале отметок вре-

мени, даёт расстояние до облаков. Зная расстояние и угол направления зеркал на облако, легко найти высоту облаков над землей. Таким образом, удаление и высота облаков могут быть определены практически мгновенно из одного пункта. Точность измерения при этом получается достаточно высокой. Так, измерение высоты порядка 1500 м производилось с точностью ± 50 м, т. е. около 5%. Недостатком импульсной системы является ненадежность в определении высоты весьма низких облаков, так как при этом необходимо применять световые импульсы очень короткой длительности, что технически довольно трудно. Если допустить, что для измерений используются световые импульсы длительностью в 1 мксек., то минимальное измеряемое удаление до облака будет около 150 м.

Заключение

Все рассмотренные схемы измерения позволяют достаточно точно находить высоту нижней границы облаков, простирающихся как вблизи поверхности земли, так и на высоте в несколько километров.

Максимальная высота измерений определяется мощностью прожекторной лампы, чувствительностью приемного фотоэлемента и структурой облаков, отражательная способность которых может быть различной. В практических устройствах эта высота не превышала двух—трех километров. Для увеличения чувствительности рассмотренных систем можно применять фокусирующие зеркала больших размеров и достаточно мощные источники излучения света (до высоты 2000 м).

Другая возможность увеличения чувствительности оптических систем заключается в применении излучения в узком участке спектра и использовании избирательных фотоэлементов, а также в переходе к ультрафиолетовому излучению. Применение ртутных ламп и фотоэлектронных умножителей, а также использование специальных импульсных ламп в качестве источника света может значительно облегчить решение задачи создания универсального прибора для измерения высоты облаков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виткевич В. И. Звуковой луч, как метод исследования атмосферы. Изд. Моск. аэролог. обсерв., 1925.
2. Вульфсон К. С. Импульсный разряд в инертных газах. Электричество, № 11, 1946.
3. Имянитов И. М. Исследование атмосферы с помощью световых импульсов. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. XII, № 6, 1948.
4. Кедров Иванский В. Н., Стернзат М. С. Метеорологические приборы. Гидрометеониздат, 1953.
5. Маркус Д. Ж. и Целюс В. Технические применения электронноламповых схем. Изд. иностр. литер., М., 1954.
6. Хвостиков И. А. Оптическое зондирование атмосферы прожекторным лучом. Изв. АН СССР, сер. физич., т. X, № 4, 1946.
7. Bureau R. et Jardy H. Altimetre der nuages. C. R. des Sc. Ac. Sc. Paris, t. 241, № 3, p. 325—328, 1955.
8. Foskett L. W., Hansen B. L. Measuring Cloud Height. Electronic Industries, Sept. 1943.
9. Hanle W., Schmillner A. Messung die Wolkenhöhe mit Scheinwerfer bei Tage, Meteorologische Rundschau H 3/4, März, Apr. 1949.
10. Haynes B. C. Final Approach Visibility Studies at Airports in the United States. Aeronautical Engineering Review, March, v. 12, № 5, 1953.
11. Laufer Maurice K., Foskett L. W. Journ. of Research of the National Bureau of Standards, v. 26, № 4, Apr. 1941.
12. Maynard R. H. Radar and Weather. Journ. of Met., v. 2, № 4, 1945.
13. Moles Frank. I. The cloud Range Meter. General Electric Review, April 1946.
14. Noel. The development of water-cooled quartz mercury lamps. Journ. Applied Phys., 11, 325, 1940.

К ВОПРОСУ О ВЫСОТАХ ОБЛАКОВ

В статье рассмотрен вопрос надежности качественных определений высот облачности нижнего яруса, а также некоторые вопросы критической оценки наблюдений над облачностью. Материалом для настоящей статьи послужили данные высот облаков, полученные по шаропилотным наблюдениям четырех станций за весь год и по визуальным определениям девяти станций за месяцы: январь, апрель, июль и октябрь.

Шаропилотные высоты нижней границы облачного покрова

Рассмотрение повторяемости высот от общего числа случаев показало, что повторяемость высоты нижней границы облачного покрова, относящегося к нижнему ярусу облаков, за год распределяется более или менее равномерно для всех градаций высот. Наблюдается лишь незначительный максимум повторяемости, приходящийся на высоты от 300 до 800 м. Повторяемость высот по сезонам прослеживается довольно четко. В весенний период максимум повторяемости высот приходится на 500—800 м, летом — на 800—1100 м, осенью — на 200—300 м и 700—1100 м, в зимнее время — на 300—700 м.

Более надежный сезонный ход повторяемости высот был получен при подсчете числа случаев, приходящихся на высоты от 100 до 800 м. Подсчет показал, что повторяемость высот от 100 до 800 м составляет для весны 54%, для лета — 37%, для осени — 59%, для зимы — 76%.

Из приведенных данных видно, что для рассматриваемого района облачный покров в зимнее время опускается ниже, а летом поднимается выше, чем в остальные сезоны, и что увеличение высоты облачного покрова от средних значений для зимы к средним значениям для лета осуществляется быстрее, чем уменьшение высоты облачного покрова от средней высоты для лета к средней высоте для зимы.

Сопоставление повторяемости высоты облаков в 500—800 м, отмеченной для каждой формы, показало, что в зависимости от формы облаков нижнего яруса повторяемость составляет от 15 до 44% от общего числа случаев для всех высот. Поскольку одни и те же высоты свойственны всем формам облаков нижнего яруса, то высота нижней границы облаков, относящихся к нижнему ярусу, не может служить ни самостоятельным критерием определения формы облаков, ни дополнением к основным признакам, по которым ведется определение формы облачного покрова. Это косвенно подтверждается также и теми данными, которые были получены при сопоставлении высот облаков, зарегистрированных на двух пунктах, относящихся к одному району. В одном случае были сопоставлены записи наблюдений при наличии на обоих пунктах записи одной и той же формы облаков, а в другом случае — при наличии на обоих пунктах записи одной и той же высоты облаков.

В первом случае между высотами нижней границы Sc, отмеченных на обоих пунктах одновременно, получилось расхождение, равное в среднем 600 м. Во втором случае между записями форм облаков имели место следующие расхождения. В то время, когда на одном из пунктов были отмечены Sc, на другой станции отмечалась одна из следующих форм: Ac, Ns, Frnb, Cu, Cb, St. Расхождение

в записях форм облаков между двумя пунктами, в процентах от общего числа случаев одновременной записи, составило:

- 4% при записи на одном из пунктов Sc, а на другом Ac, Ns;
- 7% при записи на одном из пунктов Sc, а на другом Cu, Cb;
- 16% при записи на одном из пунктов Sc, а на другом St;
- 62% при записи на одном из пунктов Sc, а на другом Frnb.

Полученный для каждого сезона большой диапазон между нижним и верхним пределами высот Sc при сопоставлении одновременной записи данной формы облаков на обоих пунктах указывает на наличие в рассматриваемом районе нижних, средних и высоких Sc. Наличие нижних и верхних Sc было отмечено в свое время в работе Н. Ф. Накоренко и Ф. Г. Токаря.¹ Нам кажется, что было бы более правильно при наличии Sc отмечать их как в книжке наблюдений, так и в таблицах не просто Sc, а указывая, какие Sc наблюдались: высокие, средние или низкие, соответственно ставя после обозначения формы облаков Sc букву в, с или н. Таким образом, запись Sc будет иметь следующий вид. При высоких Sc — Sc, в, при средних Sc — Sc, с, при низких Sc — Sc, н. Такая запись дала бы возможность при критическом просмотре форм облаков судить о надежности записи облачного покрова.

Визуальные высоты нижней границы облачного покрова

Сопоставление высот облаков, определение которых было произведено визуально, показало, что на каждой станции преобладает повторяемость своих „стандартных“ высот. Это обстоятельство указывает на большую субъективность визуальных определений и, как следствие этого, на ориентировочность высот, определение которых произведено визуально. К общим для всех девяти станций „стандартным“ высотам относятся следующие высоты: 300, 400, 600 м.

Годовой максимум повторяемости нижней границы облаков нижнего яруса, по данным всех станций, приходится на 600 м. Повторяемость указанной высоты составляет 30% от общего числа случаев.

Несмотря на то что при визуальном определении каждая станция отмечает свои „стандартные“ высоты, сопоставление повторяемости высот по сезонам, по данным всех девяти станций, показало, что каждый сезон имеет свое распределение повторяемости высот.

В весенний период максимум повторяемости высот приходится на 300, 400 и 600 м; летом — на 600, 800 и 1000 м; осенью — на 300, 400, 600, 800 и 1000 м; зимой — на 300, 400 и 600 м.

Такая сезонная повторяемость подтверждается и подсчетом для каждого сезона числа случаев, относящихся к высотам от 100 до 600 м. Подсчет показал, что повторяемость высот от 100 до 600 м составляет: для апреля — 77%, для июля — 61%, для октября — 72%, для января — 87%.

Если сопоставить сезонную повторяемость высот, определение которых произведено визуально, с сезонной повторяемостью высот, которые определены с помощью шара пилота, то видна их полная аналогия. Эта аналогия говорит за то, что, несмотря на ориентировочность высот облаков, определение которых произведено визуально, они все же дают правильную картину смены высот облаков от сезона к сезону.

Это обстоятельство не следует упускать из виду при критическом просмотре данных о высотах облаков тех станций, где определение высот производится визуально. Отсутствие сезонного хода повторяемости высот указывает на полную недоброкачественность наблюдений.

Если сравнить приведенные выше для каждого сезона подсчеты числа случаев, относящихся к высотам облаков от 100 до 800 м, определение которых произведено шаром пилотом, с подсчетом числа случаев, относящихся к высотам от 100

¹ И. Ф. Накоренко и Ф. Г. Токарь. Распределение температуры и влажности в облаках. Аэроклиматология, сер. I, вып. 21. Труды НИУ, 1946.

до 600 м, определение которых произведено визуально, то для всех сезонов увидим значительное расхождение между данными шаропилотных и визуальных определений, причем для весны и лета расхождения раза в два больше, чем для осени и зимы.

Полученный при визуальных наблюдениях значительно больший процент повторяемости высот от 100 до 600 м (800 м), чем при шаропилотных наблюдениях, указывает на то, что первый способ определения высоты облаков дает заниженные высоты.

Неоднородность заниженности визуальных высот облаков в зависимости от времени года объясняется следующим образом. Весной и летом, по сравнению с осенью и зимой, в основном преобладают облака с заметным рельефом нижней границы и прозрачная атмосфера; прозрачная же атмосфера и рельефность способствуют приближению видимого предмета. В силу этих обстоятельств весной и летом визуальный способ определения высоты облаков дает большую относительную ошибку, чем осенью и зимой. Это обстоятельство следует учитывать при критическом пересмотре материалов наблюдений над высотами облаков.

Более убедительную картину влияния формы облаков на величину погрешности визуального способа можно видеть из следующей таблицы.

Повторяемость высот от 100 до 600 м для St и Frnb и от 100 до 1000 м для Sc, Ns, Cu и Cb (в процентах)

Форма облаков	По шаропилотным наблюдениям	По визуальным наблюдениям
St	88	88
Frnb	88	88
Sc	65	99
Ns	76	100
Cu	42	99
Cb	60	100

Выводы

1. Увеличение высоты облачного покрова от средних значений для зимы к средним значениям для лета осуществляется быстрее, чем уменьшение высоты облачного покрова от средней высоты для лета к средней высоте для зимы.

2. Высота облаков, относящихся к нижнему ярусу, не может служить ни самостоятельным критерием определения формы облаков, ни дополнением к основным признакам, по которым ведется определение формы облачного покрова.

3. Необходимо ввести следующую запись Sc. При высоких Sc наблюдатель записывает Sc, в; при средних Sc—Sc, с; при низких Sc—Sc, н.

4. При визуальном определении высоты облаков каждая станция дает свои „стандартные“ высоты.

5. Отсутствие сезонного хода повторяемости высот облаков, определение которых произведено визуально, указывает на полную недоброкачественность наблюдений.

6. Визуальный способ определения высоты облаков дает заниженные показания по сравнению с шаропилотным способом.

7. Относительная ошибка визуального способа определения высоты облаков весной и летом больше, чем осенью и зимой, а также больше при формах облаков, имеющих заметный рельеф нижней границы, чем при облаках, имеющих размытую границу.

Для большей надежности визуальной количественной оценки необходимо вести и запись качественной оценки, руководствуясь шкалой, помещенной в приложении. Это будет способствовать более правильному решению вопроса о доброкачественности данных при критическом просмотре.

Шкала качественной оценки высоты нижней границы облачного покрова при
отсутствии выпадающих осадков

Шкала высот нижней грани- цы облаков	Признаки для оценки нижней границы облаков
При сплошной облачности	
Очень низкая (штормовая)	Небесный свод кажется плоским, давящим, стелящимся, как приподнятый туман
Низкая	Небесный свод кажется нависшим, близким к плоскому
Средняя	Небесный свод напоминает неглубокую чашу, края которой упираются на линию горизонта
Высокая	Небесный свод напоминает глубокую чашу, края которой находятся за пределами горизонта, а не непосредственно на линии горизонта, как при средней высоте
При неполном покрытии неба облаками	
Очень низкая	Кажется, что облака готовы зацепиться (цепляются) за высокие соору-жения, вершины холмов, лесных массивов, отдельно стоящих де-ревьев
Низкая	Облака не кажутся идущими на разных урзнях; облачные элементы: гальки, валы и т. п. — кажутся преувеличенными, набухшими, гро-моздкими
Средняя	Облачные элементы имеют обычный вид, присущий данной форме обла-ков; вследствие перспективы кажется, что облака идут на разных уровнях (уступами) от горизонта к зениту и обратно
Высокая	Кажется, что облака парят в вышине не только вблизи зенита, но и у горизонта

ПОГРЕШНОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ СКОРОСТИ И НАПРАВЛЕНИЯ ВЕТРА НА КОРАБЛЕ

Надежных данных о строении атмосферы над водными пространствами значительно меньше, чем над сушей. Это, в первую очередь, объясняется трудностями постановки метеорологических измерений над водными пространствами. Однако значительную роль играет и тот факт, что как самим измерениям, так и разработке их методики не уделяется должного внимания. Значительное число измерений метеорологических элементов приходится на измерения с борта корабля. Существующая методика этих измерений для отдельных элементов требует уточнения.

Данная статья посвящена частному вопросу — погрешностям измерения скорости и направления ветра с борта движущегося корабля. Этот вопрос в настоящее время требует дополнительного рассмотрения в связи с возросшей скоростью корабля, которая во многих случаях в несколько раз превосходит измеряемую скорость ветра. Необходимы также дополнительные методические указания по измерению скорости и направления ветра на корабле, так как безоговорочное применение существующей методики (см. „Наставление гидрометеорологическим станциям и постам“, вып. 9, ч. II) в ряде случаев приводит к недопустимым погрешностям.

Скорость и направление ветра (истинного) на кораблях вычисляется по исходным данным: скорости и направлению кажущегося ветра (ветер относительно корабля), скорости и курса корабля. Вычисление скорости и направления ветра в нижнем слое (на уровне корабля) производится графически с помощью ветрочета (см. „Наставление гидрометеорологическим станциям и постам“, вып. 9, ч. II).

Вычисления скорости ветра по судовым теодолитным наблюдениям в принципе не отличаются от вычислений ветра в нижнем слое с помощью ветрочета. Задача в любом случае сводится к определению неизвестной стороны и угла треугольника по двум известным сторонам и известному углу между ними (рис. 1).

Известными являются:

- V — сторона, равная модулю скорости корабля (или скорости курсового ветра);
- W — сторона, равная модулю кажущейся скорости ветра в том же масштабе;
- α — угол, равный направлению кажущегося ветра относительно корабля.

Неизвестными являются:

- W_u — сторона, равная модулю скорости истинного ветра в принятом масштабе;
- β — угол, дополнительный к углу между направлением курсового ветра и направлением истинного ветра.

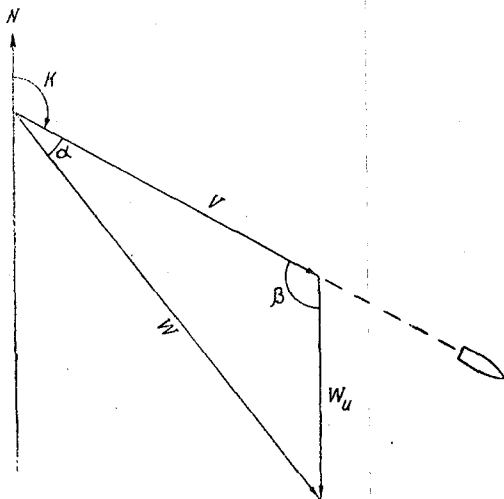


Рис. 1.

Неизвестные могут быть определены из равенств:

$$W_u = \sqrt{V^2 + W^2 - 2VW \cos \alpha}, \quad (1)$$

$$\beta = \arcsin \left(W \frac{\sin \alpha}{W_u} \right). \quad (2)$$

Оценим погрешности вычисленных значений истинной скорости ветра и угла β .

$$\Delta W_u = \frac{\partial W_u}{\partial V} \Delta V + \frac{\partial W_u}{\partial W} \Delta W + \frac{\partial W_u}{\partial \alpha} \Delta \alpha, \quad (3)$$

$$\Delta \beta = \frac{\partial \beta}{\partial V} \Delta V + \frac{\partial \beta}{\partial W} \Delta W + \frac{\partial \beta}{\partial \alpha} \Delta \alpha, \quad (4)$$

где ΔV — погрешности измерения скорости корабля; ΔW — погрешности измерения скорости кажущегося ветра; $\Delta \alpha$ — погрешности измерения направления кажущегося ветра относительно корабля.

В результате подстановки значений частных производных

$$\frac{\partial W_u}{\partial V}, \frac{\partial W_u}{\partial W}, \frac{\partial W_u}{\partial \alpha},$$

вычисленных на основании уравнения (1), в уравнение (3) и значений частных производных $\frac{\partial \beta}{\partial V}$, $\frac{\partial \beta}{\partial W}$, $\frac{\partial \beta}{\partial \alpha}$, вычисленных на основании уравнения (2) в уравнении (4), в уравнение (3) получается выражение для относительной погрешности истинного ветра:

$$\begin{aligned} \frac{\Delta W_u}{W_u} = & \frac{(V - W \cos \alpha) V}{V^2 + W^2 - 2VW \cos \alpha} \frac{\Delta V}{V} + \frac{(W - V \cos \alpha) W}{V^2 + W^2 - 2VW \cos \alpha} \frac{\Delta W}{W} + \\ & + \frac{VW \sin \alpha}{V^2 + W^2 - 2VW \cos \alpha} \Delta \alpha \end{aligned} \quad (5)$$

и выражение для погрешности направления истинного ветра:

$$\Delta \beta = \frac{VW \sin \alpha}{V^2 + W^2 - 2VW \cos \alpha} \left(\frac{\Delta W}{W} - \frac{\Delta V}{V} \right) + \frac{W(V \cos \alpha - W)}{V^2 + W^2 - 2VW \cos \alpha} \Delta \alpha. \quad (6)$$

Обозначив отношение скорости корабля к скорости кажущегося ветра через $S = -\frac{V}{W}$, на основании выражений (5) и (6) могут быть написаны максимальные значения погрешностей в виде:

$$\left| \frac{\Delta W_u}{W_u} \right|_{\max} = \left| X \frac{\Delta V}{V} \right| + \left| Y \frac{\Delta W}{W} \right| + |Z \Delta \alpha|, \quad (7)$$

$$\Delta \beta_{\max} = |Z| \left(\left| \frac{\Delta W}{W} \right| + \left| \frac{\Delta V}{V} \right| \right) + |Y \Delta \alpha|. \quad (8)$$

Наиболее вероятные погрешности $\frac{\Delta W_u}{W_u}$ и $\Delta \beta$ выразятся в виде¹:

$$\frac{\Delta W_u}{W_u} = \sqrt{\left(X \frac{\Delta V}{V} \right)^2 + \left(Y \frac{\Delta W}{W} \right)^2 + (Z \Delta \alpha)^2}, \quad (9)$$

$$\Delta \beta = \sqrt{\left(Z \frac{\Delta W}{W} \right)^2 + \left(Z \frac{\Delta V}{V} \right)^2 + (Y \Delta \alpha)^2}. \quad (10)$$

¹ Направление ветра однозначно определяется по значению угла β и курсу корабля K . Если не учитывать погрешности в определении K , измерения которого могут выполняться с большей точностью, то погрешность вычисления направления ветра будет равна погрешности вычисления β . Поэтому в дальнейшем мы будем исследовать погрешности вычисления β .

где

$$X = \frac{S(S - \cos \alpha)}{S^2 + 1 - 2 \cos \alpha}, \quad (11)$$

$$Y = \frac{1 - S \cos \alpha}{S^2 + 1 - 2S \cos \alpha}, \quad (12)$$

$$Z = \frac{S \sin \alpha}{S^2 + 1 - 2S \cos \alpha}. \quad (13)$$

Если известны значения коэффициентов X , Y , Z для различных значений S и α , то на основании выражений (7) и (8) определяются максимальные погрешности скорости и направления ветра, а на основании формул (9) и (10) — наиболее вероятные погрешности. Графики на рис. 2, 3 и 4 показывают зависимость X , Y , Z от S и α . Из этих графиков видно, когда погрешности измерения становятся значительными. Как и следовало ожидать, коэффициенты X , Y , Z , а следовательно, и погрешности велики при малых значениях α и величинах S , близких к единице. Это значит, что погрешности вычисления скорости и направления истинного ветра велики, когда кажущийся ветер близок по скорости и направлению к скорости и направлению курсового ветра. В наиболее общем виде это соответствует случаю, когда скорость корабля значительно превосходит скорость истинного ветра. Пользуясь графиками, изображенными на этих рисунках, и зная погрешности измерения исходных величин, можно достаточно точно определить погрешность вычисления скорости и направления ветра на корабле для различных встречающихся случаев.

Исходя из точности применяемых приборов и методов, можно с достаточным основанием принять в среднем относительную погрешность измерения скорости корабля $\frac{\Delta V}{V} = 0,02$, относительную погрешность измерения скорости кажущегося ветра $\frac{\Delta W}{W} = 0,08$ и погрешность измерения направления кажущегося ветра $\Delta \alpha = 0,17$ ($\Delta \alpha = 10^\circ$). При этом для максимального значения погрешностей выражения (7) и (8) примут вид:

$$\left. \frac{\Delta W}{W} \right|_{\max} = 0,02 |X| + 0,08 |Y| + 0,17 |Z|, \quad (14)$$

$$\Delta \beta_{\max} = 0,1 |Z| + 0,17 |Y|, \quad (15)$$

а выражения (9) и (10) примут вид:

$$\frac{\Delta W}{W} = \sqrt{0,0004 X^2 + 0,0064 Y^2 + 0,0289 Z^2}, \quad (16)$$

$$\Delta \beta = \sqrt{0,0068 Z^2 + 0,0289 Y^2}. \quad (17)$$

На основании выражений (14), (15), (16) и (17) с помощью графиков, изображенных на рис. 2, 3 и 4, могут быть вычислены погрешности $\left. \frac{\Delta W}{W} \right|_{\max}$, $\Delta \beta_{\max}$, $\frac{\Delta W}{W}$ и $\Delta \beta$ в зависимости от S и α (более точно это может быть сделано при подстановке в формулы (14), (15), (16) и (17) значений X , Y и Z , вычисленных по уравнениям (11), (12) и (13).

Из табл. 1—4 видно, что погрешности определения скорости и направления ветра во многих случаях превосходят допускаемые для этих элементов; очевидно, например, что погрешности в определении скорости ветра более чем 20%,

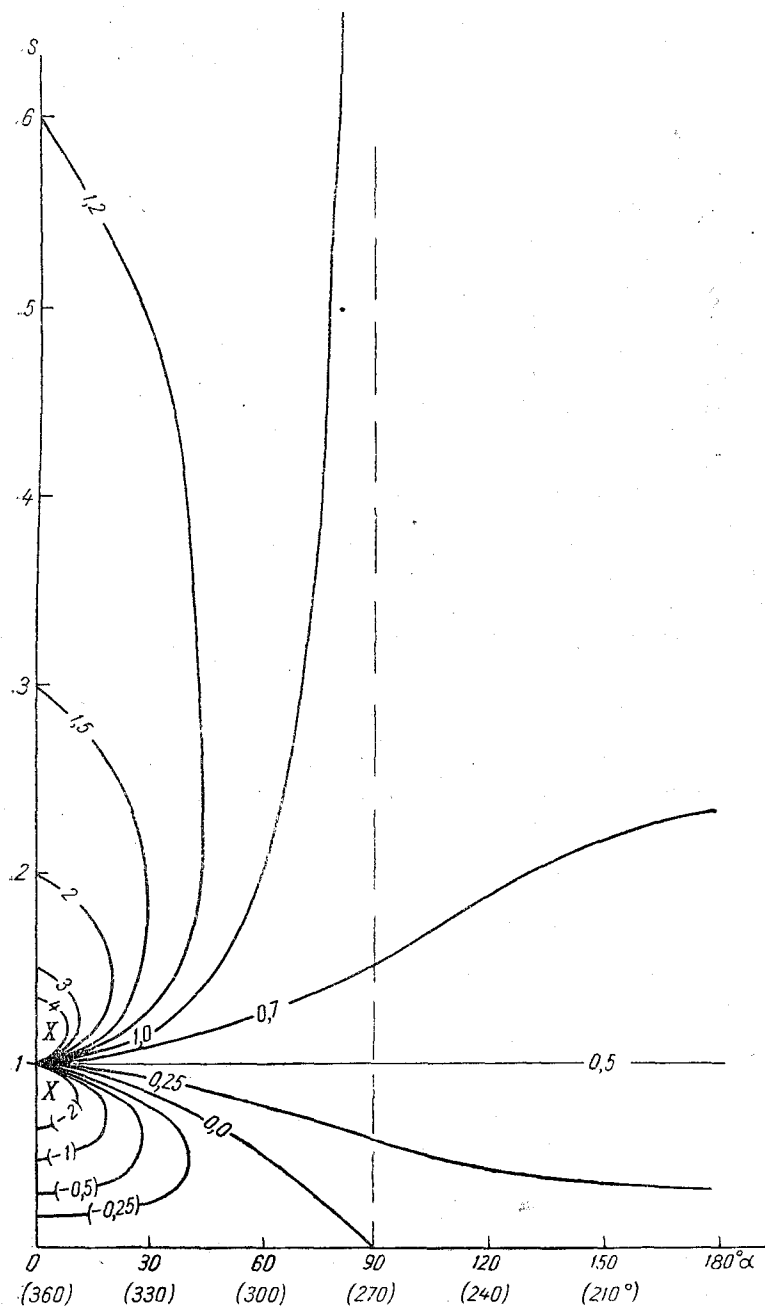


Рис. 2. $X = \frac{S(S - \cos \alpha)}{S^2 + 1 - 2S \cos \alpha}$; $\cos \alpha = \frac{(S^2 + 1)X - S^2}{S(2X - 1)}$.

а направления более чем 20° значительно обесценивают результаты измерения ветра на корабле.

Однако при учете данных, помещенных в таблицах 1—4, в громадном большинстве случаев можно произвести определения скорости и направления на ско-

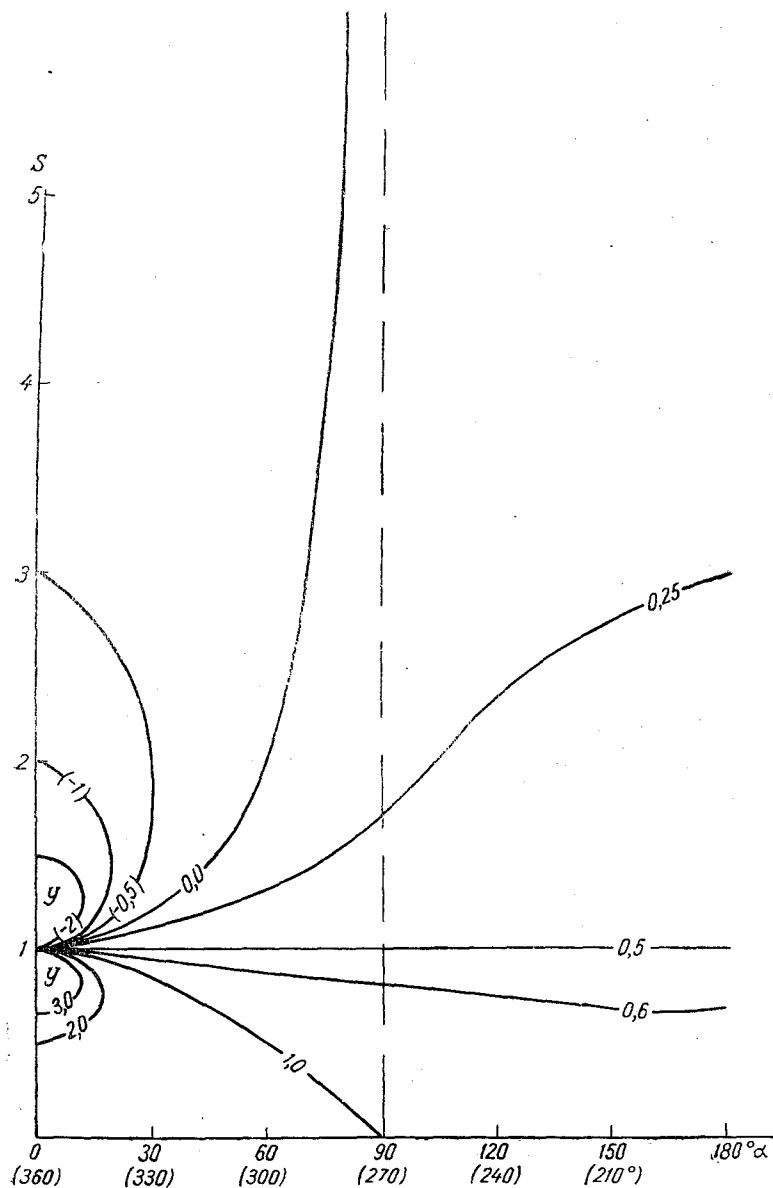


Рис. 3. $Y = \frac{1 - S \cos \alpha}{S^2 + 1 - 2S \cos \alpha}$

ростях и курсах корабля, когда получаются допустимые погрешности. В ряде случаев, когда оказывается неблагоприятное для измерения сочетание курса и скорости корабля, достаточно несколько уменьшить скорость корабля, чтобы измерение дало благоприятные результаты.

В заключение следует отметить, что выводы, которые можно сделать на основании данной статьи, в равной степени относятся к любому способу вычисления истинной скорости по данным: скорость и курс корабля, скорость и направление ветра. Дальнейшие рекомендации (как и в части уточнения методики) будут действительны не только для вычислений с помощью ветрочета для ветра в ниж-

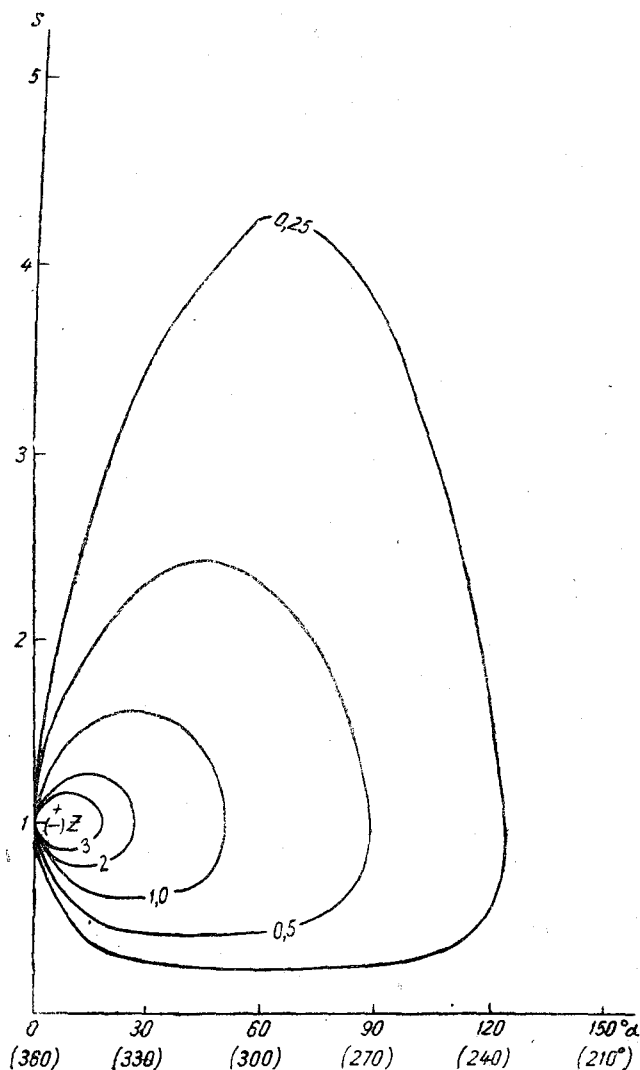


Рис. 4. $Z = \frac{S \sin \alpha}{S^2 + 1 - 2S \cos \alpha}$.

нем слое (на уровне корабля), но и для ветра на высоте (по шаропилотным наблюдениям). В последнем случае погрешности значительно возрастут, так как увеличатся ΔW и $\Delta \alpha$. Нам представляется, что методика измерения скорости и направлений ветра с корабля должна быть несколько изменена и дополнена. В первую очередь должны быть даны указания, ограничивающие измерения при малых углах кажущегося ветра и при скоростях кажущегося ветра, близких к скорости корабля. Следует выработать рекомендации, приемлемые для судоводителей и позволяющие создать благоприятные условия (в течение нескольких минут) для измерения. Наконец, необходимо повысить точность измерения скорости и направления кажущегося ветра, для чего, повидимому, нужно будет разработать приборы и методы, несколько отличные от применяемых в настоящее время.

Таблица 1

Максимальные значения относительной погрешности определения скорости ветра

$$\frac{\Delta W_u}{W_u} \text{ max (в процентах)}$$

S	α									
	10°	20°	30°	40°	50°	60°	80°	110°	140°	180°
0,2	11	12	12	13	12	12	12	10	9	7
0,4	22	19	19	19	17	16	14	11	9	6
0,6	30	32	30	25	22	19	15	11	9	6
0,8	356	49	37	29	24	20	16	11	8	5
1,0	101	50	38	29	23	20	15	11	8	5
1,2	132	46	31	29	21	18	14	11	8	5
1,4	41	35	29	22	18	16	13	10	7	4
1,6	26	28	25	20	16	15	12	9	7	4
1,8	20	21	21	18	15	13	11	9	7	4

Таблица 2

Максимальные значения погрешности определения направления ветра $\Delta\beta$ max (в градусах)

S	α									
	10°	20°	30°	40°	50°	60°	80°	110°	140°	180°
0,2	12	12	12	12	12	12	11	10	9	8
0,4	23	17	16	15	14	13	11	9	8	7
0,6	26	24	20	17	15	13	11	8	7	6
0,8	352	29	21	16	13	12	9	8	7	5
1,0	37	20	16	13	11	10	8	7	6	5
1,2	35	19	10	10	8	8	7	6	5	4
1,4	25	17	12	7	6	6	6	5	5	4
1,6	17	14	11	7	5	5	5	5	5	4
1,8	13	11	10	7	5	4	5	5	4	4

Таблица 3

Относительная погрешность определения скорости ветра $\frac{\Delta W_u}{W_u}$ (в процентах)

S	α									
	10°	20°	30°	40°	50°	60°	80°	110°	140°	180°
0,2	10	10	10	10	10	9	9	8	7	7
0,4	18	13	13	13	12	11	10	8	6	6
0,6	21	22	20	18	16	14	10	8	6	5
0,8	287	36	29	22	18	15	11	8	6	4
1,0	96	46	33	24	19	15	11	7	5	4
1,2	83	37	48	27	17	15	10	7	5	4
1,4	26	25	23	19	16	13	10	7	4	4
1,6	16	18	18	16	14	12	9	6	4	3
1,8	12	13	15	14	12	11	8	6	4	3

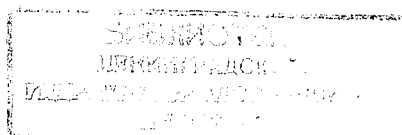
Таблица 4

Погрешность определения направления ветра $\Delta\beta$ (в градусах)

S	α									
	10°	20°	30°	40°	50°	60°	80°	110°	140°	180°
0,2	12	12	12	11	11	11	10	9	8	0
0,4	22	15	14	13	11	10	9	8	7	0
0,6	22	19	15	13	11	10	8	7	6	0
0,8	344	20	14	11	9	8	7	6	5	0
1,0	27	14	10	8	7	6	6	5	5	0
1,2	24	12	8	8	5	5	5	5	4	0
1,4	19	11	7	5	4	4	4	4	4	0
1,6	14	10	7	5	4	4	3	4	4	0
1,8	11	8	6	4	3	3	3	3	3	0

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Д. П. Беспалов. Точность измерений температуры и влажности воздуха и перспективы ее повышения	3
З. И. Пивоварова. Радиационный баланс деятельной поверхности и методика его обработки	22
Н. В. Кобышева. Методы определения росы и ее географическое распределение .	70
И. Д. Копанев. Об исследовании снежного покрова аэровизуальным методом . .	85
Ю. К. Росс и Х. Г. Тооминг. Об измерении радиационных потоков при помощи пиргеометра Янишевского	92
И. Д. Копанев. Опыт расчета турбулентного трения	103
П. В. Дьяченко. Установка для проверки ручных анемометров	105
И. А. Покровская. О перегреве актинометрических приборов относительно температуры воздуха	115
М. А. Луговская и И. А. Покровская. Погрешности проверки термоэлектрических актинометров и пиранометров	120
И. Е. Воробьев. О погрешностях напочвенного ртутного термометра	135
Н. П. Фатеев. К методике определения высоты нижней границы облаков	137
И. Е. Воробьев. К вопросу о высотах облаков	143
М. С. Стернзат. Погрешности измерения скорости и направления ветра на корабле	147



Редактор *Е. И. Оксенова*.

Техн. редактор *К. Ф. Шумихин*.

Корректоры: *Ф. И. Межиковская* и *З. И. Мироненко*.

Сдано в набор 18/VIII 1956 г.

Подписано к печати 26/XI 1956 г.

Бумага 70 × 108¹/₁₆.

Бум. л. 4,88 + 1 вклейка.

Печ. л. 13,48.

Уч.-изд. л. 15,29.

Тираж 1400 экз.

М-55220.

Индекс МЛ-176.

Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В. О., 2-я линия, д. № 23.

Заказ № 860.

Цена 10 руб. 70 коп.

2-я типолитография Гидрометеоздата, Ленинград, Прачечный пер., д. 6.

**ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО**

Отдел распространения

Ленинград, В. О., 2-я линия, дом 23

Имеется на складе Гидрометеоиздата:

Монографии

1. Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель. Под ред. Ф. Ф. Давитая. Ц. 21 р. 75 к.
2. Анапольская Л. Е. Ветровой режим водохранилищ степного района Европейской территории СССР. Ц. 2 р. 15 к.
3. Белов В. Ф. Измерение основных характеристик приземного слоя воздуха. Ц. 2 р. 50 к.
4. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Ц. 11 р.
5. Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Ц. 8 р. 40 к.
6. Кондратьев К. Я. Лучистый теплообмен в атмосфере. Ц. 17 р.
7. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца. Ц. 24 р. 20 к.
8. Чудновский А. Ф. Заморозки. Ц. 6 р. 80 к.
9. Тверской П. Н. Атмосферное электричество. Ц. 14 р.

Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова

- Вып. 16 (78) Вопросы атмосферной турбулентности. Под ред. Е. С. Ляпина и М. И. Юдина. Ц. 8 р. 80 к.
- Вып. 20 (32) Физика приземного слоя воздуха. Под ред. Д. Л. Лайхтмана. Ц. 2 р. 50 к.
- Вып. 35 (97) Вопросы атмосферного электричества. Под ред. П. Н. Тверского и И. М. Имянитова. Ц. 4 р. 40 к.
- Вып. 37 (99) Физика приземного слоя атмосферы. Под ред. Д. М. Лайхтмана. Ц. 4 р. 65 к.
- Вып. 54 (116) Вопросы аэрологии и физики облаков и осадков. Под ред. Н. С. Шишкина. Ц. 6 р. 85 к.
- Вып. 55 (117) Вопросы динамической метеорологии. Под ред. М. И. Юдина. Ц. 4 р. 70 к.
- Вып. 56 (118) Вопросы аэрологии (к 25-летию радиозондирования атмосферы). Под ред. Е. С. Селезневой и П. А. Воронцова. Ц. 4 р. 95 к.
- Вып. 57 (119) Вопросы физики облаков и туманов. Под ред. П. Н. Красикова. Ц. 6 р. 95 к.
- Вып. 58 (120) Атмосферное электричество. Под ред. П. Н. Тверского и В. А. Соловьева. Ц. 6 р. 40 к.
- Вып. 59 (121) Исследование процессов тепло- и влагообмена над водоемами. Под ред. М. П. Тимофеева. Ц. 4 р. 85 к.
- Вып. 60 (122) Физика приземного слоя атмосферы. Под ред. Д. Л. Лайхтмана. Ц. 5 р. 89 к.

**Заказы направлять в книжные магазины Книготоргов и
отдел распространения Гидрометеоиздата.**

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ