

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

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

06
т78

ТРУДЫ

ВЫПУСК 260

МЕТОДИКА
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ
НАБЛЮДЕНИЙ
И ПОВЕРКА ПРИБОРОВ

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук
Д. П. БЕСПАЛОВА

246096

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1971

Настоящий сборник содержит статьи по усовершенствованию методики метеорологических наблюдений на сети гидрометеорологических станций, а также по вопросам методики обработки и контроля результатов наблюдений. В сборнике помещен ряд статей, относящихся к усовершенствованию методов и аппаратуры поверки метеорологических приборов. Включение этого раздела в сборник по методике метеорологических наблюдений было признано целесообразным в связи с тем, что эти статьи имеют большее значение для работников бюро поверок УГМС, чем для конструкторов приборов.

О ВОЗМОЖНОСТИ УЧЕТА ВЕТРОВОЙ ПОГРЕШНОСТИ В ТЕКУЩИХ НАБЛЮДЕНИЯХ НАД ЖИДКИМИ ОСАДКАМИ

В предыдущих работах автора [1—3] приводились результаты исследований ветровой погрешности измерения осадков стандартными осадкомерными приборами — осадкомером Третьякова и дождемером с защитой Нифера. Эти исследования проводились в течение последних лет с главной целью — учесть ветровую погрешность (наряду с другими видами погрешностей осадкомеров) при вычислении средних многолетних сумм осадков (норм). Выводы, которые удалось получить в этом направлении, приведены в работе [4].

Следующим этапом исследований данного вопроса является выяснение возможности учета ветровой погрешности не в средних многолетних, а непосредственно в измеряемых суммах осадков, например, в месячных, декадных или суточных суммах. Эту возможность определяют следующие условия:

- 1) наличие в данных текущих метеорологических наблюдений тех параметров, по которым можно рассчитать искомую поправку;
- 2) достаточная точность определения величины поправки, т. е. такая точность, чтобы случайная погрешность этого определения не превышала величины самой поправки.

Если редуциционный коэффициент, на который нужно умножить измеренную сумму осадков, чтобы получить ее исправленное значение, обозначить через K , то сама величина ветровой поправки в долях от измеренной суммы осадков есть $K-1$. В таких обозначениях данное второе условие можно записать в таком виде:

$$\sigma_{K-1} \leq K-1. \quad (1)$$

Здесь σ_{K-1} — среднее квадратическое отклонение частных значений поправки от ее среднего значения, определяемого найденной зависимостью. При соблюдении этого условия в большинстве случаев (в 67% общего их числа) исправленная сумма осадков будет ближе к истине, чем неисправленная.

Рассмотрим, как соблюдаются оба эти условия при исправлении сумм жидких осадков за периоды различной длительности.

Как было ранее установлено [2], ветровая погрешность измерения жидких осадков определяется скоростью ветра на уровне приемной поверхности осадкомера (т. е. на высоте 2 м над поверхностью земли) и параметром структуры осадков N , который рассчитывается по данным об интенсивности дождей. Зависимость величины погрешности от определяющих факторов дана в виде параметрического семейства кривых на графике, где по оси абсцисс отложено среднее значение скорости ветра во время осадков, а по оси ординат — значения редуцированного коэффициента $K_{ж}$, на который нужно умножить измеренную сумму жидких осадков, чтобы получить исправленное ее значение. Величина N (доля осадков с интенсивностью $I \leq 0,03$ мм/мин. в общей их сумме) служит вторым параметром, определяющим семейство кривых.

Таким образом, для вычисления поправочного коэффициента, учитывающего ветровую погрешность измерения осадков, нужно знать среднюю за время выпадения осадков скорость ветра на высоте 2 м и величину N за тот же период.

Как известно, в настоящее время скорость ветра на метеостанциях измеряется 8 раз в сутки в стандартные сроки на высоте 8—10 м над поверхностью земли (на высоте флюгера). Выбрав из этих срочных данных результаты измерений, совпадающие по времени с выпадением осадков (или близкие к этому времени) и осреднив их за нужный период, можно получить скорость ветра во время осадков, измеренную на высоте флюгера.

Нужно заметить, что при построении зависимости величины $K_{ж}$ от скорости ветра (см. [2]) последняя рассчитывалась как средняя из ежечасных измерений ветра во время осадков. Поэтому определение ее лишь по данным срочных измерений ветра в известной степени приблизительно и может привести к дополнительной случайной ошибке при определении величины $K_{ж}$, не давая, однако, систематических отклонений. При достаточном периоде осреднения (порядка сезона) эта случайная ошибка очень мала (не более 0,1 м/сек.), а при корректировке сумм осадков за более короткие промежутки времени ее нужно иметь в виду.

Определив среднюю скорость ветра во время осадков на высоте флюгера, нужно перейти от нее к скорости ветра на уровне осадкомера, т. е. на высоте 2 м. Для станций, где осадкомер установлен совершенно открыто, этот вопрос решается просто: с учетом средней шероховатости она рассчитывается по данным флюгера по логарифмическому закону. Однако на большинстве станций осадкомеры установлены так, что их в той или иной степени окружают различные предметы — строения, кусты, деревья и т. п. которые искажают логарифмический профиль ветра. Е. А. Федорова [5] предложила метод для расчета скорости ветра на высоте 2 м по данным флюгера и по средней величине угла закрытости горизонта стан-

ции (α) с места установки осадкомера. Она показала, что если принять

$$u_2 = mk_{\text{л}}u_{\text{ф}}, \quad (2)$$

где u_2 — скорость ветра на высоте 2 м, $u_{\text{ф}}$ — скорость ветра на высоте флюгера, $k_{\text{л}}$ — коэффициент, учитывающий логарифмическое изменение ветра с высотой, m — коэффициент, учитывающий искажение логарифмического профиля ветра окружающими препятствиями, то

$$m = 1 - 0,024 \alpha.$$

Величина m определена экспериментально в результате сопоставления средних скоростей ветра на высоте флюгера и на высоте

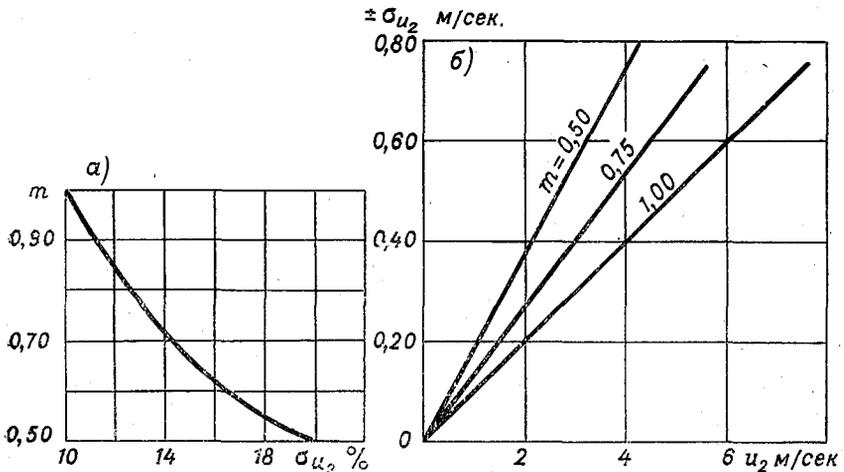


Рис. 1. Погрешность определения скорости ветра на высоте 2 м (σ_{u_2}), обусловленная погрешностью определения величины m .
 а — кривая зависимости значений σ_{u_2} (выраженных в процентах от скорости ветра на 2 м) от величины коэффициента m ; б — зависимость значений σ_{u_2} от скорости ветра на 2 м при разных величинах коэффициента m .

2 м в пунктах с различной защищенностью, т. е. с разными значениями α . Оценив случайную погрешность определения m по графику в координатах $m \rightarrow \alpha$, Федорова получила величину $\sigma_m = \pm 0,10$ (для средних месячных значений скорости ветра). Принимая во внимание эту величину, можно рассчитать, с какой случайной погрешностью σ_{u_2} определяется среднее месячное значение u_2 при разных m . На рис. 1 показана зависимость σ_{u_2} от скорости ветра на 2 м (u_2) при разных значениях m . Как видно из рисунка, при наиболее часто встречающихся скоростях ветра 2—4 м/сек. и средней защищенности станций (с $m=0,75$) случайная ошибка расчета величины u_2 по методу Федоровой составляет $\pm (0,3-0,5)$ м/сек.

(рис. 1 б) или около $\pm (12-14)\%$ (рис. 1 а) от самого значения u_2 . Еще раз подчеркнем, что такова ошибка расчета именно конкретной средней месячной скорости ветра u_2 . Как показала Федорова, для месячных норм она уже составляет менее 0,1 м/сек., а, например, для конкретных декадных или суточных скоростей ветра она будет соответственно возрастать.

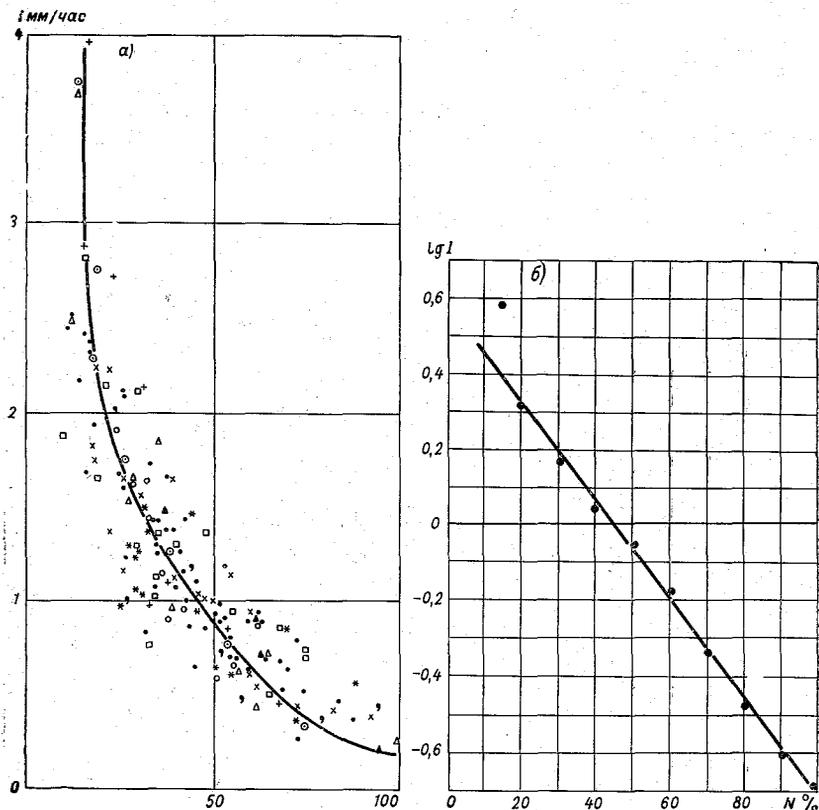


Рис. 2. Зависимость параметра N от средней месячной интенсивности осадков в обычных (а) и в полулогарифмических (б) координатах.

Более детально вопрос о точности определения параметров для расчета ветровой поправки, а также о точности расчета самой величины поправки будет рассмотрен ниже. Сейчас нужно лишь показать, что величину u_2 мы можем получить из данных стандартных наблюдений, хотя и с определенной случайной погрешностью.

Затем необходимо найти величину N — долю осадков, выпадающих с интенсивностью $I \leq 0,03$ мм/мин., в общей их сумме за выбранный период времени. Если в пункте измерения осадков уста-

новлен пювиограф, то величина N определяется непосредственно по его записи. Для тех же станций, где пювиографа нет, потребовалось найти способ косвенного определения N .

С этой целью была установлена зависимость между величиной N , рассчитанной по данным пювиографа за каждый отдельный месяц, и величиной средней месячной интенсивности осадков I мм/час., определяемой как частное от деления месячной суммы осадков (в миллиметрах) на суммарную продолжительность выпадения осадков за месяц (в часах). Такая зависимость, построенная по данным 24 станций, представлена в виде графика на рис. 2а. Средняя кривая проведена по центрам тяжести экспериментальных точек в каждом интервале значений I (ширина интервала 0,50 мм/час). Данные станций, расположенных в разных климатических условиях, нанесены на график разными индексами, благодаря чему можно видеть, что от географического положения пунктов наблюдений эта связь практически не зависит.

На рис. 2б показана та же зависимость N от I , но в полулогарифмическом масштабе. Легко видеть, что полученная зависимость может быть описана формулой

$$N = 45 - 75 \lg I. \quad (3)$$

Отклонения от этой формулы отмечаются лишь в области малых N (до 20%), где лучше пользоваться непосредственно кривой графика рис. 2а. Однако эти отклонения не настолько значительны, чтобы существенно отразиться на величине редуccionного коэффициента $K_{ж}$.

Таким образом, с помощью графика рис. 2 или формулы (3) можно определить значение N , если известна измеренная месячная сумма осадков и продолжительность осадков в течение того же месяца. Обе эти характеристики легко получаются из данных стандартных наблюдений метеорологических станций.

Точность определения величины N по графику рис. 2 характеризуется величиной разброса отдельных месячных значений N около средней кривой графика. Среднее квадратическое отклонение этих значений σ_N , рассчитанное по всем точкам графика, равно $\pm 10\%$.

Таблица 1

Зависимость величины σ_N от N

Интервал значений N %	10—20	21—30	31—40	41—50	51—60	61—70	71—90
σ_N %	± 5	± 7	± 7	± 10	± 12	± 11	± 10

Если проследить за величиной σ_N при разных значениях N , то обнаруживается рост σ_N с ростом N . В табл. 1 приведены значения σ_N для интервалов N шириной в 10%.

Итак, все параметры, определяющие величину поправочного коэффициента $K_{ж}$, можно прямо или косвенно получить из данных

стандартных наблюдений метеорологических станций. Следовательно, корректировка текущих данных об осадках, измеренных на метеостанциях, возможна. Далее встает вопрос о точности такой корректировки, т. е. о величине случайной ошибки определения ветровой погрешности по сравнению с самой величиной погрешности. Естественно, что эта ошибка будет разная для разных периодов осреднения — чем больше период, тем меньше случайная ошибка (при неизменной величине самой погрешности). Ранее нами уже была определена точность исправления средних многолетних месячных сумм (норм) осадков [4]. По аналогии целесообразно начать рассмотрение вопроса о корректировке результатов текущих измерений осадков с месячных их сумм. Это удобно еще и потому, что зависимость $K_{ж}$ от u_2 и N была определена из сопоставления именно месячных сумм осадков, измеренных стандартным и эталонным приборами.

Итак, какова случайная ошибка определения ветровой поправки к месячной сумме осадков?

Ранее [2] было установлено, что вид зависимости $K_{ж}$ от скорости ветра и величины N для осадкомера Третьякова определяется формулой

$$K_{ж} = \frac{1}{1 - aNu_2}, \quad (4)$$

где $a = 0,038$ (постоянная), u_2 — в м/сек., а N — в процентах. Таким образом, $K_{ж} = f(u_2, N)$. Следовательно, погрешность определения $K_{ж}$ зависит от тех погрешностей, с которыми получены величины u_2 и N , т. е. искомая величина σ_{K-1} (или σ_K , что одно и то же) определяется размерами σ_N и σ_{u_2} .

$$\sigma_K^2 = \left(\frac{\partial K_{ж}}{\partial u} \right)^2 \sigma_u^2 + \left(\frac{\partial K_{ж}}{\partial N} \right)^2 \sigma_N^2. \quad (5)$$

(Установлено, что корреляция между u_2 и N практически отсутствует.)

Подставив значение $K_{ж}$ из (4) в (5), получим

$$\sigma_K^2 = K_{ж}^4 a^2 [N^2 \sigma_u^2 + u^2 \sigma_N^2]. \quad (6)$$

Пользуясь полученным выражением, можно определить значения σ_K при любых возможных величинах u , N и $K_{ж}$, если известны σ_u и σ_N .

Величина σ_u может быть определена из рис. 1 (именно для месячных значений u). Кроме того, к значению σ_u , снятому с графика рис. 1, нужно прибавить ту ошибку, которая возникает за счет определения ветра во время осадков лишь из 8-срочных измерений, а не из ежечасных данных о скорости ветра (см. выше). Специальные расчеты показали, что среднее квадратическое отклонение месячных значений скоростей ветра во время осадков, рассчитанных по 8-срочным измерениям, от соответствующих скоростей, получен-

ных по ежечасным данным, составляет для летних месяцев $\pm 0,3$ м/сек.

Величина N рассчитывается по данным пювиографа непосредственно за каждый конкретный месяц с точностью до целого процента, т. е. $3\sigma_N = \pm 0,5\%$, и тогда $\sigma_N \approx 0,2\%$. Если же на станции нет пювиографа и величина N рассчитывается по связи с интенсивностью I [см. рис. 2 и формулу (3)], то значения σ_N для соответствующих N определяются по табл. 1.

Таблица 2

Погрешность определения месячных значений $K_{ж}$ при различных u_2 и N (для станций с пювиографами и без них)

u_2 м/сек.	$(K_{ж}-1) \%$	$\pm \sigma_K \%$		$(K_{ж}-1) \%$	$\pm \sigma_K \%$		$(K_{ж}-1) \%$	$\pm \sigma_K \%$	
		с пювио- графами	без пювио- графов		с пювио- графами	без пювио- графов		с пювио- графами	без пювио- графов
	$N=10 \%$	$N=50 \%$			$N=100 \%$				
1	0,3	0,2	0,2	2,0	0,9	1,0	4,0	1,8	1,8
2	0,6	0,2	0,4	4,0	1,1	1,4	8,2	2,2	2,4
3	1,1	0,3	0,6	6,0	1,5	2,0	13,0	3,4	3,7
4	1,5	0,3	0,8	8,0	1,8	2,7	18,0	4,4	4,9
5	1,9	0,4	1,1	10,3	2,2	3,4	23,2	5,6	6,3
6	2,2	0,4	1,3	12,8	2,6	4,2	29,4	7,0	7,9
7	2,7	0,5	1,5	15,3	3,1	5,0	36,0	8,6	9,9
8	3,2	0,6	1,7	18,0	3,6	5,9	43,7	10,7	12,4
9	3,6	0,6	1,9	20,6	4,1	6,8	52,2	13,2	15,4
10	4,0	0,7	2,2	23,4	4,8	8,0	61,5	16,3	19,1

Исходя из этих значений σ_u и σ_N были рассчитаны величины σ_K для диапазона скоростей ветра от 0 до 10 м/сек. при $N=10$, 50 и 100%. Эти величины приведены в табл. 2, а на рис. 3 показаны кривые $K_{ж}$, область соответствующих значений σ_K заштрихована.

Как следует из рисунка и таблицы, точность расчета редуцированного коэффициента $K_{ж}$ для месячных сумм осадков оказывается вполне удовлетворительной. Величины σ_K для станций с пювиографами составляют в среднем 1—2% от измеренной суммы осадков или 20—25% от величины самой поправки. При отсутствии на станции пювиографа и косвенном определении N величина σ_N возрастает до 2—4%, т. е. до 30% от величины поправки, что также вполне приемлемо.

Таким образом, можно считать установленным, что корректировка конкретных месячных сумм жидких осадков, измеренных на метеостанциях, вполне возможна. Все необходимые для этого

параметры могут быть получены из данных стандартных метеорологических наблюдений, и случайная погрешность определения ветровой поправки не превышает величины самой поправки, т. е. оба условия, оговоренные в начале данной статьи, в применении к месячным суммам жидких осадков выполняются. Естественно, что они будут выполняться и для сезонных сумм осадков, причем величина

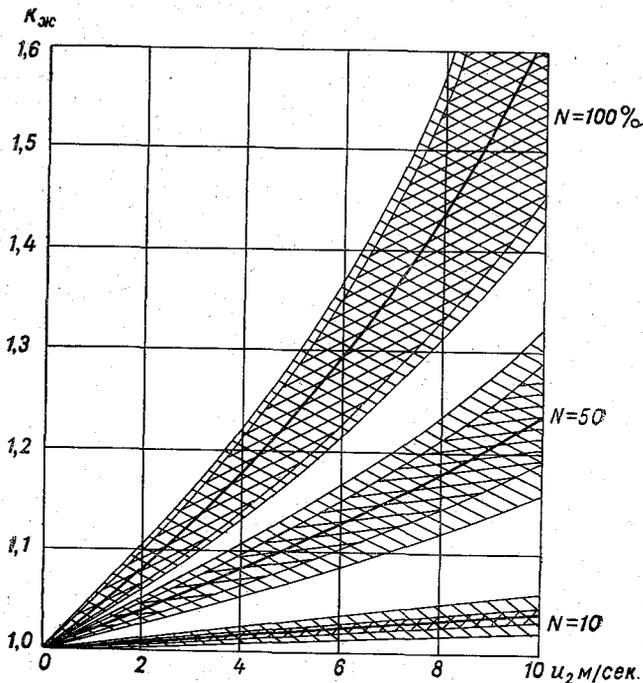


Рис. 3. Значения редуционных коэффициентов $K_{ж}$ и точность их определения для месячных сумм жидких осадков. Заштрихованная область вокруг каждой кривой характеризует величину σ_K .

σ_K будет при этом соответственно меньше (примерно в $\sqrt{5}$ раз — по числу месяцев в сезоне).

Если же рассматривать вопрос о возможности корректировки сумм осадков за периоды короче месяца — декаду или сутки, то в первую очередь следует оценить точность определения $K_{ж}$.

Очевидно, если считать, что декадные значения σ_K в $\sqrt{3}$ раз больше месячных их значений, то корректировка декадных сумм осадков также возможна. Величины σ_K не превысят соответствующих значений $(K_{ж} - 1)\%$. (см. табл. 2).

Непосредственно оценить точность корректировки сумм осадков за еще более короткие промежутки времени, например, за еди-

ничный срок измерения, затруднительно, так как не известна точность определения соответствующих значений σ_N и σ_u .

Если же исходить из тех соображений, что погрешность определения значения $K_{ж}$ для суммы осадков, полученных от единичного измерения, больше соответствующей месячной погрешности в \sqrt{n} раз (где n — число измерений осадков за месяц), то можно показать, при каком n значение σ_K^{cp} за отдельный срок не превысит величины $(K_{ж} - 1) \%$, т. е. будет выполняться условие, выраженное

Таблица 3

Число измерений осадков за месяц (n), при котором (и меньше которого) величина σ_K^{cp} не превышает значения $K_{ж} - 1$

u_2 м/сек	n					
	С плювио-графом	Безплювио-графа	С плювио-графом	Без плювио-графа	С плювио-графом	Безплювио-графа
	N=10 %		N=50 %		N=100 %	
1	3	1	4	4	5	5
2	10	2	14	8	14	13
3	18	3	16	9	15	12
4	20	3	19	9	17	13
5	25	3	21	9	17	13
6	28	3	24	9	18	14
7	29	3	24	9	18	13
8	33	4	25	9	17	12
9	34	4	25	9	16	12
10	35	4	25	9	14	10

формулой (1). Таким образом, если $\sigma_K^{cp} = \sqrt{n} \sigma_K^{мес}$ и $\sigma_K^{cp} \leq K_{ж} - 1$, то, решая систему из этих уравнений для каждого конкретного значения $\sigma_K^{мес}$ и $K_{ж} - 1$, взятого из табл. 2, получим те значения n , при которых (и меньше которых) возможно исправление сумм осадков за отдельные сроки. В табл. 3 приведены эти значения n , рассчитанные для тех же условий, что и в табл. 2 (N равно 10, 50 и 100 %, u — от 1 до 10 м/сек., $t=0,75$).

Число измерений осадков за месяц — величина очень изменчивая и по территории, и во времени. При современной методике измерений осадков на сети гидрометеорологических станций СССР (4 раза в сутки) величина n колеблется примерно от 5 до 80, оставаясь в большинстве случаев в пределах 10—40. Учитывая это, из рассмотрения табл. 2 и 3 можно заключить, что точность корректировки сумм осадков за отдельные сроки в подавляющем большин-

стве случаев остается неудовлетворительной — случайная погрешность определения пересчетного коэффициента $K_{ж}$ значительно больше величины $K_{ж} - 1$.

Кроме того, при определении точности корректировки срочных сумм осадков нужно учитывать еще одно обстоятельство. В большинстве случаев сами эти суммы очень невелики — в 50—60% случаев они не превышают 1 мм, и случайная погрешность измерения такой небольшой суммы, обусловленная техникой отсчета по шкале осадкомерного стакана ($\pm 0,1$ мм), составляет уже значительный процент от измеренной суммы. Примерно такой же размер имеет случайная ошибка, возникающая за счет неточности изготовления осадкомерного ведра и измерительного стакана. Естественно, что эти погрешности, накладываясь на погрешность корректировки, еще более ухудшают точность получаемого результата и делают его вообще неопределенным. При этом, правда, следует подчеркнуть, что как бы ни были велики ошибки корректировки срочных данных, они являются случайными, и уже при месячном осреднении, как сказано выше, уменьшаются до практически приемлемых величин. Кроме того, весьма значительные в процентном выражении, они в абсолютной мере (в миллиметрах) очень невелики, так как малы сами измеренные за каждый срок суммы осадков. Это обстоятельство с практической точки зрения весьма важно, поэтому имеет смысл остановиться подробнее на его рассмотрении.

Если исходить из средних условий и принять число измерений осадков в месяц равным 25—30, а среднюю скорость ветра во время осадков — равной 3 м/сек., то случайная погрешность определения ветровой поправки к сумме осадков, измеренной за один срок, составит $\pm 15\%$ от этой суммы при величине самой поправки 9—10%. Таким образом, погрешность определения поправки составит 150% от величины самой поправки. Однако следует отдавать себе отчет в том, какова эта величина в абсолютном измерении, т. е. в миллиметрах. Она зависит от того, какое количество осадков измеряется за один срок. Разумеется, это количество чрезвычайно изменчиво, и характеризовать его какой-либо средней величиной затруднительно. Удобнее рассмотреть вероятность разных сумм осадков, приходящихся на одно измерение, и соответственно оценить возможность появления ошибок разной величины.

На рис. 4 показана обеспеченность различных количеств осадков, приходящихся на одно измерение. Данные осреднены по материалам наблюдений за 2—3 года восьми станций: Ленинград, Вейково, Омск, Нижнедевицк (Воронежская обл.), Молдавская стоковая станция, Дубовское (Ростовская обл.), Ола (Магаданская обл.), Астраханка (Дальний Восток). На рис. 4 пунктиром показана кривая обеспеченности случайной погрешности (в миллиметрах) определения ветровой поправки.

Из рисунка следует, что лишь в 17% случаев сумма осадков за одно измерение превышает 2 мм, а следовательно, случайная по-

погрешность определения поправки превышает 0,3 мм. За пределы 1 мм эта погрешность выходит только в 7% случаев.

Разумеется, все эти оценки весьма приблизительно характеризуют сугубо осредненные условия. В отдельных конкретных случаях могут наблюдаться значения погрешностей, в несколько раз превышающие приведенные величины.

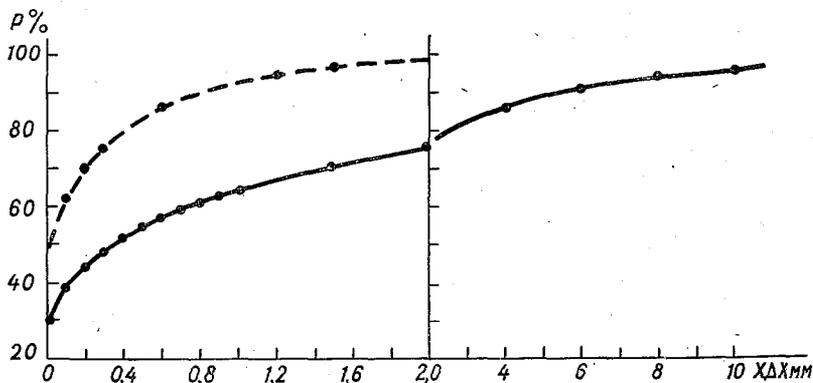


Рис. 4. Кривая обеспеченности различных количеств осадков, приходящихся на одно измерение, и различных величин случайной погрешности определения ветровой поправки.

Таким образом, подводя итоги сказанному о корректировке результатов измерения осадков в отдельные сроки, можно заключить, что случайная погрешность такой корректировки в большинстве случаев больше величины вводимой поправки. Однако абсолютная величина этой случайной погрешности невелика, и поэтому введение поправки не вносит заметного искажения в измеренную сумму осадков.

Вернемся теперь снова к рассмотрению вопроса об исправлении месячных сумм жидких осадков, так как большинство потребителей нуждается именно в месячных (или сезонных) исправленных величинах осадков.

Установив ранее возможность введения ветровой поправки в измеренные месячные суммы жидких осадков и оценив точность определения этой поправки, целесообразно выяснить, нельзя ли как-либо упростить методику исправления, не допуская, однако, систематических ошибок и не ухудшив существенно точность получаемого результата. Рассмотрим последовательно все возможные способы такого упрощения.

1. Наиболее громоздким и трудоемким является расчет средней месячной скорости ветра во время осадков ($u_{ос}$), так как он связан с выборкой из всех срочных измерений ветра лишь тех, которые совпадали по времени с выпадением дождей. Было бы весьма

удобно заменить скорость ветра во время осадков средней месячной скоростью ветра, вычисляемой по данным всех сроков измерения ветра за месяц (\bar{u}), величина которой получается в результате стандартной обработки данных метеорологических наблюдений.

Однако такая замена почти повсеместно вызовет систематическое преуменьшение искомой величины ветровой поправки, поскольку скорость ветра во время осадков почти всегда больше, чем среднее ее значение, полученное из всех сроков наблюдений. В работе Л. П. Кузнецовой [6] показано, что в среднем за 5 лет это превышение составляет около 0,5 м/сек., а в отдельных районах достигает 1—1,5 м/сек. Таким образом, если при определении ветровой поправки вместо скорости ветра во время осадков $\bar{u}_{ос}$ использовать среднюю месячную скорость ветра \bar{u} , полученную из всех сроков измерений, то величина поправки окажется систематически заниженной в среднем на 1—1,5% от измеренной суммы осадков, что составляет 20—25% от величины самой поправки.

Кроме того, увеличится случайная погрешность определения $K_{ж}$, так как связь между $\bar{u}_{ос}$ и \bar{u} характеризуется значительным разбросом, который, естественно, тем больше, чем меньше число дней с осадками за месяц.

Таким образом, замена величины $\bar{u}_{ос}$ на \bar{u} при расчете $K_{ж}$ нецелесообразна, так как это приводит к систематическому искажению результата и увеличению случайной ошибки определения $K_{ж}$.

Однако избежать необходимости вычисления величины $\bar{u}_{ос}$ по данным срочных измерений ветра все-таки возможно. В работе автора [7] показано, что разница между величинами $\bar{u}_{ос}$ и \bar{u} зависит от числа дней с осадками в месяце. На этом основан графический способ определения скорости ветра во время осадков по известной средней месячной скорости \bar{u} и числу дней с осадками за месяц. Этот способ позволяет находить величину $\bar{u}_{ос}$ за отдельные месяцы с погрешностью $\pm (0,5—0,7)$ м/сек., а в среднем многолетнем с погрешностью меньше $\pm (0,3—0,4)$ м/сек. Следовательно, если использовать для определения ветровой поправки значение $\bar{u}_{ос}$, рассчитанное таким способом, то систематической ошибки при нахождении величины $\bar{u}_{ос}$ уже не будет, но случайная погрешность останется. Величина ее тем больше, чем меньше число дней с осадками в месяце (см. [7]), а для средних условий она составит $\pm (10—20)$ % от величины самой ветровой поправки, что соответствует примерно 1% от измеренной суммы осадков. Такое увеличение случайной погрешности сравнительно невелико и не является препятствием для введения ветровой поправки в месячные суммы жидких осадков.

2. Определение месячного значения параметра структуры дождей N , необходимого для расчета ветровой поправки, также достаточно трудоемкая операция, как для станций с плювиографами, так и для тех станций, где значения N можно определить лишь косвенным

Таблица 4

Средние квадратические отклонения месячных значений параметра N (σ_N) от его средних многолетних значений (\bar{N})

Станция	Месяц	Число лет осреднения	\bar{N}	σ_N	Станция	Месяц	Число лет осреднения	\bar{N}	σ_N
Ена	VI	9	59	11	Умань	V	11	33	13
	VII	10	46	15		VI	11	26	17
	VIII	10	58	22		VII	11	26	14
Краснощелье	IX	7	74	11	Кишинев	VIII	11	28	13
	VI	8	57	10		IX	11	34	18
	VII	10	50	19		X	5	55	25
Таллин	VIII	10	56	13	Ростов-на-Дону	V	10	42	21
	IX	10	73	12		VI	10	22	11
	V	8	64	22		VII	10	22	7
Ленинград	VI	8	36	16	Поти	VIII	10	24	9
	VII	9	38	20		IX	10	49	26
	VIII	9	41	7		X	10	64	30
Минск	IX	9	57	19	Тбилиси	IV	6	73	31
	X	9	72	13		V	6	54	26
	V	6	60	27		VI	6	15	8
Тула	VI	8	51	19	Свердловск	VII	6	27	10
	VII	8	38	13		VIII	6	45	28
	VIII	7	36	7		IX	6	71	16
Свердловск	IX	8	70	14	Свердловск	X	6	46	26
	X	7	72	15		IV	9	67	14
	V	9	38	12		V	9	47	16
Свердловск	VI	9	33	19	Свердловск	VI	8	14	11
	VII	9	35	16		VII	9	9	4
	VIII	9	30	10		VIII	9	8	4
Свердловск	IX	10	60	16	Свердловск	IX	9	11	5
	V	8	58	5		X	10	21	11
	VI	8	36	19		IV	7	70	20
Свердловск	VII	8	22	7	Свердловск	V	8	37	25
	VIII	8	33	7		VI	5	31	17
	IX	8	54	20		VII	7	24	18
Свердловск	V	8	50	12	Свердловск	VIII	7	18	15
	VI	10	38	13		IX	7	40	9
	VII	10	27	11		X	9	50	23

Станция	Ме- сяц	Число лет осреднения	\bar{N}	σ_N	Станция	Ме- сяц	Число лет осреднения	\bar{N}	σ_N
Свердловск	VIII	10	43	13	Караганда	V	9	33	20
	IX	9	63	18		VI	9	22	11
Оренбург	V	8	56	28	VII	9	29	15	
	VI	7	33	16	VIII	10	41	12	
	VII	8	26	8	IX	9	58	28	
	VIII	8	46	18	Кокчетав	V	9	66	26
	IX	8	57	18		VI	10	35	20
					VII	10	22	9	
					VIII	10	30	12	
					IX	9	47	27	

способом (см. выше). Поэтому целесообразно оценить возможность использования существующих карт средних многолетних значений N для расчета ветровых поправок к конкретным месячным суммам осадков. Очевидно, это возможно лишь в том случае, если значения N достаточно устойчивы и мало меняются от года к году. Чтобы оценить изменчивость N , были рассчитаны месячные значения этого параметра по данным записей pluviографов за 8—12 лет на 15 метеорологических станциях, расположенных в различных климатических условиях. Затем для каждой станции были вычислены средние за этот период месячные значения \bar{N} и определена величина среднего квадратического отклонения отдельных месячных значений N от \bar{N} , т. е. вычислена величина σ_N . Результаты этих расчетов приведены в табл. 4.

Зависимость величины σ_N от значений \bar{N} представлена на рис. 5, где кривая проведена по средним значениям σ_N в 10%-ных интервалах значений \bar{N} . Из рисунка следует, что величины σ_N растут с ростом N и не выходят в большинстве случаев за пределы 10—30%. Подставив среднее значение $\sigma_N = 20\%$ в формулу (6), легко определить, в какой степени замена конкретного месячного значения N на среднее многолетнее \bar{N} ухудшает точность расчета ветровой поправки к измеренной месячной сумме осадков.

В табл. 5 сравниваются значения средних квадратических погрешностей определения ветровой поправки к месячной сумме осадков σ_K , когда эта поправка рассчитывается с применением параметра N за данный конкретный месяц и с применением среднего многолетнего значения \bar{N} для данного пункта. В первом случае $\sigma_N = 0,2\%$, во втором $\sigma_N \approx 20\%$.

Сопоставление значений σ_K показывает, что такое упрощение расчета ветровой поправки ухудшает точность ее определения примерно вдвое, но все-таки случайная ошибка определения поправки не превышает половины самой величины поправки.

3. Значительный интерес представляет рассмотрение еще одной возможности упрощения расчетов ветровой поправки к месячным суммам осадков. Как известно, осадки измеряются не только на метеорологических станциях, где одновременно наблюдается и скорость ветра, но и на постах, где наблюдения за ветром не ведутся.

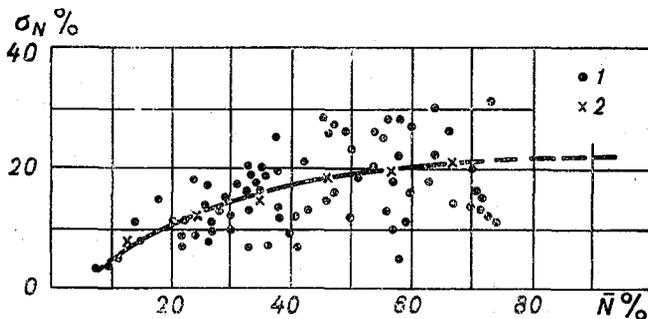


Рис. 5. Зависимость величины σ_N от средних многолетних месячных значений параметра \bar{N} .

1 — для отдельных месяцев, 2 — среднее значение σ_N .

Поэтому для определения ветровой погрешности измерения осадков на постах можно попытаться воспользоваться средними многолетними данными о скорости ветра, измеренной на ближайшей к посту станции-аналоге, расположенной в сходных условиях физико-географического положения и защищенности. Поскольку пространственная изменчивость средних многолетних месячных значений скорости ветра очень невелика, то на расстоянии от станции-аналога до поста ею можно пренебречь. Тогда погрешность расчета ветровой поправки для месячной суммы осадков, измеренной на посту, будет определяться отклонением величины скорости ветра за этот месяц от средней многолетней месячной скорости ветра на ближайшей станции-аналоге. Среднее квадратическое значение этого отклонения можно использовать в качестве характеристики изменчивости месячных скоростей ветра от года к году, так как специальные исследования показали, что распределение отклонений месячных значений скорости ветра от нормы подчиняется нормальному закону. Для определения величины среднего квадратического отклонения месячных скоростей ветра от нормы (σ'_u) были обработаны многолетние ряды наблюдений за ветром на 10 станциях (за периоды с жидкими осадками). Выбор станций определялся необходимостью получить зависимость величины σ'_u от средней многолетней

скорости ветра в возможно более широком диапазоне этих скоростей.

В табл. 6 приведен список выбранных станций, а также дается число лет, вошедших в обработку, средние за эти годы месячные значения скоростей ветра и соответствующие величины σ'_u — средних квадратических отклонений месячных скоростей ветра от средней многолетней скорости. На рис. 6 представлен график зависимости величины σ'_u от средних многолетних месячных скоростей

Таблица 5
Случайные ошибки вычисления ветровой поправки при разной точности определения параметра N ($\bar{N}=50\%$)

u_2 м/сек.	$(K_{ж}-1) \%$	$\pm\sigma_K \%$	
		при N за конкретный месяц, $\sigma_N=0,2 \%$	при N среднем многолетнем $\sigma_N=20 \%$
1	2,0	0,9	1,0
2	4,0	1,1	1,8
3	6,0	1,5	2,8
4	8,0	1,8	3,8
5	10,3	2,2	4,9
6	12,8	2,6	6,2
7	15,3	3,1	7,5
8	18,0	3,6	9,0
9	20,6	4,1	10,6
10	23,4	4,8	12,3

ветра \bar{u} , построенный по данным табл. 6. На графике отчетливо прослеживается рост значений σ'_u с увеличением u при сравнительно небольшом разбросе экспериментальных точек вокруг средней кривой. Имея эту зависимость, можно оценить общий эффект влияния всех перечисленных упрощений на точность расчета ветровой поправки к месячным суммам осадков. Величина σ'_K , характеризующая эту точность, может быть рассчитана по той же формуле (6). Но в эту формулу следует подставить значение σ_N , снятое с графика рис. 5 (так как используются средние многолетние значения параметра N вместо его конкретных месячных значений), а величину σ_u нужно рассчитать, учитывая все стадии произведенных упрощений и приближений. Для этого к значениям σ_u , использованным при расчетах данных табл. 2, добавляется погрешность, возникающая

Таблица 6

Средние квадратические отклонения (σ'_u) месячных скоростей ветра от их средних многолетних значений (\bar{u})

Станция	Число лет	Месяц	\bar{u}	$\pm\sigma'_u$	Станция	Число лет	Месяц	\bar{u}	$\pm\sigma'_u$
Вильсанди	15	V	4,9	1,1	Никополь	17	V	4,4	0,9
		VI	5,2	1,1			VI	3,8	0,4
		VII	4,9	1,2			VII	3,3	0,4
		VIII	5,7	1,2			VIII	3,6	0,4
		IX	6,2	1,3			IX	3,8	0,6
Мезень	17	V	4,3	0,8	Кишинев	14	V	3,9	0,7
		VI	3,9	0,6			VI	3,1	0,6
		VII	3,4	0,5			VII	3,1	0,8
		VIII	3,2	0,6			VIII	2,8	0,6
		IX	3,4	0,5			IX	4,4	1,3
Иидига	14	V	6,9	1,0	Семипалатинск	24	V	3,5	0,5
		VI	6,4	0,8			VI	3,1	0,5
		VII	6,0	0,6			VII	3,2	0,5
		VIII	6,0	0,8			VIII	2,8	0,5
		IX	7,3	1,2			IX	2,9	0,6
Выборг	15	V	3,9	0,7	Усть-Каменогорск	23	V	2,5	0,6
		VI	4,6	0,9			VI	1,8	0,4
		VII	3,9	0,5			VIII	1,7	0,4
		VIII	3,7	0,9			IX	1,9	0,5
		IX	4,5	1,0					
Цып-Наволок	30	V	6,9	0,9	Нора	15	V	2,2	0,5
		VI	6,1	0,8			VI	1,6	0,4
		VII	4,0	0,9			VII	1,3	0,2
		VIII	5,4	0,8			VIII	1,3	0,3
							IX	1,3	0,2

за счет применения расчетного способа определения средней месячной скорости ветра во время осадков (см. [7] и п. 1 данной статьи), и величина σ'_u , обусловленная применением средней многолетней скорости ветра вместо ее значения за данный конкретный месяц. В табл. 7 приведены значения σ_u , рассчитанные для скоростей ветра от 1 до 10 м/сек. с учетом всех перечисленных факторов.

Подставляя значения σ_u из табл. 7 в формулу (6), получим

величины σ'_K , характеризующие точность расчета упрощенным способом ветровой поправки к месячной сумме осадков. Рассчитанные таким образом величины σ'_K приведены в табл. 8. Расчет произведен для тех же условий защищенности станции, диапазона скоростей ветра и величин параметра N , для которых рассчитана табл. 2. Сравнивая между собой значения σ_K из табл. 2, 5 и 8 (при соответствующих значениях u_2 и N), можно наглядно проследить, как отражается каждое из описанных выше упрощений на точности расчета ветровой поправки к месячным суммам осадков. Если переход

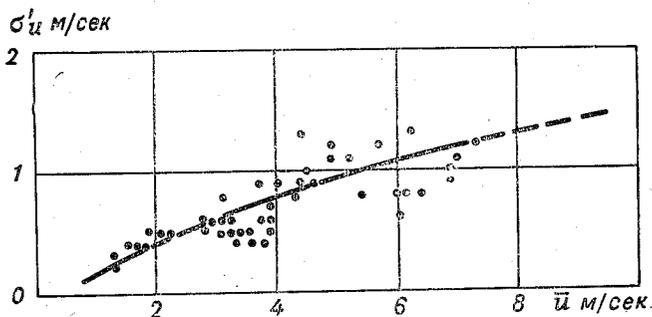


Рис. 6. Зависимость величины σ'_u от средних многолетних месячных значений скорости ветра \bar{u} .

от конкретных месячных к средним многолетним значениям параметра N увеличивает погрешность определения поправки примерно в 2—2,5 раза, то замена конкретных месячных значений u_2 на средние многолетние увеличивает ту же погрешность еще всего на одну четверть.

Таблица 7

Значения средней квадратической ошибки (σ_u) определения средней месячной скорости ветра во время осадков при расчете ветровой поправки упрощенным способом

u_2 м/сек.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$\pm \sigma_u$ м/сек.	0,65	0,75	0,94	1,09	1,27	1,45	1,60	1,79	1,94	2,14

Нужно подчеркнуть, что, несмотря на все упрощения, случайная ошибка определения ветровой поправки к месячной сумме осадков остается в большинстве случаев меньше самой величины поправки, т. е. всегда $\sigma_K < K_{ж} - 1$.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Возможность учета влияния ветра на показания осадкомера в текущих наблюдениях над осадками зависит от двух обстоя-

тельств: от того, можно ли по данным стандартных метеорологических наблюдений найти значения параметров, определяющих величину ветровой поправки, а также от того, с какой точностью определяется эта поправка.

2. По результатам стандартных метеорологических наблюдений на станциях можно найти оба параметра, определяющие ветровую поправку к жидким осадкам. Скорость ветра во время осадков на высоте осадкомера (u_2) можно получить по данным измерений ветра с помощью флюгера в стандартные сроки наблюдений. Величина структурного параметра жидких осадков N определяется либо

Таблица 8

Погрешность определения ветровой поправки к месячной сумме осадков, рассчитанная упрощенным способом для различных величин u_2 и N

u_2 м/сек.	$N=10\%$		$N=50\%$		$N=100\%$	
	$(K_{ж}-1)\%$	$\pm\sigma'_K\%$	$(K_{ж}-1)\%$	$\pm\sigma'_K\%$	$(K_{ж}-1)\%$	$\pm\sigma'_K\%$
1	0,3	0,3	2,0	1,5	4,0	2,8
2	0,6	0,5	4,0	2,2	8,2	3,9
3	1,1	0,7	6,0	3,3	13,0	5,6
4	1,5	0,9	8,0	4,3	18,0	7,4
5	1,9	1,1	10,3	5,5	23,2	9,7
6	2,2	1,3	12,8	6,7	29,4	12,4
7	2,7	1,5	15,3	8,2	36,0	15,6
8	3,2	1,8	18,0	9,7	43,7	19,6
9	3,6	2,0	20,6	11,3	52,2	24,4
10	4,0	2,2	23,4	13,1	61,5	30,4

по данным плевниографа (если он есть на станции), либо косвенным методом, учитывающим связь между величиной N и средней интенсивностью осадков. При этом интенсивность определяется делением суммы осадков на их продолжительность.

3. Точность расчета ветровой поправки зависит от точности определения значений u_2 и N . Чем больше период, за который осредняются величины u_2 и N , тем с большей точностью определяется ветровая поправка к сумме осадков, выпавших за этот период. При вычислении поправки к декадным и месячным суммам осадков случайная погрешность ее определения в большинстве случаев меньше, чем сама величина поправки. Для месячных сумм жидких осадков

погрешность определения поправки (σ_K) в среднем составляет 20—30% от величины самой поправки (или 1—3% от измеренной суммы осадков). Для декадных сумм осадков эта погрешность возрастает до 30—50% от величины поправки (или 2—5% от декадной суммы осадков).

Точность определения ветровой поправки к суммам осадков за более короткие периоды (сутки или отдельные сроки измерения) в большинстве случаев неудовлетворительна. Значение σ_K , как правило, больше самой поправки и может превосходить ее в несколько раз. Поэтому исправление ветровой поправкой сумм осадков за короткие промежутки времени (меньше декады) становится ненадежным. Правда, нужно иметь в виду, что сама величина поправки к малым суммам осадков в абсолютной мере очень невелика и поэтому введение ее не вносит заметного искажения в измеренную сумму осадков.

4. Сравнительная сложность и трудоемкость расчетов ветровой поправки по непосредственно измеренным во время осадков значениям входных параметров (u_2 и N) заставили искать пути упрощения этих расчетов. Исследовалась возможность применения средней месячной скорости ветра (\bar{u}) вместо ее конкретного значения во время осадков (\bar{u}_{oc}). Установлено, что такая замена приведет к систематическому преуменьшению величин поправок, так как скорость ветра во время осадков, как правило, несколько больше, чем средняя скорость, рассчитанная по всем срокам наблюдений. Кроме того, существенно ухудшается точность определения ветровой поправки, поскольку связь между величинами u и u_{oc} характеризуется значительным разбросом. Использование предложенного автором способа расчета скорости ветра во время осадков по ее среднему месячному значению и числу дней с осадками в месяце позволяет избавиться от систематического преуменьшения величины поправки. Однако случайная ошибка ее определения становится при этом равной 25—40% от величины самой поправки (или 2—4% от измеренной месячной суммы осадков).

5. Необходимость учета ветровой погрешности в результатах измерения осадков на гидрометеорологических постах, где не измеряется скорость ветра и не фиксируется время начала и окончания осадков, заставила исследовать возможность расчета поправки по средним многолетним значениям скорости ветра и параметра N . В результате оказалось, что переход от конкретной месячной к средней многолетней скорости ветра во время осадков ухудшает точность определения поправки примерно на 25% от ее величины, а замена непосредственно измеренного значения параметра N его средним многолетним значением увеличивает погрешность расчета поправки в 2—2,5 раза. Однако в итоге случайная ошибка определения ветровой поправки к месячной сумме осадков, измеренных на посту, остается в большинстве случаев меньше самой величины поправки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданова Э. Г. (Перняк) Зависимость показаний осадкомера Третьякова от скорости ветра. Тр. ГГО, вып. 175, 1965.
2. Богданова Э. Г. Исследование ветровой погрешности измерения осадков. Тр. ГГО, вып. 195, 1966.
3. Струзер Л. Р., Нечаев И. Н., Богданова Э. Г. Систематические погрешности измерения атмосферных осадков. Метеорология и гидрология, № 10, 1965.
4. Богданова Э. Г. Учет ветровой погрешности измерения осадков при вычислении их средних многолетних значений (норм). Тр. ГГО, вып. 215, 1968.
5. Федорова Е. А. Учет защищенности станций при вычислении скорости ветра на уровне установки осадкомера. Тр. ГГО, вып. 195, 1966.
6. Кузнецова Л. П. Сравнение скорости ветра и температуры воздуха во время выпадения осадков с их средними месячными значениями. Тр. ГГО, вып. 195, 1966.
7. Богданова Э. Г. Способ расчета средних значений скорости ветра во время выпадения осадков. Тр. ГГО, вып. 244, 1969.

АНАЛИЗ ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕТРОВОЙ ПОПРАВКИ К РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗМЕРЕНИЯ ТВЕРДЫХ ОСАДКОВ

Возможность учета ветровой погрешности при измерении твердых осадков, так же как и жидких, определяется двумя условиями: наличием в материалах наблюдений станций необходимых для этого параметров и возможностью определить по ним искомую поправку с достаточной точностью. Точность определения поправки должна быть такова, чтобы случайная ошибка этого определения не превышала величины самой поправки [1].

Ветровая погрешность измерения твердых осадков определена в зависимости от скорости ветра на высоте осадкомера (u_2) и от температуры воздуха (t) во время выпадения осадков [2, 3]. Оба эти параметра можно получить по данным стандартных наблюдений метеорологических станций (см. [1, 3]). Более сложным является вопрос о точности определения ветровой поправки к результатам текущих наблюдений над твердыми осадками. Функция $K_T = f(u_2, t)$, характеризующая искомую поправку, была определена графически на основе эмпирических данных, и ее вид оказался весьма неудобным для аналитического выражения и дальнейшего дифференцирования. Это неудобство главным образом обусловлено характером зависимости K_T от t , так как зависимость K_T от u_2 линейная (см. [2]). В работе [2], где подробно описан способ определения значений функций $K_T = f(u_2, t)$, сказано, что зависимость $K_T(u_2)$ была рассчитана для нескольких определенных интервалов температуры воздуха, внутри которых она принималась независимой от температуры. Таких интервалов было выбрано четыре, причем границы их определялись различиями в скоростях падения снежинок, составляющих снегопады при данной температуре. Эти границы были определены в значительной мере приближенно, так как первоначально сортировка всего исходного экспериментального материала (в пределах от $+5$ до -30°) производилась по 5-градусным интервалам температуры, внутри которых рассчитывались значения

$K_T(u_2)$. Некоторые из этих 5-градусных интервалов были потом объединены, так как значения $K_T(u_2)$ в них оказались весьма близкими. В результате этих расчетов и получены те графики функции $K_T(u_2, t)$, которые приведены в работе [2].

В дальнейшем с целью уточнения вида зависимости $K_T(t)$ была сделана повторная обработка всего исходного материала: сортировали его через 1° в том же диапазоне температур. Поскольку функ-

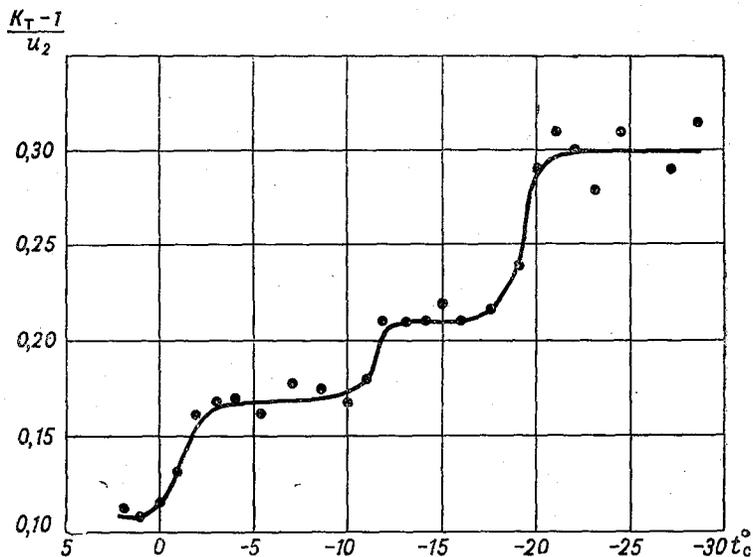


Рис. 1. Зависимость ветровой погрешности измерения твердых осадков от температуры воздуха.

ция $K_T(u_2)$ линейная (ее вид: $K_T = 1 + au$), то оказалось возможным рассчитать для всех значений температуры величины $\frac{K_T - 1}{u_2}$ и построить график зависимости этого отношения от температуры. Он представлен на рис. 1.

Пользуясь этим графиком, можно рассчитать значение средней квадратической ошибки σ_K , характеризующей точность определения ветровой погрешности измерения твердых осадков. Расчет делается по известной формуле

$$\sigma_K^2 = \left(\frac{\partial K}{\partial u}\right)^2 \sigma_u^2 + \left(\frac{\partial K}{\partial t}\right)^2 \sigma_t^2 \quad (1)$$

Значения $\frac{\partial K}{\partial u}$ и $\frac{\partial K}{\partial t}$, заменив их приращениями $\frac{\Delta K}{\Delta u}$ и $\frac{\Delta K}{\Delta t}$, можно снять с графика рис. 1. Значения σ_u получаются так же, как и для жидких осадков [1]. Ошибку определения температуры воздуха

во время осадков (σ_i) можно найти по графику связи между средней месячной температурой воздуха (t) и температурой воздуха во время снегопадов (t_c). Этот график приводится в работе [4]. Расчет показал, что величина σ_i несколько различна при разных температурах и составляет в среднем $\pm 3^\circ$. В табл. 1 приводятся величины σ_i при разных значениях t_c .

Таблица 1

Средняя квадратическая ошибка (σ_i) определения температуры воздуха во время снегопадов (t_c) по связи ее со средней месячной температурой t_c° от +5 до 0 от 0 до -10 от -10 до -20 от -20 до -30

$\pm \sigma_i^\circ$ 2,1 2,8 4,9 6,9

Таким образом, все необходимые параметры для расчета σ_K по формуле (1) имеются. Расчет величин σ_K был сделан для скоростей ветра от 1 до 10 м/сек. и четырех значений температуры воздуха: -2° , -10° , -15° и -20° . Значения температуры были выбраны с тем расчетом, чтобы показать размер искомой погрешности σ_K и в случае, когда величина $\frac{K_T - 1}{u_2}$ сильно зависит от t_c ($t_c = -2^\circ$, $t_c = -20^\circ$, $\frac{\partial K}{\partial t}$ велико), и когда значение $\frac{\partial K}{\partial t}$ мало или близко к нулю ($t_c = -10^\circ$, $t_c = -15^\circ$).

В табл. 2 приводятся все рассчитанные таким образом значения σ_K , характеризующие случайную ошибку определения ветровой по-

Таблица 2

Погрешность определения месячных значений K_T (σ_K) при различных u_2 и t_c

u_2 м/сек.	$(K_T - 1)\%$ $\pm \sigma_K\%$							
	$t_c = -2^\circ$		$t_c = -10^\circ$		$t_c = -15^\circ$		$t_c = -20^\circ$	
1	16	5	17	4	21	5	29	10
2	31	8	35	6	42	7	58	18
3	47	13	52	9	63	9	86	27
4	62	16	70	11	84	12	115	35
5	78	20	87	14	105	15	144	44
6	94	24	104	16	126	18	173	52
7	109	27	122	19	147	20	201	61
8	125	31	139	22	168	23	230	70
9	140	35	157	24	189	26	259	79
10	156	39	174	27	210	28	288	88

грешности $(K_T - 1)$ для месячных сумм твердых осадков. На рис. 2 показаны кривые $K_T(u_2)$ для $t_c = -2^\circ$ и $t_c = -20^\circ$; область соответствующих значений σ_K заштрихована.

Из данных табл. 2 и рис. 2 видно, что ветровая погрешность к измеренным месячным суммам твердых осадков определяется достаточно надежно. Случайная ошибка этого определения всегда меньше самой величины погрешности. Аналогичный вывод можно сделать и относительно точности определения ветровой погрешности

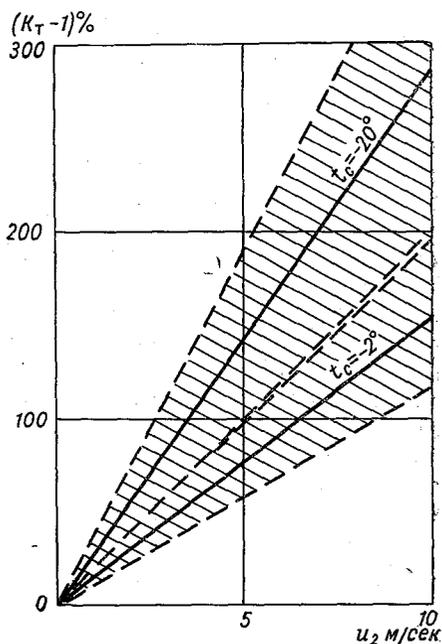


Рис. 2. Значения коэффициентов K_T при разной температуре и точность их определения для месячных сумм твердых осадков. Заштрихованная область вокруг каждой прямой характеризует величину σ_K .

к декадным суммам осадков. Ошибка определения этой погрешности лишь в $\sqrt{3}$ раз больше соответствующей месячной ошибки, а значит, все еще меньше величины ветровой погрешности измерения декадной суммы твердых осадков.

Непосредственная оценка точности определения ветровой погрешности к суточным суммам или к суммам осадков, измеренных в каждый срок, затруднена тем, что неизвестна точность соответствующих суточных значений σ_u и σ_t . Если же считать, что погрешность определения значения $K_T(\sigma_K)$ для суммы осадков, полученной в результате единичного измерения, больше соответствующей месячной погрешности в \sqrt{n} раз (n — число измерений осадков за месяц), то можно показать (см. [1]), при каком n значение σ_K^p за отдельный срок не превысит величину $(K_T - 1)\%$. В табл. 3 приводятся те значения n , при которых (и меньше которых) возможно

исправление сумм твердых осадков за отдельные сроки, т. е. погрешность такого исправления меньше величины вводимой поправки. Таблица рассчитана для скоростей ветра от 1 до 10 м/сек. при средней температуре во время снегопадов -2° и -20° .

Таблица 3

Число измерений осадков за месяц (n), при котором (и меньше которого) величина $\sigma_{K_T}^{cp}$ не превышает значения $K_T - 1$

u_2 м/сек.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
n при $t_c = -2^\circ$	10	14	14	15	15	15	16	16	16	16
n при $t_c = -20^\circ$	8	10	10	11	11	11	11	11	11	11

Фактическое число измерений осадков за месяц весьма изменчиво, но в большинстве случаев остается в пределах 10—60 (для твердых осадков при четырех сроках их измерений за сутки). Значения n в табл. 3 близки к нижнему пределу этого интервала. Таким образом, можно ожидать, что ошибка расчета ветровой поправки к суммам твердых осадков за отдельные сроки будет близка к величине самой поправки или больше нее, а значит, и точность исправления срочных сумм твердых осадков оказывается неудовлетворительной. Однако следует заметить, что хотя ошибки исправления срочных данных и велики, они являются случайными и уже при декадном или месячном осреднении уменьшаются до практически приемлемых значений.

В дальнейшем мы будем рассматривать лишь вопрос о точности исправления месячных сумм осадков, так как именно ими интересуется большинство потребителей.

Весьма важно выяснить, возможно ли как-нибудь упростить методику определения ветровой поправки, не ухудшая точность ее определения и, главное, не внося в нее систематического искажения.

Особенно трудоемок расчет средней месячной скорости ветра во время осадков (u_{oc}). Однако замена величины u_{oc} просто средней месячной скоростью ветра, вычисляемой по данным всех сроков измерения ветра за месяц (\bar{u}), нецелесообразна. В работе [5] показано, что такая замена вызовет систематическое преуменьшение величины поправки в среднем на 15—25% от измеренной суммы осадков. Кроме того, увеличится случайная погрешность определения величины ($K_T - 1$), так как связь между u_{oc} и \bar{u} характеризуется значительным разбросом экспериментальных точек. В работе автора [6] рекомендуется простой способ определения скорости ветра во время осадков по известной средней месячной скорости \bar{u} и по числу дней с осадками в месяце. Этот способ позволяет находить величину u_{oc} с погрешностью $\pm(0,5-0,8)$ м/сек. для скоростей ветра за отдельные месяцы с твердыми осадками. При использовании для определения ветровой поправки значений u_{oc} , рассчитанных таким способом, систематического преуменьшения величины поправки уже

не будет, но несколько ухудшится точность ее определения, так как увеличится значение σ_u . В табл. 4 показаны значения σ_K , рассчитанные по формуле (1) для тех же скоростей ветра и температур, что и в табл. 2, но при этом величины σ_u получены с учетом дополнительной погрешности, возникающей при использовании описанного способа определения \bar{u}_{oc} . Данные табл. 4 свидетельствуют о том, что хотя величины σ_K несколько увеличились по сравнению с приведенными в табл. 2 (особенно при слабых ветрах), но они все еще меньше соответствующих величин $(K_T - 1)$. Следовательно, точность расчета ветровой поправки при косвенном определении величины \bar{u}_{oc} продолжает оставаться удовлетворительной.

Таблица 4

Погрешность расчета ветровой поправки к месячной сумме осадков (σ_K) при косвенном определении значений \bar{u}_{oc}

$\frac{u_2}{\text{сек.}}$	$(K_T - 1)\%$	$\pm\sigma_K\%$	$(K_T - 1)\%$	$\pm\sigma_K\%$	$(K_T - 1)\%$	$\pm\sigma_K\%$	$(K_T - 1)\%$	$\pm\sigma_K\%$
	$t_c = -2^\circ$		$t_c = -10^\circ$		$t_c = -15^\circ$		$t_c = -20^\circ$	
1	16	11	17	12	21	14	29	21
2	31	13	35	13	42	15	58	26
3	47	16	52	14	63	17	86	33
4	62	19	70	16	84	18	115	40
5	78	22	87	18	105	20	144	48
6	94	26	104	20	126	22	173	56
7	109	29	122	22	147	24	201	63
8	125	33	139	24	168	27	230	72
9	140	36	157	27	189	29	259	81
10	156	40	174	29	210	32	288	89

Второй параметр, определяющий ветровую погрешность измерения твердых осадков, — температура воздуха во время их выпадения (t_c) — рассчитывается с помощью графика, приведенного в работе [3], достаточно просто. Ошибка этого расчета учтена при вычислении σ_K в табл. 2 и 4.

Таким образом, данные табл. 4 характеризуют точность определения ветровой поправки к месячным суммам осадков, измеряемым на метеорологических станциях, где одновременно ведутся измерения скорости ветра и температуры воздуха.

Однако, кроме станций, осадки измеряются еще и на постах, где нет наблюдений над ветром и температурой воздуха. Чтобы определить ветровую погрешность измерения осадков на постах, предполагается использовать средние многолетние данные о ветре

Таблица 5

Средние квадратические отклонения месячных скоростей ветра (σ'_u) и температур воздуха (σ'_t) от их средних многолетних значений (\bar{u} и \bar{t})

Станция	Число лет	Месяц	\bar{u}	$\pm\sigma'_u$	\bar{t}	$\pm\sigma'_t$
Вильсанди	21, 29	I	5,6	1,6	-2,8	2,6
		II	7,2	2,2	-3,6	3,4
		XII	5,2	1,8	-0,3	2,9
Мезень	17, 48	I	3,0	0,6	-14,7	4,3
		II	3,6	0,9	-14,0	4,2
		III	3,5	0,7	-10,0	3,4
		XI	3,5	0,6	-5,9	2,8
		XII	3,3	0,7	-11,6	4,4
Индига	14, 28	I	9,2	1,6	-13,3	4,2
		II	8,3	1,8	-14,6	3,8
		III	7,0	0,7	-13,4	3,7
		XI	8,6	1,3	-4,2	2,4
		XII	8,2	1,0	-10,9	3,5
Выборг	15, 38	I	3,8	1,0	-7,3	3,3
		II	3,5	1,0	-8,1	3,3
		III	3,8	1,1	-4,0	2,6
		XII	3,5	0,7	-5,2	3,6
Цып-Наволок	30, 30	I	10,2	1,2	-6,0	1,9
		II	10,4	1,2	-6,7	2,0
		III	9,9	1,6	-5,5	1,5
		XI	9,0	1,5	-1,7	1,4
		XII	9,5	1,2	-4,3	2,0
Никополь	17, 24	I	5,4	1,1	-4,9	3,4
		II	5,7	1,1	-4,3	3,4
		XII	5,1	1,0	-2,6	3,0
Кишинев	14, 77	I	4,2	0,9	-2,7	2,6
		II	3,9	0,9	-1,4	2,3
		XII	3,9	0,7	-0,8	2,2
Семипалатинск	25, 32	I	3,5	1,2	-16,6	3,5
		II	3,4	1,2	-15,6	4,2
		III	3,8	1,0	-7,9	3,1
		XI	3,6	1,2	-5,2	3,0
		XII	3,4	0,7	-14,4	4,5
Усть-Каменогорск	23, 27	I	2,8	1,2	-15,7	4,0
		II	2,4	1,0	-14,4	5,1
		III	2,9	0,8	-6,1	3,8
		XI	3,6	1,2	-5,0	3,7
		XII	3,4	1,0	-13,0	5,0
Ванавара	16, 19	I	1,1	0,4	-29,8	4,7
		II	1,3	0,3	-24,0	3,9
		III	1,7	0,5	-15,2	2,7
		XI	1,6	0,5	-20,6	4,0
		XII	1,2	0,6	-28,6	5,9

и температуре, измеренные на ближайшей к посту станции-аналоге, расположенной в сходных условиях физико-географического положения и защищенности. Пространственная изменчивость средних многолетних месячных значений скорости ветра и температуры сравнительно невелика, и на небольшом расстоянии от станции-аналога до поста ею можно пренебречь. Тогда погрешность расчета ветровой поправки к месячной сумме осадков, измеренной на посту, бу-

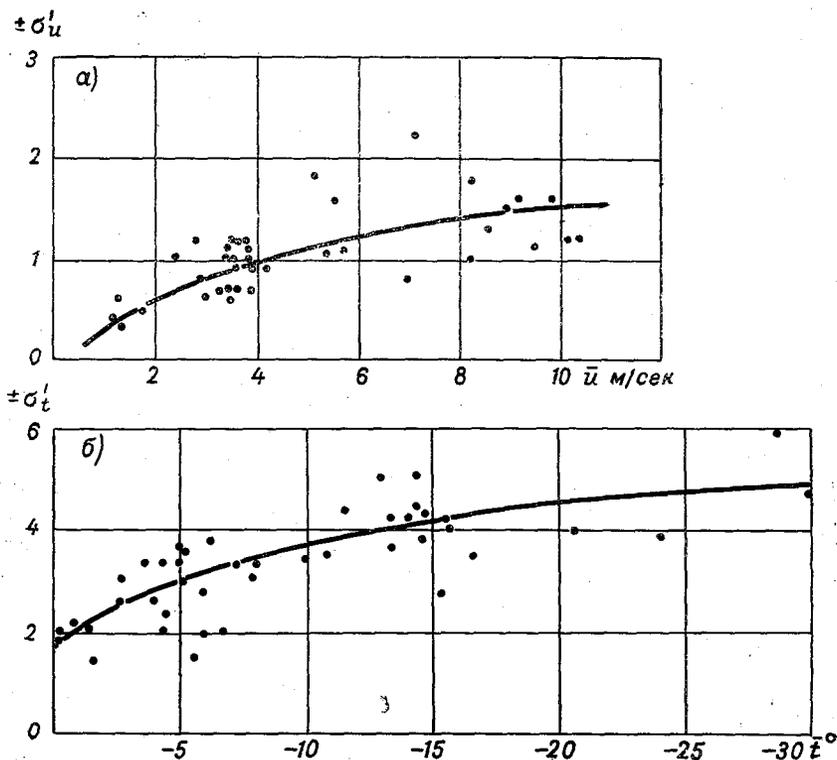


Рис. 3. Зависимость величин σ'_u и σ'_t от средних многолетних месячных значений скорости ветра \bar{u} (а) и температуры воздуха \bar{t} (б).

дет определяться отклонением величин скорости ветра и температуры воздуха за этот месяц от их средних многолетних месячных значений на ближайшей станции-аналоге. Средние квадратические значения этих отклонений характеризуют изменчивость месячных скоростей ветра и температур от года к году, так как распределение отклонений их от нормы подчиняется нормальному закону. Расчет величин средних квадратических отклонений месячных значений ветра и температуры от норм (σ'_u и σ'_t) был произведен по данным многолетних рядов наблюдений 10 станций (в период с твердыми осадками). Станции выбирались с таким расчетом, чтобы зависи-

мость σ'_u и σ'_t от средних многолетних скоростей ветра и температур была получена в их возможно более широких диапазонах.

В табл. 5 приведен список выбранных станций, число лет, вошедших в обработку, средние за эти годы месячные значения скорости ветра (\bar{u}) и температуры воздуха (\bar{t}) и соответствующие величины σ'_u и σ'_t . На рис. 3 представлены графики зависимости величин σ'_u и σ'_t от u и t , построенные по данным табл. 5. Имея эту за-

Таблица 6

Средние квадратические ошибки расчета скорости ветра и температуры воздуха (σ_u и σ_t) при вычислении ветровой поправки по средним многолетним значениям \bar{u} и \bar{t}

\bar{u} м/сек.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$\pm \sigma_u$ м/сек.	0,76	0,93	1,11	1,31	1,47	1,63	1,74	1,90	2,02	2,14
\bar{t}°	-2		-10		-15		-20			
$\pm \sigma_t$	3,7		5,3		6,5		7,6			

висимость, можно оценить точность расчета ветровой поправки к месячным суммам осадков при использовании средних многолетних значений \bar{u} и \bar{t} вместо их значений за данный конкретный месяц. Величина σ'_K , характеризующая эту точность, может быть рассчитана по формуле (1), но величина σ_u и σ_t в ней должны быть вычислены с учетом значений σ'_u и σ'_t . Результаты этих расчетов приведены в табл. 6 и 7. В табл. 6 даны суммарные значения средних квадратических ошибок σ_u и σ_t , при расчете ветровой поправки по средним многолетним значениям \bar{u} и \bar{t} . Табл. 7 характеризует погрешность определения ветровой поправки к месячной сумме твердых осадков (σ'_K), рассчитанной по средним многолетним значениям \bar{u} и \bar{t} .

Сравнивая величины σ_K в табл. 2 и табл. 7 при соответствующих ветрах и температурах, убеждаемся, что при переходе от конкретных значений параметров u_2 и t_c во время осадков к их средним многолетним значениям погрешность определения ветровой поправки увеличивается в 1,5—3 раза. Особенно ощутимо это увеличение сказывается при слабых ветрах, когда погрешность определения ветровой поправки уже почти равна самой величине поправки. Тем не менее она все еще остается меньше поправки, и, значит, такая точность расчета поправки может считаться удовлетворительной.

Таким образом, из всего сказанного выше можно сделать следующие выводы.

1. Оба параметра, в зависимости от которых определена величина ветровой погрешности измерения твердых осадков,— скорость ветра и температура воздуха во время осадков — лег-

Таблица 7.

Погрешность определения ветровой поправки к месячной сумме осадков при расчете поправки по средним многолетним значениям \bar{u} и \bar{t}

u_2 м/сек.	$(K_T-1) \% \quad \pm \sigma'_K \%$							
	$t_c = -2^\circ$		$t_c = -10^\circ$		$t_c = -15^\circ$		$t_c = -20^\circ$	
1	16	12	17	13	21	16	29	24
2	31	16	35	16	42	19	58	33
3	47	21	52	20	63	23	86	43
4	62	26	78	24	84	28	115	53
5	78	31	87	27	105	31	144	65
6	94	36	104	30	126	34	173	75
7	109	40	122	33	147	37	201	85
8	125	45	139	36	168	40	230	96
9	140	49	157	39	189	42	259	106
10	156	54	174	42	210	45	288	116

ко получаются из данных стандартных метеорологических наблюдений. Поэтому вопрос о возможности введения ветровой поправки в данные измерений твердых осадков решается главным образом в зависимости от того, с какой точностью рассчитывается эта поправка. Считается, что точность расчета поправки удовлетворительна, если средняя квадратическая ошибка этого расчета не превышает величины самой поправки.

2. Точность расчета ветровой поправки к измеренным суммам твердых осадков зависит от точности определения значений u_2 и t_c . При вычислении поправки к декадным и месячным суммам осадков случайная погрешность ее определения в большинстве случаев остается меньше, чем сама величина поправки. Для месячных сумм твердых осадков погрешность определения поправки (σ_K) в среднем равна $\pm (15-30) \%$ от величины самой поправки, что в разных условиях может составлять от 5 до 50% от измеренной суммы осадков.

Точность определения ветровой поправки к суммам осадков за более короткие периоды (сутки или отдельные сроки измерения) в большинстве случаев неудовлетворительна.

3. Для упрощения и уменьшения трудоемкости расчетов ветровой поправки исследовалась возможность применения средней месячной скорости ветра (\bar{u}) вместо ее конкретного значения во время осадков (u_{00}). Поскольку известно, что такая замена может

привести к систематическому преуменьшению величин поправок, предлагается использовать способ расчета скорости ветра во время осадков по ее среднему месячному значению и по числу дней с осадками в месяце. Применение этого способа позволяет избавиться от систематического преуменьшения величины поправки, но несколько ухудшает точность ее расчета (она уменьшается на 5—8% от измеренной суммы осадков).

4. На гидрометеорологических постах, где не измеряются скорость ветра и температура воздуха, расчет ветровой поправки к твердым осадкам можно производить по средним многолетним значениям этих параметров, измеренных на ближайшей к посту станции-аналоге. Однако случайная ошибка определения ветровой поправки в этом случае возрастает в 1,5—3 раза и при средних скоростях ветра 3—4 м/сек. составляет 20—50% от измеренной суммы осадков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданова Э. Г. О возможности учета ветровой погрешности в текущих наблюдениях над жидкими осадками. (См. настоящий сборник.)

2. Богданова Э. Г. Исследование ветровой погрешности измерения осадков. Тр. ГГО, вып. 195, 1966.

3. Струзер Л. Р., Нечаев И. Н., Богданова Э. Г. Систематические погрешности измерения атмосферных осадков. Метеорология и гидрология, № 10, 1965.

4. Струзер Л. Р. и др. Методика корректировки многолетних норм осадков. Метеорология и гидрология, № 11, 1965.

5. Богданова Э. Г. Учет ветровой погрешности измерения осадков при вычислении их средних многолетних значений. Тр. ГГО, вып. 215, 1968.

6. Богданова Э. Г. Способ расчета средних значений скорости ветра во время осадков. Тр. ГГО, вып. 244, 1969.

О СПОСОБАХ УЧЕТА ОШИБОК ОСАДКОМЕРОВ, ВЫЗВАННЫХ ПОПАДАНИЕМ В НИХ «ЛОЖНЫХ» ОСАДКОВ ВО ВРЕМЯ МЕТЕЛЕЙ

В осадкомер попадают те ледяные частицы, которые проносятся ветром на уровне его приемного отверстия. При низовой метели все они представляют собой обломки частиц, поднятых ветром с поверхности снежного покрова. Будем называть их метелевыми частицами. Во время общей метели в потоке наряду с метелевыми частицами находятся снежинки, выпадающие из облаков, т. е. элементы собственно снегопада. Будем последние называть частицами снегопада. Общая концентрация снеговетрового потока c складывается из концентрации метелевых частиц c_m (дефляционная часть концентрации) и концентрации частиц снегопада c_c :

$$c = c_m + c_c. \quad (1)$$

При отсутствии дефляционной части интенсивность осадков I_c , выпадающих на землю, определяется простым соотношением

$$I_c = c_c v_{pc}, \quad (2)$$

где v_{pc} — скорость установившегося или равновесного падения (гидравлическая крупность) элементов снегопада. При этом интенсивность осадков, улавливаемых осадкомером, будет несколько меньше из-за действия ветрового эффекта, т. е.

$$I_c = \frac{c_c v_{pc}}{K_c}. \quad (3)$$

Здесь $K_c \geq 1$ — ветровой коэффициент для твердых осадков, на который нужно умножить измеренные осадкомером осадки, чтобы устранить ошибку, вызванную влиянием ветра [2, 18].

При наличии в потоке дефляционной части концентрации интенсивность осадков, выпадающих на землю, останется той же, так как

при установившейся метели поток метелевых частиц, направленный вниз, уравнивается таким же потоком частиц, поднимаемых ветром с поверхности снежного покрова. В осадкомер же будут падать метелевые частицы и частицы снегопада. На улавливание как тех, так и других будет влиять ветровой эффект, но по-разному, так как скорость равновесного падения у них разная. Общая интенсивность улавливания I' будет равна сумме I'_c и интенсивности улавливания дефляционной части потока I'_M , которая аналогично выражению (3) определится соотношением

$$I'_M = \frac{c_M v_{PM}}{K_M}. \quad (4)$$

Здесь v_{PM} — скорость равновесного падения метелевых частиц, $K_M \geq 1$ — ветровой коэффициент для дефляционной части концентрации. Таким образом, чтобы определить ложные осадки I'_M , нужно знать концентрацию метелевых частиц c_M на уровне приемного отверстия осадкомера, скорость равновесного падения метелевых частиц v_{PM} и зависящее от нее, а также от скорости ветра значение ветрового коэффициента K_M .

Рассмотрим возможные способы определения этих величин.

Непосредственных измерений концентрации c_M нет. В опубликованных экспериментальных работах, которые нам удалось найти, приводятся данные метелемерных измерений, т. е. величины твердого расхода q г/см² · сек. снеговетрового потока [6, 21] на некоторых уровнях, или выводы из исследований в виде зависимости интегрального снегопереноса Q г/см · сек. от скорости ветра. Связь c_M с q очевидна и выражается соотношением

$$c_M = \frac{q_z}{u_z}, \quad (5)$$

где u_z — скорость ветра на уровне z , q_z — твердый расход метелевой части снеговетрового потока на том же уровне z . Опытные данные о распределении q по высоте неточны и разноречивы. В полевых условиях эти данные получают с помощью метелемеров той или иной конструкции. Между тем не существует пока метелемеров, которые работают хотя бы удовлетворительно. Большинство опубликованных данных получено в СССР с помощью метелемеров В, О, аэродинамически несовершенных [1]. Часть снега из потока в них не попадает (огибает прибор), часть выносится через выходное отверстие, экспозиция его мала. В инженерных расчетах принято их показания удваивать [21]. Помимо ненадежности полученных экспериментальных данных, их просто мало. Попытка найти вертикальный профиль c_M или q из теоретических соображений принадлежит Дюнину [6], эмпирические же формулы предлагались многими авторами. Они различны и отражают различие условий, в которых производились опыты каждым из авторов, но все в общем

близки (см., например, [21]) к гиперболическому закону изменения q с высотой

$$q = \frac{a}{z}. \quad (6)$$

Здесь коэффициент a есть функция скорости ветра u_z на каком-то одном из уровней z , например, скорости ветра u_2 на высоте приемного отверстия осадкомера (2 м). Необходимо подчеркнуть, что соотношение (6) является эмпирическим приближением к более сложному природному соотношению. Гиперболическая зависимость близка к истинной лишь для насыщенного метелевого потока. В ненасыщенной метели q убывает с высотой быстрее. При общих метелях дефляционная часть горизонтального снеговетрового потока также убывает с высотой, по-видимому, быстрее, чем это следует из выражения (6).

Наибольшее внимание в исследованиях по снегопереносу уделялось определению интегрального снегопереноса Q . Поэтому целесообразно выразить интересующую нас концентрацию c_M не через q , а через Q . Это позволит использовать для анализа больший экспериментальный материал. Из самого определения Q следует соотношение

$$Q = \int_{\alpha}^{\beta} q dz. \quad Q = \int_0^z q dz \quad (7)$$

Здесь α и β — соответственно нижняя и верхняя границы слоя воздуха, в пределах которого осуществляется снегоперенос. Подставляя выражение (6) в (7) и интегрируя, получаем

$$Q = a(u_z) \ln \frac{\beta}{\alpha}, \quad (8)$$

откуда

$$a(u_z) = \frac{Q}{\ln \frac{\beta}{\alpha}}. \quad (9)$$

Подставляя (9) в (6), а результат в (5), найдем

$$c_M = \frac{Q}{zu_z \ln \frac{\beta}{\alpha}}. \quad (10)$$

Здесь u_z — скорость ветра на уровне z , для которого рассчитывается c_M . Значение величины $\ln \frac{\beta}{\alpha}$ в формуле (10) установить трудно, пока не будут проведены специальные исследования.

Поступим следующим образом. Считаем вслед за Дюниным [6, стр. 73], что максимум концентрации c_M и интенсивности снегопереноса приходится на высоту $\alpha = 1,5\delta - 2,5\delta$, где δ — размер выступов шероховатости снежного покрова. Принимая $\delta \approx 0,0005$ м,

получим $\alpha \sim 2\delta = 0,001$ м. Для нахождения β учтем, что по визуальным оценкам метель обычно распространяется выше 1 м, но ниже 10 м. Значения $\frac{\beta}{\alpha}$, следовательно, находятся между $\frac{1}{0,001}$ и $\frac{10}{0,001}$, т. е. $6,8 < \ln \frac{\beta}{\alpha} < 9,3$. Приближенно считаем, что $\ln \frac{\beta}{\alpha} \approx 8,3$. В этом случае при неизменном α , равном 0,001, $\beta \approx 4$ м. Неточность этой оценки может обусловить ошибку формулы (10), не превышающую 15%.

Ветровой коэффициент для твердых осадков K_T представлен в работах [2, 18] как функция скорости ветра u_2 на уровне приемного отверстия осадкомера и температуры воздуха t , но не скорости падения частиц снегопада v_p . Однако известно [6, 24, 11], что при низких температурах, когда снегопады состоят преимущественно из частичек столбчатой структуры, метелевые частицы такие же. Столбики не разрушаются. Следовательно, скорость равновесного падения v_{pm} , а значит, и величина ветрового коэффициента в этих условиях одинакова у частиц снегопада и метелевых частиц. Из тех же источников следует, что v_{pm} метелевых частиц практически не зависит от их размера и происхождения и остается почти одинаковой при любой температуре. Лишь при температурах выше -5° она несколько увеличивается. Согласно экспериментальным данным работы [6], можно принять $v_{pm} \approx 0,3$ м/сек.

Именно такая скорость падения характерна и для частиц столбчатой структуры, из которых состоят снегопады при $t < -20^\circ$. Следовательно, для метелевых частиц при всех температурах можно считать, что $K_M = K_T | t < -20,5^\circ$, т. е. можно принять зависимость ветрового коэффициента K_M от скорости ветра, полученную в работе [2] для температур воздуха ниже $-20,5^\circ$. Эта зависимость определена из эмпирических данных до скорости ветра 7 м/сек. Она нелинейна и аппроксимируется в указанных пределах многочленом третьей степени

$$K_M = 1 + b_1 u + b_2 u^2 + b_3 u^3. \quad (11)$$

Если в качестве скорости ветра берутся ее значения на высоте приемного отверстия осадкомера, то $b_1 = 0,19$ сек/м; $b_2 = 1,30 \cdot 10^{-2}$ сек²/м²; $b_3 = 5,55 \cdot 10^{-4}$ сек³/м³. Для значений u_2 , превышающих 7 м/сек., используется экстраполяция по формуле (11). Подчеркнем, что надежность такой экстраполяции пока не доказана.

Подставляя в формулу (4) значение концентрации дефляционной части метели c_m из формулы (10), в которой значение $\ln \frac{\beta}{\alpha} \approx 8$, а также $v_{pm} \approx 0,3$ м/сек. и $z = 2$ м, получим

$$I'_M = \gamma \frac{Q}{u_2 K_M}. \quad (12)$$

Если Q выражается в г/м·сек., а u_2 — в м/сек., то размерный коэффициент $\gamma = 0,0187$ 1/сек., когда I'_M рассчитывается

в $\text{г}/\text{м}^2 \cdot \text{сек.}$, или $\gamma = 0,0675 \text{ мм Н}_2\text{О} \cdot \text{м}^2/\text{час} \cdot \text{г}$, когда I'_M вычисляется в $\text{мм Н}_2\text{О}/\text{час}$.

На станциях скорость ветра обычно измеряется только на некоторой высоте z_ϕ , где установлен флюгер. Поэтому для расчета интенсивности ложных осадков I'_M по формуле (12) нужно установить способ вычисления скорости ветра u_z на высоте приемного отверстия осадкомера по скорости ветра u_ϕ на высоте флюгера z_ϕ .

Зимой при большой скорости ветра зависимость u_z от z достаточно близка к логарифмической, если поток не содержит твердых взвешенных частиц. Во время же метели нижние приземные слои несут большую нагрузку. Концентрация метелевых частиц c_m при установившейся низовой метели может достигать $1000 \text{ г}/\text{м}^3$ [6]. В результате профиль ветра в нижних слоях искажается. Дюнин [6] рекомендует в пределах нижних 10—40 см пользоваться для расчета u_z формулой

$$u_z = u_\phi \sqrt{k'_L}, \quad (13)$$

а в выше расположенных слоях — обычной формулой логарифмического закона

$$u_z = u_\phi k'_L, \quad (14)$$

где

$$k'_L = \frac{\ln \frac{z}{\delta_0}}{\ln \frac{z_\phi}{\delta_0}}. \quad (15)$$

Здесь δ_0 — эффективная аэродинамическая шероховатость, которая тем больше обычно используемого значения параметра шероховатости z_0 , чем больше нагрузка метели. Однако для расчета u_z на уровне 2 м, как показывают вычисления, вполне достаточная точность обеспечивается и в том случае, если вместо трудно определяемого δ_0 пользоваться в формуле (15) значением z_0 для поверхности снежного покрова. Поэтому ниже все расчеты u_z производятся по формуле (14), где вместо k'_L используется логарифмический коэффициент k_L , определяемый известным соотношением

$$k_L = \frac{\ln \frac{z}{z_0}}{\ln \frac{z_\phi}{z_0}} \quad (16)$$

при $z_0 = 0,005 \text{ м}$.

Остается особо рассмотреть, как можно определить интегральный снегоперенос Q , от которого в формуле (12) зависит I'_M .

Имеется много эмпирических формул, характеризующих связь снегопереноса со скоростью ветра. В зависимости от условий, при

которых проводились эксперименты, послужившие для вывода этих формул, они сильно отличаются друг от друга.

В ряде работ даются формулы для твердого расхода метелевого потока q , а не для интегрального снегопереноса Q . Чтобы получить из них Q , нужно задаться определенным видом вертикального профиля q . Принимая, как и выше, в формуле (6) гиперболическую зависимость q от z , можем написать

$$\frac{q_z}{q_H} = \frac{z_H}{z}. \quad (17)$$

Здесь q_H — твердый расход снеговетрового потока на уровне z_H , для которого дается эмпирическая формула зависимости q от скорости ветра, а q_z — на некотором уровне z . Поскольку $Q = \int_{z_H}^{z_M} q_z dz$, то с учетом (17) найдем

$$Q = q_H z_H \ln \frac{z_M}{z_H}. \quad (18)$$

Принимая, как это обычно делают авторы формул, в которых $q_H = q_H(u)$, что $z_H = 0,05$ м и что $z_M = 4$ м [14], получим

$$Q = 0,222 q_H. \quad (19)$$

В разных эмпирических формулах устанавливается связь q_H или Q со скоростью ветра на разных уровнях. Для унификации формул в целях их сравнения мы выразили Q в функции скорости ветра u_2 на высоте 2 м и привели к одинаковой размерности. Переход от скорости ветра на некотором уровне z , принятом автором формулы, к скорости на высоте $z = 2$ м производился при этом по логарифмическому закону с использованием значения параметра шероховатости $z_0 = 0,005$ м в формуле (16).

Таблица 1

Эмпирические зависимости интегрального снегопереноса Q г/м·сек.
от скорости ветра u_2 м/сек. на высоте 2 м

№ п/п	Формула	Автор	Год	Район экспериментов
I	$Q = -5,8 + 0,24u_2 + 0,096 u_2^2$	Хргиан [20]	1939	ст. Воденяпино Моск.-Казанской ж. д.
II	$Q = 0,0436 u_2^3$	Мельник [13]	1952	Центр ЕТС
III	$Q = 0,0231 \left(1 - \frac{4,52}{u_2}\right) u_2^3$	Дюнин [5]	1952	Западная Сибирь
IV	$Q = 0,0069 u_2^{35} - 0,68$	Комаров [7]	1954	
V	$Q = 0,127 (u_2 - 3,4)^3$	Дюнин [5]	1956	Западная Сибирь

Неполный перечень получившихся эмпирических формул приведен в табл. 1. По ним построены кривые на рис. 1. Как видим, и аналитический вид формул, и ход соответствующих кривых очень разнообразен. Следовательно, ни одна из формул не может считаться универсальной. В каждой из них не учитываются какие-то дополнительные действующие факторы, помимо скорости ветра. В. М. Котляков [8] попытался включить в расчетные зависимости

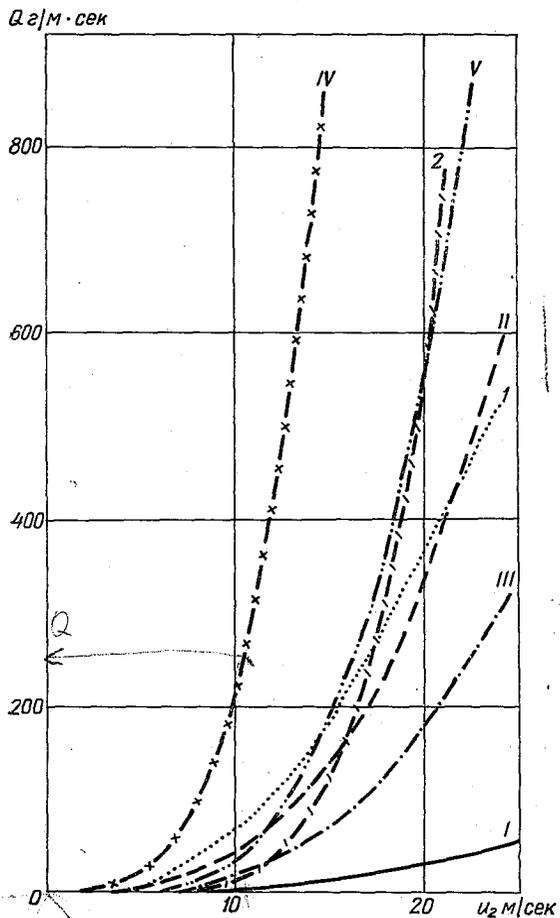


Рис. 1. Интенсивность интегрального снегопереноса Q г/м·сек. при разных скоростях ветра u_2 м/сек. на высоте 2 м (по формулам табл. 1 и 2).

I — по формуле Хргиана; II — по формуле Мельника;
 III — по формуле Дюнина; IV — по формуле Комарова;
 V — по формуле Дюнина; 1 — по формуле Котлякова
 с параметрами из первой строки табл. 2; 2 — то же с параметрами из четвертой строки табл. 2.

дополнительные факторы — характер метели и степень уплотнения поверхностных слоев снежного покрова. Он предложил для твердого расхода q_n вблизи поверхности снежного покрова формулу, из которой указанным выше способом получается зависимость Q г/м·сек. от u_2 следующего вида:

$$Q = s(u_2^n - u_{2,n}^n). \quad (20)$$

Здесь $u_{2,n}$ — «начальная» скорость ветра на высоте 2 м, т. е. та скорость ветра на этой высоте, при которой начинается снегоперенос. Коэффициент s , начальная скорость ветра $u_{2,n}$ и показатель степени n разные для метелей разного характера и разной степени

Таблица 2

Параметры формулы Котлякова (25)

Вид метели	Состояние поверхности снежного покрова:	s	$u_{2,n}$ м/сек.	n
1. Сочетание верховой и дефляционной метели		0,49	4,2	2,2
2. Дефляционная метель	a) Рыхлый свежавыпавший снег ($\sigma_B < 1$)	0,238	4,2	2,8
	b) Снег лежалый ($1 < \sigma_B < 5$)	$0,457 \cdot 10^{-2}$	6	4
	b) Поверхность снежного покрова уплотнена ветровым настом ($\sigma_B > 5$)	$1,32 \cdot 10^{-4}$	8,5	5,1

уплотнения снежной поверхности, которая количественно характеризуется временным сопротивлением вдаливанию штампа σ_B кг/см². Значения этих параметров указаны в табл. 2 (в расчете s и u_2 принималось, что высота флюгера равна 6 м, как это имело место в Мирном (Антарктида), по материалам наблюдений в котором была получена формула Котлякова).

Пробные расчеты по разным формулам, в том числе по формулам Мельника, Котлякова, показали, что лучшие результаты получаются с помощью формул Котлякова. По-видимому, они могут быть положены в основу единого метода расчета I'_M , применимого на всей территории СССР.

Известно, что повторяемость общих метелей больше, чем низовых. Для общих метелей характерна меньшая взвешивающая способность дефляционной ее части и малая начальная скорость метелеобразующего ветра. Этим условиям соответствует формула (20) при значениях параметров из первой строки табл. 2.

Большая часть низовых или дефляционных метелей происходит при наличии на поверхности снежного покрова ветрового наста.

Поэтому для расчетов при таких метелях мы остановились на той же формуле (20) при значениях параметров из последней строки табл. 2.

По формуле (12), куда подставлялись значения Q из выражения (20) с параметрами из первой или последней строк табл. 2 и значения K_M по формуле (11), были вычислены значения интенсивности ложных осадков I'_M при разной скорости ветра u_2 . Полученные кривые показаны на рис. 2 (кривые 1 и 2). Из хода этих

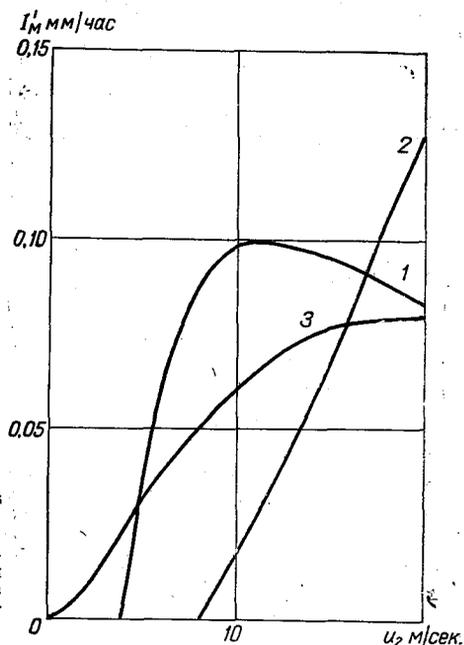


Рис. 2. Интенсивность ложных осадков I'_M мм/час, попадающих в осадкомер во время метелей.

1 — при общих метелях (параметры формулы из первой строки табл. 2); 2 — при низовых метелях (параметры формулы из четвертой строки табл. 2); 3 — без подразделения по видам метелей (расчет по формуле Мельника).

кривых следует, что надувание ложных осадков при общей метели гораздо интенсивнее, чем при низовой. Для сравнения на том же рисунке помещена кривая, рассчитанная с учетом Q , вычисленном по формуле Мельника (формула II из табл. 1).

Используя имеющиеся в «Справочнике по климату СССР» [16] данные о вероятности (ν) скоростей ветра во время метелей и о продолжительности общих (τ_1) и низовых (τ_2) метелей, легко вычислить месячные и сезонную суммы ложных осадков

$$F = \tau_1 \sum_i \nu_i I'_{M,1}(u_2, i) + \tau_2 \sum_i \nu_i I'_{M,2}(u_2, i). \quad (21)$$

Здесь первое слагаемое правой части — ложные осадки, надуваемые во время общих метелей, а второе — осадки, надуваемые при низовых метелях.

По формуле (21) можно определить средние многолетние месячные или сезонные суммы ложных осадков. Как всегда в подобных случаях, предлагаемым способом расчета можно пользоваться с уверенностью лишь после сравнения его с каким-то, пусть ограниченным, эмпирическим материалом. Однако прямых измерений ложных осадков нет. Зато имеется другой независимый, также эмпирический расчетный способ. Если величины F , рассчитанные двумя независимыми способами, окажутся близкими, появится уверенность в правильности их обоих.

В работе Швер [22] для коэффициента V , приводящего показания дождемера с защитой Нифера к данным осадкомера Третьякова, установлена зависимость его от скорости ветра u_{ϕ} на высоте флюгера и от степени защищенности станции. Этот коэффициент представляет собой отношение

$$V = \frac{x'_o}{x'_d}, \quad (22)$$

где x'_o и x'_d — суммы осадков, измеренные осадкомером и дождемером соответственно. Зависимость V от скорости ветра u_{ϕ} и степени защищенности станции определялась эмпирически по материалам одновременных измерений осадков обоими приборами на большом числе станций. Оказалось, что в разных физико-географических условиях зависимость разная. Территория СССР районирована, и в пределах каждого выделенного района принимается один и тот же вид зависимости, полученный по данным многих пунктов сравнений в пределах того же района. Метод, таким образом, регионален.

То же самое соотношение между показаниями дождемера и осадкомера можно получить и иным путем. Как уже упоминалось, в работе [2] получены эмпирические кривые ветровых коэффициентов для дождемера ($K_{т, д}$) и для осадкомера ($K_{т, о}$). Коэффициенты эти представляют собой отношения:

$$\left. \begin{aligned} K_{т, д} &= \frac{x}{x'_d} \\ K_{т, о} &= \frac{x}{x'_{о, сн}} \end{aligned} \right\} \quad (23)$$

Здесь x — истинные, или эталонные, величины твердых осадков, $x'_{о, сн}$ — количество осадков, измеренное осадкомером и не содержащее ложной части. Коэффициенты $K_{т, д}$ и $K_{т, о}$ оказались зависящими от скорости ветра u_2 на высоте приемного отверстия прибора и от температуры воздуха t . Степень защищенности станции учитывается способом вычисления u_2 по u_{ϕ} (см. работу [19]). Зависимости эти не региональны. Они применимы в любом пункте, где осадки измеряются дождемером или осадкомером.

Отношение $K_{т, д}$ и $K_{т, о}$, как легко убедиться из формул (23), представляет собой отношение $\frac{x'_{о, сн}}{x'_{д}}$, т. е. тоже коэффициент перехода от показаний дождемера к показаниям осадкомера. Обозначим этот коэффициент, полученный из эмпирических соотношений работы [2], буквой U :

$$U = \frac{x'_{о, сн}}{x'_{д}} = \frac{K_{т, д}}{K_{т, о}}. \quad (24)$$

Поскольку $K_{т, д}$ и $K_{т, о}$ зависят от одних и тех же параметров — u_2 и t — то коэффициент U будет функцией этих же параметров и только их. Иначе говоря, значения U , в отличие от V , не региональны, а общеприменимы.

На рис. 3 сопоставлена кривая U с кривыми V , полученными Швер, для открытых станций (III тип) нескольких районов. Все кривые V проходят выше кривой U , но в разных районах по-разному. В работе [3] показано, что в материалах, по которым построены кривые $K_{т, о}$, влияние ложных осадков практически отсутствует (ход кривой $K_{т, о}$, построенной по данным за сроки без метелей, такой же, что и ход кривой, построенной по данным за все сроки). То же

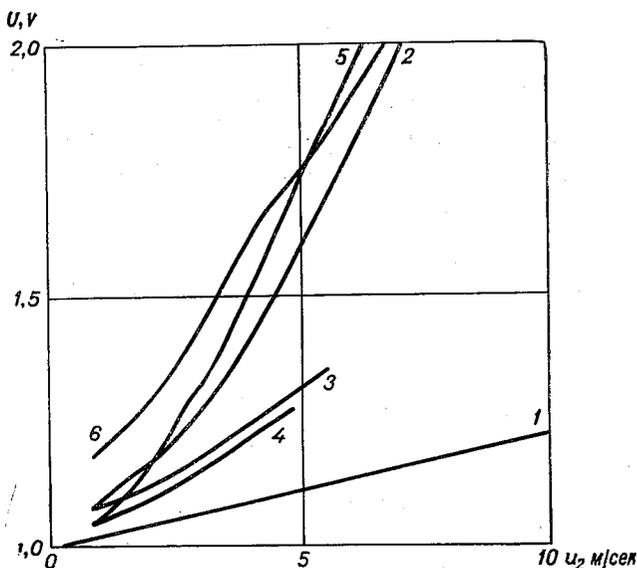


Рис. 3. Пересчетные коэффициенты U и V для приведения показаний дождемера к показаниям осадкомера на открытых станциях.

1 — пересчетный коэффициент U ; 2 — пересчетный коэффициент V для района I (по районированию Ц. А. Швер); 3 — то же для района IV; 4 — то же для района V; 5 — то же для района VI; 6 — то же для района X.

относится и к кривым $K_{т.д.}$. В формулах (23) величина $x'_{о,сн}$ представляет собой уловленное количество собственно осадков. Она не содержит ложной части. Следовательно, и кривая U не искажена влиянием ложных осадков. На кривых V влияние ложных осадков сказывается, и степень его различна в разных районах; она зависит от того, каковы в среднем по району условия развития метелей, их повторяемость, интенсивность и продолжительность.

В самом деле, в некотором конкретном районе на открытых станциях, где проводились сравнения дождемеров с осадкомерами, в осадкомеры попадали и собственно осадки, и ложные осадки, которые мы обозначим буквой M . [чтобы отличить их от получаемых по формуле (21)]

$$x'_o = x'_{о,сн} + M. \quad (25)$$

В дождемерах же ложных осадков практически не было, так как при большой скорости ветра, когда только и возможна сильная метель, из дождемера почти весь попадающий в него снег выдувается. В зависимости от величины M кривые V на рис. 3 по-разному отличаются друг от друга и от кривой U , для которой $M=0$.

Подставляя (25) в (22) и учитывая (24), легко убедиться, что

$$M = x'_d(V - U), \quad (26)$$

или

$$M = x'_o \left(1 - \frac{U}{V}\right). \quad (27)$$

Следовательно, по разности между V и U или по их отношению можно вычислить количество ложных осадков M , попавших в осадкомер.

Расчеты месячных величин M по формулам (26) или (27) произведены нами по средним месячным значениям скорости ветра. Поскольку в «Справочнике по климату СССР» [16] имеются данные о повторяемости метелевых ветров только сразу за весь зимний сезон, расчеты по формуле (21) произведены следующим образом. Рассчитаны средние сезонные значения интенсивности надувания ложных осадков $\bar{I}'_{м,1}$ во время общих метелей и $\bar{I}'_{м,2}$ во время низовых метелей. Умножая эти величины на месячные продолжительности метелей, получаем месячные значения F .

Строго говоря, сравнение F с M следует делать по данным не одной станции, а многих или всех станций того района, к которым относятся кривые V . Эти кривые получены так [22], что характеризуют некоторые средние для всего района соотношения. Естественно, что по этой причине величины F и M отдельных станций могут быть значительно различными. Это подтверждается произведенным расчетом, для которого выбирались только открытые станции, относящиеся к III типу защищенности по классификации Швер [22] или имеющие коэффициент искажения логарифмического

профиля ветра $m \sim 0,9-1,0$ (см. работу [19]). При вычислении M по формуле (27) использовались значения месячных осадкомерных неисправленных норм осадков x'_0 , взятые из «Справочника по климату СССР» [17].

В табл. 3 даны месячные значения F и M для 26 станций. Указаны номера районов по классификации Швер, к которым эти станции относятся. По каждому району отдельно вычислены средние месячные величины F и M , а по каждой станции — сезонные значения этих величин.

Данные таблиц нанесены на корреляционный график (рис. 4), где для разных районов применены разные значки. В таблице и на рисунке представлены, естественно, не все районы, так как выбор станций ограничивался рядом обстоятельств. Нет станций тех управлений гидрометслужбы, которые еще не опубликовали части IV или V Справочника. Нельзя было использовать станции, по которым в Справочнике нет данных о повторяемости метелевых ветров и продолжительности метелей. Не попали или представлены небольшим числом станций такие районы, где очень мало или вовсе нет открытых станций III типа. Расчет количества ложных осадков для всей гидрометеорологической сети — дело будущего. Настоящая первая работа по данному вопросу посвящена лишь основам методики такого расчета. Произведенных вычислений для этого достаточно.

Из рассмотрения рис. 4 вытекает прежде всего заключение, что расчеты по обоим независимым друг от друга методам дали приемлемую сходимость как месячных сумм ложных осадков, средних по району (рис. 4 а), так и сезонных сумм этих осадков отдельных станций (рис. 4 б).

В среднем по всему полю точек линия связи близка к биссектрисе координатного угла. Для средних по району месячных величин коэффициент корреляции $r=0,88$, среднее квадратическое отклонение $\sigma=1,3$ мм, $C_v=26\%$ от средней суммы ложных осадков. Те же характеристики для сезонных сумм отдельных станций равны соответственно $r=0,94$, $\sigma=5,7$ мм, $C_v=22\%$. Если нанести на график не средние по району, а месячные суммы отдельных станций, то характер графика сохранится, но разброс точек увеличится. Для такого графика $r=0,87$, $\sigma=1,6$ мм, $C_v=36\%$. Расхождение F и M отдельных районов носят систематический характер. Так, точки района VI лежат всегда левее и выше биссектрисы ($F < M$), а района X — преимущественно ниже ее ($F > M$). Нагляднее всего это обнаруживается из сравнения средних по району сезонных сумм (табл. 4). Источником расхождений могут быть как ошибки расчета F , так и недостаточная точность величин M . По-видимому, играет роль и то обстоятельство, что число станций, по данным которых получены средние районные величины F и M , мало — меньше использованного Ц. А. Швер для расчета средних по району кри-вых V. Отклонения в табл. 4 особенно велики там, где число станций очень мало.

Месячные и сезонные суммы осадков *F* и *M* мм для открытых станций

Номер района по классифи- кации Швер	Станция	X		XI		XII		I		II		III		IV		Сезон	
		F	M	F	M	F	M	F	M	F	M	F	M	F	M	F	M
IV	Каменная Стень			1,9	2	3,0	4	4	5,6	4	6,3	3	3,8	3	21	16	
V	Верхний Баскунчак			0,3	1	0,5	2	2	1,6	3	1,6	2	0,9	1	5	9	
	Гигант			0,1	0	0,4	2	2	1,7	3	1,7	3	0,8	2	5	10	
	Яшкуль			0,3	1	0,7	1	1	1,8	2	1,6	1	1,3	1	6	6	
	Урюпинск			1,0	1	1,7	4	4	3,4	2	4,2	3	1,8	2	12	12	
	Тихорецк			0,1	0	1,2	(4)	2	2,6	2	2,4	2	0,8	1	7	9	
	Башагта			0,1	2	1,1	2	2	3,4	4	3,7	3	1,2	1	10	12	
	Эльтон			0,4	1	0,7	2	2	2,1	3	1,5	2	0,8	1	6	9	
VI	Среднее			0,3	0,9	0,9	2,4	2,4	2,4	2,7	2,4	2,3	1,1	1,3	8,7	9,6	
	Анненково			1,9	3	4,1	9	9	5,4	7	4,3	7	4,4	8	20	34	
	Безводовка			1,2	2	2,7	6	6	4,1	5	3,7	3	3,3	4	15	20	
	Клявлино			3,3	6	5,9	11	11	7,2	9	5,8	8	5,8	10	28	44	
	Пономаревский зерносовхоз			2,8	4	8,3	8	8	9,9	9	7,8	6	7,1	9	36	36	
Среднее			2,3	3,8	4,8	7,6	7,6	6,6	7,5	5,4	6,0	5,2	7,8	24,8	33,5		

X	Красноармейский Прииск	3,6	5	7,5	5	5,8	4	7,6	10	4,3	3	3,2	2	2,6	2	35	31
	Илирней I			1,8	3	2,4	2	3,0	3	1,8	2	2,4	1	1,8	1	13	12
	Снежное			5,8	10	5,8	8	11,2	9	5,8	6	5,9	5	4,8	4	39	42
	Анадырь, комбинат	4,0	8	8,0	7	9,0	6	10,4	8	8,5	5	8,1	5	6,2	4	54	43
	Кедон	1,2	3	0,8	3	0,8	2	1,2	3	0,4	2	0,8	2	1,6	1	7	16
	Сусуман	0,9	2	2,4	2	3,0	2	3,1	1	2,5	1	2,0	1	1,2	1	15	10
	Хагыннах	3,4	4	4,9	4	4,9	4	6,4	3	4,9	3	4,0	2	3,4	2	32	22
	Среднее	2,6	4,4	4,5	4,9	4,5	4,0	6,1	5,3	4,0	3,1	3,8	2,6	3,1	2,1	28	25
I	Холовариха															54	54
	Канин Нос			7,3	10,1	13,5	14,7	17,8	17,5	17,2	14,2	14,8	11,4			71	68
	Индига															45	47
	Моржовец, о-в			5,4	8,3	10,3	10,6	13,0	13,2	10,9	8,0	8,9	8,1			48	48
	Инцы					5,0	7,6	7,7	6,2	6,6	4,1	6,3	4,6			26	23
	Мудьюг, о-в					5,0	9,9	7,3	8,1	6,2	5,2	4,5	5,5			23	29
	Троицко-Печорск					2,5	5,0	3,8	4,6	3,6	3,8	3,6	6,2			14	20
	Среднее	6,4	9,2	7,3	9,6	9,9	9,9	9,9	9,9	8,9	7,1	7,6	7,2			40	41

Если станция имеет защищенную от ветра площадку, расчет усложняется.

Степень защищенности станции в работе [22] характеризуется ее типом по специальной классификации, а в работе [19] — значением коэффициента искажения логарифмического профиля скорости ветра (m). В том и другом случае учитываются только те препятствия ветровому потоку, которые расположены в ближайшем окружении станции — на расстоянии до 300 м от площадки. Между тем на снегоперенос и на дефляционную часть концентрации c_m оказывают

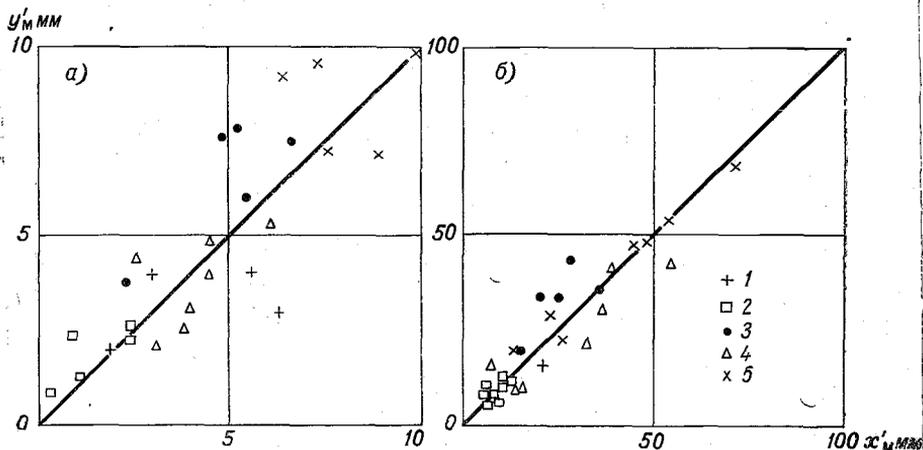


Рис. 4. Связь величин ложных осадков, вычисленных для открытых станций по интенсивности снегопереноса (F) и из сравнения коэффициентов перехода от дождемера к осадкомеру (M).

а — средние по району месячные суммы, б — сезонные суммы отдельных станций; 1 — район IV по классификации Швер, 1 станция; 2 — район V, 7 станций; 3 — район VI, 4 станции; 4 — район X, 7 станций; 5 — район I, 7 станций.

воздействие препятствия, расположенные и значительно дальше. Из теории снегосборного бассейна (см., например, [6, 13]) следует, что для насыщения метелевого потока, т. е. для достижения максимума концентрации метелевых частиц c_m , требуется, чтобы поток прошел некоторое расстояние над снежным покровом. В полевых условиях оно разное — от 400—500 м до 3—7 км. Если среднее расстояние между препятствиями на местности меньше этой длины разгона метели, то метель вообще не достигает насыщения, несмотря на сильный ветер. Такие условия характерны для станций в таежной и лесостепной зонах. Большинство станций этих зон в какой-то мере защищены. Даже на открытых станциях этих зон (в радиусе 300 м нет препятствий) метели не развиваются, или их повторяемость мала, или же концентрация c_m в них ниже насыщенной. Соответственно, количество надуваемого снега меньше, чем получается по формулам для насыщенной метели. Отсутствие в рассмотренном методе:

расчета способа учета степени насыщения метели не приводит к большим ошибкам в таком районе, так как повторяемость и продолжительность метелей, фиксируемые на станциях, малы и большие относительные ошибки расчета все равно не ведут к существенным ошибкам в общих поправках к показаниям осадкомеров. В таких зонах можно не вычислять поправку на ложные осадки, считая, что метели, если они и есть, практически не достигают уровня осадкомера.

Таблица 4

Средние по району сезонные суммы ложных осадков, полученные двумя сравниваемыми способами расчета для открытых станций

Номер района по классификации Швер	Число станций, использованных в осреднении	Сезонные суммы ложных осадков, мм		$\frac{F-M}{M} 100\%$
		F	M	
IV	1	21	16	31
V	7	8,7	9,6	-9
VI	4	25	34	-26
X	7	28	25	12
I	7	40	41	-2

Сложнее и менее точен расчет для защищенных станций, расположенных на преимущественно открытой местности. Наличие метели фиксируется наблюдателем на основании визуальной оценки снегопереноса не только на метеоплощадке, но и за ее пределами. Препятствиями ближайшего окружения эта метель сильно ослабляется, так что на площадке станции надувание ложных осадков уменьшается сильнее, чем этими же препятствиями уменьшается скорость ветра на уровне флюгера.

Рассмотрим подробнее физическую схему трансформации метелевого потока в зоне расположения защищенной станции, за пределами ближайшего окружения (300 м) которой примерно до 3—5 км нет лесов, кустарника или других препятствий метелевому потоку.

Ближайшие к станции препятствия влияют на среднюю скорость ветра [15], на структуру воздушного потока [10, 23], обуславливают подъем воздушных масс над препятствием [4]. Существует обширная литература, в которой изучаются эти явления применительно к задаче оценки эффективности ползащитных лесных полос. Обобщения содержатся в работе [9].

На рис. 5 схематически представлено влияние препятствия на вертикальный профиль средней горизонтальной скорости ветра.

За непродуваемым препятствием (рис. 5 а), на близком расстоянии от него, средние горизонтальные скорости ветра уменьшаются почти до нуля. Затем профиль ветра быстро восстанавливается. На расстоянии от препятствия, примерно в 25—30 раз большем его высоты H , профиль ветра уже мало чем отличается от наблюдаемого до препятствия.

Горизонтальные скорости ветра непосредственно над препятствием при переваливании через него воздушного потока возрастают

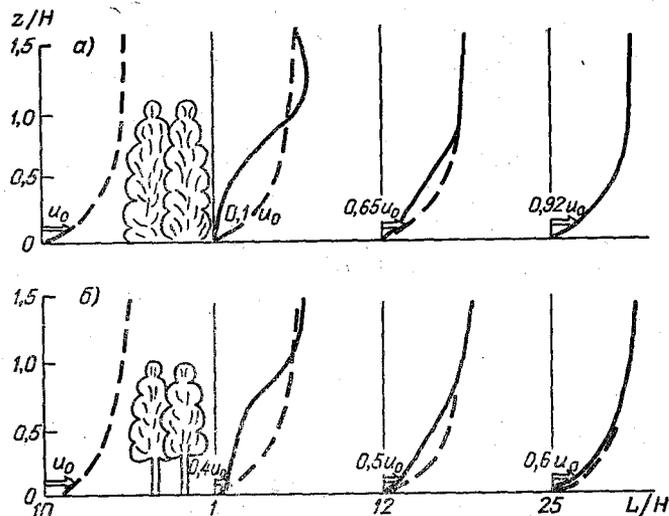


Рис. 5. Влияние сплошных и продуваемых внизу препятствий на среднюю горизонтальную скорость ветра.

а — сплошное (непродуваемое) препятствие; б — продуваемое препятствие (u_0 — скорость ветра до препятствия, H — высота препятствия, L — расстояние до препятствия, z — высота).

на 10—20%, причем это возрастание при равновесной стратификации атмосферы, характерной для условий метели, остается заметным до высоты, в 4—5 раз превосходящей высоту препятствия. С подветренной стороны препятствия профиль ветра резко отличается от логарифмического, так что в прилегающем к поверхности снежного покрова слое воздуха вертикальный градиент скорости ветра намного меньше, чем в набегающем потоке, и с высотой не убывает, а растет. Это обстоятельство особенно важно, так как взвешивающая способность метелевого потока зависит в первую очередь от вертикального градиента скорости ветра в самом нижнем, прилегающем к поверхности снежного покрова, слое воздуха. По мере удаления от препятствия профиль скорости ветра постепенно восстанавливается, приближаясь вновь к логарифмическому при $L/H \sim 25$.

За продуваемым в нижней части препятствием (рис. 5 б) профиль ветра вблизи нее деформируется в меньшей степени, но возрастание скорости ветра с увеличением расстояния от препятствия происходит медленно, и на расстоянии, равном 25-кратной высоте препятствия, профиль ветра еще полностью не восстанавливается. Действие препятствия на ветер простирается в этом случае на расстояние, в 40—50 раз превышающее его высоту. Увеличение скорости ветра над продуваемым препятствием менее заметно и распространяется на меньшую высоту. Вертикальный градиент скорости ветра в слое, прилегающем к поверхности снежного покрова, больше, чем за сплошным препятствием.

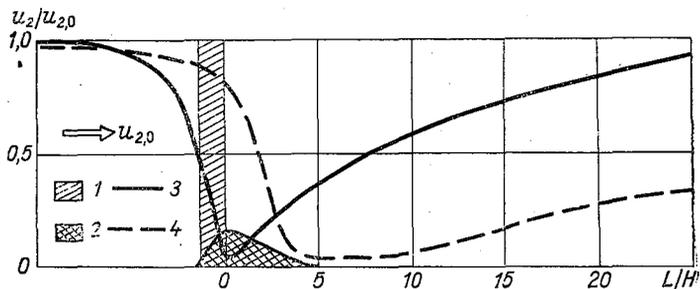


Рис. 6. Изменение средней горизонтальной скорости ветра и дефляционной части концентрации метелевого потока за препятствием.

1 — вертикальный разрез зоны препятствия; 2 — метелевые снегоотложения за препятствием; 3 — кривая отношения скорости ветра u_2 на высоте 2 м к ее значению $u_{2,0}$ в набегающем на препятствие потоке; 4 — кривая отношения дефляционной части концентрации c_M к ее значению $c_{M,0}$ в набегающем на препятствие потоке; H — высота препятствия; L — расстояние до препятствия.

Резкая трансформация профиля ветра непосредственно за препятствием доводит взвешивающую способность метелевого потока в этой зоне почти до нуля. Горизонтальная скорость ветра в ней составляет 10—30% от скорости u_0 в набегающем потоке. Это значит, что при равновесной скорости падения метелевых частиц 0,3 м/сек. почти все они успевают выпасть из потока на расстоянии L , равном примерно пяти высотам H препятствия. На это расстояние распространяется шлейф снегоотложений за препятствием (рис. 6). Продвигающийся дальше поток имеет концентрацию c_M , гораздо меньшую, чем насыщенная. Препятствие является как бы границей, от которой насыщение метели начинается заново; на расстоянии, где скорость ветра уже полностью восстановилась, концентрация еще далека от насыщающей.

Изложенная схема трансформации дефляционной части концентрации в метелевом потоке носит лишь качественный характер. Количественные оценки — дело будущих исследований, однако неко-

торые приближенные приемы расчета надувания ложных осадков, основанные на этой схеме, возможны. Рассмотрим схему на рис. 7. Кривые 2 на нем представляют собой вертикальные профили ветра за препятствием (сплошным на рис. 7 а, продуваемым внизу на рис. 7 б). По этим профилям скорость ветра на высоте 2 м равна u_2 , а на высоте флюгера равна u_{ϕ} . Если бы такая же скорость ветра u_{ϕ} была в открытой местности, то ей соответствовал бы профиль ветра, изображенный кривой 1, и на высоте 2 м скорость ветра была

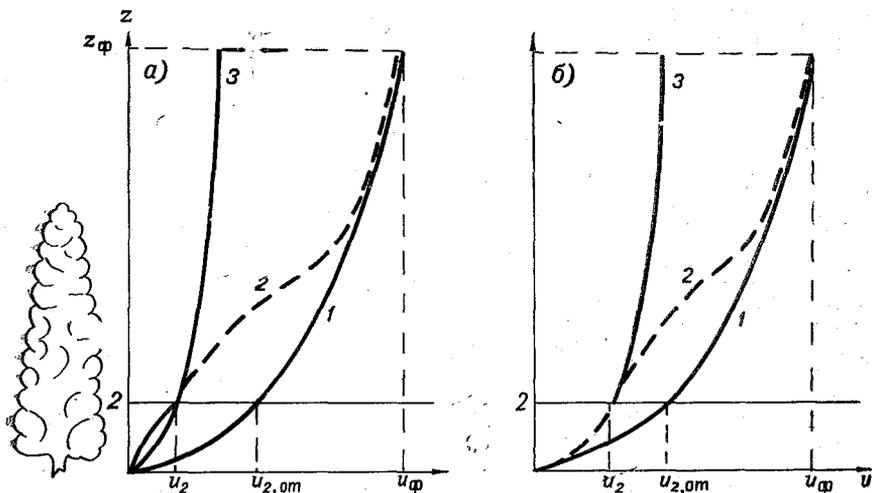


Рис. 7. Схема вертикальных профилей скорости ветра за препятствием. а — сплошное препятствие, б — продуваемое внизу препятствие;

1 — логарифмический профиль, который был бы в открытой местности при скорости ветра на уровне флюгера u_{ϕ} , на высоте 2 м ему соответствовала бы скорость ветра $u_{2,от}$; 2 — профиль в подветренной от препятствия зоне, ему соответствует на уровне 2 м скорость ветра u_2 ; 3 — логарифмический профиль, который был бы в открытой местности при скорости ветра u_2 на высоте 2 м.

бы больше. Она равнялась бы $u_{2,от}$. Из работы [19] следует, что в среднем (не делая различий для продуваемых и непродуваемых препятствий) соотношение между u_2 и $u_{2,от}$ можно записать в виде

$$u_2 = m u_{2,от} \quad (28)$$

где коэффициент искажения логарифмического профиля m определяется по углу α закрытости горизонта в направлении на препятствие.

Можно попытаться рассчитать интенсивность ложных осадков формально так же, как и для открытых станций, но при значении скорости ветра u_2 , которое имеется за препятствием. Это эквивалентно расчету для открытой станции по профилю 3 рис. 7, согласно которому скорость ветра на уровне флюгера меньше, чем по профилю 1 или 2, т. е. меньше, чем по флюгеру защищенной станции.

Для определения u_2 по u_{ϕ} защищенной станции определяется сначала $u_{2, \text{от}}$ по формуле (14) при $k'_d = k_d$, который находится по (16), а затем определяется u_2 по соотношению (28). Если величину u_2 выразить в формулах (20) и (12) через $u_{2, \text{от}}$, то получится выражение

$$I'_M = 0,033m^{1,2} \frac{K_M(u_{2, \text{от}})}{K_M(mu_{2, \text{от}})} \frac{u_{2, \text{от}}^{2,2} - \left(\frac{4,2}{m}\right)^{2,2}}{u_{2, \text{от}} K_M(u_{2, \text{от}})}. \quad (29)$$

Практически удобно вычислять интенсивность ложных осадков на защищенной станции точно так же, как и на открытой, т. е. по формуле (12) с использованием (20) получают величину $I'_{M, \text{от}}$, а затем умножают результат на некоторый коэффициент h , зависящий от m . Этот коэффициент определим как отношение

$$h = \frac{I'_M}{I'_{M, \text{от}}}, \quad (30)$$

которое можно переписать в виде

$$h = m^{1,2} \frac{u_{2, \text{от}}^{2,2} - \left(\frac{4,2}{m}\right)^{2,2}}{u_{2, \text{от}}^{2,2} - 4,2^{2,2}} \frac{K_M(u_{2, \text{от}})}{K_M(mu_{2, \text{от}})}. \quad (31)$$

Семейство кривых, полученных по выражению (31), помещено на рис. 8. Им можно пользоваться в практических расчетах для защищенных станций.

Итак, расчет интенсивности ложных осадков I'_M для защищенной станции следует производить так же, как и для открытой, но результат умножить затем на коэффициент h , зависящий от скорости ветра $u_{2, \text{от}}$ и защищенности станции m .

Такой расчет при сплошных препятствиях может дать только преувеличенные величины надувания (если, разумеется, осадкомер расположен вне зоны метелевых снегоотложений за препятствием), так как в нем используется профиль ветра 3 (рис. 7); при таком профиле градиент скорости ветра вблизи снежного покрова больше, чем при имеющемся на самом деле профиле 2. Кроме того, концентрация c_M в точке расположения осадкомера уменьшена из-за предшествующего ослабления ветра (см. рис. 6), а на пути до осадкомера еще не успела достичь значения насыщающей при u_2 .

Если препятствие продуваемое, то расчет может дать величины, более близкие к природным, так как нижняя часть профиля 3 (см. рис. 7 б) в этом случае почти совпадает с нижней частью профиля 2.

К сожалению, очень трудно по данным Справочников определить продуваемость препятствий. Часто они представляют собой преры-

вистую линию или разнообразно расположенную группу строений или участков растительности. Тогда возможны образования струй (так называемый коридорный эффект), в которых снегоперенос не слабее, а наоборот, интенсивнее, чем в открытом месте. В результате расчет может дать преуменьшение значения ложных осадков. Поэтому судить об эффективности расчетного метода можно лишь на

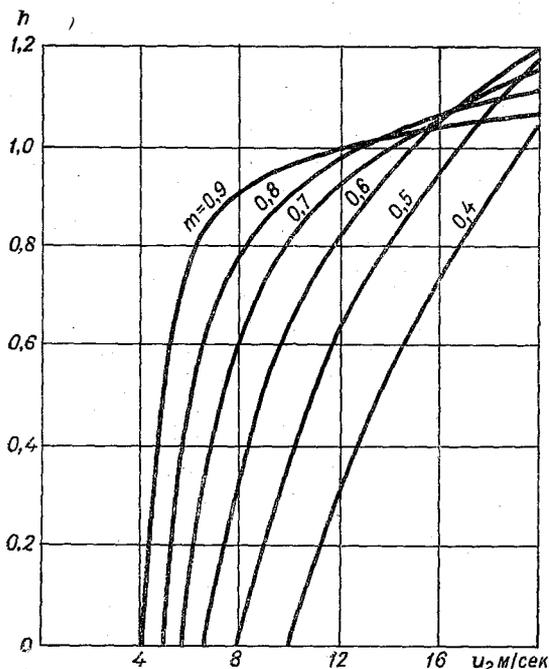


Рис. 8. Семейство кривых коэффициента h для учета защищенности станции при вычислении интенсивности ложных осадков.

u_2 — скорость ветра на высоте 2 м, рассчитываемая как для открытой станции по скорости ветра u_ϕ на уровне флюгера; m — степень защищенности станции (коэффициент искажения логарифмического профиля скорости ветра).

примерах его применения, в которых очень тщательно проанализированы подробные описания окрестностей защищенных станций и отобраны только такие из них, которые хорошо соответствуют рассмотренным идеальным схемам.

Поскольку практически важно найти достаточно простой расчетный способ для массового применения, мы поступили иначе. Расчет I'_m по формулам (29) и (21) произведен для многих станций одного и того же района классификации Швер. Осредненные ре-

зультаты сравниваются с величинами M , полученными по формуле (27), также осредненными по району.

Техника расчетов в значительной мере определяет их точность. В «Справочнике по климату СССР» можно найти тип станции, ее описание, но не значение коэффициента m . Поэтому значение последнего приходится брать по весьма приближенному соотношению между ним и типом станции по классификации Швер из табл. 5, которая использовалась и при составлении «Справочника по климату СССР». Необходимо учитывать, что в типизации Швер и при характеристике защищенности коэффициентом m используются совершенно разные критерии типизации. Поэтому не удивительно, что соотношения табл. 5 лишь весьма приближенные.

Таблица 5

Приближенные значения коэффициента искажения логарифмического профиля ветра m для станций разных типов

Тип защищенности по классификации Швер . . .	Ш, IV	II	Iб	Ia
Коэффициент m	1,0	0,8	0,66	0,5

Значения m для станции некоторого типа могут варьировать в широких пределах, фактически до границ соседних градаций табл. 5. Поэтому, сопоставляя результаты расчетов, следует для станции некоторого типа рассчитать коэффициент h при трех значениях m : в соответствии с типом станции по табл. 5 и при значениях, меньшем и большем, соответствующим соседним градациям таблицы. Если различие между F и M , рассчитанными обоими способами при средней величине m , не выходит за пределы различий в результатах расчета при меньшем и большем m , то величины F и M можно считать не противоречащими друг другу в пределах точности расчета.

В табл. 6 дана сводка получившихся месячных норм ложных осадков. Результаты по 13 станциям четырех районов распределились следующим образом. Величины M близки к значениям F , вычисленным по средним m , у трех станций, к вычисленным по m_{\max} — у восьми станций и к вычисленным по m_{\min} — у двух станций. Как правило, расчет F предложенным методом с использованием значений m из табл. 5 дает, следовательно, несколько преуменьшенные величины ложных осадков. В среднем преуменьшение составляет 19% от M . По-видимому, на большинстве станций, по данным которых были определены региональные зависимости V от u_2 , имеются разрывы в фронте защищающих объектов или другие нарушения рассмотренной идеальной схемы. Чтобы решить вопрос о целесообразности введения эмпирического коэффициента в формулу (31), учитывающего это обстоятельство, нужно проделать дополнительное исследование на большем материале.

Сезонные суммы ложных осадков F и M мм для станций разных типов защищенности (по Швер)

Номер района	Станция №	Тип защищенности	m	m_{\max}	m_{\min}	Значения F , рассчитанные при			M
						m	m_{\max}	m_{\min}	
IV	Богородицкое-Фенино	IIa	0,8	1,0	0,66	9	12	7	7
	Курск	IIa	0,8	1,0	0,66	7	11	5	10
	Мичуринск	Iб	0,66	0,8	0,5	6	9	4	5
VI	Карабулак	IIa	0,8	1,0	0,66	10	15	—	18
	Оренбург	IIa	0,8	1,0	0,66	12	15	—	14
	Ершов	IIa	0,8	1,0	0,66	14	18	—	16
	Куйбышев, обсерватория	Iб	0,66	0,8	0,5	8	14	—	16
	Октябрьский Городок	IIa	0,8	1,0	0,66	11	15	—	15
	Александров Гай	IIa	0,8	1,0	0,66	9	12	7	12
X	Омолон	IIб	0,8	1,0	0,66	6	8	4	9
	Нагаева, бухта	IIa	0,8	1,0	0,66	25	29	20	21
	Марково	IIa	0,8	1,0	0,66	9	15	7	16
I	Хоседа-Хард	IIб	0,8	1,0	0,66	21	26	14	22

Таким образом, все изложенное в данной статье позволяет сделать следующие выводы.

1. Интенсивность ложных осадков можно рассчитать, если известны ветровой коэффициент для метелевых частиц, их средняя скорость равновесного падения и концентрация в метелевом потоке на уровне приемного отверстия осадкомера.

2. Ветровой коэффициент для метелевых частиц при всех температурах, когда бывает метель, можно принимать равным ветровому коэффициенту для снегопадов при температуре ниже -20° .

3. Среднюю скорость равновесного падения метелевых частиц можно при всех температурах считать равной 0,3 м/сек.

4. Концентрацию метелевых частиц на уровне приемного отверстия осадкомера можно рассчитать по одной из эмпирических формул зависимости интегрального снегопереноса от скорости ветра на высоте 2 м. При этом допустимы следующие упрощения:

а) вертикальный профиль ветра в метелевом потоке такой же, как и в чистом потоке, не содержащем твердых взвешенных частиц;

б) твердый расход метели изменяется с высотой по гиперболическому закону.

5. Наилучшие результаты расчета интенсивности ложных осадков получаются при использовании формулы Котлякова для условной сочетания верховой и дефляционной метели и формулы Котлякова для дефляционной метели по ветровому насту.

6. Независимый способ оценки среднего многолетнего количества ложных осадков, осредненного по значительной территории, получается из сравнения кривых перехода от показаний дождемера к показаниям осадкомера, полученных в работе Ц. А. Швер [22] с кривыми, которые можно получить по данным Э. Г. Богдановой [2].

7. Расчеты количества ложных осадков двумя способами, описанными в настоящей статье, по данным 26 открытых станций показали удовлетворительную сходимость результатов.

8. Предложен способ учета защищенности станций при расчете количества ложных осадков. Ошибки расчета для защищенных станций больше, чем для открытых. Для уточнения результатов расчета нужно учитывать характер ландшафта не только в ближайшем окружении станции, но и расстоянии до 5—7 км в направлении метеолобразующего ветра.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов Ф. И. Защита железнодорожных станций от снежных заносов (методика проектирования и устройства снегозащиты). Трансжелдориздат, М., 1954.
2. Богданова Э. Г. Исследование ветровой погрешности измерения осадков. Тр. ГГО, вып. 195, 1966.
3. Богданова Э. Г. Оценка надежности характеристик ветрового недоучета твердых осадков. Тр. ГГО, вып. 215, 1968.
4. Воронцов П. А. Исследование влияния лесных полос на ветер с помощью уравновешенных шаров. Тр. ГГО, вып. 44(106), 1954.
5. Дюнин А. К. Структура метелевого снега и закономерности снегового потока. Сб. «Вопросы использования снега и борьба со снежными заносами и лавинами». Изд. АН СССР, М., 1956.
6. Дюнин А. К. Механика метелей. Изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
7. Комаров А. А. Некоторые закономерности переносов и отложения снега в районах Западной Сибири и их использование в снегозадержании и снегоборьбе. Сб. Трансп.-энергет. ин-та, вып. 4, Новосибирск, 1954.
8. Котляков В. М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. Автореф. дисс. Ин-т мерзлотоведения АН СССР, М., 1961.
9. Константинов А. Р. и Струзер Л. Р. Лесные полосы и урожай. Гидрометеоздат, Л., 1965.
10. Лайхтман Д. Л. Современное состояние и основные задачи физики приземного слоя. Тр. ГГО, вып. 53 (115), 1955.
11. Мейсон Б. Дж. Физика облаков. Гидрометеоздат, Л., 1961.
12. Мельник Д. М. О законах переноса снега и их использовании в снегоборьбе. Техника железных дорог, № 11, 1952.
13. Мельник Д. М. Методика определения влияния длины снегосборного бассейна на интенсивность переноса снега. М., 1952.
14. Русин Н. П. Горизонтальный перенос снега в Антарктиде. Тр. ГГО, вып. 96, 1959.

15. Смолько Я. А. Зоны ветрозащитного влияния лесополос различных конструкций. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5, 1955.
16. Справочник по климату СССР, ч. III. Гидрометеоздат, Л., 1968, 1969.
17. Справочник по климату СССР, ч. IV и V. Гидрометеоздат, Л., 1968, 1969.
18. Струзер Л. Р., Нечаев И. Н., Богданова Э. Г. Систематические погрешности измерения атмосферных осадков. Метеорология и гидрология, № 10, 1965.
19. Федорова Е. А. Учет степени защищенности станций при вычислении скорости ветра на уровне установки осадкомера. Тр. ГГО, вып. 195, 1966.
20. Хргиан А. Х. Физические основания борьбы со снегом на железных дорогах. Труды МГМИ, вып. 1, 1939.
21. Чижов О. П., Энгельгардт В. В. Перенос снега ветром на Новоземельском ледяном покрове. Сб. «Тепловой и водный режим снежноледниковых толщ». ИГ АН СССР, Изд-во «Наука», М., 1965.
22. Шверц А. А. Исследование результатов наблюдений по дождемеру и осадкомеру. Гидрометеоздат, Л., 1965.
23. Юдин М. И. Влияние лесных полос на турбулентный обмен и оптимальная ширина полос. Сб. «Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения». Гидрометеоздат, Л., 1950.
24. Weickmann H. Experimentelle Untersuchungen zur Bildung von Eis und Wasser an keimen bei tiefen Temperaturen. Forsch. Bericht. 1730 (Dtsch. Luftf. Berlin), 1942.

Л. Р. СТРУЗЕР, Н. Н. БРЯЗГИН

МЕТОДИКА ВЫЧИСЛЕНИЯ ПОПРАВОК К ИЗМЕРЕННЫМ ВЕЛИЧИНАМ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ В ПОЛЯРНЫХ РАЙОНАХ

1. Границы метелевых районов

Проблема учета твердых осадков, особенно в полярных районах, еще далека от полного решения.

Анализ метеорологических данных по арктическим станциям показал, что весьма велики ошибки в измерениях осадков при метелях. До 1954 г. измерение осадков производилось дождемером с защитой Нифера, из которого при сильных ветрах часть осадков выдувалась, а при замене его на осадкомер Третьякова в него стали надуться осадки, поднятые ветром с поверхности снежного покрова [6]. Это подтверждается данными табл. 1, в которой приведены редние многолетние суммы осадков за январь по дождемеру, осадкомеру и полученные как запас воды в снежном покрове.

Ни один из потребителей данных об осадках не может до настоящего времени пользоваться измеренными величинами твердых осадков на арктических станциях вследствие их искажения в результате выдувания и надувания снега.

Н. П. Русин [7] определял поправку на надувание снега в осадкомер в зависимости от скорости ветра. По его расчетам, из измеренной осадкомером в Антарктиде (Мирный) годовой суммы осадков 75 мм «ложные» осадки составили 152 мм.

По решению Главного управления гидрометеорологической службы СССР для сети гидрометеорологических станций разработана система введения поправок к ежедневным измерениям атмосферных осадков. Методика вычисления поправок (на смачивание сосуда, на испарение собранных осадков из осадкомера и на ветровой недоучет) изложена в [10], [11] и [12]. Однако эта методика не дает возможности исправлять искаженные надуванием величины осадков ввиду отсутствия в ней четвертой поправки — на надувание

ложных осадков. Из-за необходимости введения этой поправки потребовалось выделить особую группу станций, так называемых метелевых. Это станции, где очень интенсивна метелевая деятельность и, следовательно, ошибки осадкомеров из-за надувания ложных осадков настолько велики, что общая методика введения поправки разработанная для основной территории страны, становится не пригодной. Чтобы все-таки воспользоваться общей методикой, необходимо дополнить ее способом вычисления количества попадающих в осадкомер ложных осадков.

Таблица 1

Среднее месячное количество осадков (мм) за дождемерный и осадкомерный периоды. Январь

Станция	По дождемеру	По осадкомеру	По снего-съемкам
Диксон, остров	6	58	18
Русский, остров	4	16	13
Хатанга	7	12	16

Таблица

Среднее квадратическое отклонение индивидуальных точек от средней кривой и обеспеченность этого отклонения

Вид осадков по визуальной оценке их интенсивности	σ	Обеспеченность. %
\times^0	0,030	72,7
\times	0,058	72,5
\times^2	0,127	71,5
Среднее	0,071	72,2.

Поскольку эта задача не решена в общем виде и ложные осадки не учитываются повсеместно, необходимо выработать способ такого учета специально для метелевых станций. Он может быть более грубым, так как количество ложных осадков на этих станциях чрезвычайно велико. Применяться этот способ будет только на таких станциях. Следовательно, возникает задача выработать критерий в соответствии с которым можно станцию было бы считать метелевой. Такой критерий естественно составить из некоторой комбинации повторяемости главных факторов, определяющих надувание: метелей и скорости ветра.

Известно [5], что перемещение свежеснежавшего снега начинается при ветре на высоте флюгера $u_{\phi} \approx 5 \div 6$ м/сек. В Арктике при скорости ветра $u_{\phi} = 8 \div 9$ м/сек. и более уже происходит надувание поднятого снега в осадкомер. Ввиду этого в критерий целесообразно ввести некоторую повторяемость скоростей ветра $u_{\phi} \geq 8$ м/сек. В связи с тем, что большая скорость ветра может наблюдаться и в условиях, когда метель не развивается, критерий должен учитывать и число дней с метелями.

После ряда попыток был выбран следующий критерий для определения типа станции с существенным надуванием ложных осадков: станция относится к метелевой по условиям надувания осадков, если на ней, судя по средним многолетним данным, в течение зим

его сезона отмечается более одного месяца с числом дней с метелями 10 и более при суммарной продолжительности метелей за сезон 120 и более часов и если при этом вероятность скоростей ветра, превышающих $u_{\phi}=7$ м/сек., равна или больше 20%.

Среднее число дней с метелями и суммарная продолжительность могут быть подсчитаны по данным «Справочника по климату СССР», ч. V [8], а вероятность скоростей ветра — по данным ч. III того же Справочника. При 20%-ной повторяемости этих скоростей ветра вследствие надувания ложных осадков реальное (месячное или сезонное) количество твердых осадков уже заметно искажается.

На рис. 1 представлена карта изолиний повторяемостей скорости ветра $u_{\phi} \geq 8$ м/сек. Карта составлена по материалам 165 станций. Из ее рассмотрения вытекает, что почти на всех арктических и субарктических станциях повторяемость за период с ноября по март равна 30% или более. Обращает на себя внимание еще одно немаловажное обстоятельство: изолинии 10 и 20%-ной повторяемости близки друг к другу.

Еще меньшие повторяемости образуют на карте сильно размытое поле (на рисунке оно не изображено). К северу от изолинии 20% повторяемость растет и достигает местами 50% и более.

Просмотрев материал наблюдений за осадками, можно было предположить, что зона между изолиниями 10 и 20%-ной повторяемости и есть граница района большой интенсивности надувания ложных осадков. В целях проверки этого предположения были произведены следующие три дополнительные проработки.

1. Известно, что в Арктике средняя сумма осадков за холодный период по осадкомерным данным (x') существенно больше, чем по снегосъемкам (S) (по этой причине никто не использует осадкомерные данные в Арктике в зимний период). Нами нанесена на карту разность $\Delta = x' - S$ и проведена изолиния ее нулевого значения (см. кривую 1 на рис. 2). К северу от изолинии $\Delta > 0$, а к югу $\Delta < 0$. Учитывая, что эта изолиния проходит севернее границы леса, можно дать лишь единственное объяснение этому факту: севернее изолинии $\Delta = 0$ сильно сказывается надувание ложных осадков.

2. Известно, что так называемые изомеры, или отношение

$$\delta = \frac{N_{x. п.}}{N_{т. п.}}$$

где $N_{x. п.}$ — норма осадков холодного периода, $N_{т. п.}$ — норма осадков теплого периода, сравнительно слабо изменяется по территории. Однако на станциях, где наблюдается надувание, δ резко возрастает, что и позволяет выделить эти станции. На карте рис. 2 проведена изолиния $\delta = 0,5$ (кривая 2). Севернее этой изолинии величина δ быстро растет на большинстве арктических станций и достигает значений, больших единицы. К югу δ изменяется мало. Резкое возрастание δ к северу можно объяснить лишь надуванием в осадкомер ложных осадков.

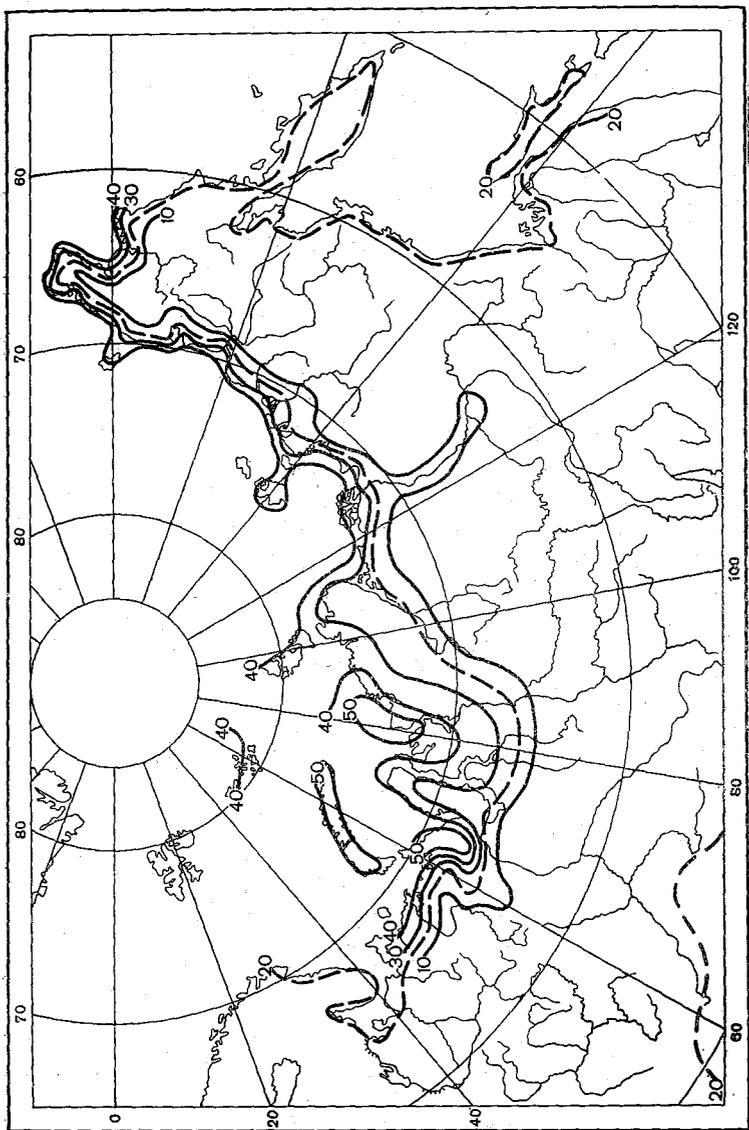


Рис. 1. Повторяемость скоростей ветра $u_{\phi} \geq 8$ м/сек. за зимний сезон.

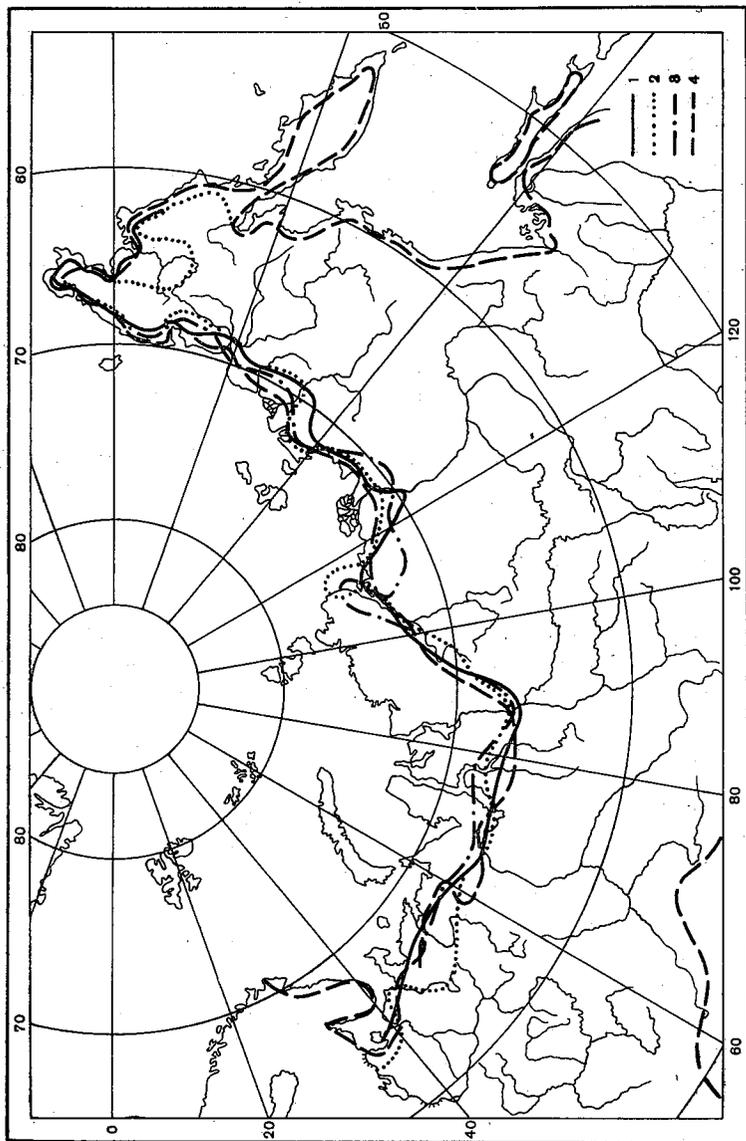


Рис. 2. Изолинии косвенных характеристик надувания ложных осадков в осадкомер. l — изолиния нулевого значения суммы осадков за холодный период, полученной по осадкомерам, и суммы за тот же период, полученной по снегосъемкам ($\Delta = 0$); 2 — изолиния значения $\delta = 0,5$ изомер; 3 — изолиния количества ложных осадков за холодный период $l = 10$ мм; 4 — изолиния 20%-ной повторяемости скоростей ветра $u, \varphi \geq 8$ м/сек. ($v = 20\%$).

3. Лучшим критерием для определения метелевой станции должна явиться сама величина надувания, которую прямым путем пока получить не удалось. Однако существует косвенный путь, позволяющий узнать ее приближенное значение (ее получают по средним многолетним данным о количестве осадков). В каждом климатическом районе можно найти защищенную станцию, где надувание осадков в осадкомер отсутствует и зимние нормы осадков не искажены ложными осадками. В Арктике, где таких станций мало, можно использовать данные южнее расположенных пунктов. Если бы на некоторой открытой станции B не было надувания ложных осадков, то отношение количества осадков холодного периода $B_{х. п}$ к количеству осадков теплого периода $B_{т. п}$ на этой открытой станции должно было бы равняться такому же отношению количества осадков холодного периода $A_{х. п}$ к количеству их за теплый период $A_{т. п}$ на некоторой не слишком далеко расположенной защищенной станции:

$$\frac{B_{х. п}}{B_{т. п}} = \frac{A_{х. п}}{A_{т. п}}. \quad (1)$$

Отсюда не искаженная надуванием сумма осадков за холодный период на открытой станции B получается по соотношению

$$B_{х. п} = \frac{A_{х. п}}{A_{т. п}} B_{т. п}. \quad (2)$$

Если полученную таким путем сумму выпавших осадков вычесть из искаженной надуванием суммы, взятой по непосредственным измерениям осадков на станции B , то получим среднюю многолетнюю величину надувания ложных осадков за весь холодный период.

Такие вычисления сделаны по всем полярным станциям. Примем за существенное надувание за период с ноября по март величину ложных осадков $l=10$ мм. Изолиния этой величины нанесена на карту (рис. 2, кривая 3).

На рис. 2 проведена также снятая с рис. 1 изолиния 20%-ной повторяемости скорости ветра $u_{\phi} \geq 8$ м/сек. (кривая 4). Легко убедиться, что все три изолинии ($\Delta=0$; $\delta=0,5$ и $l=10$ мм) проходят очень близко к изолинии повторяемости $v=20\%$. Таким образом, все три косвенные характеристики надувания ложных осадков указывают, что изолиния $v=20\%$ действительно может быть принята в качестве границы метелевого района, открытые станции которого являются метелевыми. Эта граница указана на рис. 3. Непосредственное применение разработанной общей методики введения поправок в измеренные величины атмосферных осадков в зимний период в этом районе затруднительно. Из арктических станций района лишь 7 (Игарка, Хатанга, Волочанка, Преображения, остров, Прончищевой, бухта, Черский, Рау-Чуа) таких, где общая методика приемлема, потому что метеоплощадки этих станций защищены

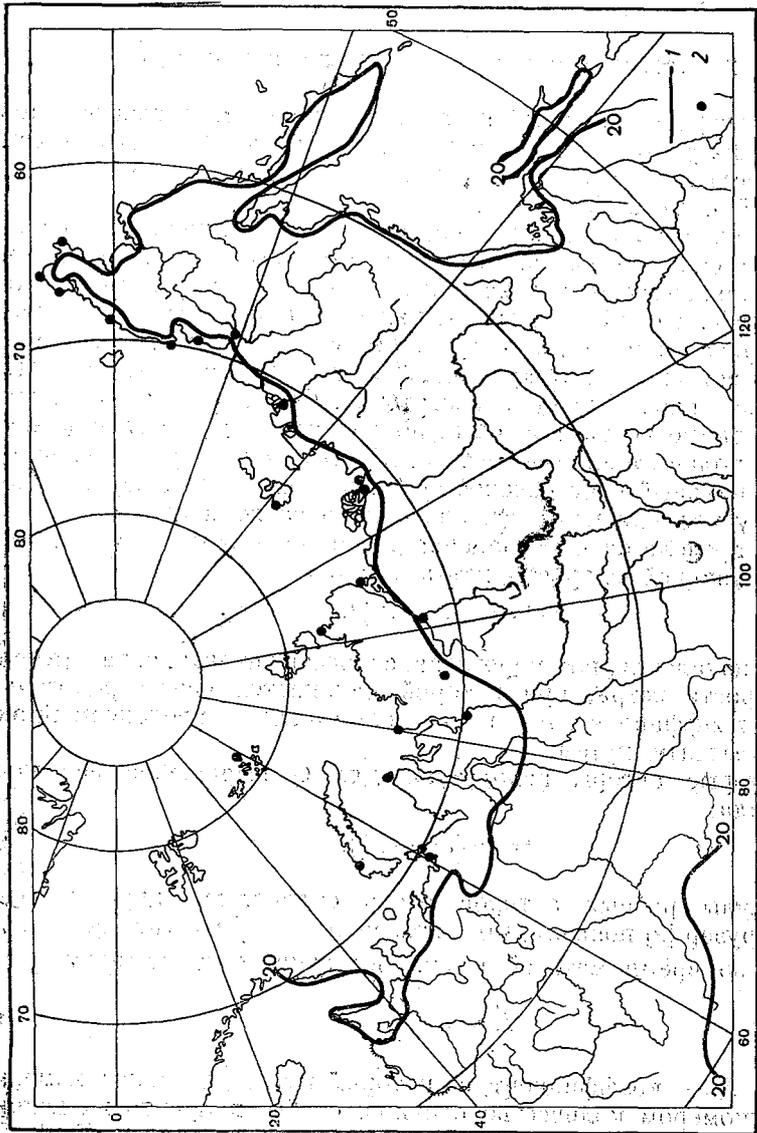


Рис. 3. Мегалитовые районы.
 1 — граница района; 2 — значок станции в пределах арктического района.

от ветра и поэтому надувание ложных осадков мало. Корректировка измеренных величин осадков на остальных станциях района требует обязательного учета еще и погрешности осадкомера за счет надувания.

2. Методика учета надувания ложных осадков

Первоочередной задачей в настоящее время является разработка методики учета ложных осадков в поправках, вводимых в измеренные величины твердых осадков непосредственно на станциях в каждый срок наблюдения.

Интенсивность снегопереноса, как известно, зависит в первую очередь от скорости ветра. Это явление сугубо поверхностное и поэтому в сильной степени подвержено влиянию местных мезо- и микроклиматических факторов, таких, как состояние поверхности снежного покрова, наличие или отсутствие растительности, наличие препятствий ветровому потоку и др. Теория снегопереноса в настоящее время разработана недостаточно. Она в состоянии указать лишь основные черты процесса, но не дает достаточно надежных способов количественного расчета. Можно считать установленным, что интегральный снегоперенос Q (количество снега, переносимого в единицу времени через погонный метр во всем слое воздуха от земли до предела распространения дефляционной части метели) является функцией скорости ветра u вида

$$Q = a(u - u_n)^n, \quad (3)$$

где u_n — начальная, или пороговая, скорость ветра, т. е. та наименьшая скорость ветра, при которой начинается снегоперенос; a — опытный коэффициент; n — показатель степени, определяемый экспериментальным путем.

Некоторые авторы используют для Q выражение несколько иного вида:

$$Q = a(u^n - u_n^n). \quad (4)$$

Формулы разных авторов очень отличаются друг от друга. Л. Р. Струзер [9] показал, что интенсивность $I'_л$ надувания ложных осадков во время метелей можно выразить соотношением

$$I'_л = b \frac{Q}{u K_M}. \quad (5)$$

Здесь K_M — коэффициент, на который нужно умножить измеренное осадкомером количество осадков, чтобы получить их неискаженное значение. Этот коэффициент назван в работах Э. Г. Богдановой [1, 2] ветровым коэффициентом. Величина b — опытный коэффициент, зависящий от a и высоты z , на которой измеряется скорость ветра. В упоминавшейся уже работе Л. Р. Струзера показано,

что при температурах воздуха ниже -3° для частиц общей метели, поднятых с поверхности снежного покрова (метелевых частиц), следует пользоваться теми значениями ветрового коэффициента, которые в работах [1, 2] получены для области температур воздуха ниже -20° .

К сожалению, в настоящее время нет достаточной уверенности в правильности эмпирических формул типа (3) или (4), точнее, нельзя указать, какими из значений a и n разных авторов предпочтительнее пользоваться. Поэтому применительно к нашим задачам мы можем лишь рассуждать следующим образом. Температурные и другие условия арктического района достаточно однородны. Следовательно, главную роль в горизонтальном снегопереносе, а значит, и в надувании ложных осадков в осадкомер, играют метели примерно одинаковой структуры, для которых можно принять какое-то одно значение параметров a и n . Какое именно значение, нужно установить из метелемерных измерений непосредственно в арктических условиях.

В настоящей работе рассматривается пока лишь некоторое приближенное решение задачи о введении поправок к ежедневным измерениям твердых осадков в метелевых условиях.

Это решение основывается на закономерностях, установленных при исследовании интенсивности твердых осадков. Как известно, в средних широтах среднее количество осадков возрастает с увеличением скорости ветра, а затем, при дальнейшем ее увеличении, убывает.

При скорости ветра, превышающей $u_{\phi} = 10 \div 15$ м/сек., осадки в средних широтах весьма малы. Практически считалось, что их на самом деле нет, а то небольшое количество, которое все-таки оказывалось в осадкомерах, является ложными осадками.

С другой стороны, известно [1, 2], что при скорости ветра $u_{\phi} = 10 \div 15$ м/сек. ветровой коэффициент K_T для твердых осадков очень велик (около $K_T = 3,0$). Это показывает, что осадкомер улавливает только 20—30% выпадающих осадков. Резкое возрастание K_T с увеличением скорости ветра может являться истинной причиной кажущегося уменьшения осадков при сильных ветрах.

Чтобы решить задачу, мы попытались определить зависимость измеряемой осадкомером интенсивности осадков I' от скорости ветра u_{ϕ} на полярных станциях. Для этого были взяты материалы наблюдений (таблицы ТМ-1) 22 арктических станции за зимние периоды 12 лет (1954—1965 гг.). Расположение станций показано на рис. 3. Все случаи снегопадов сортировались по визуальной оценке интенсивности, т. е. по отметкам \times , \times или \times^2 в таблице ТМ-1. Внутри каждой из трех групп произведена разбивка снегопадов по градациям скорости ветра u_{ϕ} от штиля до 40 м/сек. через 2 м/сек. Интенсивность I' каждого снегопада подсчитывалась в мм/час как отношение количества измеренных осадков к продолжительности их выпадения. Для каждого частного интервала u_{ϕ} вычислялось среднее значение интенсивности \bar{I}' . Оно наносилось на график зависимости

I' от u_{ϕ} . По средним точкам проведена средняя кривая. Три такие кривые представлены на рис. 4. Каждая из них относится к определенному виду визуальной оценки интенсивности снегопада. Поскольку каждая из кривых получена по данным всех использованных в расчете арктических и антарктических станций, они характеризуют зависимость I' от u_{ϕ} , среднюю для всей Арктики и советских станций Антарктиды. Существующие зональные различия

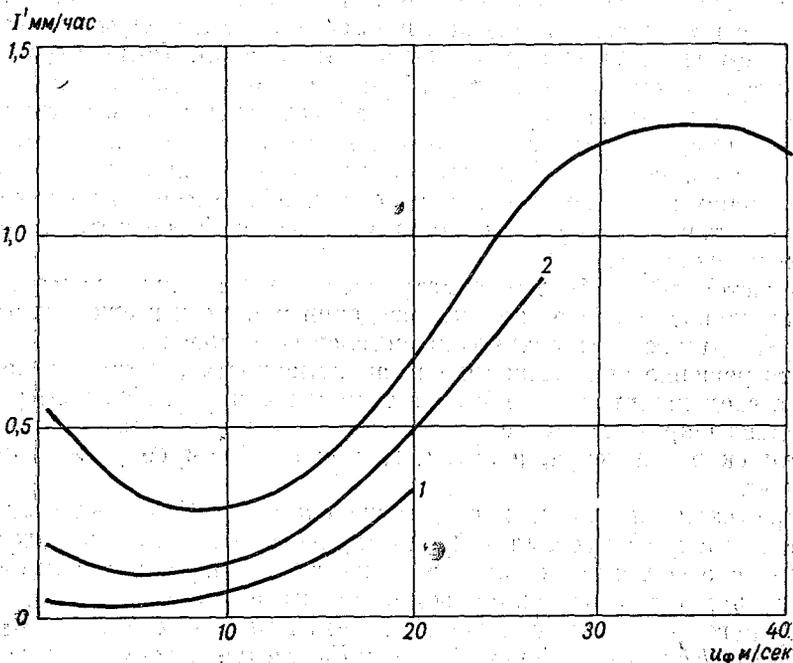


Рис. 4. Зависимость интенсивности твердых осадков от скоростей ветра
1 — слабые снегопады (\times^0); 2 — умеренные снегопады (\times); 3 — сильные снегопады (\times^2).

и ошибки наблюдений обуславливают существенный разброс точек вокруг средних кривых. В качестве отдельной точки принималось среднее для отдельной станции значение интенсивности в пределах каждого интервала скорости ветра. В табл. 2 даны характеристики этого разброса. Указано среднее квадратическое отклонение σ ординаты индивидуальной точки графика от ординаты соответствующей средней кривой. Непосредственный подсчет по графику подтвердил, что действительно около $\frac{2}{3}$ точек находится внутри полосы $\pm \sigma$ по обе стороны от средней кривой.

В последней строке табл. 2 указана та же характеристика, но средняя для осадков всех видов интенсивности. Осреднение произведено с учетом количества эмпирических точек в качестве веса.

Как видно из хода кривых на рис. 4, при скоростях ветра до 6—7 м/сек. подтверждается упоминавшийся ранее вывод о характере зависимости интенсивности осадков, измеряемых осадкомером, от скорости ветра для умеренных широт. Интенсивность осадков с увеличением скорости ветра уменьшается. Ясно, что главной причиной такого уменьшения является эффект ветрового недоучета, усиливающийся с ростом скорости ветра. Однако при еще больших

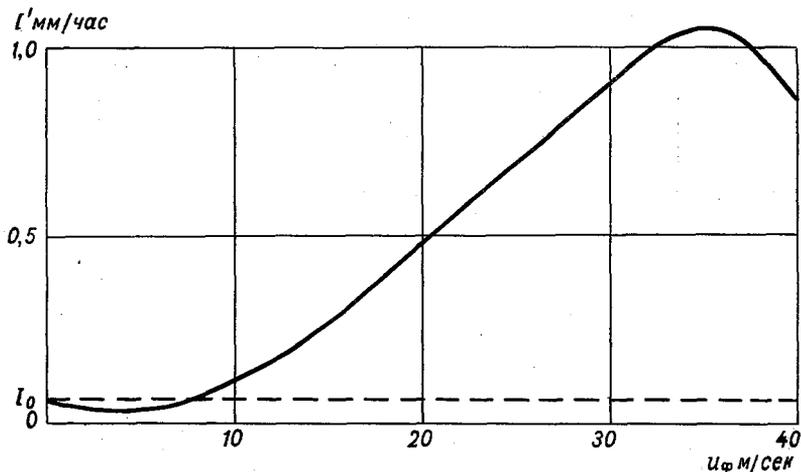


Рис. 5. Средняя для всего арктического района зависимость интенсивности твердых осадков (I' мм/час) от скорости ветра на уровне флюгера (u_{ϕ} м/сек.).

скоростях ветра характер зависимости резко меняется, интенсивность осадков растет, хотя влияние ветра продолжает усиливаться. Это область скоростей ветра, при которых ложные осадки начинают играть доминирующую роль в общем количестве попадающих в осадкомер осадков. При еще большей скорости ветра ветровой недоучет становится преобладающим и кривая отклоняется вниз.

Из теории общей атмосферной циркуляции не следует непосредственно, что с усилением скорости ветра интенсивность осадков должна возрастать. Возрастание количества осадков может быть связано с усилением ветра при прохождении атмосферных фронтов, но интенсивность осадков при этом вовсе не обязательно возрастает. В теплом секторе циклона не наблюдается резких усилений ветра, а выпадает часто наибольшее количество осадков. Кроме того, фронтальное увеличение осадков прослеживалось бы одновременно и на защищенных, и на открытых станциях, а фактически увеличение осадков с ростом скорости ветра дают лишь метелевые (открытые) станции. Увеличение интенсивности осадков на этих станциях отмечается при каждом усилении скорости ветра выше порогового значения ($u_{\phi} = 8$ м/сек.).

В Арктике при низовых метелях (ясное небо) наблюдается та же картина надувания ложных осадков, что и при общих метелях, хотя на самом деле осадков вовсе не выпадает. Вообще, если даже предположить, что интенсивность реальных осадков увеличивается с усилением ветра, все равно представляется весьма маловероятным, чтобы это увеличение было столь сильным, чтобы обусловить резкий подъем кривых рис. 4.

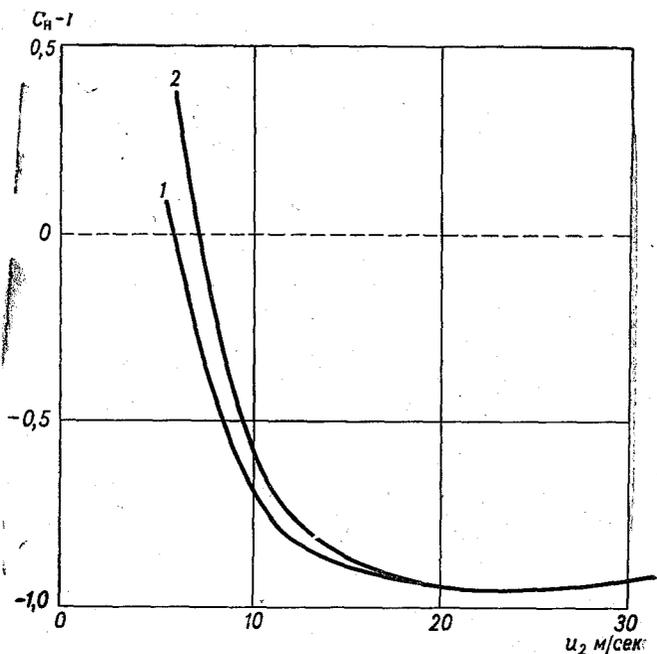


Рис. 6. Зависимость поправочного коэффициента ($C_n - 1$) от скорости ветра на высоте 2 м (u_2 м/сек.).
 1 - $t < -5,5^\circ$; 2 - $t > -5,5^\circ$.

Таким образом, увеличение интенсивности измеренных твердых осадков при метелях может быть целиком отнесено за счет надувания ложных осадков в осадкомер. Полученные эмпирические зависимости рис. 4 могут послужить для создания хотя и грубого, но приемлемого в первом приближении метода корректировки осадков, измеренных на метелевых станциях Арктики.

Осреднив три кривые рис. 4 с учетом веса всех точек, по которым построены эти кривые, получим одну кривую хода интенсивности измеренных твердых осадков I' в зависимости от скорости ветра (рис. 5). Для определения поправочного коэффициента, учитывающего ложные осадки, введем допущение, что интенсивность истинных осадков I_0 одинакова при всех скоростях ветра

и равна интенсивности их при штиле (пунктирная линия на рис. 5). Нетрудно видеть, что отношение величины интенсивности I_0 при штиле к фактической интенсивности I' при другой скорости ветра есть поправочный коэффициент C_H , на который надо умножить измеренное во время метелей количество осадков, чтобы получить их значение, не искаженное надуванием и свободное от ветрового недоучета. На рис. 6 представлена зависимость C_H-1 от скорости ветра u_2 на уровне приемного отверстия осадкомера (при составлении

Таблица 3
Значения коэффициента C_H-1 , учитывающего надувание ложных осадков в осадкомер при метелях (для температуры воздуха $t < -5,5^\circ$)

Скорость ветра, м/сек.	Коэффициент	Скорость ветра, м/сек.	Коэффициент
5	0,15	18	-0,90
6	0,02	19	-0,91
7	-0,20	20	-0,92
8	-0,37	21	-0,92
9	-0,54	22	-0,93
10	-0,66	23	-0,93
11	-0,75	24	-0,94
12	-0,80	25	-0,94
13	-0,84	26	-0,94
14	-0,86	27	-0,94
15	-0,87	28	-0,93
16	-0,88	29	-0,93
17	-0,89	30	-0,92

зависимости переход от скорости ветра u_ϕ к u_2 осуществлен по логарифмическому закону). Даны две кривые — одна для температуры воздуха $t \geq -5,5^\circ$, другая — для $t < -5,5^\circ$. Кривая 2 получена по измерениям при температуре воздуха выше $-5,5^\circ$ (в основном по наблюдениям в Антарктиде).

В табл. 3 помещены численные значения C_H-1 при разных скоростях ветра для основного рабочего интервала температуры в Арктике $t < -5,5^\circ$. Умножая измеренные осадки x' на C_H-1 , получаем поправку, которую нужно алгебраически (с учетом знака) сложить с x' , чтобы определить исправленную величину осадков.

Итак, предлагается способ учета и исключения ложных осадков, попавших в осадкомер во время метели. Авторы отдают себе отчет в том, что этот способ весьма грубый, так как в нем показания

осадкомера приводятся, по существу, к величинам осадков, которые можно было бы рассчитать и иначе: принять для всех станций Арктики, что интенсивность истинных осадков во время метелей всегда одинакова и равна I_0 , затем фиксировать продолжительность τ снегопадов при скорости ветра $u_2 > 5$ м/сек. и вычислять истинные осадки x как произведение $I_0 \tau$. Ясно, что наибольшая ошибка в таком расчете возникает из-за предположения о постоянстве интенсивности снегопадов.

Таблица 4
Средние многолетние суммы осадков
за январь (мм)

Станция	По снего- съемкам	Измерен- ные осад- комером	Исправлен- ные всеми поправками
Диксон, остров	18,0	47,6	24,1
Белый, остров . .	16,0	19,6	17,3
Хатанга	16,0	10,6	16,0

Несмотря на указанные недостатки предлагаемого способа, его проверка дала удовлетворительные для условий Арктики результаты. Для проверки были взяты материалы наблюдений за январь в 11-летнем ряде (1955—1965 гг.) трех арктических станций: Диксон, остров, Белый, остров, и Хатанга. Получаемые средние исправленные месячные суммы осадков сравнивались с нормой месячного изменения запаса воды в снежном покрове, приведенной в «Справочнике по климату СССР» [8]. При корректировке другие погрешности осадкомера (на смачивание, испарение и ветровой недоучет) учитывались в соответствии с общими указаниями [10, 11]. Результаты представлены в табл. 4.

Из таблицы видно, что на такой станции, как Диксон, остров, где наблюдаются сильные и частые метели, сумма измеренных осадков в январе (47,6 мм) явно завышена за счет надувания ложных осадков; после исправления сумма осадков стала равной 24,1 мм, что близко к норме осадков, подсчитанной по методу снегосъемок. На ст. Хатанга (по критерию не метелевая станция), после внесения поправок сумма осадков оказалась больше измеренной осадкомером. Это увеличение произошло за счет ветровой поправки.

Конечно, данный метод не претендует на окончательное решение вопроса о поправке на надувание ложных осадков, но он существенно улучшает учет осадков в Арктике по сравнению с современным состоянием, когда показаниями осадкомеров зимой в этом районе нельзя пользоваться. Следует заметить, что не пользуются зимними величинами осадков метеослужбы и других стран. Так, метеослужба Дании даже прекратила по этой причине публикацию данных об осадках по Гренландии [13, 14, 15].

Вышеизложенный метод послужил основой составленных указаний для полярных станций по введению поправок к ежедневным измерениям атмосферных осадков [3, 4]. Метод позволил сохранить на полярных станциях технику введения поправок полностью в том же виде, как и на всей сети гидрометеорологических станций СССР.

Общая схема введения поправок на всей сети станций вкратце следующая. Исправленное количество осадков x определяется как сумма измеренного количества x' , поправки на смачивание Δx_c и объединенной поправки на ветровой недоучет и испарение $\Delta x_{н, в}$

$$x = x' + \Delta x_c + \Delta x_{н, в}. \quad (6)$$

Объединенная поправка $\Delta x_{н, в}$ при выпадении твердых осадков определяется соотношением

$$\Delta x_{н, в} = A_T x', \quad (7)$$

где A_T — поправочный коэффициент, являющийся суммой ветрового коэффициента B_T и коэффициента E , учитывающего потери на испарение,

$$A_T = B_T(u_2, t) + E(x', d, u_2, \tau). \quad (8)$$

Коэффициент B_T определяется по скорости ветра u_2 и температуре воздуха t , от которых он зависит, а коэффициент E , зависящий от u_2 , x дефицита влажности d и длительности испарения τ , картирован для всей территории СССР, кроме Арктики. При измерении смешанных или жидких осадков вместо коэффициента A_T используется поправочный коэффициент $A_{ж}$ или A_c , причем $A_{ж}$ является функцией u_2 и некоторого параметра N , который также картирован для всей территории СССР [1], кроме Арктики.

Методика введения поправок на метелевых станциях отличается лишь тем, что в случае выпадения твердых осадков при скорости ветра u_2 , превышающей 5 м/сек., вместо коэффициента A_T применяется коэффициент $A_{т, н}$, который является суммой вышеупомянутого метелевого коэффициента $C_n - 1$ и коэффициента E ,

$$A_{т, н} = (C_n - 1) + E. \quad (9)$$

Практически наблюдатель должен в этом случае просто воспользоваться другой таблицей (таблицей значений не A_T , а $A_{т, н}$). В остальной операции наблюдателя полностью те же, что и в общем случае.

Авторы отдают себе отчет в том, что предложенная методика нуждается в уточнении и зональной дифференциации и надеются предложить такое уточнение в ближайшем будущем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданова Э. Г. Исследование ветровой погрешности измерения осадков. Тр. ГГО, вып. 195, 1966.
2. Богданова Э. Г. Зависимость показаний осадкомера Третьякова от скорости ветра. Тр. ГГО, вып. 175, 1965.
3. Дополнения № 2 к «Указаниям для управлений Гидрометеорологической службы по вычислению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков». Ротапринт ААНИИ, Л., 1969.
4. Дополнения № 3 к «Указаниям для гидрометеорологических станций по введению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков». Ротапринт ААНИИ, Л., 1969.
5. Дюнин А. И. Механика метелей. Изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
- ✓ 6. Прик З. М. Осадки в Арктике. Тр. ААНИИ, т. 273, 1968.
- ✓ 7. Русин Н. П. Надувание снега в осадкомер при низовых метелях. Тр. ГГО, вып. 129, 1962.
8. Справочник по климату СССР, ч. III, IV, V, вып. 1, 17, 21, 24, 33. Гидрометеоиздат, Л., 1968.
9. Струзер Л. Р. О способах учета ошибок осадкомеров, вызванных падением в них «ложных» осадков во время метелей. (См. наст. сб.)
10. Указания для управлений Гидрометеорологической службы по вычислению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков. Гидрометеоиздат, Л., 1969.
11. Указания для гидрометеорологических станций по введению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков. Гидрометеоиздат, Л., 1969.
12. Указания для гидрометеорологических постов по введению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков. Гидрометеоиздат, Л., 1969.
13. Jackson G. I. Snowfall measurements in northern Canada. London School of Economics and Political Science. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. IV, 86, No. 368, 1960.
14. Gold W., Williams G. P. Dependence of snowfall on temperature. Nature, vol. 177. No. 4520, 1955.
15. Robert F. Black. Precipitation at Barrow, Alaska, greater than recorded. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., vol. 35, No. 11, 1954.

АНАЛИЗ ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ МЕЖДУНАРОДНЫХ СРАВНЕНИЙ ОСАДКОМЕРОВ

Как известно, с 1963—1964 гг. 29 стран — членов ВМО проводят сравнения своих национальных осадкомеров с международным временным эталонным осадкомером (*IRPG*). Этим работам предшествовал длительный подготовительный период, в течение которого рабочей группой КПМН ВМО по международным сравнениям осадкомеров была проделана большая работа; результаты ее изложены в статьях [1, 2]. В результате дискуссий была принята определенная методика этих сравнений. Главные ее черты следующие.

1. Поскольку не было возможности предложить прибор, который измерял бы осадки точно и мог бы служить абсолютным эталоном, решено сравнивать осадкомеры национальных конструкций с одним и тем же прибором [2] — *IRPG*, который является лишь квазиэталонном. Его показания приняли за условную международную шкалу осадков.

2. Принята определенная высота установки *IRPG* (1 м над уровнем земли) и определенная методика наблюдений (измерения один раз в сутки с помощью мерного стакана, причем смена приемных сосудов не производится). Собранные жидкие осадки переливаются в мерный стакан непосредственно на площадке. Сосуд с собранными твердыми осадками сначала вносится в помещение или погружается в горячую воду, чтобы содержащийся в нем снег растаял. Такая процедура вынуждает откладывать измерение твердых осадков, если в срок наблюдений снегопад продолжается. Предусмотрена возможность перемещения *IRPG* на 50 см выше обычного уровня при высоком снежном покрове, но не оговорен критерий, когда прибор нужно переставлять.

3. Осадкомеры национальных конструкций эксплуатируются в пунктах сравнений по методике, принятой в каждой данной стране. Это значит, что высота установки, частота наблюдений и способ измерений могут не совпадать с принятыми для *IRPG*.

4. В центр высылаются ежегодные сводки, содержащие месячные суммы осадков по *IRPG* и сравниваемым приборам, а также месячные аномалии ряда метеорологических элементов.

Методика обработки присылаемого материала инструкциями рабочей группы не определена. Нет также и инструкции по использованию результатов сравнений, т. е. по пересчету данных национальных осадкомеров к показаниям *IRPG*.

Идея сравнений и схема расчетов предложена в работах Л. Понселе [1, 2], где она пояснена подробными примерами, но четко не сформулирована. Последнее вызвало и продолжает вызывать излишние дискуссии. Поэтому ниже изложим эту схему по возможности строго.

Пусть в результате сравнений, проводившихся в каком-то пункте n лет, для каждого месяца года получены n месячных сумм осадков по одному из сравниваемых приборов (*IRPG*)

$$x_1, x_2, \dots, x_i, \dots, x_n \quad (1)$$

и по другому (национальному)

$$y_1, y_2, \dots, y_i, \dots, y_n. \quad (2)$$

Кроме того, имеются данные стандартных метеорологических наблюдений за все эти годы.

Отношения

$$R'_i = \frac{x_i}{y_i}, \quad (i = 1, 2, \dots, n), \quad (3)$$

составляемые для каждого месяца всех n лет сравнений, названы месячными редуцированными коэффициентами, а отношение

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{\sum_{i=1}^n y_i} \quad (4)$$

— генеральным редуцированным коэффициентом для данного календарного месяца года.

Для каждого месяца за все n лет сравнений составляются разности

$$\Delta_i = R'_i - R. \quad (5)$$

Далее по метеорологическим наблюдениям выбирается некоторое число m метеорологических параметров ξ , от которых, вообще говоря, может зависеть различие в показаниях двух сравниваемых приборов, и за все n лет для каждого j -того из m параметров находится среднее месячное значение $\xi_{j,i}$ и среднее за n лет значение

для данного месяца года ξ_j . Затем предполагается, что величины Δ есть линейные функции вида

$$\Delta_i = k_1(\xi_{1,i} - \bar{\xi}_1) + k_2(\xi_{2,i} - \bar{\xi}_2) + \dots + k_j(\xi_{j,i} - \bar{\xi}_j) + k_m(\xi_{m,i} - \bar{\xi}_m). \quad (6)$$

Здесь k_1, k_2, \dots, k_m — постоянные коэффициенты, одинаковые для любого из n лет. Они подлежат определению из материалов сравнений. Для этого составляется система из n уравнений типа (6).

Из упомянутых работ Понселе следует, что точно по такой же схеме предполагается находить коэффициенты R' для сезонных и для годовых сумм осадков. Логично считать, что в этих случаях величины x_i и y_i в рядах (1) и (2) и в формуле (3) должны представлять собой суммы осадков за соответствующий период, а величины Σx_i и Σy_i в формуле (4) — их же суммы за n лет сравнений. Точно так же параметры $\xi_{j,i}$ в формуле (6) должны представлять собой средние значения за избранный период (сезон, год), а величины $\bar{\xi}_j$ — их средние за n лет сравнений.

Ниже величину R' будем называть частным редукционным коэффициентом, ξ — индивидуальным значением параметра, R — генеральным коэффициентом, $\bar{\xi}$ — средним за n лет значением параметра, имея в виду, что в каждом отдельном случае они применяются для исследуемого периода конкретной длительности (месяц, сезон, год).

После определения коэффициентов k_1, k_2, \dots, k_m из системы уравнений (6) искомую зависимость R' от параметров ξ_j можно считать полученной. Если обозначить

$$E_j = \xi_j' - \bar{\xi}_j, \quad (7)$$

то эта зависимость будет иметь вид

$$R' = R + \sum_{j=1}^m k_j E_j. \quad (8)$$

Здесь R — генеральный коэффициент, полученный в пункте сравнений по формуле (4).

Считается, что соотношение (8) можно будет применить для приведения показаний осадкомеров к единой шкале (т. е. все y_i пересчитать на x_i) не только в другие годы в самом пункте сравнений, но и на других станциях той же страны. Понселе полагал, что методика достаточно точна для пересчета годовых сумм осадков, но сомневался в возможности пересчета сезонных и месячных сумм.

Попытаемся представить себе те физические и математические ограничения и упрощения, с которыми связана изложенная схема расчетов, и на основе такого анализа указать оптимальный способ обработки данных и границы применимости схемы.

Главной исходной посылкой расчетной схемы является беспорочное положение, согласно которому искомый редуционный коэффициент R' есть функция некоторого числа m каких-то параметров ξ

$$R' = f(\xi_1, \xi_2, \dots, \xi_j, \dots, \xi_m). \quad (9)$$

Вид этой функции неизвестен. Разложим ее в ряд Тейлора и введем первое допущение: ограничимся в ряде лишь членами первой степени, т. е. будем считать R' линейной функцией параметров ξ_j

$$R' = f_0 + \sum_{j=1}^m \frac{\partial f}{\partial \xi_j} \delta \xi_j, \quad (j = 1, 2, \dots, m). \quad (10)$$

Величина f_0 представляет собой значение функции f при некоторых значениях $\xi_{j,0}$ параметров ξ_j

$$f_0 = f|_{\xi_j = \xi_{j,0}}. \quad (11)$$

Будем f_0 называть начальным значением функции f , а величины $\xi_{j,0}$ — начальным значением параметров. Производные $\frac{\partial f}{\partial \xi_j}$ берутся также при начальных значениях параметров, и поэтому они и величина f_0 одинаковы при всех ξ_j из возможного диапазона их изменений. Производные, следовательно, при данных f_0 и $\xi_{j,0}$ постоянны. Будем их обозначать буквой k_j . Переходя в (10) к конечным разностям и обозначая вариации $\delta \xi_j = \xi_j - \xi_{j,0}$, получим уравнение

$$R' = f_0 + \sum_{j=1}^m k_j (\xi_j - \xi_{j,0}). \quad (12)$$

В отдельные годы значения ξ_j и соответственно R' получаются разными. Каждую комбинацию этих значений можно рассматривать как некую конкретную эмпирическую реализацию уравнения (12). Будем такие реализации, получающиеся по материалам сравнений некоторого i -того года, отмечать индексом i . Для всех n лет сравнений можно составить уравнения

$$R'_i = f_0 + \sum_{j=1}^m k_j (\xi_{j,i} - \xi_{j,0}), \quad (13)$$

где

$i = 1, 2, \dots, n; j = 1, 2, \dots, m$.

Получится система из n уравнений, которая и используется для определения всех k_j по найденным из наблюдений R'_i и $\xi_{j,i}$, если известны f_0 и $\xi_{j,0}$. Величина f_0 является значением функции f , вокруг которой варьирует частный редуционный коэффициент R'_i при разных i , т. е. в разные годы, а величины $\xi_{j,0}$ — значениями параметров ξ_j , соответствующими $f = f_0$. Вокруг них варьируют в отдельные годы параметры ξ_j .

Разумеется, число m параметров в системе (13) не должно превышать n уравнений в системе, т. е. числа лет сравнений,

$$m \leq n. \quad (14)$$

Если $m=n$, то m коэффициентов k_j находятся из системы (13) как неизвестные в системе из n алгебраических линейных уравнений. Если же $m < n$, то оптимальные значения всех k_j можно найти из n уравнений системы (13) методом наименьших квадратов.

Уравнение (12) соблюдается строго, если зависимость функции f от всех параметров линейна, т. е. первое допущение близко к соотношениям, осуществляющимся в природе. В этом случае при любом f_0 с соответствующими ему $\xi_{j,0}$ коэффициенты k_j одинаковы независимо от того, какое значение функции R' принято за начальное. Если же f есть нелинейная функция своих параметров, то, вообще говоря, k_j будут разными при разных f_0 , а ошибка, вызванная первым допущением схемы расчета, будет тем больше, чем больше вариации $\delta\xi_j$. В этом случае выбор f_0 уже не безразличен. Оптимальным будет такое начальное значение f_0 функции, относительно которого вариации $\delta\xi_j$ минимальны. Поскольку нет уверенности в том, что f есть на самом деле линейная функция параметров ξ_j , уравнение (12) с некоторыми k_j нужно применять всегда при тех f_0 и $\xi_{j,0}$, при которых эти k_j получены по экспериментальным данным из системы (13).

Рассмотрим вопрос о выборе начального значения функции f_0 . Понселе в своих работах предлагает использовать в качестве начальных значений параметров $\xi_{j,0}$ их средние за n лет значения, т. е. считать, что

$$\xi_{j,0} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \xi_{j,i} = \bar{\xi}_j. \quad (15)$$

Легко сообразить, что, поскольку зависимость функции f , т. е. частного редуцированного коэффициента R' , от всех ξ_j предполагается линейной, для выполнения условий (15) необходимо, чтобы f_0 представляло собой среднее за n лет значение частного редуцированного коэффициента R'

$$f_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n R'_i = \bar{R}'. \quad (16)$$

Это утверждение легко доказывается. Простоты ради выпишем уравнения системы (13) для случая, когда f есть функция только одного параметра (соответственно опустим индекс j). Общность доказательства от этого не пострадает.

$$R'_i = f_0 + k(\xi_i - \xi_0). \quad (17)$$

Сложим левые и правые части всех n уравнений системы (17) и разделим их на n :

$$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n R'_i = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n f_0 + k \frac{\sum_{i=1}^n \xi_i}{n} - k \frac{\sum_{i=1}^n \xi_0}{n}. \quad (18)$$

Поскольку f_0 и ξ_0 от знака i не зависят (они одинаковы во всех n уравнениях системы), можем написать

$$f_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n R'_i - k \bar{\xi} + k \xi_0, \quad (19)$$

откуда непосредственно следует, что для выполнения (15) необходимо выполнить условие (16).

К сожалению, Понселе в своих расчетах, вводя (15), предлагает в качестве f_0 принимать не среднее значение частного редуционного коэффициента \bar{R}' , а генеральный редуционный коэффициент R , определяемый соотношением (4),

$$f_0 = R = \frac{\sum x_i}{\sum y_i}. \quad (20)$$

Из определения R' , которое задано соотношением (3), следует, что R , вычисленное по соотношению (20), является значением R' , средним взвешенным по суммам осадков y_i , измеренным в отдельные годы национальным осадкомером:

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{\sum_{i=1}^n y_i} = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{x_i}{y_i} y_i}{\sum_{i=1}^n y_i} = \frac{\sum_{i=1}^n R'_i y_i}{\sum_{i=1}^n y_i} = \tilde{R}'. \quad (21)$$

Предполагаемая в первом допущении линейная форма зависимости R' от ξ_j определяет заключение, что \tilde{R}' есть такое значение R' , которое принимает функция f при средних взвешенных по y_i значениях параметров ξ_j . Иначе говоря, если выбирать R в качестве начального значения функции f_0 , то начальные значения параметров $\xi_{j,0}$ нужно получать из соотношения

$$\xi_{j,0} = \frac{\sum_{i=1}^n \xi_{j,i} y_i}{\sum_{i=1}^n y_i} = \tilde{\xi}_j. \quad (22)$$

Утверждение это легко доказывается. Из (3) и (17) следует, что

$$x_i = R'_i y_i = f_0 y_i + k \xi_i y_i - k \xi_0 y_i. \quad (23)$$

Подставляя (23) в (4), получим

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n f_0 y_i}{\sum_{i=1}^n y_i} + k \frac{\sum_{i=1}^n \xi_i y_i}{\sum_{i=1}^n y_i} - k \frac{\sum_{i=1}^n \xi_0 y_i}{\sum_{i=1}^n y_i},$$

или

$$R = f_0 + k \tilde{\xi} - k \xi_0, \quad (24)$$

откуда следует, что для выполнения (20) необходимо выполнить условие (22).

Таким образом, принимая для $\xi_{j,0}$ выражение (15), а для f_0 — выражение (20) вместо правильного (16), мы фактически вводим не вызванное необходимостью второе допущение: средняя за n лет величина погодичных отношений сумм осадков, измеренных разными приборами, близка к отношению сумм этих осадков за n лет

$$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{x_i}{y_i} \approx \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{\sum_{i=1}^n y_i}. \quad (25)$$

Принимая это допущение, мы заметно увеличиваем ошибки расчетов или неоправданно ограничиваем область применения получаемых в пунктах сравнений расчетных формул. Этим вторым допущением пользоваться не следует.

Представление R' в форме (12) предполагает, конечно, что параметры ξ_j взаимно независимы. Это является третьим допущением расчетной схемы.

Итак, материалы международных сравнений осадкомеров, полученные в одном пункте, следует обрабатывать, используя зависимость частного редукционного коэффициента R' от действующих параметров ξ_j в виде линейного соотношения

$$R' = \bar{R}' + \sum_{j=1}^m k_j \bar{E}_j, \quad (26)$$

где

$$\bar{E}_j = \xi_j - \bar{\xi}_j.$$

Можно было бы пользоваться с равным успехом соотношением

$$R' = R + \sum_{j=1}^m k_j \tilde{E}_j, \quad (27)$$

где

$$\tilde{E}_j = \xi_j - \tilde{\xi}_j,$$

но подсчет $\tilde{\xi}_j$ из материалов сравнений затруднителен.

Пользоваться применявшимся Понселе соотношением

$$R' = R + \sum_{j=1}^m k_j \bar{E}_j \quad (28)$$

не следует, так как оно вносит дополнительные ошибки.

Из сказанного следует также, что, поскольку нет уверенности в линейности функции f , при использовании полученного в пункте сравнений уравнения (26) для расчетов R' на другой станции необходимо в него подставить те значения \bar{R}' и $\bar{\xi}_j$, которые получены в пункте сравнения. Ясно, что вариации \bar{E}_j будут при этом тем больше, чем сильнее климатические условия этой второй станции отличаются от условий в пункте сравнений. Соответственно и точность вычисляемого R' будет с увеличением \bar{E}_j уменьшаться. Такой перенос уравнения (26), полученного в пункте сравнений, на станцию другой климатической зоны может оказаться и вовсе неправильным, если диапазон значений влияющих параметров ξ_j на этой другой станции выходит далеко за область их значений в пункте сравнений и особенно если в число параметров ξ_j , учтенных в пункте сравнений, не вошли какие-либо параметры, сильно влияющие в другой климатической зоне. Например, если сравнения производились в субтропиках, то область значений такого фактора, как температура воздуха, будет ограничена только положительными температурами. Следовательно, попытка рассчитать коэффициент на станции в таежной или тундровой зоне приведет к большим ошибкам, так как большая доля осадков на этой северной станции выпадает при отрицательных температурах в твердом виде, что не может не сказаться на виде функции (28).

Изложенные соображения приводят к требованию считать получаемое в пункте сравнений уравнение (26) региональным и применять его лишь в ограниченной области, близкой по климатическим условиям к пункту сравнений. При этом вопрос о критерии для установления границ области требует специального рассмотрения.

Естественно, что, чем в большем числе пунктов производились сравнения, тем легче осуществить районирование. К сожалению, во всех странах, участвующих в этой работе, число пунктов очень ограничено. В этих условиях целесообразно, по-видимому, использовать данные всех имеющихся в стране пунктов для получения единой, «осредненной» формулы (26). Для этого суммы осадков и значения влияющих параметров всех пунктов следует рассматривать как принадлежащие к одному статистическому ряду и вычислять по всему материалу сравнений общее значение \bar{R}' и средние значения параметров $\bar{\xi}_j$. Расчеты по полученной таким образом осредненной формуле (26) дадут меньшую вариацию ошибок по территории, но в зонах, непосредственно примыкающих к пунктам сравнений, ошибки будут больше, чем при использовании региональных формул.

Успех в применении формулы (26) существенно зависит от уда-
чи в выборе действующих параметров. Расчетная схема Понселе
в принципе построена без предварительного физического анализа.
Все связи в ней заранее сочтены линейными. Поэтому остается
только один путь — пробы. Испытывая разные комбинации пара-
метров, можно попытаться подобрать более или менее удачную
комбинацию. Поскольку указаний по этому вопросу в работах Пон-
селе не содержится, можно лишь пытаться представить себе, какой
набор параметров предполагалось использовать, исходя из содер-
жания климатологической части сводных годовых таблиц формы B ,
которые высылаются из пунктов сравнений в центр. В них помеще-
ны помесечные сведения о пяти главных метеорологических эле-
ментах: длительности солнечного сияния I (по гелиографу), отно-
сительной влажности воздуха UR , скорости ветра V , сумме осадков
 RR , температуре воздуха T . Кроме того, имеются графы, где дано
помесечно общее число дней с осадками N и отдельно число их N^* ,
когда применялся не дождемер, а снегомер $IRPG$. Пять граф выде-
лено для помещения сведений о числе дней с осадками разных ви-
дов (\bullet ; ? ; \times ; $\bullet\text{?}$ $\triangle\blacktriangle$; перемежающийся \bullet и \times или \times), одна
графа — для числа дней с осадками наземной конденсации (\equiv , \cup , ∇)
и графа для числа дней с осадками, вид которых не определен.
В каждой из таких граф записывается отдельно число дней, когда
осадки данного вида выпадали с перерывами и без перерывов, при-
чем точного определения этих характеристик не дано.

Ясно, что общее число параметров, содержащихся в таблицах
формы B , превышает возможности расчета. Из них нужно выбрать
некоторое количество наиболее сильно действующих параметров.

Обращает на себя внимание странное обстоятельство. В форме B
месячные значения метеорологических параметров вписываются не
в абсолютных величинах, а в виде отношения их к среднему много-
летнему значению, т. е. к нормам этих параметров $\xi_{j,n}$ за соответ-
ствующий календарный месяц года. При этом сама норма $\xi_{j,n}$ в фор-
мах B не сообщается. Рассмотрим, каков рациональный способ
использования этих данных.

Формулу (26) можно переписать в виде

$$R' = \bar{R}' + \sum_{j=1}^m k_j \bar{\xi}_j \left(\frac{\xi_j}{\bar{\xi}_j} - 1 \right). \quad (29)$$

Поскольку в любом расчете с применением этой формулы нуж-
но, как сказано выше, пользоваться теми средними значениями па-
раметров $\bar{\xi}_j$, которые были получены в пункте сравнения, величи-
ны $\bar{\xi}_j$ постоянные. Следовательно, при определении k_j из системы n
уравнений (29), составленных для всех n лет сравнений, можно вво-
дить эти постоянные в определяемые коэффициенты, т. е. искать
вместо k_j , коэффициенты $a_j = k_j \bar{\xi}_j$. Если же k_j определены из урав-
нений в форме (26), то коэффициенты a_j получаются умножением

k_j на средние значения соответствующих параметров $\bar{\xi}_j$. Применяя для расчетов на других станциях уравнение в форме (29), нужно естественно, подставлять в него уже не ξ_j , а их отношения к средним $\bar{\xi}_j$, причем величины $\bar{\xi}_j$ нужно брать те, которые определены в пункте сравнений.

Принятый в таблицах формы В способ представления параметров связан с дальнейшим загромождением расчетной схемы, так как при этом предполагается, по-видимому, введение еще одного — четвертого допущения: средние за n лет сравнений значения параметров $\bar{\xi}_j$ считаются равными нормам этих параметров $\bar{\xi}_{j, n}$. Расчетное уравнение получается в виде

$$R' = R + \sum_{j=1}^m a_{j, n} \left(\frac{\xi_j}{\bar{\xi}_{j, n}} - 1 \right). \quad (30)$$

Разумеется, такое допущение вносит дополнительные ошибки. На наш взгляд, введение его не вызвано необходимостью. Если в пункте сравнений коэффициенты a_j определены по уравнению (30), то для применения уравнения на других станциях нужно знать нормы $\bar{\xi}_{j, n}$ параметров пункта сравнений, а они в форме В не сообщаются. Конечно, их можно найти и в соответствующих справочниках, но это лишь дополнительное осложнение. Лучше было бы пользоваться более строгим уравнением (26) или (29). Как бы то ни было, материалы таблиц формы В позволяют производить расчеты по формуле (30), но только для месячных периодов, для каждого календарного месяца отдельно.

Для вычислений за сезоны года по той же формуле непосредственно подготовленных данных в таблицах нет, а для вычислений за годовые периоды они имеются, но не в той форме, в какой следовало бы. В самом деле, чтобы воспользоваться формулой (30) для годовых периодов, нужно было бы иметь многолетнюю годовую норму действующих параметров η_n и их средние годовые значения η_j за каждый i -тый год сравнений. Эти величины связаны с соответствующими месячными значениями $\xi_{n, k}$ и $\xi_{j, k}$ простыми соотношениями

$$\left. \begin{aligned} \eta_n &= \frac{1}{12} \sum_{k=1}^{12} \xi_{n, k} \\ \eta_j &= \frac{1}{12} \sum_{k=1}^{12} \xi_{j, k} \end{aligned} \right\} \quad (31)$$

где k — номер месяца года. Величины η_n одинаковые для всех лет сравнений, а величины η_j разные.

В каждое из уравнений системы (30), составляемое для i -го года сравнений, нужно было бы подставить отношение

$$\frac{\eta_j}{\eta_n} = \frac{\sum_{k=1}^{12} \xi_{j,k}}{\sum_{k=1}^{12} \xi_{n,k}}. \quad (32)$$

Вместо этого в таблицах формы B дается для годовых выводов среднее из месячных отношений, которое не равно отношению средних,

$$\frac{1}{12} \sum_{k=1}^{12} \frac{\xi_{j,k}}{\xi_{n,k}} \neq \frac{\frac{1}{12} \sum_{k=1}^{12} \xi_{j,k}}{\frac{1}{12} \sum_{k=1}^{12} \xi_{n,k}}. \quad (33)$$

Почему-то только для одного параметра — температуры воздуха — в годовых выводах таблицы формы B дается правильное значение $\sum_{k=1}^{12} (T_k - T_n)$, из которого среднее получается простым делением на 12.

Указанная непоследовательность есть по сути дела введение еще одного, пятого допущения: безразлично, как для годовых периодов получать отношение параметров: как отношение средних из месячных значений или как среднее из отношений месячных значений.

Иначе говоря, принимается, что в формуле (33) вместо неравенства стоит знак равенства. Условием для строгого соблюдения такого равенства является независимость $\xi_{n,k}$ от k , т. е. одинаковость месячных норм параметра для всех месяцев года. Между тем большинство метеорологических элементов имеет хорошо выраженный годовой ход. Следовательно, пятое допущение явно не соблюдается. Оно, по-видимому, вносит существенные дополнительные ошибки в расчет. Никакими обстоятельствами необходимость введения такого допущения не вызвана. В любом пункте сравнений, где есть месячные нормы метеорологических элементов, имеется и годовая их норма.

Итак, в настоящее время, располагая лишь таблицами формы B , можно относительно правильно рассчитать коэффициенты a_j для каждого календарного месяца в отдельности, пользуясь для этого формулой (30). В этом расчете неоправданные дополнительные ошибки будет вносить лишь третье и четвертое допущения. Однако разброс эмпирических значений R' за отдельные месяцы велик, почему данных пяти лет сравнений будет, по-видимому, недостаточно.

Расчет коэффициентов a_j для годовых периодов по материалам таблиц формы B возможен по той же формуле (30), но с подста-

новкой в нее данных из годовых выводов таблицы формы *B*. Следовательно, на точности расчетов скажется отрицательно третье, четвертое и пятое допущения.

Чтобы провести расчеты для сезонов, нужно предварительно вычислить для них частные сезонные коэффициенты R' , среднее значение частного коэффициента $\overline{R'}$ и средние за сезон отношения параметров к их нормам. Затем можно по формуле (30) вычислить сезонные величины коэффициентов a_j , подставляя в нее полученные сезонные средние.

Хотя указанные расчеты и будут содержать неоправданные не обходимостью дополнительные ошибки из-за последних трех допущений, они все же были бы полезны, если бы результаты можно было применить для вычисления R' на других станциях. Этого, однако сделать нельзя, так как в таблицах формы *B* нет значений месячных и годовых норм действующих параметров пунктов сравнения или средних за все годы сравнений абсолютных значений этих параметров. Попытка заменить их нормами тех станций, для которых будут вычисляться R' , эквивалентна введению шестого допущения: нормы метеорологических параметров всех станций одинаковы. Такое допущение правомерно лишь в пределах территории, где эти нормы близки к нормам пунктов сравнений.

Поскольку последнее допущение очень грубо, работа по определению коэффициентов a_j для годовых, сезонных или месячных периодов становится бессмысленной, пока не удастся принять меры к получению с пунктов сравнений необходимых дополнительных сведений, о которых будет сказано ниже.

Особого рассмотрения требует вопрос о выборе наиболее важных параметров из числа содержащихся в таблице формы *B* для расчета коэффициентов k_j или a_j .

В климатологической части таблиц формы *B* содержится параметров больше, чем можно использовать, располагая данными лишь пяти лет сравнений (число параметров t должно быть не больше числа лет n). Несмотря на это, остались некоторые действующие факторы, таблицей неучтенные.

Известно [3], например, что на станциях, в различной степени защищенных, соотношение между скоростью ветра по флюгеру и его скоростью на уровне приемного отверстия осадкомерного прибора различно. Непосредственно влияющей на ошибки прибора является скорость ветра внизу, а не на уровне флюгера. В таблицах же формы *B* учитывается лишь последняя. Значит такой фактор, как защищенность станции, не учтен. Как всегда в подобных случаях это скажется на увеличении ошибок или разброса точек при расчетах по итоговой формуле, т. е. уменьшится точность расчетов. Следовало бы также, на наш взгляд, вместо относительной влажности воздуха, ввести в таблицу недостаток насыщения воздуха как фактор, непосредственно определяющий потери осадков на испарение. Следовало бы включить в нее повторяемость или число дней с метелями как фактор, от которого зависит надувание «лож-

ых» осадков в прибор. Это особенно существенно для приборов, которые в странах, где выпадает снег, установлены на небольшой высоте, как, например, международный временный эталонный осадкомер (*IRPG*) или дождемер Гельмана в странах Восточной Европы. Можно было бы назвать еще некоторые другие параметры, но это бесполезно, поскольку получить сведения о них за каждый месяц сравнений из всех пунктов затруднительно.

Чтобы получить представление о точности расчетных формул, И. Г. Горбуновой были произведены следующие пробные вычисления.

Выбраны четыре пункта, где сравнения осадкомеров производились в течение пяти лет — с 1964 до 1968 г. Два из них находятся на территории СССР — Валдай и Омск. С *IRPG* сравнивались осадкомер Третьякова и дождемер с защитой Нифера. Вторая пара пунктов расположена на территории США — Токсон (штат Аризона) и Стерлинг (штат Вашингтон). С *IRPG* сравнивались стандартный восьмидюймовый осадкомер Бюро Погоды США (без ветровой защиты) и малогабаритный пластмассовый дождемер TC-PW. В обоих парах пунктов станции расположены в нескольких тысячах километров друг от друга, климатические условия их разные. Все станции можно считать практически не защищенными.

В качестве влияющих параметров из таблиц формы *B* выбраны температура воздуха T , длительность солнечного сияния I , скорость ветра V и относительная влажность воздуха UR . По данным таблиц формы *B* по каждой станции были вычислены значения генерального коэффициента R [по формуле (4)] и \bar{R} [по формуле (16)], а затем способом наименьших квадратов были вычислены на ЭВМ коэффициенты $a_{j,n}$ формулы (30).

Для пунктов сравнений в СССР, помимо сведений, содержащихся в таблицах формы *B*, были известны и многолетние нормы влияющих параметров $\xi_{j,n}$. Это позволило для Валдая и Омска вычислить коэффициенты k_j формулы (26). Вычислены также по формуле (15) и значения ξ_j .

Таким образом, в каждом пункте для каждого из двух находящихся на нем национальных осадкомеров, найдена зависимость частного редуцированного коэффициента R' от выбранных четырех влияющих параметров. По материалам Валдая и Омска это сделано для годовых и сезонных сумм осадков, по материалам американских станций — только для годовых сумм осадков.

В зависимость, полученную на одной из станций пары (назовем эту станцию пунктом сравнений), подставлялись значения влияющих параметров другой станции той же пары (пункт применения) и вычислялись значения редуцированных коэффициентов R' для этой второй станции. Назовем эти вычисленные значения рассчитанными и обозначим буквой R'_r . В отличие от них обозначим буквой R'_n значения тех же коэффициентов, полученные в пункте применения непосредственно из материалов сравнений в этом пункте. Сопостав-

ление R'_p и R'_n характеризует ошибки примененного расчетного способа. В этом и заключается проверка возможности использовать материалы международных сравнений для приведения показаний национальных осадкомеров к показаниям *IRPG* на сети станции страны, производившей сравнения.

Всего испытаны четыре способа расчета:

Способ I. Содержит все шесть названных выше допущений. В расчетной формуле

$$R'_{p,i} = R + \sum_{j=1}^m k_j \xi_{j,n} \left(\frac{\xi_{j,i}}{\xi_{j,n}} - 1 \right) \quad (34)$$

генеральный коэффициент R , вычисленный по формуле (4), и коэффициенты k_j берутся те, которые получены в пункте сравнений, а отношение $\frac{\xi_j}{\xi_{j,n}}$, определенное по формуле (33), и нормы параметров $\xi_{j,n}$ берутся из пункта применения, для которого рассчитываются $R'_{p,i}$.

Способ II. Частично устранено влияние шестого допущения, остальные пять действуют. В расчетной формуле (34) берется R

Таблица

Рассчитанные ($R'_{p,i}$) и измеренные ($R'_{n,i}$) значения частных редуционных коэффициентов для годовых сумм осадков

Год	$R'_{n,i}$ полученные в пункте применения	$R'_{p,i}$ рассчитанные способом			
		I	II	III	IV
Осадкомер Третьякова					
Пункт сравнений: Валдай ($R=0,001$; $\bar{R}=1,000$);					
Пункт применения: Омск ($R=0,990$; $\bar{R}=0,990$)					
1964	1,006	0,969	0,968	1,125	1,560
1965	1,001	1,148	1,044	1,112	1,570
1966	1,005	1,019	1,017	1,054	1,537
1967	0,967	1,136	1,135	1,068	1,491
1968	0,970	1,053	1,038	1,045	1,303
Дождемер с защитой Нифера					
Пункт сравнений: Омск ($R=0,942$; $\bar{R}'=0,944$);					
Пункт применения: Валдай ($R=0,973$; $\bar{R}'=0,971$)					
1964	0,941	0,700	0,730	1,193	2,441
1965	0,971	0,358	0,313	0,930	2,177
1966	0,962	0,661	0,685	1,094	2,342
1967	0,996	0,721	0,749	1,052	2,300
1968	0,984	0,384	0,440	0,728	1,975

и $\xi_{j, n}$ пункта сравнений, а $\frac{\xi_j}{\xi_{j, n}}$, определенное по формуле (33), — пункта применения.

Способ III. Действуют первое, третье и частично шестое допущения. Остальные устраниены. В расчетной формуле

$$R'_{p, i} = \bar{R}' + \sum_{j=1}^m k_j (\xi_{j, i} - \bar{\xi}_j) \quad (35)$$

нормальный коэффициент \bar{R}' , вычисленный по формуле (16), коэффициенты k_j — пункта сравнений, а значения параметров $\xi_{j, i}$, средние за n лет сравнений величины $\bar{\xi}_j$, вычисленные по формуле (5), — пункта применения.

Способ IV. Действуют только первое и третье допущения. остальные устраниены. В расчетной формуле (35) берутся величины k_j и $\bar{\xi}_j$ пункта сравнений, а конкретные значения параметров $\xi_{j, i}$ — пункта применения.

Для обоих приборов США расчеты произведены только способом II и только для годовых сумм осадков. Испытать другие способы по этим материалам было невозможно из-за отсутствия в них норм влияющих параметров.

Таблица 2

рассчитанные ($R'_{p, i}$) и измеренные ($R_{n, i}$) значения частных редуционных коэффициентов для сумм осадков за сезон с жидкими осадками

Год	$R'_{n, i}$, полученные в пункте применения	$R'_{p, i}$, рассчитанные способом	
		III	IV
Осадкомер Третьякова			
Пункт сравнений: Валдай ($\bar{R}' = 0,979$)			
Пункт применения: Омск ($\bar{R}' = 0,979$)			
1964	0,975	1,003	1,018
1965	0,989	0,938	1,036
1966	0,988	0,968	0,983
1967	0,964	1,021	1,014
1968	0,978	0,939	0,955
Дождемер с защитой Нифера			
Пункт сравнений: Омск ($\bar{R}' = 1,009$)			
Пункт применения: Валдай ($\bar{R}' = 1,016$)			
1964	0,999	1,017	1,143
1965	1,041	0,975	1,101
1966	1,010	1,017	1,143
1967	1,018	1,065	1,192
1968	1,014	0,984	1,110

Таблица

Рассчитанные ($R_{p,i}'$) и измеренные ($R_{n,i}'$) значения редуционных коэффициентов для сумм осадков за сезон с твердыми осадками

Год	$R_{n,i}'$, полученные в пункте применения	$R_{p,i}'$, рассчитанные способом	
		III	IV
Осадкомер Третьякова			
Пункт сравнений: Валдай ($\bar{R}' = 1,038$)			
Пункт применения: Омск ($\bar{R}' = 1,029$)			
1964	1,096	0,888	1,017
1965	1,024	1,006	1,032
1966	1,083	1,111	0,857
1967	1,000	1,103	0,811
1968	0,941	1,024	0,964
Дождемер с защитой Нифера			
Пункт сравнений: Омск ($\bar{R}' = 0,755$)			
Пункт применения: Валдай ($\bar{R}' = 0,890$)			
1964	0,842	0,652	0,887
1965	0,876	0,825	1,059
1966	0,867	0,902	1,151
1967	0,915	0,716	0,962
1968	0,950	0,682	1,100

Для национальных приборов СССР испытаны все четыре способа для годовых сумм осадков и способы III и IV для сезонных сумм.

Результаты расчетов по материалам сравнений в СССР представлены в табл. 1, табл. 2, табл. 3. Результаты расчетов для американских приборов сведены в табл. 4.

Легко заметить, что связь между $R_{p,i}'$ и $R_{n,i}'$, полученными по любому способу расчета, плохая. В табл. 5 даны средние за 5 лет величины \bar{R}_n и \bar{R}_p . Их разность можно рассматривать как характеристику систематических различий между R_p' и R_n' для разных способов расчета. В той же таблице приведены величины Δ_n и Δ_p , представляющие собой ширину области разброса отдельных годовых значений $R_{n,i}'$ и $R_{p,i}'$, внутри которой все они укладываются. Для наших целей достаточно принять эти просто определяемые величины в качестве характеристики случайных ошибок способа расчета.

Данные табл. 5 показывают, что почти во всех случаях абсолютная величина $\bar{R}_p - \bar{R}_n$ существенно больше, чем $|\bar{R}_n - 1|$. Даже в средних за пять лет ошибки расчета превышают $|R_n' - 1|$. Область

Таблица 4

Рассчитанные ($R'_{p,i}$) и измеренные ($R'_{n,i}$) значения частных редуционных коэффициентов для годовых сумм осадков в пунктах сравнений США

Год	$R'_{n,i}$, полученные в пункте применения	$R'_{p,i}$, рассчитанные по способу II
Стандартный восьмидюймовый осадкомер Бюро Погоды США Пункт сравнений: Стерлинг ($R=0,982$) Пункт применения: Таксон ($R=1,016$)		
1964	1,012	0,953
1965	1,026	0,941
1966	1,006	0,936
1967	1,011	0,937
1968	1,031	0,940
Малогобаритный пластмассовый дождемер TC-PW Пункт сравнений: Таксон ($R=0,923$) Пункт применения: Стерлинг ($R=0,998$)		
1964	0,988	0,705
1965	1,018	0,649
1966	1,004	0,643
1967	0,987	0,634
1968	0,995	0,636

разброса Δ_p рассчитанных значений редуционного коэффициента также в большинстве случаев гораздо шире, чем область разброса Δ_n его измеренных значений. Различия оказались наибольшими при расчете по способу IV, который несет в себе наименьшее число допущений. Причиной этого могут быть два обстоятельства: 1) связи R' с определяющими параметрами ξ_j существенно нелинейны и 2) в число определяющих параметров ξ_j , учтенных в расчете, не вошли какие-то параметры, действующие сильнее. По-видимому, имеют место оба эти обстоятельства.

Учесть в расчете большее число действующих параметров нельзя, так как число лет сравнений всего 5. Возможно, подбирая иные действующие параметры, удастся уменьшить систематические и случайные ошибки расчетных способов, но вряд ли такие усилия будут оправданы. Отклонения все равно окажутся слишком большими. Практически расчет имеет смысл в том случае, если $|R'_{p,i} - R'_{n,i}| \ll \ll |R'_{n,i} - 1|$ и они одного знака. Даже в средних за 5 лет это условие не соблюдается.

Вероятно, расчеты станут точнее, если климатические условия пункта применения будут ближе, чем в наших примерах, к клима-

Средние величины \bar{R}_n и \bar{R}_p и ширина Δ_n и Δ_p разброса их индивидуальных значений

Прибор	\bar{R}'_n	\bar{R}'_p , рассчитанные способом				Δ_n	Δ_p , рассчитанные способом			
		I	II	III	IV		I	II	III	IV
Годовые суммы										
Осадкомер Третьякова	0,99	1,06	1,04	1,08	1,49	0,04	0,18	0,17	0,08	0,26
Дождемер с защитой Нифера	0,97	0,56	0,58	1,00	2,25	0,06	0,36	0,44	0,46	0,47
Стандартный восьмидюймовый осадкомер Бюро Погоды США	1,02		0,94			0,02		0,02		
Малогабаритный пластмассовый дождемер ТС-PW	1,00		0,65			0,03		0,07		
Суммы за сезон с жидкими осадками										
Осадкомер Третьякова	0,98			0,97	1,00	0,01			0,08	0,08
Дождемер с защитой Нифера	1,02			1,01	1,14	0,04			0,09	0,09
Суммы за сезон с твердыми осадками										
Осадкомер Третьякова	1,03			1,03	0,94	0,18			0,22	0,94
Дождемер с защитой Нифера	0,89			0,76	1,03	0,11			0,22	0,26

тическим условиям пункта сравнений. Это значит, что использовать результаты проведенных сравнений на всей территории страны нельзя, что нужно сравнения продолжать, существенно увеличив число пунктов. Представляется, что и эта мера практически не будет оправдана, так как нет критерия, который позволил бы определить необходимое число пунктов в зависимости от климата и рельефа района. Для решения задачи приведения показаний национальных осадкомеров к единой международной шкале нужен принципиально иной метод, который автор надеется предложить в следующей своей работе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Poncelet L. Sur le comportement des pluviomètres. Publ. Inst. Roy. Météorol. Belg., série A, No. 10, 1959.
2. Poncelet L. Comparison of rain gauges. WMO Bulletin, Vol. VIII, No. 4, 1959.
3. Федорова Е. А. Учет степени защищенности станций при вычислении скорости ветра на уровне установки осадкомера. Тр. ГГО, вып. 195, 1966.

УЧЕТ ПОГРЕШНОСТЕЙ ИЗМЕРЕНИЯ ОСАДКОВ СУММАРНЫМИ ОСАДКОМЕРАМИ

1. Исходные положения

Суммарные осадкомеры применяются для измерения количества осадков, выпавших за более или менее длительный промежуток времени — месяц, сезон или год. Эти приборы устанавливаются в труднодоступной местности (горах, пустынных районах), где невозможна организация станций и постов с постоянным обслуживающим персоналом.

Известно [1, 2, 3], что все наземные осадкомерные приборы дают при измерении осадков значительные систематические ошибки, величина которых зависит как от метеорологических факторов (структура осадков, скорость ветра, дефицит влажности), так и от особенностей конструкции прибора. Для основного прибора гидрометеорологической сети — осадкомера Третьякова — эти ошибки исследованы и в основном устранены введением системы поправок [4, 5, 6, 7].

Суммарные осадкомеры исследовались неоднократно. Однако в этих экспериментах, как правило, определялось только общее расхождение показаний суммарного осадкомера и показаний более или менее произвольно выбранного контрольного прибора. Поскольку общее расхождение показаний складывается из нескольких систематических ошибок суммарного осадкомера и контрольного прибора, каждая из которых меняется в зависимости от своих причин, то найденные относительные погрешности могут служить лишь для примерной оценки неточности суммарных осадкомеров, но не дают материала для нахождения поправок к их показаниям с целью определения истинного количества выпавших осадков.

Последняя по времени и наиболее компетентная работа такого рода описана в статье В. С. Голубева [8]. При сравнении суммарных

осадкомеров автор использовал в качестве контрольных приборов наземные дождемеры (для жидких осадков) и защищенные осадкомеры (для твердых осадков), показания которых были исправлены поправками, установленными ранее. Результаты измерения осадков этими контрольными приборами достаточно близки к истинному количеству осадков, поэтому найденные Голубевым относительные ошибки измерения осадков суммарными осадкомерами в первом приближении можно считать абсолютными.

Результаты этого сравнения показывают, что недоучет осадков суммарными осадкомерами за теплый период года составляет около 20% сезонной суммы осадков (в условиях Валдая 70—86 мм), за холодный период — 40—50% сезонной суммы (на Валдае 150—175 мм). Автор приходит к выводу, что истинное количество осадков можно найти из показаний суммарного осадкомера с помощью уравнения:

$$x_0 = (x_i + q_i + E_i) \frac{1}{\alpha}, \quad (1)$$

где x_0 — истинное количество осадков, x_i — количество осадков по суммарному осадкомеру, q_i — потери осадков на смачивание, E_i — потери осадков на испарение, α — эмпирически найденный коэффициент, зависящий от аэродинамических свойств прибора, скорости ветра и структуры осадков; Голубев назвал его «коэффициентом улавливаемости».

Таким образом, чтобы найти истинные количества осадков по показаниям существующих суммарных осадкомеров, нужно определить для них поправки на смачивание, испарение и влияние ветра, т. е. выполнить детальное исследование, аналогичное исследованию погрешностей осадкомера Третьякова в 1962—1967 гг. [3, 4, 5, 6, 7].

Нами была начата такого рода работа. Потери на смачивание были определены, как это описывается ниже; потери на испарение для существующих суммарных осадкомеров с масляным наполнителем оказались настолько малыми, что их практически не имеет смысла принимать во внимание.

Определение поправочного коэффициента B , учитывающего влияние ветра на сбор осадков, требует организации тщательных сравнительных наблюдений по суммарным осадкомерам и контрольным приборам во многих пунктах в различных климатических районах страны в течение нескольких сезонов выпадения жидких, смешанных и твердых осадков. Длительность сравнения является обязательным условием для набора статистических рядов наблюдений достаточной обеспеченности, поэтому трудно ожидать окончательного решения этого вопроса раньше, чем через 5—6 лет.

Однако практические потребности метеорологической информационной службы, гидрологических расчетов и необходимость смыкания данных наблюдений над осадками в горных районах и на рав-

ние требуют создания хотя бы приблизительных методов корректировки показаний суммарных осадкомеров уже сейчас, до окончательного решения вопроса. Поэтому нами сделана попытка найти такой приближенный метод на основе уже имеющихся материалов.

2. Определение потери собираемых суммарным осадкомером осадков на смачивание прибора

Наблюдения за суммарным осадкомером, установленным на метеорологической площадке полевой экспериментальной базы в Воейково, показали, что и в этом приборе, как и в осадкомере Третьякова, часть собираемых осадков терется на смачивание стенок.

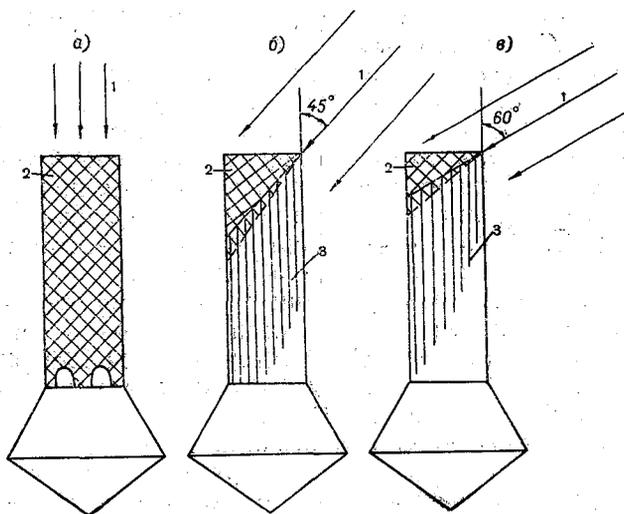


Рис. 1. Смачивание приемной части суммарного осадкомера.

1 — траектория падения капель; 2 — полностью смоченная поверхность; 3 — поверхность, смоченная полосами.

При вертикальном падении частиц осадков (дождя или мокрого снега) в безветрие равномерно смачивается вся внутренняя поверхность приемной части осадкомера — трубы (рис. 1 а). При наклоне траектории падения частиц под углом около 45° к вертикали, что наблюдается при скоростях ветра 2—4 м/сек. (в зависимости от размера частиц), полностью смачивается от 20 до 40% поверхности трубы, а по остальной части лишь сбегают отдельные капли (рис. 1 б). Следует указать, что при длительном выпадении дождя — от 20 до 40 мин. — почти вся труба оказывается полностью смоченной, так как следы сбегания отдельных капель сливаются. При наклоне траектории под углом около 60° (при скоростях ветра

8—11 м/сек.) полностью смачивается менее 30% поверхности трубы, а по остальной части бегут отдельные струйки, следы которых имеют тенденцию сливаться при длительном дожде (рис. 1 в). Однако полного смачивания всей трубы практически не наблюдалось.

Такое смачивание приемной части осадкомера происходит при каждом выпадении жидких или смешанных осадков. В зависимости от длительности перерывов между выпадениями, скорости ветра и влажности воздуха поверхность трубы может высохнуть до начала следующего выпадения или остаться влажной. Таким образом, в принципе потеря осадков на смачивание может повторяться в течение «дня с дождем» несколько раз, но практические наблюдения в условиях северо-западной части ЕТС показывают, что полное высыхание приемной трубы в дождливый день происходит сравнительно редко, обычно в летние месяцы и в тех случаях, когда в течение полусуток осадки выпадали один раз. Эта качественная оценка не может быть исчерпывающей, но за отсутствием других данных она была в дальнейшем использована при разработке метода введения поправок. В результате таких же качественных наблюдений установлено, что при измерении суммарным осадкомером твердых осадков, выпадающих при отрицательной температуре воздуха, потеря на смачивание не возникает. Хотя при визуальном наблюдении было отмечено, что отдельные снежинки прилипают к стенкам трубы и впоследствии испаряются, но инструментальными методами заметной потери не обнаружено.

Количественное определение единичных потерь на смачивание приемной части суммарного осадкомера жидкими и смешанными осадками было выполнено Т. С. Романовой зимой 1968-69 г. Испытанию подверглась стандартная модель наиболее распространенного суммарного осадкомера ОСК-1.

Как и при определении аналогичных потерь для осадкомера Третьякова и дождемерных приборов других стран, был применен метод «активного эксперимента», имитирующего процесс смачивания прибора естественно выпадающими осадками.

Труба суммарного осадкомера была установлена вертикально над эмалированным тазом так, чтобы вся вода из нее капала только в таз. Потери на смачивание таза были определены заранее и равнялись одному делению осадкомерного стакана, что эквивалентно 0,04 мм слоя осадков. Некоторое количество воды, точно измеренное осадкомерным стаканом, тонкой брызгающей струей выливалось на стенки трубы через шприц с иглой. Смачивание трубы тонкой и очень сильной струйкой было подобно смачиванию мелкими каплями дождя. Через 10—15 мин. стекшая в таз вода измерялась осадкомерным стаканом.

Потери на смачивание трубы равны:

$$\Delta q_{\text{тр}} = (x_1 - x_2) - \Delta q_{\text{таза}}, \quad (2)$$

где x_1 — налитое количество воды в миллиметрах, x_2 — вылитое из таза количество воды, $\Delta q_{\text{таза}}$ — поправка на смачивание таза.

Потери на смачивание трубы определялись для различных углов падения струй воды, имитирующих различные траектории падения капель дождя при скоростях ветра на высоте 2 м 0, 2—4, 8—11 м/сек.

В опытах по смачиванию трубы при вертикальном падении капель (табл. 1) смачивалась вся поверхность трубы или бо́льшая ее часть. По несмоченной части трубы вода стекала струйками. Количество налитой воды в опытах варьировалось от 0,4 до 14 мм слоя осадков. Средняя величина потери на смачивание, как видно из табл. 1, $\Delta q_{\text{тр}} = 0,31$ мм.

Таблица 1

Определение потерь осадков на смачивание трубы при вертикальном падении капель

Номер случая	Дата	x_1 мм	x_2 мм	$x_1 - x_2$ мм	$\Delta q_{\text{газа}}$ мм	$\Delta q_{\text{тр}}$	Примечание
1	16/XII	8	7,7	0,3	—	0,3	Шприцем без иглы смочена почти вся поверхность трубы (около 95%). Внизу трубы остались сухими узкие полоски. Таз смачивался предварительно
2	17/XII	6,1	5,8	0,3	—	0,3	
3	18/XII	8	7,7	0,3	—	0,3	
4	18/XII	8	7,7	0,3	—	0,3	
5	20/XII	9	8,7	0,3	—	0,3	
6	21/XII	8	7,7	0,3	—	0,3	
7	9/XII	4,2	3,9	0,3	—	0,3	
8	25/XII	6	5,7	0,3	—	0,3	
9	27/I	7	6,7	0,3	—	0,3	
10	10/XII	4,1	3,7	0,4	—	0,4	
11	24/XII	6	5,7	0,3	—	0,3	
12	25/XII	6	5,7	0,3	—	0,3	
13	8/I	6,8	6,4	0,4	—	0,4	
14	15/I	8	7,7	0,3	—	0,3	
15	22/I	12	11,6	0,4	—	0,4	
16	29/I	14	13,6	0,4	0,04	0,36	
17	26/II	12	11,6	0,4	0,04	0,36	
18	7/IV	6	5,6	0,4	—	0,4	
19	11/IV	8	7,7	0,3	—	0,3	
20	20/I	4,8	4,5	0,3	—	0,3	
21	3/II	4,8	4,4	0,4	0,04	0,36	
22	3/IV	3	2,7	0,3	—	0,3	
23	6/III	0,4	0,1	0,3	0,04	0,26	
24	18/IV	1	0,8	0,2	—	0,2	
25	14/IV	1,6	1,4	0,2	—	0,2	
Среднее						0,31	

Определение потерь осадков на смачивание трубы при падении капель под углом 45°

Номер случая	Дата	x_1 мм	x_2 мм	$x_1 - x_2$ мм	$\Delta q_{\text{таза}}$ мм	$\Delta q_{\text{тр}}$ мм	Примечание
1	3/I	3,0	2,8	0,2	—	0,2	Шприцем с иглой под углом 45° смочена труба с одной стороны. В верхней части 20—30% поверхности трубы смочено полностью, по остальной части стекают отдельные струйки
2	4/III	0,6	0,5	0,1	0,04	0,06	
3	4/IV	3,0	2,9	0,1	—	0,1	
4	11/IV	6,0	5,8	0,2	—	0,2	
5	14/IV	8,2	7,8	0,4	—	0,4	
6	8/I	6,0	5,8	0,2	—	0,2	
7	3/III	4,0	3,8	0,2	0,04	0,16	
8	7/III	6,0	5,8	0,2	0,04	0,16	
9	6/I	3,0	2,8	0,2	—	0,2	Смочено около 40—45% поверхности трубы с одной стороны. Верхняя часть смочена вся, книзу площадь смачивания сужается. Нижняя часть смочена полосками
10	6/I	3,0	2,8	0,2	—	0,2	
11	21/I	2,8	2,6	0,2	—	0,2	
12	23/I	3,6	3,4	0,2	—	0,2	
13	24/II	8,0	7,7	0,3	0,04	0,26	
14	5/Ш	4,0	3,8	0,2	0,04	0,16	
15		2,8	2,6	0,2	0,04	0,16	
16	4/II	8,0	7,7	0,3	0,04	0,26	
17	4/III	9,2	8,8	0,4	0,04	0,36	
Среднее						0,19	

При наклонном падении струи (под углами 45 и 60°) полностью смачивалась только часть поверхности трубы с одной стороны, соответственно около 30% и около 10% общей ее поверхности. По остальной части трубы вода сбегала отдельными струйками. После стекания воды по поверхности трубы часть капель остается на стенках и в дальнейшем испаряется.

Средняя величина потери при смачивании поверхности трубы под углом 45° (табл. 2) $\Delta q_{\text{тр}} = 0,19$ мм; при смачивании под углом 60° (табл. 3) $\Delta q_{\text{тр}} = 0,16$ мм.

Потеря на смачивание как среднее из потерь при трех траекториях падения струи (вертикальном и под углами 45 и 60°) будет

$$\overline{\Delta q_{\text{тр}}} = \frac{0,31 + 0,19 + 0,16}{3} = 0,22 \text{ мм} \approx 0,2 \text{ мм.}$$

Зависимость потери на смачивание от угла падения струи при определенном количестве налитой воды представлена на рис. 2.

Таблица 3

Определения потерь на смачивание трубы при падении капель под углом 60°

Номер случая	Дата	x_1 мм	x_2 мм	$x_1 - x_2$ мм	$\Delta q_{\text{таза}}$ мм	$\Delta q_{\text{тр}}$ мм	Примечание
1	10/XII 1968 г.	8	7,9	0,1	—	0,1	Под углом 60° к вертикали труба смочена только с одной стороны шприцем с иглой. Верхняя часть смочена полностью (10% общей поверхности трубы), по остальной части стекают струйки воды
2	17/I 1969 г.	3	2,8	0,2	—	0,2	
3	23/I	2	1,9	0,1	—	0,1	
4	27/I	1,3	1,2	0,1	—	0,1	
5	18/IV	1	0,9	0,1	—	0,1	
6	17/I	4	3,8	0,2	—	0,2	
7	27/II	0,8	0,7	0,1	0,04	0,06	
8	6/III	4	3,8	0,2	—	0,2	
9	3/IV	3	2,9	0,1	—	0,1	
10	10/IV	6	5,8	0,2	—	0,2	
11	30/I	2,2	2,0	0,2	0,04	0,16	
12	25/I	3,2	3,0	0,2	0,04	0,16	
13	15/IV	1,6	1,5	0,1	—	0,1	
14	18/I	8	7,8	0,2	—	0,2	
15	12/II	6,6	6,3	0,3	0,04	0,26	
16	27/II	6	5,9	0,1	0,04	0,06	
17	3/III	5,2	5,0	0,2	0,04	0,16	
18	5/III	3	2,8	0,2	0,04	0,16	
19	12/III	12	11,7	0,3	0,04	0,26	
20	12/IV	8	7,7	0,3	—	0,3	
Среднее						0,16	

Зависимость потери на смачивание трубы осадкомера от количества налитой воды представлена на рис. 3. Эта зависимость линейная, средняя величина потери на смачивание изменяется от 0,07 мм до 0,42 мм.

На следующем этапе эксперимента определялась ошибка измерения осадков, собранных осадкомером за какой-либо период (месяц, сезон, год), возникающая при изъятии их из прибора и измерении масляно-водной смеси осадкомерным стаканом. Эта ошибка нами названа инструментальной.

В нижнюю конусообразную часть суммарного осадкомера, называемую сосудом для хранения осадков, было налито веретенное масло в количестве 1 л в соответствии с «Инструкцией по эксплуатации суммарного осадкомера».

Сосуд осадкомера был установлен в рабочем положении без трубы. Некоторое количество воды (x_1), точно измеренное по шкале осадкомерного стакана, медленно каплями наливалось в осадкомер по всей поверхности масла. После выдержки в течение нескольких часов (от 1 до 12) вода вместе с частью масла с помощью

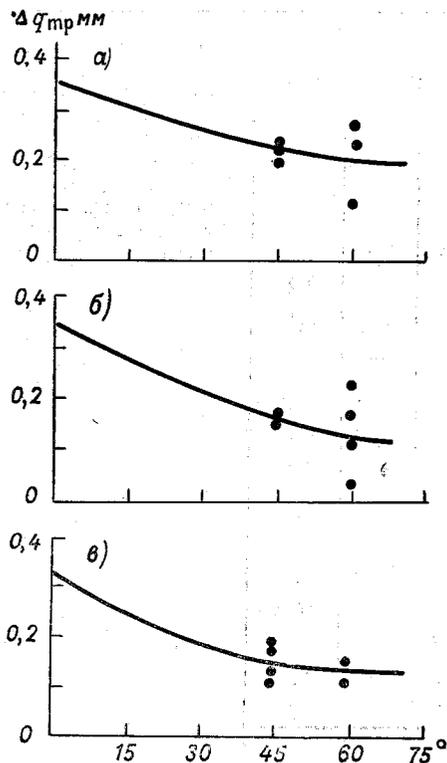


Рис. 2. Зависимость потерь на смачивание от угла падения капель.

а — количество осадков $x_1 = 8$ мм; б — количество осадков $x_1 = 6$ мм; в — количество осадков $x_1 = 3$ мм.

груши и резиновой трубки отсасывалась в осадкомерный стакан или в бутылку, отстаивалась и измерялась. Разность налитого (x_1) и измеренного (x_2) количества воды составляет ошибку ($\Delta x_{ин}$).

После выбирания воды и масла из сосуда на стенках остаются капли воды, которые собрать не удастся. Причина этого явления, видимо, в том, что сила молекулярного сцепления капли, обтянутой масляной пленкой, с металлом больше, чем сила ее тяжести. Часть капель, находящихся выше слоя масла, испарялась.

Было сделано 20 измерений (табл. 4). Средняя потеря жидких осадков (инструментальная ошибка) оказалась равной $\Delta x_{ин} = 0,2$ мм.

Такой же опыт был проделан и с твердыми осадками. Проба сухого рыхлого снега взвешивалась на технических весах в холодном

помещении с точностью до 0,5 г. Эта проба медленно рассыпалась по поверхности масла в сосуд, находящийся в помещении.

На поверхности масла снег задерживался в течение 20—40 мин. и постепенно тонул, так что вероятные потери на испарение были небольшими. После выдержки в течение 2—10 час. вода (растаявший снег) измерялась так же, как и в случае с жидкими осадками:

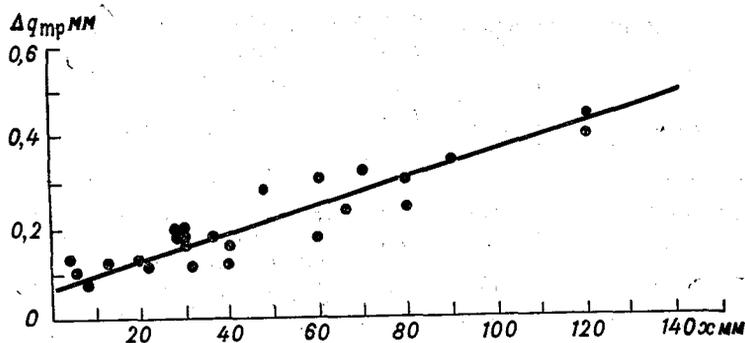


Рис. 3. Зависимость потерь на смачивание от количества осадков.

На стенках сосуда, как и при опыте с жидкими осадками, оставались капли воды, покрытые пленкой масла, но эти капли мельче по размеру и число их значительно меньше. Видимо, поэтому средняя вероятная ошибка измерения получилась вдвое меньше (табл. 5): $\Delta x_{ин} = 0,1$ мм.

Следует отметить, что при измерении твердых осадков, собранных суммарным осадкомером, возникает еще одна добавочная погрешность. При выливании в осадкомерный стакан последней порции воды от растаявшего снега обнаруживается слой грязи и мутной взвеси капелек масла и пузырьков воздуха в воде. Измерить объем воды, содержащейся в этом слое, невозможно. Общий объем этого слоя составлял при экспериментах от 2 до 6 делений осадкомерного стакана. Если считать, что вода составляет примерно половину этого объема, то добавочная погрешность измерения окажется равной от 0,05 до 0,2 мм, т. е. в среднем 0,1 мм при каждом измерении.

С учетом этой добавочной погрешности общая инструментальная ошибка при измерении твердых осадков $\Delta x_{ин} = 0,2$ мм, т. е. величина ее такая же, как и при измерении жидких осадков.

3. Опыт корректировки показаний суммарного осадкомера

После того как потери на смачивание и инструментальная погрешность суммарного осадкомера были определены, а также выявлено отсутствие потерь на испарение, осталось неисследованным

только влияние ветра. Поскольку устройство ветровой защиты суммарных осадкомеров сходно с устройством защиты Нифера стандартного дождемера, а площади приемных поверхностей этих приборов равны, нами сделано предположение, что значения ветрового коэффициента B для суммарного осадкомера и дождемера с защитой Нифера весьма близки. Если это так, то суммы осадков,

Таблица 4

Определение инструментальной ошибки измерений жидких осадков суммарным осадкомером

Номер случая	Число	x_1 мм	x_2 мм	$\Delta x_{ин}$ мм	Примечание
1	18/ХП 1968 г.	20	19,9	0,1	В сосуд с маслом через шприц без иглы вода разбрызгивалась крупными каплями по всей поверхности масла и стенкам по периметру трубы. После того как из сосуда были выбраны вода и масло, на стенках под маслом оставались капли воды, которые не стекали и поэтому не измерялись.
2	20/ХП	20	19,9	0,1	
3	21/ХП	20	19,8	0,2	
4	9/ХП	8	7,8	0,2	
5	12/II 1969 г.	8	7,8	0,2	
6	24/II	6,8	6,6	0,2	
7	25/II	12	11,8	0,2	
8	26/II	3,2	3,1	0,1	
9	27/II	7,2	7	0,2	
10	3/IV	4	3,9	0,1	
11	3/IV	2	1,9	0,1	
12	4/IV	16	15,7	0,3	
13	10/IV	8	7,7	0,3	
14	11/IV	6	5,7	0,3	
15	12/IV	3	2,6	0,4	
16	14/IV	5,6	5,4	0,2	
17	15/IV	4,8	4,6	0,2	
18	16/IV	12	11,8	0,2	
19	17/IV	2	1,7	0,3	
20	18/IV	6	5,7	0,3	
Среднее				0,2	

измеренные суммарным осадкомером и исправленные всеми необходимыми поправками с учетом коэффициента B , уже ранее найденного [6] для дождемера, должны мало отличаться от сумм осадков, измеренных контрольными приборами. Для проверки этого предположения нами была выполнена опытная корректировка показаний суммарного осадкомера ОСК, установленного на осадкомерном полигоне ВНИГЛ (Валдай). Были умышленно выбраны ма-

**Определение инструментальной ошибки измерения твердых осадков
суммарным осадкомером**

Номер случая	Число	x_1 мм	x_2 мм	$\Delta x_{ин}$ мм	Примечание
1	3/III 1969 г.	2,8	2,7	0,1	На стенках сосуда остались капли воды от растаявшего снега
2	4/III	2,8	2,7	0,1	
3	5/III	4,0	3,7	0,3	После оттаивания воды пенистая грязь вместе с каплями воды и пузырьками воздуха составл. 6 делений осадкомерного стакана
4	6/III	3,2	3,1	0,1	
5	12/III	4,0	3,9	0,1	При измерении грязи в снеге не обнаружено. На стенках сосуда капель немного
6	21/III	6,8	6,8	0,0	
7	1/IV	4	4	0,0	
8	14/III	2,4	2,3	0,1	После оттаивания воды слой мутного осадка и пенистой грязи составляет 2 деления осадкомерного стакана
9	15/III	6,8	6,7	0,1	
10	18/III	4,0	3,9	0,2	
11	26/III	6,0	5,9	0,1	
12	24/III	5,6	5,5	0,1	
13	19/III	3,6	3,5	0,1	
14	24/III	4,0	3,9	0,1	
15	25/III	4,8	4,7	0,2	
16	26/III	2,0	1,9	0,1	
17	27/III	5,2	5,1	0,2	
18	25/III	3,2	3,1	0,1	
19	31/III	1,6	1,5	0,1	
20	31/III	6,8	6,7	0,1	
21	1/IV	0,8	0,8	0,0	
Среднее				0,1	

териалы наблюдений, опубликованные в уже упоминавшейся статье В. С. Голубева [8].

Такой выбор был обусловлен: во-первых, наличием выверенных контрольных приборов; во-вторых, высоким качеством наблюдений, необходимым для такого опыта; в-третьих, удобством сравнения оценок, полученных в статье [8] и после корректировки.

Корректировка месячных сумм осадков, измеренных суммарным осадкомером, производилась по формуле

$$x_0 = x_i + \Delta x_c + \Delta x_{ин} + \Delta x_{в} \quad (3)$$

где x_0 — исправленная месячная сумма осадков, x_i — измеренная суммарным осадкомером месячная сумма осадков, Δx_c — поправка на смачивание суммарного осадкомера, равная средней единичной потере $\Delta q_{\text{тр}}$, умноженной на число случаев смачивания в течение месяца, $\Delta x_{\text{ин}}$ — инструментальная поправка, равная 0,2 мм, как указывалось выше, и вводимая один раз при измерении суммы осадков, Δx_v — поправка на влияние ветра.

Поправка на смачивание Δx_c первоначально определялась по фактическим данным о количестве сроков измерения осадков M по осадкомеру Третьякова: $\Delta x_c = \Delta q_{\text{тр}} M = 0,2 M$. Как было показано в работе [9], величина M неплохо характеризует число случаев смачивания осадкомера в течение месяца.

Поправка на влияние ветра определялась по формуле

$$\Delta x_v = x_i B, \quad (4)$$

где B — ветровой коэффициент, для жидких осадков — $B_{\text{ж}}$, для смешанных — B_c , для твердых — B_t .

Величина ветрового коэффициента $B_{\text{ж}}$ определялась с помощью эмпирического графика, помещенного в статью [6], по фактическому среднему месячному значению параметра структуры жидких осадков $N\%$ и скорости ветра u_2 на уровне осадкомера (2 м). Величины B_c и B_t определялись с помощью соответствующего графика из той же статьи по фактическим средним месячным значениям температуры воздуха t° и скорости ветра u_2 .

Материалы наблюдений по суммарному осадкомеру ОСК и контрольным приборам, помещенные в табл. 1 и 2 статьи [8], были дополнены фактическими данными о виде осадков, температуре воздуха t и числе случаев наблюдений M по осадкомеру Третьякова, взятым из отчетных таблиц осадкомерного полигона ВНИГЛ за соответствующие месяцы. Эти материалы и результаты корректировки по формуле (3) измеренных суммарным осадкомером сумм осадков помещены в табл. 6 и 7.

В табл. 6 показаны результаты корректировки месячных сумм жидких осадков, измеренных за летний сезон (6 месяцев) 1965 г. В графе 2 таблицы месячные суммы $x_{\text{ж}}$, измеренные контрольным прибором — наземным дождемером, в графах 6 и 15 — суммарным осадкомером. Как известно [2, 6, 8], наземный дождемер дает количество осадков, очень близкое к истинному. Из таблицы видно, что этим прибором измерено за сезон 392,4 мм, в то время как суммарный осадкомер собрал 324,1 мм; разница в 68,3 мм составляет 17% истинного количества осадков. Нужно отметить, что сумма осадков 111,5 мм, измеренная наземным дождемером в июле, вызывает сомнение, которое подтверждается вторым контрольным прибором — осадкомером Третьякова (сумма осадков x_t). По-видимому, во время исключительно сильных ливневых дождей (три дня — 19 и 25 июля — более 15 мм в один срок измерения) в наземный дождемер попадали брызги от ударов капель о поверхность воды в

Таблица 6

Результаты корректировки месячных сумм жидких осадков, измеренных суммарным осадкомером ОСК-2 на полигоне ВНИИГ в летний сезон 1965 г.

Месяц	Показания суммарного осадкомера ОСК-2, скорректированные																						
	по фактическим данным							по средним данным, снятым с карт															
	x_k мм	М	x_T мм	л/сек	x_1 мм	Δx_c мм	$\Delta x_{ни}$ мм	N %	$B_{ж}$	Δx^a мм	x_0 мм	$\frac{x_k}{x_0} \%$	x_1 мм	Δx_c мм	$\Delta x_{ни}$ мм	N %	$B_{ж}$	Δx^a мм	x_0 мм	$\frac{x_k}{x_0} \%$			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Май . . .	60,4	20	61,4	2,8	51,8	4,0	0,2	31	0,03	1,6	57,6	2,8	—	51,8	4,2	0,2	50	0,05	2,6	58,8	1,6	—	—
Июнь . . .	37,0	24	35,8	2,9	26,5	4,8	0,2	43	0,05	1,3	32,8	4,2	—	26,5	2,0	0,2	40	0,05	1,3	30,0	7,7	—	—
Июль . . .	115,5	31	110,8	3,1	89,4	6,2	0,2	22	0,02	1,8	97,6	17,9	—	89,4	4,5	0,2	30	0,04	3,6	97,7	17,8	—	—
Август . .	64,9	25	63,7	3,3	58,6	5,0	0,2	32	0,03	1,8	65,6	—0,7	—	58,6	3,5	0,2	40	0,05	2,9	65,2	—0,3	—	—
Сентябрь	44,2	22	45,7	3,0	37,7	4,4	0,2	35	0,03	1,1	43,4	0,8	—	37,7	3,0	0,2	55	0,06	2,3	43,2	1,0	—	—
Октябрь	70,4	33	70,8	3,6	60,1	6,6	0,2	35	0,05	3,0	69,8	0,6	—	60,1	6,0	0,2	70	0,10	6,0	72,3	—1,9	—	—
Сумма за 6 месяцев	392,4		389,2		324,1						366,8	25,6	7							367,2	25,2	7	
Сумма без данных за июль . . .	276,9		277,4		234,7						269,2	7,7	3							269,5	7,4	3	

Результаты корректировки месячных сумм твердых и смешанных осадков, измеренных суммарным осадкомером ОСК на полигоне ВНИГЛ в зимний сезон 1965-66 г.

Месяц	Показания суммарного осадкомера ОСК-2, скорректированные																					
	по фактическим данным						по средним данным, снятым с карт															
	x_k мм	М обш/т, с	М л, мм	Вид осадков по декам	ц м/сек.	ρ	x_i мм	$\Delta x_{с\text{ мм}}$	$\Delta x_{н\text{ мм}}$	В ж, с, т	$\Delta x_{в\text{ мм}}$	x_0 мм	$x_k - x_0$ мм	$\frac{x_k - x_0}{x_0} \%$								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Ноябрь	56,6	32/15	53,4	ж, с, т	3,3	-4,8	32,0	3,0	0,2	0,61	19,5	54,7	1,9		32,0	2,0	0,2	0,64	20,7	54,7	1,9	
Декабрь	66,4	42/12	61,6	с, т, т	4,0	-5,2	32,9	2,4	0,2	0,77	25,3	60,8	5,6		32,9	0,0	0,2	0,79	26,5	59,4	7,0	
Январь	49,7	36	49,8	т, т, т	2,8	-10,4	25,1	0,0	0,2	0,66	16,5	41,8	7,9		25,1	0,0	0,2	0,63	16,0	41,1	8,6	
Февраль	56,0	39/13	52,2	т, т, с	3,2	-11,7	27,5	2,6	0,2	0,75	20,6	50,9	5,1		27,5	0,0	0,2	0,72	20,0	47,5	8,5	
Март	73,7	37/24	68,0	с, т, с	3,7	-1,7	42,3	4,8	0,2	0,60	25,4	72,7	1,0		42,3	0,0	0,2	0,72	30,6	72,9	0,8	
Апрель	63,1	26/12	76,9	с, с, ж	2,6	2,5	56,1	3,6	0,2	0,34	19,0	78,9	-15,8		56,1	5,6	0,2	0,08	4,5	66,4	-3,3	
Сумма за 6 месяцев	365,5		361,9				215,9					359,2	6,3	2	215,9					342,0	23,5	6
Сумма без данных за апрель	302,4		285,0				159,8					280,2	22,2	7	159,8					275,6	26,8	9

затопленной яме. Чтобы не вводить сомнительную величину в окончательный подсчет, нами взята сумма осадков за пять месяцев: по наземному дождемеру 276,9 мм, по суммарному осадкомеру 234,7 мм; разность 42,2 мм, или 15%. После введения поправок в показания суммарного осадкомера (графы 6—14 табл. 6) сумма осадков по этому прибору стала 269,2 мм. Разность показаний контрольного прибора и ОСК-2 составляет 7,7 мм, или 3% истинного количества осадков. Такой результат корректировки показаний суммарного осадкомера по фактическим данным можно считать хорошим, так как ошибка в 3% сравнима с ошибками, неизбежными в процессе измерений. Этот результат подтвердил наше первоначальное предположение о том, что аэродинамические качества суммарного осадкомера ОСК близки к качествам дождемера с защитой Нифера, и, следовательно, экспериментальные зависимости, описанные в статье [6], пригодны и для этого прибора.

Учитывая, что суммарные осадкомеры на сети устанавливаются не на площадках метеостанций, а в удалении от них и, следовательно, фактических данных о скорости ветра u_2 , параметра структуры осадков $N\%$ и числе измерений M получить будет нельзя, нами сделана попытка корректировки показаний суммарного осадкомера по той же методике, которая рекомендована в [11] для введения поправок в показания осадкомеров на постах. Средние многолетние значения Δx_c (см. графу 16 табл. 6) снимались с карт, опубликованных в работе [9] или «Методических указаниях» [10]. Это оправдано, так как единичные потери на смачивание одинаковы (0,2 мм) у осадкомера Третьякова, для которого составлены карты, и у суммарного осадкомера ОСК. Средние многолетние значения параметра структуры $\bar{N}\%$ (графа 18 табл. 6) снимались с карт, помещенных в [11]. Величину скорости ветра u_2 заменить какими-либо табличными значениями не удастся; в дальнейшем ее придется брать по ближайшей станции-аналогу или измерять непосредственно.

Результаты корректировки показаний суммарного осадкомера этим методом показаны в графах 15—23 табл. 6. Как видно из таблицы, в данном конкретном случае результаты корректировки обоими методами совпали, однако оценка возможных отклонений показывает, что вероятные расхождения не будут превышать 2—3% истинной суммы осадков.

В табл. 7 показаны результаты корректировки месячных сумм твердых и смешанных осадков, измеренных суммарным осадкомером за зимний сезон 1965-66 г. В графе 2 даны месячные суммы $x_{\text{н}}$, измеренные контрольным прибором — защищенным осадкомером Третьякова, надежность показаний которого специально исследовалась во ВНИГЛ [8]. Контрольный прибор собрал за сезон 365,5 мм, суммарный осадкомер — 215,9 мм, разность равна 149,6 мм, или 41% реального количества осадков. После введения поправок в показания суммарного осадкомера (графы 8—15 табл. 7) сумма осадков по этому прибору стала 359,2 мм, т. е. всего на 6,3 мм меньше контрольной. Однако этот результат был забракован, так как вели-

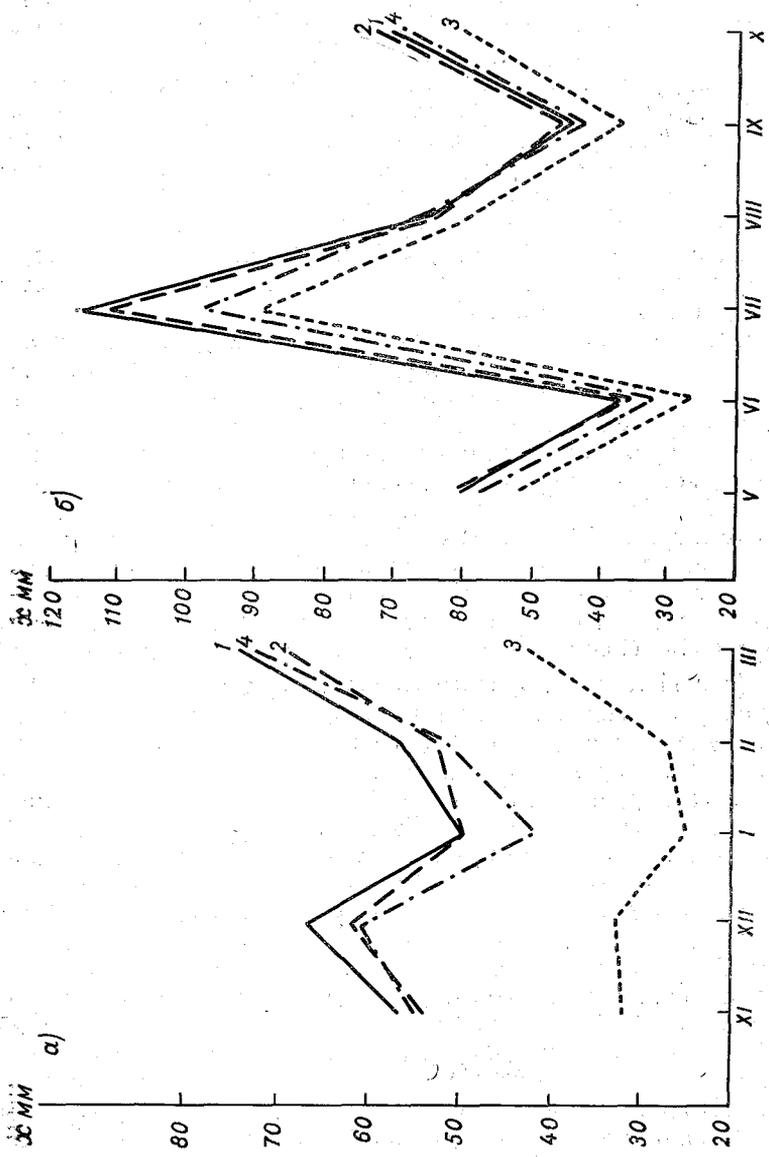


Рис. 4. Сезонный ход месячных сумм осадков, измеренных контрольными приборами и суммарным осадкомером.

а — твердые осадки, б — жидкие осадки; 1 — контрольный дождемер, 2 — исправленные показания осадкомера Третьякова; 3 — суммарный осадкомер; 4 — исправленные показания суммарного осадкомера.

чина поправки Δx_b в апреле была явно ошибочной, что подтверждает также стационарный осадкомер Третьякова (см. графу 4). Ошибка возникла из-за характеристики вида осадков: в течение двух декад со «смешанными осадками» на полигоне ВНИГЛ выпадал преимущественно мокрый снег с дождем, который по аэродинамическим свойствам ближе к жидким осадкам, чем к смешанным; средние характеристики смешанных осадков выведены с учетом мокрого снега, выпадающего крупными хлопьями. Это подтвердил также расчет за апрель, приведенный в графах 16—23 табл. 7, при котором осадки считались жидкими; расчет дал месячную сумму, близкую к контрольной.

Таблица 8

Сводка результатов корректировки показаний суммарных осадкомеров

Сезон	Контрольная сумма осадков x_k мм	Погрешность непосредственного измерения осадков суммарным осадкомером			Погрешность после корректировки					
		x_i мм	$x_k - x_i$ мм	в % от x_k	по фактическим данным			по средним данным		
					исправленные осадки x_0 мм	погрешность		исправленные осадки x_0 мм	погрешность	
						$x_k - x_0$ мм	в % от x_k		$x_k - x_0$ мм	в % от x_k
Теплый	276,9	234,7	42,2	15	269,2	7,7	3	269,5	7,4	3
Холодный	303,4	159,8	152,6	50	280,2	22,2	7	273,6	28,8	9

Сезонная сумма осадков за 5 месяцев (без учета сомнительных данных за апрель) была по контрольному прибору 302,4 мм, по суммарному осадкомеру 159,8 мм. После введения поправок сумма осадков по суммарному осадкомеру стала 280,2 мм, а разность с контрольным прибором 22,2 мм, т. е. 7% количества осадков. Этот результат также следует считать хорошим, учитывая большие погрешности, возникающие как при самом измерении, так и при корректировке сумм зимних осадков.

Так же как при корректировке жидких осадков, нами была сделана попытка ввести поправки в измерения суммарным осадкомером твердых и смешанных осадков по методике, рекомендованной в [11] для постов. Главное отличие этой методики от расчета по реальным данным состоит в том, что осадки делятся на жидкие, смешанные или твердые не по реальному состоянию, а по условным температурным границам, приведенным в табл. 12, помещенной в [11]; поправки на сачивание (для смешанных и жидких осадков) снимаются с карт [9, 10], а значения скорости ветра u_2 и температуры воздуха t° берутся по ближайшей станции-аналогу. Результаты этих подсчетов приведены в графах 6—23 табл. 7.

Как видно из таблицы, исправленная сумма осадков по суммарному осадкомеру 342,0 мм меньше показаний контрольного прибора на 23,5 мм, или на 6% действительной суммы осадков (для 5 месяцев соответственно 273,6, 28,8 мм, или 9%). Этот результат нельзя назвать очень хорошим хотя бы потому, что исправленные показания суммарного осадкомера систематически ниже показаний контрольного. Однако погрешности корректировки вполне сравнимы с погрешностями, допускаемыми при введении поправок при зимних осадкомерных наблюдениях на станциях и постах.

Сезонный ход измеренных и исправленных поправками сумм осадков по месяцам показан на рис. 4. Как видно на графиках, ход исправленных поправками сумм осадков по суммарному осадкомеру довольно хорошо согласуется с их ходом по контрольному прибору.

В заключение отметим, что опыт корректировки измеренных суммарным осадкомером сумм осадков показал возможность уже сейчас уменьшить ошибки измерения примерно в 5 раз (табл. 8), что делает их сравнимыми с наблюдениями сети осадкомеров Третьякова.

ВЫВОДЫ

Результаты опытной корректировки месячных и сезонных сумм осадков, измеренных суммарным осадкомером, изложенные в предыдущем разделе, дают основание для следующих выводов:

1. Установлено, что потери на смачивание суммарного осадкомера модели ОСК в среднем равны 0,2 мм, т. е. такие же, как и у осадкомера Третьякова. Для других моделей суммарных осадкомеров этот вид потерь может быть легко определен по разработанной и описанной выше методике.

2. Потери на испарение для осадкомеров с масляным наполнителем не существенны.

3. Для нахождения ветровых погрешностей суммарного осадкомера в первом приближении можно пользоваться эмпирическими зависимостями, найденными [6] для стандартного дождемера с защитой Нифера. В дальнейшем, вероятно, следует определить ветровые коэффициенты специально для суммарных осадкомеров разных моделей. Можно ожидать, что это даст уточнение при корректировке измеренных сумм осадков на 3—10%.

4. Корректировка показаний суммарных осадкомеров, выполненная с использованием зависимостей, описанных в статье [6], дает удовлетворительные результаты, если имеются надежные данные о средних значениях скорости ветра и температуры воздуха в месте установки осадкомера. Вопрос о способе определения этих параметров в удалении от метеорологических станций остается открытым.

5. Все сказанное относится к суммарным осадкомерам, установленным на сравнительно ровной местности, в том числе и в горных

долинах. В резко пересеченной местности ветровые потоки могут иметь вертикальную составляющую, поэтому упоминавшиеся выше ветровые зависимости там не пригодны. Методика корректировки показаний суммарных осадкомеров в пересеченной горной местности требует специального исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Струзер Л. Р. Основные недостатки и пути улучшения методов измерения атмосферных осадков. Тр. ГГО, вып. 175, 1965.
2. Струзер Л. Р., Нечаев И. Н., Богданова Э. Г. Систематические погрешности измерения атмосферных осадков. Метеорология и гидрология, № 10, 1965.
3. Струзер Л. Р. и др. Методика корректировки многолетних норм осадков. Метеорология и гидрология, № 11, 1965.
4. Нечаев И. Н. Исследование погрешности измерения осадков, вызванной испарением их из прибора. Тр. ГГО, вып. 215, 1968.
5. Нечаев И. Н. Потери осадков на смачивание осадкомеров и методика корректировки сумм осадков. Тр. ГГО, вып. 175, 1965.
6. Богданова Э. Г. Учет погрешности измерения осадков при вычислении их средних значений. Тр. ГГО, вып. 215, 1968.
7. Струзер Л. Р. и др. Опыт корректировки норм осадков. Тр. ГГО, вып. 215, 1968.
8. Голубев В. С. О точности учета осадков суммарными осадкомерами. Тр. ГГИ, вып. 142, 1967.
9. Нечаев И. Н. Корректировка месячных и годовых норм осадков поправками на смачивание осадкомерных сосудов. Труды ГГО, вып. 195, 1966.
10. Методические указания к четвертой части Справочника по климату СССР, разд. II «Атмосферные осадки». Введение поправок на недоучет осадков осадкомерами. Ротапринт ГГО, Л., 1966.
11. Указания для Управлений гидрометслужбы по вычислению поправок к измеренным величинам осадков. Ротапринт ГГО, Л., 1969.

И. Д. КОПАНЕВ

О ГУСТОТЕ СНЕГОМЕРНОЙ СЕТИ НА РАВНИННОЙ ТЕРРИТОРИИ СССР

Вопрос рационального размещения по территории нашей страны снегомерной сети является одной из актуальных задач.

Следует отметить, что исследования, связанные с разработкой метода размещений станций рационально построенной метеорологической сети, были начаты в ГГО еще в 30-х годах.

Теоретическое обоснование принципов размещения метеорологической сети подробно изложено в работах О. А. Дроздова и А. А. Шепелевского [1, 2]. Задача сводится к установлению зависимости точности интерполяции метеорологических элементов от расстояния между станциями, т. е. чтобы решить вопрос о рациональном размещении пунктов наблюдений за тем или иным элементом, нужно выявить путем интерполяции, на каких расстояниях можно получить значение элемента для любой точки между этими станциями с заданной точностью, определяемой требованиями практики и возможностями самого метода измерения.

Точность интерполяции того или иного метеорологического элемента в любой точке территории по данным двух близлежащих станций зависит от степени изменчивости этого элемента как во времени, так и в пространстве.

О. А. Дроздовым и А. А. Шепелевским [1, 2] была выявлена функциональная зависимость между средними квадратическими отклонениями разностей и средней квадратической ошибки интерполяции между двумя станциями, которая выражается формулой

$$f^2(\rho) = nF^2[(1-n)\rho] + (1-n)F^2(n\rho) - n(1-n)F^2(\rho), \quad (1)$$

где f — функция ошибки интерполяции по расстоянию; $n = \frac{\rho_{13}}{\rho}$, $(1-n) = \frac{\rho_{23}}{\rho}$, ρ — расстояния между станциями, по которым выполняется интерполяция; ρ_{13} и ρ_{23} — соответственно расстояния между

пунктом, для которого выполняется интерполяция, и исходными станциями (1 и 2); F — функция отклонения разности по расстоянию.

При этом допускается, что в пределах одной и той же климатической зоны тот или иной метеорологический элемент изменяется по территории более или менее плавно. Тогда наибольшая ошибка интерполяции получается на половине расстояния между исходными станциями, т. е. для выявления наибольших ошибок интерполяции по двум станциям может быть использован частный случай формулы (1)

$$f^2(\rho) = F^2\left(\frac{1}{2}\rho\right) - \frac{1}{4} F^2(\rho). \quad (2)$$

Согласно исследованиям Дроздова, значения элемента (осадков, снежного покрова и др.) на близлежащих станциях составляют равновариационные ряды и поэтому исключение систематических ошибок и приведение к одной дисперсии достигаются одновременно, а невязки показаний двух станций, находящихся на расстоянии ρ_{12} , могут определяться как средние квадратические

$$F(\rho_{12}) = \sqrt{\left| \frac{x_1}{x_1} - \frac{x_2}{x_2} \right|^2},$$

где x_1 — значение элемента на первой станции, x_2 — значение элемента на второй станции, а черта сверху обозначает осреднение.

Поскольку расчеты средних квадратических значений невязок довольно сложны и трудоемки, то вместо них можно вычислять по формуле Петерса вероятные ошибки [1], т. е.

$$F(\rho_{12}) = 0,85 \sqrt{\left| \frac{x_1}{x_1} - \frac{x_2}{x_2} \right|}. \quad (3)$$

По данным вероятных отклонений от средней разности на различных расстояниях между станциями можно выявить зависимость этих отклонений от расстояния для однородных в климатическом отношении районов.

Вероятные невязки интерполяции между интерполированной и фактически наблюдаемой величиной для третьей точки (станции) складываются из ошибки интерполяции и суммы ошибок измерения на исходных станциях. Поэтому чтобы определить ошибку интерполяции или разность между результатом интерполяции и величиной, измеренной на этой станции, следует исключить из полученной невязки интерполяции половину суммы ошибок измерения двух станций, допуская, что собственная ошибка измерения третьей станции равна половине сумм ошибок исходных станций. Поскольку среднее значение сумм этих ошибок представляет собой начальную ординату кривой вероятных отклонений от средней разности, то ошибку интерполяции можно выразить формулой [1]

$$\varphi^2(\rho) = f^2(\rho) - \frac{1}{2} F^2(0), \quad (4)$$

а ошибку экстраполяции — формулой

$$\Phi^2(\rho) = F^2(\rho) - \frac{1}{2} F^2(0), \quad (5)$$

где F_0 — начальная ордината кривой вероятных отклонений разностей.

Опыт показывает, что изложенная выше методика является вполне объективной и может быть принята при расчетах ошибок интерполяции для ряда метеорологических элементов в связи с решением вопросов рационального размещения гидрометеорологической сети на той или иной территории.

В 1945—1946 гг. О. А. Дроздовым и Е. И. Абрамовой были выполнены разработки, связанные с определением рациональных расстояний между пунктами снегомерной сети в различных районах страны. При расчетах ошибок интерполяции были использованы данные наблюдений по постоянным рейкам (за период 1890—1936 гг.), установленным на защищенных участках. Поскольку обработке подвергались материалы наблюдений по рейкам, установленным в защищенных местах, т. е. единый тип участков, то величина невязки (различий) в распределении снежного покрова, определяемая погодно-климатическим условием, является функцией расстояния между снегомерными пунктами. Подсчеты показали, что величина невязки и соответственно погрешности на защищенных и открытых участках, например, для территории Украины, примерно одного порядка. Ошибки интерполяции на середину между пунктами, которые принимаются за основу размещения станций снегомерной сети, для очень малых расстояний имеют меньшие значения, чем соответствующие ошибки в пункте измерений. С увеличением расстояния ошибки интерполяции на середину расстояния заметно растут.

Следует заметить, что погрешности интерполяции несколько уменьшены, поскольку в расчетах использованы также материалы одноречных измерений на защищенных участках.

Дроздовым и Абрамовой картированием результатов расчетов установлено, что на большей части лесной зоны СССР за рациональное расстояние между снегомерными пунктами следует принять 25 км.

В северо-западных, западных районах ЕТС, в лесостепной зоне, северных районах Казахстана из-за метелевого переноса и частых оттепелей различия в распределении снежного покрова с расстоянием заметно возрастают и поэтому снегомерные пункты должны размещаться на расстоянии около 10—15 км.

В районах с неустойчивым снежным покровом снегомерная сеть может быть значительно реже, т. е. расстояние между снегомерными пунктами должно быть не менее 35 км.

Нами сделана попытка определить рациональные расстояния между снегомерными пунктами в различных районах равнинной территории страны на основании данных снегомерных съемок за пе-

риод 1935—1965 гг. При расчетах использовались данные полевых участков в момент максимальной высоты, когда обычно имеют место большие расхождения в распределении снежного покрова в различных частях территории. При этом величины $F(\rho)$ соответственно $f(\rho)$ и $\phi(\rho)$ вычислялись по парам станций, расположенных на различных расстояниях друг от друга в каждом управлении Гидрометслужбы.

В табл. 1 приведены данные, характеризующие зависимость от расстояния вероятных отклонений от средней разности в различных районах страны. Повсюду отмечается рост вероятных отклонений с увеличением расстояния между снегомерными пунктами. Однако характер изменения вероятных отклонений для различных районов

Таблица 1

Зависимость вероятных отклонений $F(\rho)$ % от расстояния

УГМС	Расстояние, км							P %
	0	20	40	80	120	160	200	
Мурманское	3	5	8	14	18	21	23	3
Северо-Западное	4	6	9	15	21	24	26	4
Северное	3	4	6	10	15	17	19	3
Белорусской ССР	4	5	7	11	15	17	23	4
Верхне-Волжское	3	5	9	14	18	20	22	3
Уральское	3	5	8	13	18	22	25	3
Центральных областей	4	6	9	13	17	21	24	4
Центрально-Черноземных областей	6	7	9	14	18	25	32	6
Приволжское	5	7	9	12	16	19	22	4
Украинской ССР	9	13	15	22	26	30	34	10
Северо-Кавказское	8	11	13	19	26	31	35	9
Омское	3	4	6	10	16	18	20	3
Западно-Сибирское	4	6	9	13	17	20	23	4
Казахской ССР	7	8	10	15	19	25	30	7
Узбекской ССР	12	18	20	25	29	33	37	13
Красноярское	4	6	9	13	17	21	24	4
Якутское	3	4	6	11	13	15	17	3
Иркутское	4	6	9	13	16	18	20	4
Забайкальское	6	7	9	14	17	19	21	6
Колымское	3	5	8	12	15	17	20	3
Дальнего Востока	3	5	7	11	15	18	21	3
Приморское	4	6	9	13	17	21	23	4
Камчатское	3	6	9	12	15	19	23	3
Сахалинское	4	5	7	12	16	20	21	4

неодинаков. Так, в районах с неустойчивым залеганием снежного покрова (южные районы Украины, Северный Кавказ, Казахстан и Узбекистан) и с развитой овражно-балочной сетью (Курская и Воронежская обл.) вероятные отклонения с увеличением расстояния оказываются наибольшими.

В лесных районах ЕТС и на большей части Сибири пары станций дают меньшие значения вероятных отклонений разностей. Это свидетельствует о том, что в пределах более или менее однородной климатической зоны можно интерполировать отклонения от нормы с большой точностью. В целом же в разных частях равнинной территории страны вследствие большого разнообразия природных условий нельзя достигнуть одинаковой точности интерполяции.

Заслуживает внимания значение начальной ординаты $F(0)$ при $\rho=0$, дающей представление о невязках между данными снегосъемок на участках, находящихся в непосредственной близости один от другого, т. е. о степени точности методики снегосъемок на треугольных маршрутах (с периметром 1 км). Если взять отношения соответствующих пар станций $\frac{F(0)}{\sqrt{2}}$ к 0, 674, то можно получить сред-

ние квадратические ошибки P определения высоты снежного покрова на полевых участках (табл. 1). Из табл. 1 следует, что средняя квадратическая погрешность P определения высоты снежного покрова на треугольных снегомерных маршрутах возрастает с севера на юг от 3—4% в лесной зоне до 9—10% и достигает наибольших значений в северных районах Узбекистана. Это свидетельствует о том, что точность определения высоты снежного покрова, как и любого другого метеорологического элемента, зависит от его пространственно-временной изменчивости, обуславливается физико-географическими особенностями той или иной территории.

В табл. 2 и 3 приведены данные, характеризующие зависимость вероятных невязок и ошибок интерполяции от изменения расстояния между снегомерными пунктами в различных районах страны. Из табл. 2 и 3 следует, что вероятные невязки $f(\rho)$ и ошибки интерполяции $\phi(\rho)$ с увеличением расстояния растут медленнее вероятных отклонений $F(\rho)$. В районах с устойчивым залеганием снежного покрова, например на большей части Сибири, ошибки интерполяции растут очень медленно, что свидетельствует о слабой зависимости ошибок интерполяции от расстояния, обусловленной более или менее однородными погодно-климатическими условиями формирования снежного покрова. Наибольшие ошибки интерполяции высоты отмечаются в районах с неустойчивым снежным покровом (южные районы Украины и Казахстана, Узбекистан). Из приведенных данных следует, что вероятные невязки и ошибки интерполяции на середину расстояния между снегомерными пунктами, так же как и погрешности определения высоты снежного покрова на участках снегосъемок, увеличиваются по мере продвижения с севера на юг.

По-видимому, при выборе рационального расстояния между снегомерными пунктами необходимо добиваться того, чтобы точ-

Зависимость вероятных невязок интерполяции $f(\rho)$ % от расстояния

УГМС	Расстояние, км						
	20	40	60	80	120	160	200
Мурманское	3	4	5	6	8	10	12
Северо-Западное	4	5	6	7	9	12	16
Северное	3	4	5	6	8	10	12
Белорусской ССР	4	5	6	7	10	14	18
Верхне-Волжское	3	4	5	7	11	15	19
Уральское	3	3	5	6	8	10	12
Центральных областей	4	5	6	7	10	14	18
Центрально-Черноземных об- ластей	6	7	8	10	14	18	22
Приволжское	4	6	7	9	13	17	21
Украинской ССР	7	9	12	14	18	22	26
Северо-Кавказское	7	8	10	12	16	20	24
Омское	3	4	5	6	8	10	12
Западно-Сибирское	4	5	6	7	9	11	13
Казахской ССР	6	7	8	10	14	18	22
Узбекской ССР	10	12	14	16	20	24	28
Красноярское	4	5	6	8	12	16	20
Якутское	3	4	5	6	8	10	12
Иркутское	4	5	6	7	9	11	13
Забайкальское	5	6	7	8	10	12	15
Колымское	3	3	4	6	8	10	12
Дальнего Востока	4	5	7	9	13	17	21
Приморское	4	6	7	8	10	12	14
Камчатское	4	5	6	7	9	11	13
Сахалинское	4	6	7	8	11	15	19

ность интерполяции соответствовала точности непосредственных измерений на снегомерных участках. Если добиваться того, чтобы точность интерполяции превышала точность непосредственных измерений, то для этого понадобилось бы значительное сгущение снегомерной сети, что крайне невыгодно в экономическом отношении. Поэтому целесообразнее усовершенствовать методику непосредственных измерений путем проведения снегосъемок, чем сгущать снегомерную сеть [3].

При рационализации снегомерной сети, кроме экономической стороны, решение вопроса о ее густоте должно определяться размещением станций на таких расстояниях, при которых обеспечивалась

Зависимость вероятных ошибок интерполяции $\varphi(p)$ % от расстояния

УГМС	Расстояние, км						
	20	40	60	80	120	160	200
Мурманское	2	3	5	6	8	10	12
Северо-Западное	3	4	5	6	8	11	15
Северное	2	3	4	5	7	9	11
Белорусской ССР	3	4	5	7	9	13	18
Верхне-Волжское	2	3	4	6	11	15	19
Уральское	2	3	5	6	9	10	12
Центральных областей	3	4	5	6	11	13	18
Центрально-Черноземных областей	4	5	7	9	13	17	21
Приволжское	2	5	6	8	12	16	20
Украинской ССР	3	6	9	12	16	20	24
Северо-Кавказское	4	6	8	13	17	21	25
Омское	2	3	4	6	8	11	15
Западно-Сибирское	3	4	5	6	9	12	16
Казахской ССР	3	5	6	8	13	17	21
Узбекской ССР	5	8	11	13	18	22	26
Красноярское	3	4	5	7	11	15	19
Якутское	2	3	4	6	8	10	12
Иркутское	3	4	5	7	9	11	13
Забайкальское	3	4	6	7	10	12	15
Колымское	2	3	4	6	8	10	13
Дальнего Востока	3	4	6	8	12	16	20
Приморское	3	5	6	7	9	11	13
Камчатское	3	4	5	6	8	11	15
Сахалинское	3	5	6	7	9	13	17

бы точность учета характеристик снежного покрова, соответствующая точности учета их в пунктах наблюдений. При этом необходимо также учитывать физико-географические особенности изучаемой территории. Например, в пределах Белоруссии число дней со снежным покровом изменяется с юго-запада на северо-восток от 70 дней в Брестской области до 140 дней в Витебской. Максимальная высота снежного покрова изменяется соответственно от 10 до 32 см, а запас воды в снеге — от 30 до 90 мм.

Выполненные на основе материала экспериментальных площадных снегосъемок расчеты показывают, что на территории Белоруссии для обеспечения погрешности измерения высоты и плотности

снежного покрова 5—10% необходимо: а) на полевых маршрутах длиной 2 км производить 100 измерений высоты и 20 определений плотности; б) на лесных маршрутах длиной 0,5 км делать 50 измерений высоты и 5 определений плотности. Относительная погрешность определения высоты снежного покрова при длине снегомерного маршрута 1 км составляет 7%, а при длине 2 км — около 5% [3].

Расчеты погрешности интерполяции высоты снежного покрова на основе материала ежедневных снегомерных наблюдений по постоянным рейкам показывают, что интервалы времени между снегосьемками для обеспечения погрешности 5—10% изменяются в Белоруссии от 10 суток в период снегонакопления до 5 суток в период схода снежного покрова. В период нарастания при интервале времени между снегосьемками 10 суток абсолютная погрешность интерполяции высоты снежного покрова составляет 2,5 см, а относительная погрешность 8%. В период схода снежного покрова при интервале времени между снегосьемками 5 суток абсолютная погрешность достигает в среднем около 2 см, а относительная погрешность 8%.

На основе материалов снегомерных съемок на полевых участках для территории Белоруссии были вычислены для 132 пар станций, расположенных на различных друг от друга расстояниях, вероятные ошибки интерполяции отклонений от средней высоты и плотности снежного покрова. Средние квадратические ошибки при интерполяции на середину расстояния между станциями составляют около 6% при расстоянии между станциями 50 км.

Существующая снегомерная сеть Белоруссии состоит из 226 станций и постов, т. е. одна станция приходится на 900 км² при расстоянии между пунктами около 20 км.

Принимая во внимание имеющиеся разработки, можно считать, что для объективной оценки высоты и плотности снежного покрова на территории Белоруссии за рациональное расстояние между станциями следует принять 20—25 км, т. е. иметь такую снегомерную сеть, чтобы одна станция приходилась в среднем на 1500 км². Однако в юго-западных районах Белоруссии вследствие влияния на снежный покров частых оттепелей и режима осадков станции должны размещаться на расстоянии не более 15 км друг от друга. Поэтому оптимальная, постоянно действующая снегомерная сеть Белоруссии должна состоять примерно из 150 пунктов снегомерных наблюдений вместо 226, имеющих в настоящее время.

Аналогичные расчеты были выполнены для всей равнинной территории страны, и были получены рациональные параметры снегосьемок в различных районах, обеспечивающие заданную точность определения характеристик снежного покрова [3].

В табл. 4 приведены рациональные расстояния между снегомерными пунктами для различных районов страны, приемлемые при интерполяции высоты снежного покрова с заданной точностью.

Для гидрологических прогнозов и расчетов требуемая вероятная ошибка интерполяции должна быть равной 4%, средняя квадрати-

Таблица 4

Расстояния между пунктами снегоъемок и рассчитанная
густота снегомерной сети

УГМС	Расстояние, км	Рассчитанное число пунктов			Число пунктов в настоящее время	Разность 6—3
		среднее	наибольшее	наименьшее		
1	2	3	4	5	6	7
Мурманское	35—40	32	36	28	83	51
Северо-Западное	35—45	83	103	62	246	163
Северное	45—50	163	180	146	273	110
Белорусской ССР	15—25	152	200	102	226	74
Верхне-Волжское	35—45	75	95	56	214	139
Уральское	45—50	95	104	85	175	80
Центральных областей	35—40	46	50	42	227	181
Центрально-Черноземных областей	20—25	135	164	103	229	94
Приволжское	30—40	116	147	85	222	106
Украинской ССР	10—20	1185	1185	482	511	—674
Северо-Кавказское	15—25	554	821	287	471	—83
Омское	45—55	192	235	158	150	—42
Западно-Сибирское	35—45	178	224	132	293	115
Казахской ССР	20—35	1462	2200	725	375	—1105
Узбекской ССР	10—15	925	1270	580	52	—903
Красноярское	45—55	315	375	252	144	—171
Якутское	55—60	300	322	273	225	—75
Иркутское	45—50	163	180	145	197	34
Забайкальское	40—45	75	86	65	196	121
Колымское	45—55	160	190	130	79	—81
Дальнего Востока	40—45	252	285	220	231	—21
Приморское	30—35	51	60	42	98	47
Камчатское	35—40	130	147	112	50	—80
Сахалинское	30—35	28	33	24	62	30

ческая ошибка 6% и возможная ошибка 15% [4]. Из табл. 4 видно, что для обеспечения одной и той же вероятной погрешности интерполяции 4% расстояние между снегомерными пунктами не должно быть одинаковым для всех рассматриваемых управлений Гидрометслужбы.

В табл. 4 приведено также возможное рассчитанное число пунктов, необходимое для обеспечения заданной погрешности интерполяции, и число пунктов существующей в настоящее время снегомерной сети.

Сравнение показывает, что на большей части территории Европейской части СССР, особенно в районах с устойчивым снежным покровом, число снегомерных пунктов существующей сети значительно превосходит рассчитанное. Это обстоятельство позволяет упорядочить существующую сеть в указанных УГМС. Обратная картина наблюдается на большей части Сибири, где существующая снегомерная сеть слишком редка, чтобы обеспечить заданную погрешность интерполяции.

В табл. 4 числа со знаком минус (графа 7) — количество недостающих пунктов для полного освещения соответствующих районов (Красноярский край, Якутия, Дальний Восток и др.).

Для обеспечения заданной погрешности интерполяции в районах с неустойчивым снежным покровом требуется более густая сеть, чем существующая. Особенно выделяются южные районы Украины, Северного Кавказа, Казахстана и Узбекистана. Однако в районах с неустойчивым снежным покровом нет необходимости сгущать снегомерную сеть, так как снежный покров в этих районах залегает обычно непродолжительное время и как природный фактор не играет существенной роли.

Анализ приведенных данных показывает, что погрешность интерполяции высоты снежного покрова и густота снегомерной сети определяются пространственно-временной изменчивостью снежного покрова.

В связи с этим для обеспечения заданной погрешности интерполяции, например, плотности снежного покрова требуется меньшее число пунктов наблюдений, чем для высоты снежного покрова. Определение плотности снега, как известно, является наиболее трудоемким видом снегомерных наблюдений.

Разумеется, что при рационализации снегомерной сети необходимо решать целый комплекс вопросов (учет рационального размещения общей гидрометеорологической сети), в том числе принимать во внимание и многообразие запросов различных отраслей народного хозяйства, заинтересованных в получении информации о снежном покрове.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дроздов О. А., Шепелевский А. А. Теория интерполяции в стохастическом поле метеорологических элементов и ее применение к вопросам метеорологических карт и рационализации сети. Тр. НИУ ГУГМС, сер. I, вып. 13, 1946.
2. Дроздов О. А. О принципах рационализации сети метеорологических станций. Тр. ГГО, вып. 123, 1961.
3. Лайхтман Д. Л., Копанев И. Д. К обоснованию методики снего съемок. Метеорология и гидрология, № 8, 1966.
4. Паршин В. Н. Точность учета снеготалосов в бассейне и ее влияние на точность прогноза объема половодья. Тр. ЦИП, вып. 30 (57), 1953.

О ТОЧНОСТИ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ СУТОЧНОГО ХОДА МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПО СРОЧНЫМ ДАНЫМ

В результате измерений в определенные сроки на метеорологических станциях получают значения температуры, влажности воздуха и других метеорологических элементов в дискретные моменты времени. Для определения значений метеорологического элемента в любые промежуточные моменты необходимо восстановить весь суточный ход этого метеорологического элемента. Если, кроме измеренных значений, каких-либо дополнительных данных о характере изменения метеорологического элемента во времени нет, то для построения суточного хода строят аппроксимирующую функцию $V(t)$ так, чтобы в моменты времени t_1, t_2, \dots, t_{n+1} (сроки измерения) значения $V(t)$ были равны измеренным значениям точно. В качестве аппроксимирующей функции чаще всего используется алгебраический полином

$$P_n(t) = a_0 x^n + a_1 x^{n-1} + \dots + a_n. \quad (1)$$

Полином $P_n(t)$ является единственным (не зависит от способа определения коэффициентов a_0, a_1, \dots, a_n), если число сроков измерения (узлов аппроксимации) равно $n+1$. В этом случае значения полинома $P_n(t)$ в узлах аппроксимации (t_1, t_2, \dots, t_{n+1}) точно равны измеренным значениям метеорологического элемента $f(t)$

$$P_n(t_i) = f(t_i), \quad (2)$$

а коэффициенты a_0, a_1, \dots, a_n определяются из линейной системы $(n+1)$ уравнений, которая имеет единственное решение.

Для определения необходимого числа сроков наблюдений следует оценить разность между значениями метеорологического элемента $f(t)$ и значением полинома $P_n(t)$ в любые моменты времени в зависимости от n . На основании (2) разность $f(t_i) - P_n(t_i)$ равна

нулю при $i=0, 1, 2, \dots, n$ (в узлах аппроксимации), поэтому существует функция $R(t)$ [1] такая, что

$$f(t) - P_n(t) = (t - t_0)(t - t_1) \dots (t - t_n) R(t). \quad (3)$$

Для получения оценки $f(x) - P_n(x)$ в соответствии с [2] выражение (3) запишем для любого фиксированного значения $t=t^*$

$$f(t^*) - P_n(t^*) = (t^* - t_0)(t^* - t_1) \dots (t^* - t_n) R(t^*). \quad (4)$$

Из вида функции

$$\Phi(t) = f(t) - P_n(t) - (t - t_0)(t - t_1) \dots (t - t_n) R(t^*) \quad (5)$$

можно заключить, что если $f(t)$ можно дифференцировать $(n+1)$ раз, то и $\Phi(t)$ также допускает дифференцирование $(n+1)$ раз по t , и

$$\Phi^{(n+1)}(t) = f^{(n+1)}(t) - (n+1)! R(t^*), \quad (6)$$

так как $R(t^*)$ — постоянное число (t^* — фиксировано).

Как видно из (5), $\Phi(t)$ на интервале аппроксимации $[a, b]$ обращается в нуль $(n+2)$ раза: в точках t_0, t_1, \dots, t_n и в точке t^* . На основании теоремы о среднем ее первая производная обращается в нуль $(n+1)$ раз, вторая — n раз, а $(n+1)$ -я производная — хоть один раз. Пусть это имеет место при значении $t=\tilde{t}$. Тогда для этого значения из (6) получим

$$R(t^*) = \frac{f^{(n+1)}(\tilde{t})}{(n+1)!}. \quad (7)$$

Подставляя это значение $R(t^*)$ в (4) и опуская знак * (так как t^* произвольно), получим [2], что

$$f(t) - P_n(t) = \frac{(t - t_0)(t - t_1) \dots (t - t_n) f^{(n+1)}(\tilde{t})}{(n+1)!}. \quad (8)$$

Оценим погрешность для случая, когда $f(t)$ является простой гармонической функцией времени,

$$f(t) = \frac{A}{2} \cos \frac{\pi t}{12}, \quad (9)$$

а аппроксимируется полиномом 4-й степени, построенным за сутки по данным за четыре срока наблюдений (0, 6, 12, 18, 24 часа).

$$P_4(t) = a_0 t^4 + a_1 t^3 + a_2 t^2 + a_3 t + a_4. \quad (10)$$

В узлах аппроксимации (при $t_0=0; t_1=6; t_2=12; t_3=18; t_4=24$ часа) значения $P_4(t)$ точно равны $f(t)$.

В промежуточных же точках они могут отличаться от $f(t)$ на величину

$$\Delta_4 = f(t) - P_4(t) = \frac{(t-t_0)(t-t_1)(t-t_2)(t-t_3)(t-t_4)}{5!} \times \left(\frac{\pi}{12}\right)^5 \frac{A}{2} \sin \frac{\pi \tilde{t}}{12}. \quad (11)$$

Учитывая, что $\sin \frac{\pi \tilde{t}}{12}$ может иметь порядок единицы (максимальное значение), для середины промежутка между сроками получим

$$\Delta_4 = f(t) - P_4(t) \approx 0,26 \frac{A}{2}. \quad (12)$$

Обычно величина $\sin \frac{\pi \tilde{t}}{12}$ меньше единицы и соответственно $\Delta_4 < 0,26 \frac{A}{2}$. При амплитуде суточного хода $A = 10^\circ$ погрешность аппроксимации суточного хода полиномом 4-й степени, который построен по четырем равноотстоящим срокам (0, 6, 12, 18 и 24 часа), не будет превосходить в соответствии с (12) $1,3^\circ\text{C}$.

Если фактический суточный ход метеорологического элемента является суммой нескольких (M) гармоник, то ошибка аппроксимации этого хода алгебраическим полиномом может быть записана в виде

$$\Delta_4 = \frac{(t-t_0)(t-t_1)(t-t_2)(t-t_3)(t-t_4)}{5!} \sum_{k=1}^M \left(\frac{\pi k}{12}\right)^5 a_k \sin \frac{\pi k t}{12} \quad (13)$$

(для простоты запись Δ_4 приводим для четной функции, разлагающейся в ряд по косинусам).

Учитывая, что $\left(\frac{\pi k}{12}\right)^5 \ll 1$, а амплитуда a_k k -той гармоники обычно быстро убывает с ростом k , величина ошибки будет близка к оценке для простого гармонического хода.

Оценка погрешности аппроксимации суточного хода (9) алгебраическим полиномом, построенным по восьми равномерно отстоящим срокам наблюдений,

$$P_8(t) = a_0 t^8 + a_1 t^7 + \dots + a_7 t + a_8 \quad (14)$$

дает в соответствии с (8)

$$\Delta_8 = f(t) - P_8(t) = \frac{\prod_{i=0}^8 (t-t_i)}{9!} \left(\frac{\pi}{12}\right)^9 \frac{A}{2} \sin \frac{\pi \tilde{t}}{12}, \quad (15)$$

или

$$\Delta_8 \ll 0,01 \frac{A}{2} \sin \frac{\pi \tilde{t}}{12},$$

т. е. погрешность аппроксимации суточного хода полиномом, полученным по восьмисрочным данным, в этом случае будет существенно меньше $0,01 \frac{A}{2}$.

Для оценки действительной величины погрешности аппроксимации суточного хода температуры и влажности воздуха полиномом по данным четырех- и восьмисрочных измерений были взяты ежечасные средние многолетние значения этих элементов (нормы) на станциях УГМС БССР, полученные по самописцам (термографу, гигрографу).

Таблица 1

Погрешность аппроксимации ($^{\circ}\text{C}$) ежечасных норм температуры воздуха по четырехсрочным данным

Станция	Амплитуда суточного хода	Погрешность аппроксимации							
		средняя за интервал, час.				максимальная за интервал, час.			
		2-6	8-12	14-18	20-24	2-6	8-12	14-18	20-24

Май

Минск, болотная	4,2	0,6	0,3	0,1	0,3	1,1	0,4	0,2	0,6
Минск, ГМО . . .	4,0	0,5	0,4	0,2	0,3	1,0	0,6	0,3	0,6
Гродно	3,9	0,5	0,4	0,2	0,2	0,8	0,7	0,4	0,4
Могилев	4,0	0,6	0,4	0,1	0,3	1,0	0,7	0,2	0,5
Бобруйск	4,0	0,3	0,4	0,2	0,3	0,8	0,7	0,3	0,6
Пинск	4,4	0,3	0,4	0,2	0,3	1,3	0,6	0,4	0,6
Полоцк	4,0	0,5	0,5	0,3	0,3	0,9	0,6	0,4	0,5
Новогрудок . . .	3,2	0,2	0,1	0,1	0,3	0,5	0,2	0,3	0,3
Костюковичи . .	4,0	0,5	0,4	0,2	0,4	1,1	0,6	0,4	0,6
Радосшковичи . .	4,5	0,5	0,7	0,2	0,6	1,1	0,9	0,4	0,9

Июнь

Минск, болотная	4,7	1,0	0,2	0,4	0,5	1,6	0,4	0,5	0,8
Минск, ГМО . . .	4,0	0,7	0,2	0,3	0,3	1,1	0,4	0,4	0,5
Гродно	4,0	0,6	0,3	0,3	0,2	1,0	0,4	0,5	0,4
Могилев	4,2	0,8	0,4	0,1	0,3	1,1	0,6	0,3	0,6
Бобруйск	4,2	0,6	0,5	0,2	0,2	1,1	0,6	0,3	0,5
Пинск	4,8	1,0	0,5	0,1	0,4	1,6	0,8	0,2	0,9
Полоцк	4,2	0,6	0,2	0,5	0,2	1,0	0,3	0,6	0,3
Новогрудок . . .	3,4	0,4	0,2	0,2	0,2	0,7	0,3	0,3	0,3
Костюковичи . .	4,6	0,7	0,3	0,3	0,3	1,1	0,4	0,4	0,7
Радосшковичи . .	4,7	0,8	0,4	0,2	0,5	1,3	0,6	0,3	0,8

Из этих значений выбраны данные за четыре срока, ближайшие к климатологическим срокам, в которые проводились наблюдения до 1966 г. Эти сроки наилучшим образом связаны с естественным ходом метеорологических элементов. По четырехсрочным значениям были построены аппроксимирующие полиномы четвертой степени и определены значения полиномов для каждого часа. Полученные ежечасные значения сравнивались с фактическими ежечасными значениями. Для примера в табл. 1 приведены погрешности аппроксимации температуры, средние и максимальные за интервалы между сроками, для мая и июня месяца по 10 станциям. Как видно из таблицы, максимальные погрешности близки к полученным оценкам.

Для относительной влажности воздуха максимальная погрешность аппроксимации составляет 4—6% как для мая, так и для июня, средние же погрешности равны 2—3%, что при амплитуде суточного хода 30—40% также хорошо согласуется с оценками, полученными по формуле (12).

Полиномы, построенные по данным восьми равномерно отстоящих точек, практически (в пределах 0,1—0,2°C по температуре и 1% по относительной влажности) совпадают с ежечасными данными.

Лишь для случаев, когда в суточном ходе элемента имеются резкие неперIODические изменения, погрешность аппроксимации даже по восьми срокам может быть существенной. Так, для полусуточной гармоника погрешность аппроксимации по восьми срокам будет такой же, как и для суточной амплитуды при аппроксимации по данным восьми сроков [см. формулу (12)].

Такие особенности суточного хода метеорологических элементов, как значительные амплитуды высокочастотных гармоник, могут иметь место в отдельные дни (при смене погодных условий) на любых станциях и, как правило, наблюдаются на станциях, расположенных в сложных физико-географических условиях (горные долины и т. п.).

Следовательно, только на этих станциях и для тех элементов, суточный ход которых характеризуется погрешностью аппроксимации, большей, чем допустимая величина в системе измерений, целесообразно иметь самопишущие приборы для детальной регистрации изменения этого элемента во времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахнезер Н. И. Лекции по теории аппроксимации. Изд-во «Наука», М., 1965.
2. Хемминг Р. В. Численные методы. Изд-во «Наука», М., 1968.

А. Г. БРОИДО, С. М. ГОЛЬДМАН, Г. И. ЛАГУТИНА, В. Д. ЭСИК

ОПЫТ ПРОВЕРКИ СТАНЦИОННОЙ МЕТОДИКИ РАСЧЕТА СУТОЧНЫХ СУММ ПОТОКА ТЕПЛА В ПОЧВЕ

Поток тепла в почве является одним из четырех основных элементов теплового баланса деятельного слоя. В умеренных широтах в теплое время года днем этот поток обычно заметно меньше трех других основных элементов теплового баланса (радиационный баланс, турбулентный поток тепла, затрата тепла на испарение). В соответствии с этим его суточная сумма также меньше сумм остальных элементов. Но в переходные и ночные часы суток, а также в переходные сезоны относительная роль этого потока может резко увеличиться, в некоторые моменты он может оказаться наибольшим из элементов баланса. Кроме того, существует ряд прикладных задач, связанных с тепловым режимом почвы, для решения которых рассматриваемый поток имеет самостоятельное большое значение (независимо от его относительно небольшой роли в тепловом балансе). В частности, в этих задачах важно достаточно точно знать суточные суммы этого потока. Для нахождения средней за декаду суточной суммы потока тепла в почве в Руководстве [1] рекомендована формула

$$Q_{\text{сут}} = 1440 P_{\text{ср. сут}}, \quad (1)$$

где численный коэффициент представляет собой число минут в сутках; а $P_{\text{ср. сут}}$ есть среднее за сутки значение рассматриваемого потока (в кал/см²мин.). Оно вычисляется по получающемуся из формулы трапеций соотношению

$$P_{\text{ср. сут}} = \frac{P_1 + P_7 + P_{10} + P_{13} + P_{18} + P_{19} + \frac{P_1 + P_7}{2} + \frac{P_1 + P_{19}}{2}}{8},$$

где все P_i — потоки тепла в почве в стандартные сроки градиентных наблюдений. Индексы при P характеризуют эти сроки. Методика расчета значений P довольно трудоемка. Она детально описана в [1].

В работе [2] на сравнительно небольшом опытном материале показано, что расчеты по формуле (1) часто приводят к результатам, значительно отклоняющимся от действительных значений вычисляемых сумм не только по абсолютной величине, но нередко даже и по знаку. В этой же работе для расчета средних за декаду суточных сумм потока тепла в почве предложена, в частности, формула

$$Q_{\text{сут}} = c \sum_{\tau} S', \quad (2)$$

где c — объемная теплоемкость верхнего 20-сантиметрового слоя почвы на данной станции за данную декаду, S' — величина, связанная с изменением температуры этого слоя от предыдущего до данного срока ее измерений. Способ расчета величины S' тоже детально изложен в [1] и проанализирован в [2].

Целью настоящей работы являлась проверка формулы (1) на более обширном опытном материале и дальнейшее уточнение характеристик расхождения получаемых по ней результатов со значениями, вычисляемыми по более достоверной формуле (2). Последние значения были при этом приняты за эталон.

Для выработки предварительного навыка в решении поставленной задачи прежде всего были рассмотрены материалы 10 серий наблюдений Махталинской экспедиции Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова и Среднеазиатского научно-исследовательского гидрометеорологического института. Экспедиция проводилась в сентябре 1959 г. в районе совхоза «Махталы» [3]. Наблюдения в экспедиции были круглосуточными и выполнялись во все нечетные часы с 7 час. данных суток до 7 час. следующих. Для «привязки» к стандартным станционным срокам градиентных измерений значения температуры почвы в четные сроки 10 и 16 час. вычислялись в настоящей работе как средние из температуры в два соседних нечетных экспедиционных срока. В качестве объемной теплоемкости почвы было принято значение 0,30 кал/см³град., которое, по-видимому, достаточно близко соответствует составу и состоянию верхнего 20-сантиметрового слоя на данной площадке.

В соответствии с [1], по исходным данным о температуре были найдены разности температур в данный и предыдущий сроки наблюдений, с помощью приложения 10 к [1] — вычислены величины S_i для каждой глубины и подсчитаны их суммы S' , рассчитаны средние потоки тепла P' в почве за интервалы между сроками наблюдений и их значения P_h в сами эти сроки. Результаты расчета по формулам (1) и (2) по данным Махталинской экспедиции и характеристики расхождения этих результатов приведены в табл. 1. В ней под абсолютным расхождением понимается разность между суточными суммами, полученными по формуле (1) и по формуле (2), а под относительным — отношение этой разности к сумме по формуле (2), выраженное в процентах (без учета знака).

Из табл. 1 видно, во-первых, что во всех 10 случаях суточные суммы, вычисленные по формуле (1), завышены по сравнению с суммами, найденными по «эталонной» формуле (2), как это и было предсказано теорией [2]. Во-вторых, в одном из 10 случаев (5-я серия) найденные суммы действительно различаются не только по величине, но и по знаку. В-третьих, даже в рассматриваемом южном

Таблица 1
**Расхождение суточных сумм потока тепла
 в почве, вычисленных по формулам (1) и (2)
 по данным Махталинской экспедиции**

Номер серии наблюдений	Сумма, полученная		Расхождение	
	по формуле (1)	по формуле (2)	абсолютное	относительное
1	13	1	12	1200
2	—3	—9	6	67
3	12	3	9	300
4	13	4	9	225
5	7	—2	9	450
6	13	4	9	225
7	6	3	3	100
8	14	3	11	367
9	7	1	6	600
10	12	5	7	140

районе с типично континентальным климатом летом могут иметь место отрицательные суточные суммы потока тепла в почве, причем фактически это наблюдается даже чаще, чем получается по формуле (1). В-четвертых, расхождения результатов, получающихся по формулам (1) и (2), действительно весьма велики: лишь в двух случаях они не превышают 100%, хотя и не снижаются менее чем до 67%. В пяти случаях расхождение составляет от 100 до 400%, т. е. сумма, вычисленная по (1), отличается от действительной не менее чем в 2—5 раз. Наконец, в трех случаях оно превышает 400%.

Эти предварительные результаты вполне согласуются с данными, полученными в работе [2]. Тем не менее представлялось целесообразным проверить формулу (1) на еще более обширном и более массовом стандартном станционном (а не экспедиционном) материале наблюдений. Такая проверка проведена во второй части настоящей работы.

Исходными данными явились средние за декаду значения температуры поверхности почвы и на четырех стандартных глубинах

(5, 10, 15 и 20 см) в общепринятые сроки градиентных наблюдений (1, 7, 10, 13, 16 и 19 час. среднего солнечного времени) за июнь, июль и август 1967 и 1968 гг. на станциях Рига, Пинск, Аскания-Нова, Чарджоу, характеризующихся весьма разнообразными физико-географическими условиями. Для расчетов по формуле (2) использовались также данные об объемной теплоемкости почвы в соответствующие декады на указанных станциях. Все материалы, необходимые для выполнения расчетов, выписывались из тщательно проверенных таблиц ТМ-16-р, хранящихся в методическом отделе Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. Для большей надежности получаемых результатов все материалы для 1967 г. были заново пересчитаны непосредственно по исходным значениям средней за декаду температуры почвы в стандартные сроки. Поскольку при этом никаких расхождений с результатами, помещенными в таблицах ТМ-16-р, практически не обнаружилось, то было решено за 1968 г. для экономии времени не пересчитывать эти таблицы заново, а воспользоваться имеющимися в них готовыми значениями P_i и S' . При этом оказалось необходимым отбраковать как сомнительное лишь одно из 288 значений P_i за 1968 г. — значение P_{19} за I декаду июля по ст. Аскания-Нова. Таким образом, для проведения сравнения удалось использовать 95 пар значений $Q_{сут}$, что более чем вдвое превышает объем материала, использованного для той же цели в работе [2]. Полученные результаты приведены в табл. 2.

Данные табл. 2 полностью подтверждают предварительные выводы, полученные из табл. 1. Действительно, 88 из 95 сумм (93%), найденных по формуле (1), завышены. Только в четырех случаях (4%) эта формула приводит к точным, а в трех случаях (3%) — к заниженным значениям. Весьма нередко (32 случая, т. е. 34%) эти значения отличаются от действительных не только по величине, но и по знаку, причем в 31 случае при фактически отрицательных суточных суммах формула (1) приводила к положительным или крайней мере (3 раза) к нулевым значениям, и только в одном случае формула (1) дала отрицательную сумму при фактически нулевой. Таким образом, формула (1) не только систематически завышает вычисляемую величину, но и маскирует тот важный факт, что во всех рассмотренных районах (и в южных чаще, чем в северных) средняя за декаду суточная сумма потока тепла в почве, а потому, согласно методике [1], также и декадная сумма нередко оказывается отрицательной даже в летние месяцы.

Относительное расхождение получающихся сумм удалось вычислить в 69 из всех 95 случаев. Только в 10 из них (14%) оно не превышало 100%, в 30 случаях (44%) лежало в пределах 101—400% (2—5 раз), а в остальных 29 случаях (42%) превышало 400%, в том числе в 11 случаях (16%) составляло или превышало 1000%. Однако, естественно, что наибольшие значения относительной погрешности получаются при малых фактических суточных суммах, стоящих в знаменателе вычисляемой величины. Из табл. 2

Таблица 2

Сравнение средних за декаду суточных сумм потока тепла в почве,
вычисленных по формулам (1) и (2)

Месяц	Декада	Сумма		Расхождение		Месяц	Декада	Сумма		Расхождение	
		по формуле (1)	по формуле (2)	абсолютное	относительное			по формуле (1)	по формуле (2)	абсолютное	относительное
Рига, 1967 г.						Пинск, 1967 г.					
VI	I	6	0	6	—	VI	I	7	0	7	—
	II	7	2	5	250		II	3	1	2	200
	III	0	0	0	—		III	3	1	2	200
	месяц	3	0	3	—		месяц	1	1	0	0
VII	I	12	1	11	1100	VII	I	3	0	3	—
	II	13	9	4	44		II	0	0	0	—
	III	7	-1	8	800		III	7	0	7	—
	месяц	1	6	-5	83		месяц	6	0	6	—
VIII	I	7	1	6	600	VIII	I	7	0	7	—
	II	3	-3	6	200		II	3	-1	4	400
	III	0	1	-1	100		III	7	-1	8	800
	месяц	6	0	6	—		месяц	0	-1	1	100
Рига, 1968 г.						Пинск, 1968 г.					
VI	I	13	3	10	333	VI	I	6	3	3	100
	II	13	5	8	160		II	7	1	6	600
	III	-3	-5	2	50		III	0	-3	3	100
	месяц	12	1	11	1100		месяц	3	-1	4	400
VII	I	13	2	11	550	VII	I	3	1	4	400
	II	3	-1	4	400		II	3	0	3	—
	III	6	-1	7	700		III	6	0	6	—
	месяц	-1	0	-1	—		месяц	1	0	1	—
VIII	I	1	0	1	—	VIII	I	7	1	6	600
	II	6	0	6	—		II	3	-1	4	400
	III	9	2	7	350		III	7	2	5	250
	месяц	7	1	6	600		месяц	6	1	5	500

Месяц	Декада	Сумма		Расхождение		Месяц	Декада	Сумма		Расхождение	
		по формуле (1)	по формуле (2)	абсолютное	относительное			по формуле (1)	по формуле (2)	абсолютное	относительное

Аскания-Нова, 1967 г.

VI	I	14	4	10	250
	II	7	1	6	600
	III	12	4	8	200
	месяц	13	3	10	333

VII	I	6	-3	9	300
	II	7	0	7	—
	III	16	3	13	433
	месяц	6	0	6	—

VIII	I	9	-3	12	400
	II	9	2	7	350
	III	3	-1	4	400
	месяц	13	-1	14	1400

Аскания-Нова, 1968 г.

VI	I	1	1	0	0
	II	7	0	7	—
	III	0	-1	1	100
	месяц	6	-5	11	220

VII	I	—	—	—	—
	II	9	-2	11	550
	III	9	-1	10	1000
	месяц	9	0	9	—

VII	I	9	0	9	—
	II	14	1	13	1300
	III	7	0	7	—
	месяц	3	-3	6	200

Чарджоу, 1967 г.

VI	I	7	-3	10	333
	II	13	3	10	333
	III	9	0	9	—
	месяц	9	0	9	—

VII	I	17	1	16	1600
	II	13	1	12	1200
	III	9	-2	11	550
	месяц	12	0	12	—

VIII	I	6	-1	7	700
	II	6	-2	8	400
	III	7	-3	10	333
	месяц	1	-2	3	150

Чарджоу, 1968 г.

VI	I	16	2	14	700
	II	17	4	13	325
	III	6	0	6	—
	месяц	17	1	16	1600

VII	I	9	-2	11	550
	II	13	1	12	1200
	III	12	-1	13	1300
	месяц	12	-1	13	1300

VIII	I	14	2	12	600
	II	1	-3	4	133
	III	6	-4	10	250
	месяц	9	-2	11	550

видно, что все 11 случаев, когда относительное отклонение равнялось или превышало 1000%, получены при суточных суммах, отличающихся от нуля на наименьшую величину, возможную при принятом округлении, т. е. при ± 1 кал/см²мин. Более того, из еще 11 случаев, в которых это отклонение составляло от 600 до 1000%, девять случаев также получены при $Q_{сут} = \pm 1$ кал/см²мин., и только два случая — при $Q_{сут} = \pm 2$ кал/см²мин. Но если даже отбросить последние 22 случая, считая, что вычисленное для них относительное расхождение недостаточно надежно и показательно, то для всех оставшихся 47 случаев среднее его значение все еще составляет около 280%. Следовательно, даже для искусственно отобранных наиболее «благоприятных» случаев суммы, вычисленные по формуле (1), все-таки в среднем почти в 4 раза больше действительных. Кроме того, следует заметить, что случаи, когда $Q_{сут}$ не превышает ± 2 кал/см²мин., составляют 77% всех случаев, т. е. подавляющее большинство, и поэтому отбрасывание даже части из них (например, 22 случаев) не имеет достаточных оснований.

Остается, наконец, отметить, что сравнение между собой средних из всех относительных расхождений отдельно за 1967 и 1968 гг. не свидетельствует о каком-либо существенном их изменении от года к году: они составляют, соответственно, около 460 и 540%. Средние за оба года из относительных расхождений на каждой из рассмотренных станций: Рига — 436%, Пинск — 337%, Аскания-Нова — 472% и Чарджоу — 589%. Несколько уменьшенное по сравнению с другими станциями значение для Пинска и повышенное для Чарджоу вряд ли объясняется какими-либо физико-географическими и, в частности, почвенными условиями на этих станциях. Скорее они связаны с некоторыми особенностями самих сравнивавшихся методик расчета. Это проявилось, например, в том, что при расчетах для Пинска оказалось значительно меньше, чем для Чарджоу, случаев различия сравниваемых сумм не только по величине, но и по знаку (6 случаев против 12). Но именно такие случаи дают сравнительно наибольшие абсолютные, а с ними и относительные расхождения.

Рассмотренные материалы полностью подтверждают выводы работы [2] о том, что методика расчета средних за декаду суточных сумм потока тепла в почве, рекомендуемая в [1], действительно приводит к результатам, весьма заметно отличающимся от фактических значений вычисляемых величин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Гидрометеоздат, Л., 1964.
2. Савиковский И. А., Бройдо А. Г. Усовершенствование методики расчета суточных сумм потока тепла в почве. Тр. ГГО, вып. 244, 1969.
3. Тр. ГГО, вып. 107, 1961.

Т. В. ДЬЯЧКОВА

О РЕЗУЛЬТАТАХ СРАВНИТЕЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ НАД ТЕМПЕРАТУРОЙ ПОЧВЫ ВЫТЯЖНЫМИ ТЕРМОМЕТРАМИ И ТЕРМОМЕТРАМИ СОПРОТИВЛЕНИЯ

На метеорологической станции Воейково в течение нескольких лет проводились наблюдения над температурой почвы по термометрам сопротивления (установка М-54) и ртутным термометрам (коленчатым и вытяжным). В данной работе приводятся результаты параллельных наблюдений.

Термометры были установлены на глубинах 0,20; 0,40; 0,60; 0,80; 1,20; 1,60 м.

Две зимы (1962-63 и 1963-64 гг.) наблюдения проводились с осени до лета, а в 1966 г. только весной и все это время по одной и той же установке М-54. В 1967 г. наблюдения начались в январе с наступлением морозов по новой установке М-54 и продолжались до июня.

Отсчеты по термометрам производились один раз в сутки (до 1967 г. — в 13 час. среднего солнечного времени, а с 1967 г. — в 12 час. московского времени).

На основании данных наблюдений построены графики изменения средних месячных температур почвы с глубиной, полученных из показаний вытяжных термометров и термометров сопротивления. На рис. 1 приводится пример изменения температуры почвы с глубиной для термометров обоих видов за зимне-весенний период наблюдений 1962—1963 гг. в срок 13 час. Зима 1962-63 г. была морозной, без оттепелей, а весна — теплой и дружной. Почва промерзала до 45 см, а высота снежного покрова не превышала 33 см. Из рис. 1 видно, что различия в температурах, определенных ртутными термометрами и термометрами сопротивления, увеличиваются от месяца к месяцу в течение морозного периода: от 0,2°C в декабре до 1,1°C в марте. В апреле начинается таяние снега и прогревание почвы, в мае процесс прогревания усиливается и становится очень заметным отставание температуры почвы, измеренной с помощью вытяжных термометров, от температуры почвы, измеренной термометрами сопротивления. Явление отставания показаний вытяжных термометров

при измерении температуры почвы еще нагляднее показывает рис. 2, на котором изображен сезонный ход температуры почвы, определенной вытяжными термометрами и термометрами сопротивления.

В отдельные весенние дни различия в температурах могут достигать на глубине 40 см 7°C. На этой глубине явление отставания выражено особенно сильно. Весной различие в показаниях термометров появляется с того момента, когда земля освобождается от снега и начинается интенсивное прогревание почвы. Это относится к последним числам апреля. Наибольшие различия температур обычно приходятся на первые числа мая. Продолжается это явление около 20—25 суток.

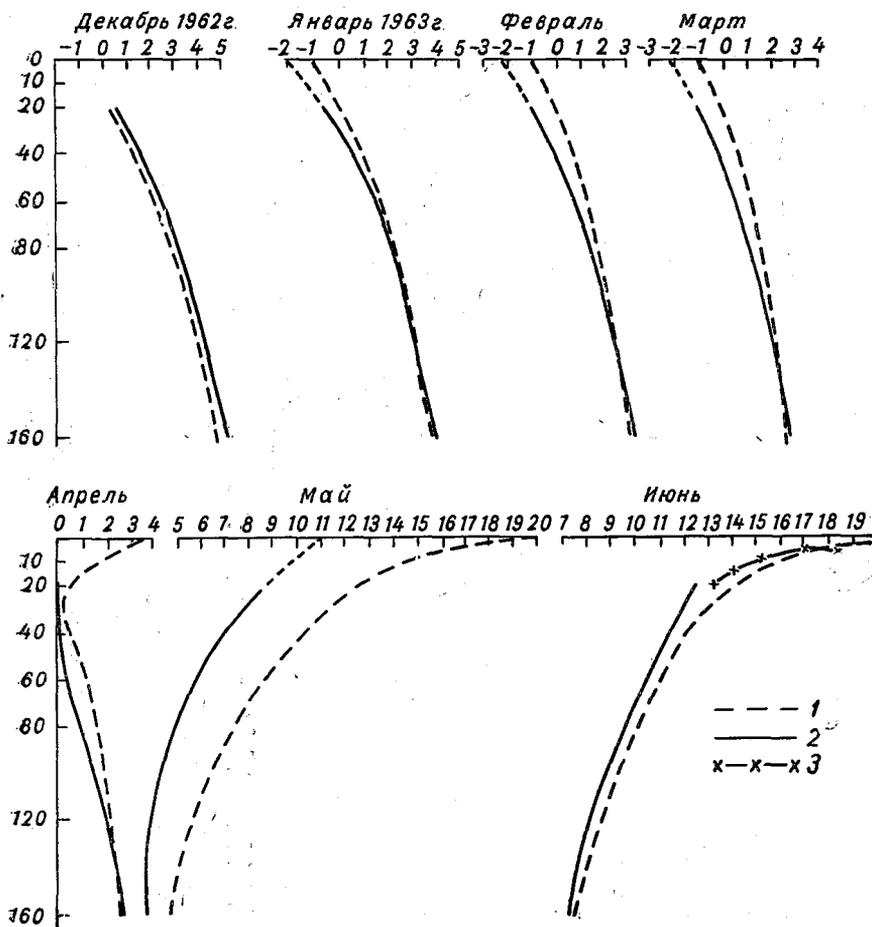


Рис. 1. Изменение средней месячной температуры с глубиной. 1962—1963 гг. 1 — вытяжные термометры; 2 — термометры сопротивления (М-54); 3 — данные ртутных (коленчатых) термометров.

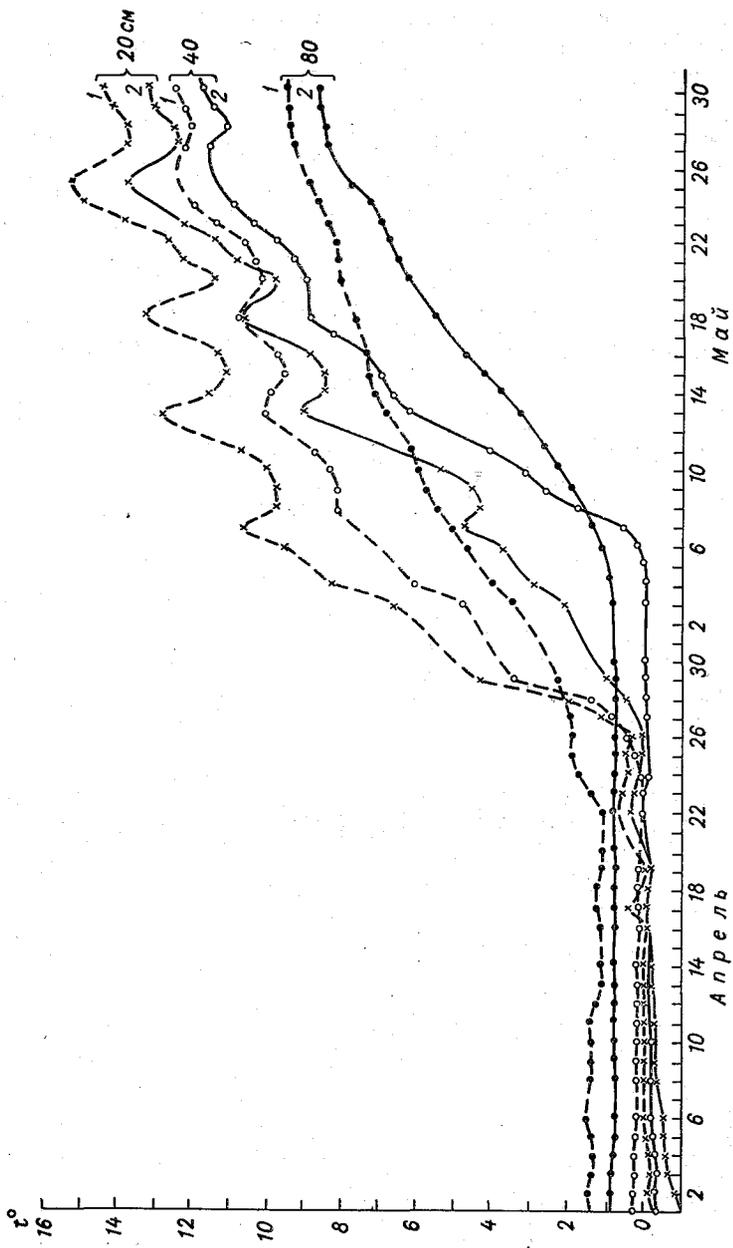


Рис. 2 Сезонный ход температуры по вытяжным термометрам и термометрам сопротивления на глубинах 20, 40, 80 см. 1962—1963 гг.

1 — вытяжной термометр; 2 — термометр сопротивления;

Величина расхождений температур изменяется от года к году. Например, в 1963 г. максимальные различия температур на глубине 40 см достигали 7°C, в 1964 г. 5,7°C, в 1967 г. 4°C. Весной 1966 г. после морозной, но многоснежной зимы, когда земля совсем не промерзала, расхождений температур практически не наблюдалось (рис. 3).

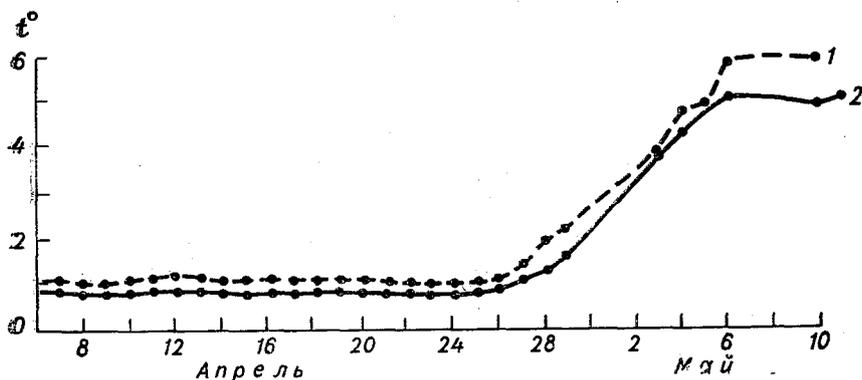


Рис. 3. Сезонный ход температуры по вытяжному термометру и термометру сопротивления весной 1966 г. на глубине 40 см.

1 — термометр сопротивления; 2 — вытяжной.

Причиной отставаний температуры весной, измеренной вытяжным термометром, является, видимо, дополнительное выхолаживание почвы вокруг термометра по трубе в зимнее время.

Зимой наблюдается систематическое занижение температуры вытяжным термометром. Наибольшие зимние различия относятся к глубине 20 см и уменьшаются с глубиной. Такие расхождения за зимние месяцы пяти лет приведены в табл. 1. Как видно из таблицы, в самые морозные месяцы вытяжной термометр занижает температуру на уровне 20 см на 1°C.

В зимнее время на больших глубинах различий в температурах, определенных различными термометрами, практически нет. Они отмечаются весной и могут в мае достигать 1°C (см. рис. 1).

Выхолаживание по трубе можно объяснить двумя причинами: 1) оттоком тепла по самой трубе, так как один конец трубы может оказаться при $t = -20^\circ\text{C}$, а другой — при $t = 5^\circ\text{C}$; 2) затоком холодного воздуха во время наблюдений.

Это дополнительное выхолаживание почвы вокруг термометра и искажает действительный ход температуры почвы весной.

Термометры сопротивления, свободные от этого недостатка, показывают температуру более близкую к действительной.

Весной 1963 г., когда впервые были замечены существенные различия в температуре почвы, полученной с помощью вытяжных

термометров и термометров сопротивления, была предпринята попытка проверить температуру с помощью специального ртутного термометра с длинной шкалой на дне скважины глубиной 40 см, пробуренной буром в 50—60 см от вытяжного.

Результаты проверки приведены в табл. 2.

Таблица 1

Разности температур, измеренных термометром сопротивления и вытяжным термометром на глубине 20 см

Год	XI	XII	I	II	III	IV	V
1961—1962	0,2	0,6	0,9	1,0	1,0	—	—
1962—1963	—	—	0,6	1,0	1,1	0,5	3,8
1963—1964	0,3	0,7	1,0	0,7	0,9	0,5	2,4
1966	—	—	—	—	0,4	0,7	0,3
1966—1967	—	—	1,2	0,6	0,0	0,8	0,0

Из таблицы видно, что вытяжной термометр значительно занижает температуру. Такие большие расхождения связаны с тем, что вытяжной термометр находится в оттаивающей еще почве, а термометры сопротивления — в интенсивно прогревающейся. Подобные измерения были повторены весной 1968 г. (15/IV). Эта весна была ранней, но пасмурной и холодной. Снег сошел еще в марте.

Результат этого промера также помещен в табл. 2.

Из анализа полученного материала вытекает, что промерзание почвы является обязательным условием для появления весной боль-

Таблица 2

Результаты сравнения показаний вытяжного термометра на глубине 40 см с показаниями термометра сопротивления и ртутного термометра в скважине

Термометр	Повторность					
	1963 г.		1968 г.			
	I	II	I	II	III	IV
Вытяжной	0,2		0,7			
Сопротивления . . .	7,1		1,9; 2,4 ¹			
Ртутный .	7,3	7,0	2,6	2,9	1,3 ²	2,4

¹ Измерения автоматической станции и по установке М-54.

² Термометр затеняется.

ших разниц в температурах. При сравнении этих двух видов термометров было замечено, что зимой 1962-63, 1963-64, 1966-67 гг. промерзание почвы было около 40 см и разность температур достигала 4—7°C; зимой 1965-66 г. почва не промерзала и разность температур не превышала 1°C, а период отставания вытяжного термометра продолжался всего лишь 3 дня (см. на рис. 3).

Таким образом, по результатам шестилетних наблюдений температуры почвы с помощью вытяжных термометров и термометров сопротивления в Воейково (Ленинградская обл.) можно сделать вывод о том, что вытяжные термометры могут занижать температуру зимой и особенно весной за счет дополнительного выхолаживания почвы вокруг него по трубе. Зимой занижение на уровне 20 см. может достигать 1,2°C, а весной 4—7°C на глубине 40 см.

Н. П. ФАТЕЕВ, Г. П. РЕЗНИКОВ, Ю. В. РОГАЛЕВ

РЕАЛИЗАЦИЯ АБСОЛЮТНОГО МЕТОДА СОЗДАНИЯ ЗАДАННОГО УРОВНЯ ВЛАЖНОСТИ И ЕГО ИЗМЕРЕНИЯ

Исследование вновь разрабатываемых датчиков влажности (чувствительных элементов), их градуировка и поверка возможны, как, впрочем, и датчиков других параметров, в среде с задаваемым стабилизированным во времени и точно известным значением этого параметра. Тенденции метрологических исследований и разработок в этой области выражаются в поисках и реализации абсолютных методов измерения в смысле, принятом в [1]. Наибольшее доверие оказывается во влагометрии весовому методу [2, 3, 4]. Он может быть положен не только в основу определения величины, характеризующей влажность, но и в основу создания уровня влажности, что требует лишь знания точного веса испарившейся негазовой фазы воды. Реализация этого способа задания уровня влажности оказывается, однако, крайне сложной, и использование ее ограничивается лабораторными условиями.

Явление насыщения паров в газовой смеси и существование жесткой термодинамической зависимости между парциальной упругостью насыщения пара и температурой уже давно позволило рассматривать метод термодинамической точки росы или инея как абсолютный во влагометрии. До недавнего времени реализация этого метода существовала в форме гигрометра точки росы (инея), и только в 1948 г. А. Векслером был создан гигростат, в котором использовался этот метод для воспроизведения заданного уровня влажности [5].

Принцип, на котором был основан гигростат, крайне прост и состоит в том, что воздух насыщается водяным паром, а затем переходит в термостатируемый объем, находящийся при температуре, равной или более высокой, чем температура увлажнения. В результате при любой температуре воздуха может быть получена любая относительная влажность.

Нетрудно заметить, что процесс, происходящий в такой установке, в некотором смысле противоположен процессу, имеющему

место в гигрометре точки росы (инея), а именно: насыщенная воздушная смесь, пар в которой находится в равновесии с твердой или жидкой фазой, переходит в ненасыщенное состояние, тогда как в гигрометре из ненасыщенного состояния пар переходит в насыщенное благодаря локальному понижению температуры воздушной смеси и затем в твердую или жидкую фазу.

Рассмотрение этих двух встречных термодинамических процессов в методическом единстве оказывается плодотворным при оценке метрологических качеств комплекса, состоящего из упомянутого гигростата и гигрометра точки росы (инея), поскольку заранее ясно, что теоретически температура точки росы (инея), измеренная гигрометром, установленным в таком гигростате, должна в точности равняться температуре увлажнения, которая измеряется в увлажнителе.

Следует далее отметить, что поскольку в подобного рода гигростате может быть достигнут режим, при котором в гигрокамере получается достаточно стационарное и гладкое поле влажности, то гигрометр точки росы оказывается в условиях, исключающих появление динамических погрешностей измерения, с одной стороны, и приводящих к упрощению конструкции гигрометра, предназначенного для этих целей, с другой стороны.

При соблюдении известных условий, предотвращающих появление погрешности реализации метода, только температурные измерения приводят к заданию и измерению влажности в течение длительного периода времени.

К упомянутым известным условиям высокого качества реализации относятся учет или устранение эффекта Рауля, эффекта Кельвина, явления сорбции и десорбции, а также некоторых чисто технических моментов. Влияние эффекта Рауля можно свести к минимуму, обеспечив химически чистые поверхности увлажнителя и зеркальца, свободных от примесей и загрязнений. Эффект Кельвина при работе увлажнителя не может себя проявить, так как испарение происходит либо над заведомо плоской поверхностью воды, либо над образованиями с достаточно малой кривизной. Этот же эффект при работе гигрометра точки росы может проявляться обычным образом.

Явления сорбции и десорбции способны главным образом привести к искажениям при создании заданного уровня влажности и в гораздо меньшей степени при измерениях гигрометром, причем особенно сильно они сказываются при незначительных относительных влажностях в области отрицательных температур.

Отмеченные технические моменты, способные внести искажения, связаны с возможностью попадания из увлажнителя в воздухопроводы и гигрокамеру воды в твердой или жидкой фазе (капель или кристаллов), а также с недостаточной герметичностью воздушной системы, вследствие чего в воздушную гигрокамеру попадает наружный воздух, содержащий водяной пар в количествах, значительно превышающих максимально возможное количество.

водяного пара при отрицательной температуре. Это приведет не только к искажениям, но и к невозможности достичь при отрицательной температуре относительной влажности, отличающейся от 100%.

Необходимо убедиться в том, что воздух насыщается. Основное внимание при техническом осуществлении гигрометра точки росы должно быть в данном случае уделено уменьшению различия между измеренной температурой и температурой поверхности конденсата на зеркальце и фазе конденсата.

Учет перечисленных источников искажений был положен в основу проектирования гигростата и гигрометра, а также эксплуатации их.

Тем не менее не исключается необходимость исследования рассмотренного комплекса средствами какой-либо разновидности весового анализа (такой разновидностью, в частности, является кулон-метрический метод измерения, а также основанный на нем прибор).

Назначение, характеристики, описание устройства разработанного и изготовленного термогигростата (названного так, с одной стороны, за способ двух температур, на котором он основан, а с другой — за возможность использования его как термостата) приведены в статье [6]. Сведения о новизне и эффективности технических решений, использованных в термогигростате, изложены в описании к изобретению [8].

Гигрометр точки росы подробно описан в статье [7]; здесь только излагаются особенности его использования в области отрицательных температур, которая представляет наибольший интерес для дальнейших исследований как существующих, так и вновь разрабатываемых гигрометров. Анализ работы гигрометров точки росы (инея) в области отрицательных температур показывает, что точность измерений повышается по мере приближения условий измерений к стационарным.

Поскольку в термогигростате созданы условия для длительного поддержания температуры и влажности на требуемом уровне, то совершенно исключается необходимость вводить устройства для поддержания постоянной толщины слоя конденсата. Достаточно лишь с помощью регулятора установить такую температуру поверхности зеркальца, при которой на ней образуется и остается неизменной минимальная толщина конденсата. Кроме того, в этом случае очень маловероятно, что конденсат находится в состоянии переохлажденной воды.

Исследование комплекса проводилось в диапазоне температуры в рабочей камере (тест-камере) от +30 до —30°C. Относительная влажность воздуха в тест-камере задавалась температурой увлажнения в пределах от 99 до 25% во всем указанном температурном диапазоне. Дополнительный контроль относительной влажности при температуре выше 0°C осуществлялся поверенными по психромет-

ру +20°C в диапазоне от 20 до 100% относительной влажности пленочными гигрометром и гигрографом.

Анализ экспериментальных данных подтверждает совпадение температуры точки росы по конденсационному гигрометру и температуры увлажнения в пределах погрешностей их измерений [7].

Этот результат позволяет впредь для оценки относительной влажности в тест-камере при любой температуре использовать схему с двумя идентичными по параметрам термисторами, один из которых находится в увлажнителе, а другой — в тест-камере, основанную на аналогии зависимостей от температуры упругости насыщения водяного пара и проводимости термистора.

Таким образом, разработанный комплекс аппаратуры позволяет сузить пределы неопределенности, возникающие при исследованиях и градуировке влагочувствительных измерительных элементов, особенно в области отрицательных температур:

ЛИТЕРАТУРА

1. Маликов М. Ф. Основы метрологии. Изд. Комитета по делам мер и измерительных приборов, Л., 1949.
2. Wexler A. Harrington C. E., Hyland R. W. The constructions, operation and performance of the NBS standard gravimetric hygrometer. Natl. Bur. Std. Rept., 7050, 1960.
3. Wexler A. Humidity standards. Tappi 44, 180A, 1961.
4. Wexler A., Hyland R. W. The NBS standard hygrometer. Humidity and Moisture. vol. III. p. 389 N.Y. Reinhold Publishing Corporation, 1965.
5. Wexler A. The humidity chamber with recirculation air flow. Bull. Meteorological Society of America, Vol. 4, No. 5, Nov. 1950.
6. Фатеев Н. П. Аппаратура для поверки метеорологических приборов. Тр. ГГО, вып. 240, 1969.
7. Фатеев Н. П., Резников Г. П., Роголев Ю. В. Контрольный гигрометр для поверки влагомеров в широком диапазоне температуры и влажности. (См. настоящий сборник).
8. Фатеев Н. П. и др. Термогигростат для поверки термометров и влагомеров. Авт. свидетельство № 271 071. Бюлл. изобр. № 17, 1970.

Н. П. ФАТЕЕВ, Г. П. РЕЗНИКОВ, Ю. В. РОГАЛЕВ

КОНТРОЛЬНЫЙ ГИГРОМЕТР ДЛЯ ПОВЕРКИ ВЛАГОМЕРОВ В ШИРОКОМ ДИАПАЗОНЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЛАЖНОСТИ

В настоящей статье описана конструкция прибора и предложена методика контроля влажности в широком диапазоне температур. Предложенная методика использовалась при исследовании термогигростата новой конструкции [1]. Она может найти применение также при поверке гигрометров и испытании различных приборов в условиях отрицательной температуры среды и повышенной влажности. В основу действия прибора был положен метод точки росы и конструкция, описанная в работе [2].

Прибор состоит из приемной части, пульта управления и измерения и блока питания (рис. 1). На рис. 2 приведена его электрическая схема.

Приемная часть прибора содержит полупроводниковый термохолодильник X , обеспечивающий необходимый перепад температур, с металлическим зеркалом Z , в которое вмонтирован микротерморезистор T для измерения температуры конденсата. В приемной части размещена также оптическая система, позволяющая регистрировать появление конденсата на зеркале. Она состоит из осветителя L_1 , фокусирующей линзы O и фотодиода D_{10} , оптические оси которых расположены под углом 30° к поверхности зеркала.

В пульте управления и измерения размещены два неравновесных моста M_1 и M_2 . Мост M_2 служит для включения фотодиода. В одно из плеч моста M_1 включен микротермистор. Сопротивления плеч моста подобраны так, что шкала гальванометра, включенная в его диагональ, градуированная в градусах, оказывается линейной [4]. Диапазон измерения температуры — от $+45$ до -55°C . Он разбит на четыре поддиапазона с интервалом в 25°C . В качестве измерительного прибора использован микроамперметр $M109$ с двумя пределами измерений: 50 мка для измерительного моста и 10 мка для фотомоста. Фотомост предназначен для регистрации момента

оявления конденсата и расположен в пульте управления и изменения.

Блок питания прибора состоит из трансформатора Tr_1 , с обмоток которого (II, IV) подается напряжение на вход мостовой схемы, собранной на тиристорах и питающей полупроводниковый термодатчик. С обмотки III подается переменное напряжение 20 в на вход стабилизатора D_7 . Это стабилизированное напряжение питает фотомост M_2 . Изменение тока в холодильнике осуществляется потенциометром R_5 , включенным в цепь управления мостом.

Электроизмерительный прибор ($M109$) используется одновременно для измерения температуры зеркала и индикации появления конденсата на нем. Переключение измерительного моста и фотомоста на один электроизмерительный прибор осуществляется переключателем P_2 .

Как видно из описания, электрическая схема прибора не содер-

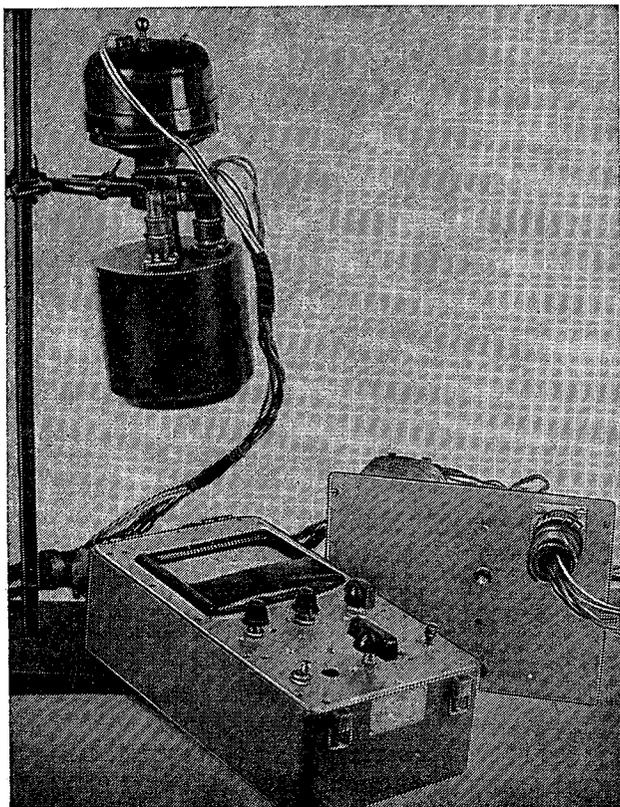


Рис. 1. Контрольный гигрометр.

жит ни одного усилительного элемента, что упрощает конструкцию и делает ее более надежной.

Принцип действия прибора заключается в следующем. При включении холодильника кнопкой K_2 стрелка измерительного прибора перемещается влево и по мере понижения температуры зеркала производится переключение диапазонов так, чтобы стрелка

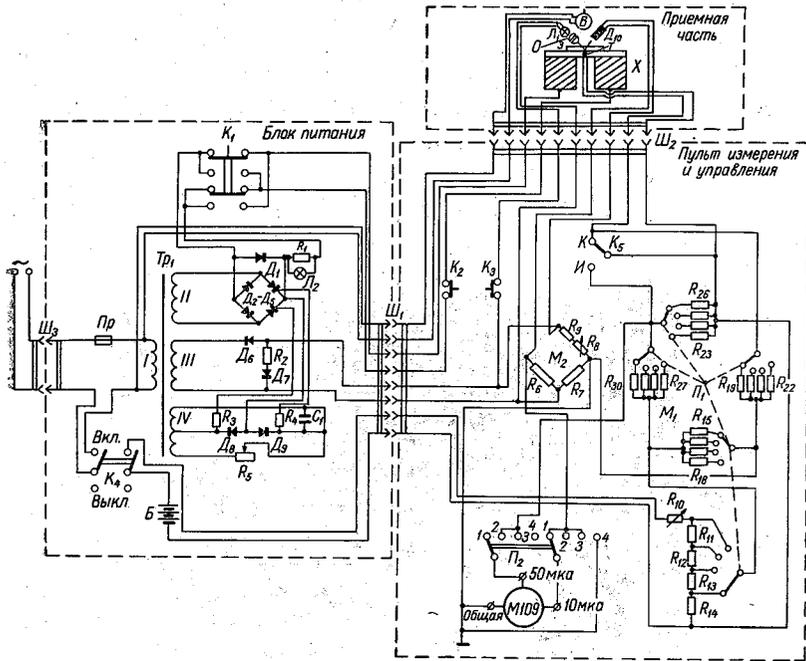


Рис. 2. Электрическая схема контрольного гигрометра.

находилась в пределах шкалы. Пока на зеркале не появился конденсат (фотомост находится в равновесии), по прибору течет ток измерительной схемы. При появлении конденсата фотомост разбалансируется и через микроамперметр протекает ток навстречу измерительному току, вследствие чего будет замедляться движение стрелки влево. Стрелка остановится и быстро пойдет вправо. В момент перемены направления движения делается отсчет, который соответствует температуре точки росы.

В приборе предусмотрен подогрев зеркала, используемый в случае большой толщины конденсата, а также при выпадении на поверхность зеркала капель влаги. Этот подогрев осуществляется за счет перемены полярности тока, питающего термохолодильник, посредством кнопки K_1 с самовозвратом.

Пульт управления и измерения с блоком питания и головкой соединены штепсельными разъемами $Ш_1$ и $Ш_2$. Питание прибора осуществляется от сети переменного тока 220 в через разъем $Ш_3$. Потребляемая электрическая мощность не превышает 60 вт. В блоке питания также предусмотрено одновременное включение прибора и питание измерительной схемы тумблером $К_4$.

Описанный прибор был исследован при положительной температуре и различной влажности путем сравнения с психрометром в гигростате, а также при отрицательной температуре в термогигростате. При этом использовалась следующая методика наблюдений по прибору.

Для измерений влажности при положительной температуре вначале производится калибровка измерительного моста по контрольным отметкам на шкале прибора и установка фотомоста на нуль с помощью потенциометров R_{10} и R_8 . Затем переключатель P_2 устанавливается в положение, при котором мосты M_1 и M_2 одновременно нагружены на измерительный прибор, и включается холодильник. В момент остановки стрелки гальванометра производится отсчет и запись показаний в журнал.

При отрицательной температуре среды (в термогигростате) определение точки росы по прибору осуществлялось двумя способами.

По первому способу после калибровки моста M_1 и установки на нуль моста M_2 переключатель P_2 устанавливается в положение «фотомост» и включается холодильник. В момент начала отклонения стрелки, соответствующего появлению конденсата, переключатель быстро переводится в положение «измерительный мост» и производится отсчет по прибору.

Во втором способе величина тока, протекающего через холодильник, устанавливается такая, чтобы даже при длительном охлаждении на зеркале сохранялся минимальный слой конденсата и фотосигнал составлял бы несколько делений шкалы. В этом случае отсчеты производятся в момент наступления равновесия на поверхности конденсата, что повышает точность измерений.

Указанный способ применим в тех случаях, когда влажность не меняется или меняется очень медленно.

Минимальные погрешности при измерении температуры точки росы получаются в случае обеспечения режима измерения, близко к стационарному, что достигается поддержанием на поверхности зеркала слоя конденсата постоянной толщины. При короткопериодных колебаниях влажности осуществление этого процесса вручную невозможно и поэтому необходима автоматическая система пропорционального регулирования. В силу нелинейной зависимости между точкой росы (инея) и упругостью водяного пара, а главным образом вследствие малых абсолютных значений упругости наиболее сильные автоколебания возникают при пониженной отрицательной температуре. Последнее приводит к необходимости введения стабилизирующих устройств в систему регулирования, что дополнительно усложняет схему и ее наладку. Кроме того, в системе пропорцио-

нального регулирования толщина конденсата оказывается различной при разных относительных влажностях и достигает наибольшего значения при 100%. Изменения же толщины слоя конденсата приводят к очевидному несоответствию измеренной температуры и истинной точки росы. При чрезмерно малой толщине (очень мелкие капли) сказывается эффект Кельвина, поэтому рекомендуется устанавливать толщину слоя порядка 30% максимально возможной толщины конденсата.

Поскольку оптимальная толщина слоя конденсата (которая достигается путем подбора тока, проходящего через холодильник, и о которой судят по величине фотосигнала) при неизменной во времени упругости водяного пара и температуре, что имеет место в термогигростате, остается без изменения, то отпадает необходимость в автоматической схеме поддержания слоя конденсата. Согласно результатам сравнений с контрольным психрометром в гигростате при положительной температуре и различной относительной влажности средняя квадратическая погрешность прибора не превышает 0,2°C по точке росы.

Время	$T_{увл}$ °C	$T_{кам}$ °C	$T_{росы}$ °C	$E_{увл}$ мб	$E_{кам}$ мб	φ %	$(T_{увл} - T_{росы})$ °C
18 ч. 40 м.	-35,2	-24,1	-34,47	0,22	0,71	31	-0,7
18 50	-35,5	-24,9	-35,09	0,21	0,65	32	-0,4
19 10	-36,3	-26,5	-37,04	0,20	0,55	36	+0,7
19 20	-36,4	-26,8	-36,47	0,19	0,53	36	+0,1
19 25	-36,7	-27,2	-37,04	0,19	0,51	37	+0,3
19 35	-37,0	-27,3	-37,6	0,18	0,51	35	+0,6

В таблице приводится часть экспериментальных данных, характеризующих погрешность прибора при температуре воздуха в пределах от -24 до -27°C и точке росы от -35 до -37°C, т. е. в условиях при которых совершенно исключено использование психрометра, а волосной и пленочный гигрометры вносят большую неопределенность в результат измерения.

Величины расхождений между температурой насыщения в увлажнителе термогигростата и измеренной точкой росы в гигрометре обусловлены лишь погрешностью измерения температуры, поскольку величины расхождений, которые были бы вызваны различием фазовых состояний испаряющей поверхности увлажнителя и конденсата на зеркале, имели бы существенно большие значения.

Средняя квадратическая погрешность измерения точки росы, подсчитанная по данным таблицы при указанных условиях, имеет значение порядка 0,2°C.

ЛИТЕРАТУРА

1. Фатеев Н. П. Аппаратура для поверки метеорологических приборов. Тр. ГГО, вып. 240, 1969.
2. Фатеев Н. П. Станционный гигрометр точки росы. Тр. ГГО, вып. 103, 1960.
3. Пейн Л. Н., Фарах Г. Р. Проектирование и применение высококачественного конденсационного гигрометра. В сб. «Влажность», т. I. Гидрометеонздат, Л., 1967.
4. Каганов М. А. Основы электрического расчета приборов для измерения температур при помощи термисторов. Автоматика и телемеханика, т. XIII, № 185, 1952.

Н. П. ФАТЕЕВ, Л. Л. ПОНКРАТОВИЧ, Ц. Ш. ОГОРОДНИКОВА

ИССЛЕДОВАНИЕ МАЛОГАБАРИТНОЙ АЭРОДИНАМИЧЕСКОЙ ТРУБЫ ДЛЯ ПОВЕРКИ АНЕМОМЕТРОВ

В работах [1, 5] была рассмотрена возможность градуировки и поверки ветроизмерительных приборов в широком диапазоне скоростей с применением расчетного метода и малогабаритной аэродинамической трубы (со скоростью потока до 20 м/сек.).

Использование такой методики позволит значительно уменьшить трудоемкость поверочных работ. Необходимая точность поверки при этом будет зависеть от качества поля скоростей в рабочей части трубы, где размещается прибор.

Исходя из требований аэродинамики, воздушный поток в рабочей части трубы при обычных исследованиях должен быть по возможности стационарным, с однородным по величине и по направлению полем скоростей, а также иметь степень турбулентности, близкую к естественным условиям.

В аэродинамических трубах, применяющихся для специальных исследований, скорость потока в какой-либо точке поперечного сечения поля рабочей части не должна отклоняться более чем на 1% средней величины. По направлению воздушный поток должен быть параллелен оси трубы. Угол сноса потока в вертикальной плоскости не должен превышать $0,25^\circ$, в горизонтальной — 1° [2].

Неравномерность поля скоростей в аэродинамических трубах, которые применяются для поверки ветроизмерительных приборов в Гидрометслужбе, составляет 2—3%; образцовая труба Центрального бюро поверки имеет неравномерность поля 1—2% [3].

Сравнение результатов поверки приборов в различных аэродинамических трубах [6] подтверждает их полную сходимость. Поэтому можно предположить, что допустимая величина неравномерности поля скоростей в аэродинамических трубах для поверки метеорологических датчиков ветра должна находиться в пределах 2—3%.

Для обоснования предложенной методики поверки приборов с использованием малогабаритной аэродинамической трубы были проведены исследования поля трубы в различных сечениях с помощью специальной аппаратуры. Для исследования величины и положения вектора скорости в различных точках поля был выбран наиболее точный нулевой метод измерения с применением шарового зонда. Шаровой зонд (рис. 1) представляет собой шарик диаметром 10 мм с пятью отверстиями, просверленными на его поверхности в двух перпендикулярных друг другу диаметральных

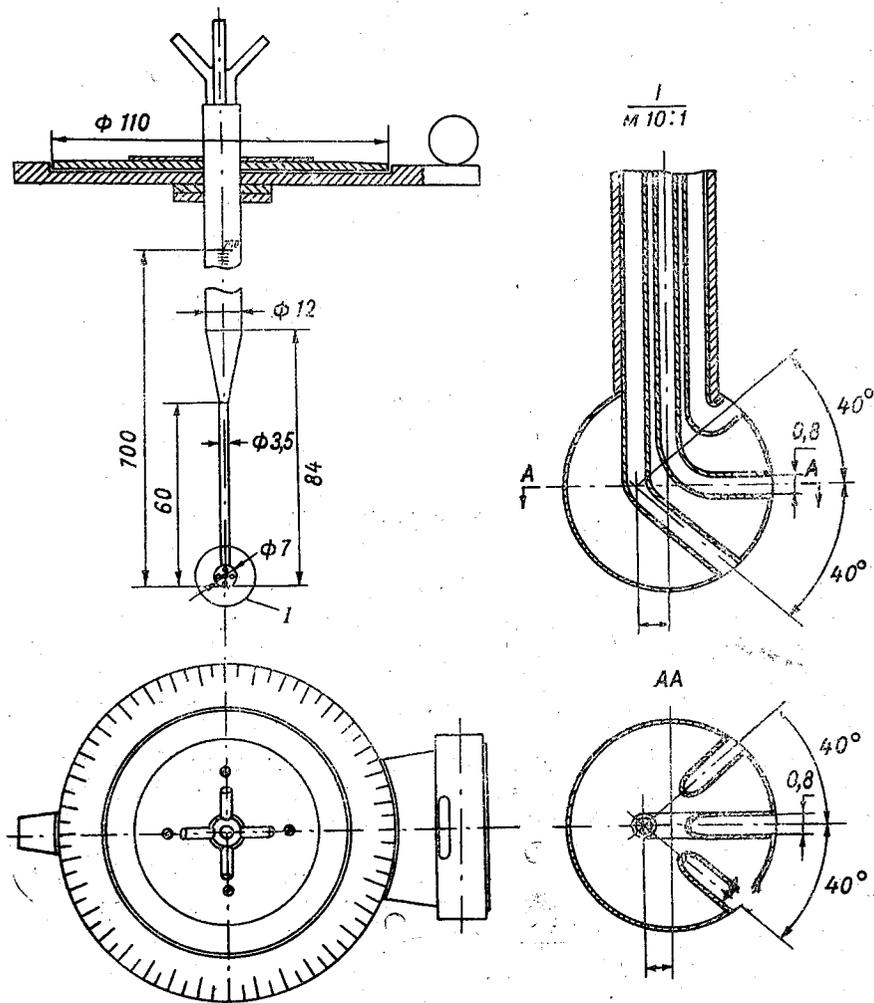


Рис. 1. Шаровой зонд.

плоскостях. Угол между осями центрального и каждого из боковых отверстий составляет 40° , каждое отверстие шарика соединяется тонкими трубками, проходящими внутри державки зонда, со штуцерами, на которые надеваются резиновые шланги микроманометра. На державке зонда укреплен поворотный лимб с делениями, предназначенными для отсчета угла установки зонда в потоке.

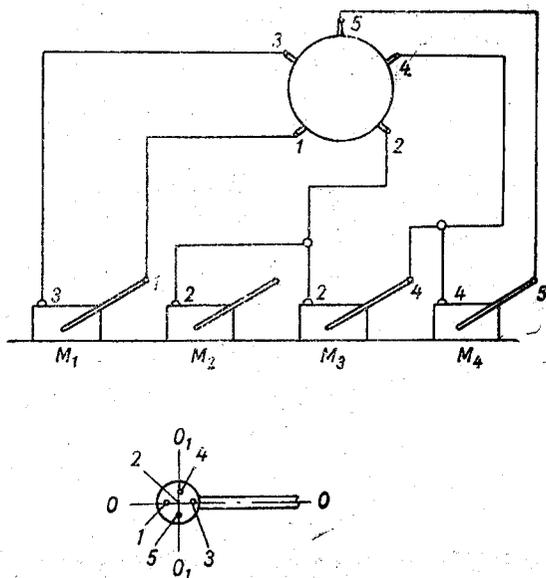


Рис. 2. Схема включения шарового зонда.

При обтекании шарика потоком в зависимости от направления вектора скорости в отверстиях зонда будут устанавливаться определенные давления, которые могут быть измерены микроманометрами.

Схема присоединения шарового зонда к микроманометрам показана на рис. 2.

Определение направления вектора скорости в трубе осуществлялось путем поочередного вращения зонда в двух взаимно перпендикулярных плоскостях вокруг центра шарика.

Вращение производилось до тех пор, пока в каждой паре боковых отверстий 1—3 и 4—5 не установятся одинаковые давления. Тогда направление вектора скорости совпадает с осью центрального отверстия.

Давление в каждом отверстии можно представить в виде

$$P_n = P + K_n \frac{\rho V^2}{2},$$

где K_n — коэффициент давления n -го отверстия, зависящий от угла δ , образованного вектором скорости и осью отверстия.

Если присоединить n -е отверстие к баку микроманометра, трубка которого соединена с атмосферой, то

$$P - P_a + K_n \frac{\rho V^2}{2} = \gamma h_n, \quad (1)$$

где h_n — высота вертикального столба жидкости в трубке микроманометра.

Для любого i -того отверстия

$$P - P_a + K_i \frac{\rho V^2}{2} = \gamma h_i; \quad (2)$$

вычитая (2) из (1), получаем

$$V = \sqrt{\frac{2\gamma(h_n - h_i)}{\rho(K_n - K_i)}}. \quad (3)$$

Коэффициенты K_n и K_i определялись при тарировке зонда; величины h_n и h_i были измерены микроманометрами, соединенными по схеме, представленной на рис. 3.

Найденные этим способом величины направления вектора скорости в трубе не превышали значений, указанных выше ($0,25$ и 1°). Величины вектора скорости, вычисленные по формуле (3) для различных точек поля скоростей в центральном сечении, представлены

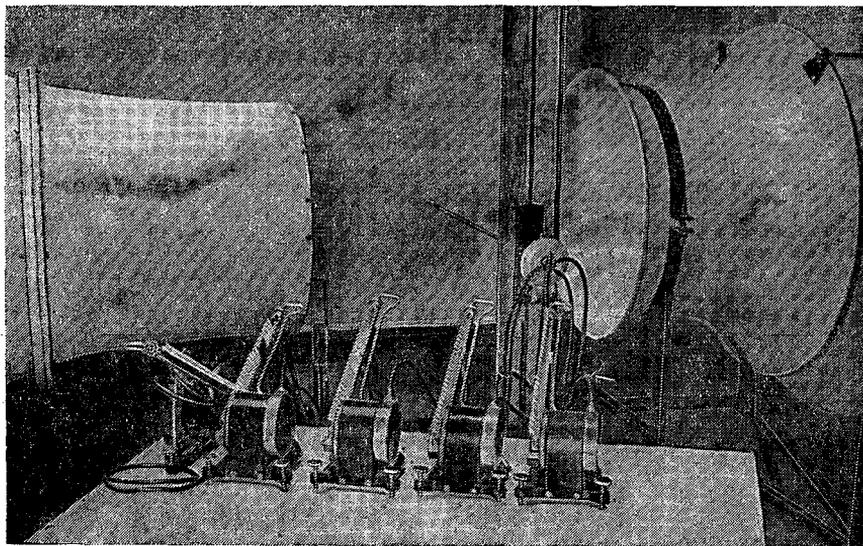


Рис. 3. Схема подключения микроманометров при тарировке зонда.

на диаграмме рис. 4 (измерения проводились без спрямляющей сетки).

Поскольку отклонения вектора скорости от оси трубки, определенные с помощью шарового зонда, оказались незначительными, исследование поля скоростей трубы в дальнейшем проводилось по упрощенной методике, основанной на использовании образцовой манометрической трубки и простейшего координатника.

Исследование поля скоростей трубы производилось при установленных скоростях потока 5, 10 и 15 м/сек.

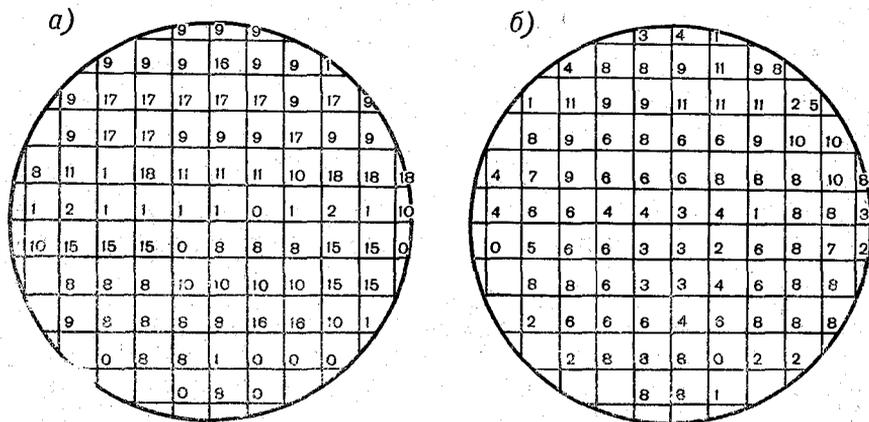


Рис. 4. Диаграмма поля скоростей в центральном сечении (без спрямляющей сетки).

а — при скорости 10 м/сек., б — при 15 м/сек.

С целью выявления возможности эксплуатации трубы без спрямляющей сетки, что позволило бы увеличить верхний предел получаемой скорости до 22—23 м/сек., было исследовано поле скоростей в сечении *ВВ* — на расстоянии 200 мм от среза сопла без установки сетки (рис. 5). С установленной сеткой исследование поля скоростей проводилось в двух сечениях рабочей части: в сечении на расстоянии 200 мм от среза сопла и в центральном сечении *АА* (450 мм от среза сопла). Распределение скоростей исследовалось вдоль нескольких горизонталей на расстоянии 5 см одна от другой.

Рабочее поле трубы исследовалось при помощи пневмометрической трубки и градуированного отверстия в сопле. Отверстие градуировалось по образцовой трубке, установленной в центре исследуемого сечения, и фактически служит для измерения скорости в центре данного сечения. Метод градуировки отверстия в сопле (коллекторе) подробно изложен в соответствующем Руководстве [7]. Коэффициент градуированного отверстия в сопле зависит от ско-

рости воздушного потока. На рис. 6 представлены результаты определения коэффициента ζ градуированного отверстия для сечения на расстоянии 200 мм от среза сопла. Из графика видно, что с увеличением скорости потока величина коэффициента возрастает.

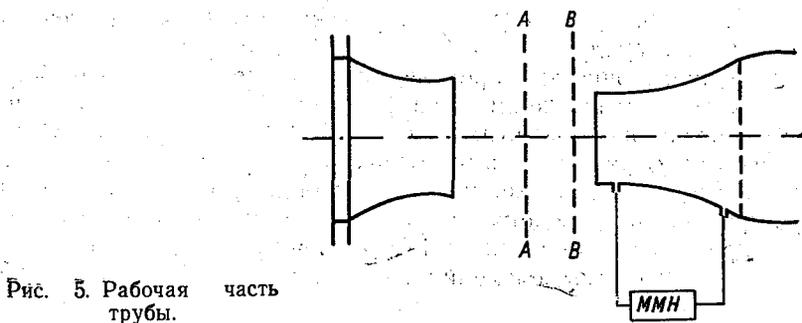


Рис. 5. Рабочая часть трубы.

Следует заметить, что зависимость коэффициента от скорости наблюдается также и в других трубах. При проверке крупногабаритных ветроизмерительных приборов, таких, как М-47, М-63 и др., используется среднее значение коэффициента градуированного отверстия. При исследовании поля трубы были взяты различные коэффициенты ζ , соответствующие скоростям 5, 10 и 15 м/сек. Значения

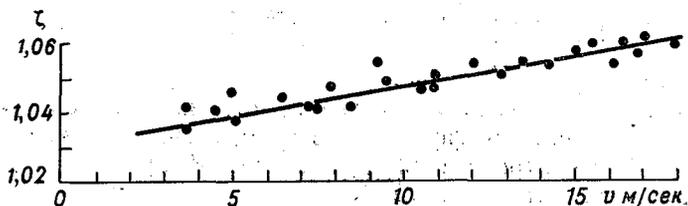


Рис. 6. Зависимость коэффициента градуированного отверстия в сопле от скорости потока (сечение 200 мм от среза сопла).

коэффициентов снимались с графика. Аналогично вычислялись коэффициенты и для сечения на расстоянии 450 мм от среза сопла.

В дальнейшем пневмометрическая трубка устанавливалась на специальном координатнике, расположенном вне рабочей части трубы; она могла переноситься в любую точку выбранного сечения и использовалась для замера скоростного напора в каждой отдельной точке.

Отсчеты скоростных напоров в каждой точке производились по микроманометру типа ММК с углом наклона около 14° (постоянная прибора $K=0,2$), соединенному с пневмометрической трубкой. Одновременно отсчеты скоростных напоров в центре данного сечения

производились по второму микроманометру с тем же углом наклона, связанному с отверстием в сопле.

Равномерность поля скоростей характеризовалась коэффициентами $\frac{V_T}{V_{\text{ц}}}$, где V_T — скорость потока в данной точке поля, измеренная пневмометрической трубкой, $V_{\text{ц}}$ — скорость в центре сечения, измеренная по градуированному отверстию в сопле.

Для оценки точности определения равномерности поля скоростей была вычислена средняя квадратическая погрешность σ ряда коэффициентов, определенных в одной произвольно выбранной точке. Причем каждый раз пневмометрическая трубка заново устанавливалась в нужном положении. Вычисленная средняя квадратическая погрешность приведена в табл. 1. Из таблицы видно, что средняя квадратическая погрешность ряда коэффициентов, характеризующая точность их определения, лежит в пределах от 0,4 до 1,2%.

Таблица 1

Скорость, м/сек.	Среднее значение коэффициента	Средняя квадратическая погрешность ($\pm\sigma$)	
		абсолютная	относительная
5	0,972	0,012	1,2
10	0,992	0,010	1,0
15	1,006	0,004	0,4

Таблица 2

Скорость, м/сек.		Значение колебаний	
максимальная	минимальная	абсолютное, м/сек.	относительное, %
10,00	9,86	0,07	0,7
5,17	5,06	0,05	1,0

Для удобства анализа результатов исследования поля были вычислены отклонения коэффициентов в отдельных точках поля от коэффициента в центре сечения в процентах. Коэффициент в центре сечения был принят за единицу.

Отклонения Δ коэффициентов вычислены по формуле

$$\Delta = \left(\frac{V_T}{V_{\text{ц}}} - 1 \right) 100\% = \left(\frac{\zeta_T}{\zeta} \sqrt{\frac{a}{A}} - 1 \right) 100\%,$$

где ζ_T — коэффициенты пневмометрической трубки, полученные при ее сравнении с образцовой трубкой, ζ — коэффициент градуированного отверстия в сопле, a — отсчет по микроманометру, сверенному с трубкой, A — отсчет по микроманометру, соединенному с отверстием в сопле.

Результаты исследования поля иллюстрируются диаграммами на рис. 7, 8 и 9.

Из диаграммы на рис. 7 следует, что в сечении на расстоянии 200 мм от среза сопла без спрямляющей сетки отклонения коэффициентов, не превышающие 3%, наблюдаются в непосредственной

струи. Эти пульсации могут быть устранены различными способами [4].

В исследуемой аэродинамической трубе пульсации потока возникают как за счет колебания напряжения в сети, так и за счет самой конструкции трубы.

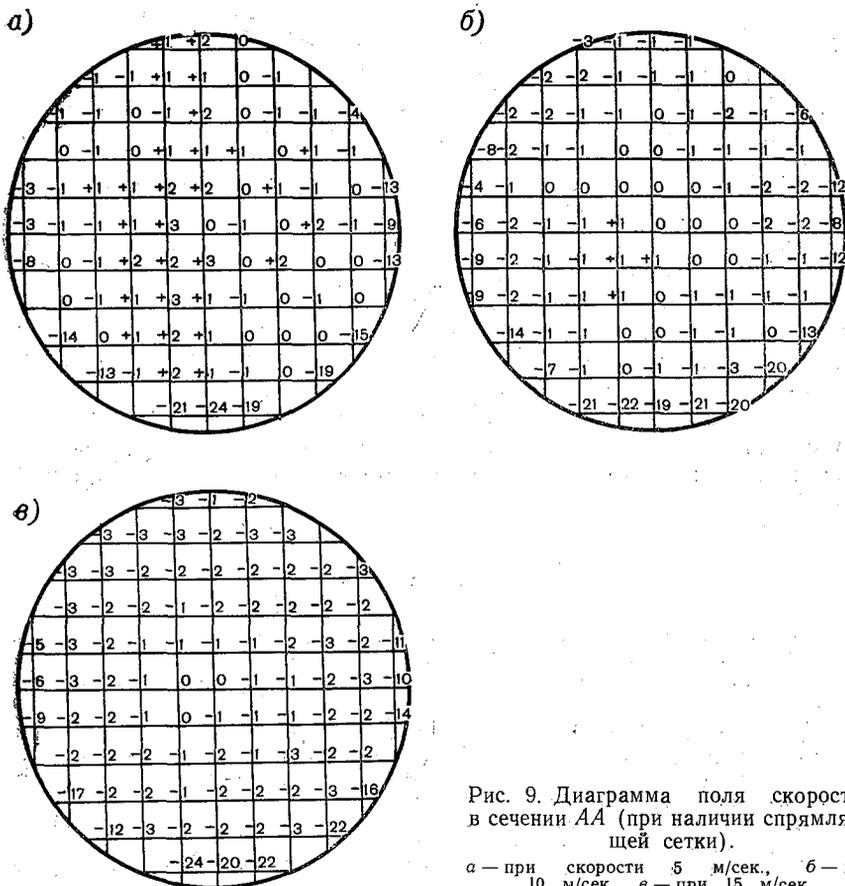


Рис. 9. Диаграмма поля скоростей в сечении АА (при наличии спрямляющей сетки).

а — при скорости 5 м/сек., б — при 10 м/сек., в — при 15 м/сек.

Величина колебаний потока определялась в ходе исследования поля трубы по колебаниям столбика спирта в микроманометре. Из всех рассмотренных случаев для каждой скорости было выбрано то наблюдение, когда имела место наибольшая пульсация потока.

Абсолютное значение колебаний скорости характеризовалось величиной

$$\frac{V_{\max} - V_{\min}}{2} \text{ м/сек.},$$

а относительное — величиной

$$\frac{V_{\max} - V_{\min}}{V_{\max} + V_{\min}} \cdot 100\%.$$

Результаты вычисления максимально наблюдаемой пульсации представлены в табл. 2.

Из таблицы следует, что колебание скорости потока по абсолютной величине наибольшее при скорости около 16 м/сек. При меньших скоростях величина колебаний потока уменьшается.

Средняя величина колебаний скорости потока из 100 наблюдений будет в два раза меньше максимальной при всех исследуемых скоростях.

По абсолютной величине колебания скорости не превышают 0,15 м/сек., и можно считать, что влияние этих колебаний на изменение скорости незначительно, так как по микроанометру обычно делают 5—10 отсчетов.

Таким образом, результаты исследования поля скоростей говорят о том, что используемая в трубе спрямляющая сетка выравнивает поток. Неравномерность поля скоростей в двух сечениях рабочей части составляет $\pm (1-3)\%$.

По характеристикам поля данная труба не уступает трубам, применяемым на заводах гидрометприборов, и может быть использована для поверки ветроизмерительных приборов в Гидрометслужбе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Фатеев Н. П. Аппаратура для поверки метеорологических приборов. Тр. ГГО, вып. 240, 1969.
2. Мартынов А. К. Экспериментальная аэродинамика. Оборонгиз, М., 1958.
3. Дьяченко П. В., Каменева А. И. Результаты исследования аэродинамической трубы Главной геофизической обсерватории. Тр. ГГО, вып. 101, 1959.
4. Горлин С. М., Слезингер И. И. Аэромеханические измерения. Методы и приборы. Изд-во «Наука», М., 1964.
5. Алтай Н. Н. Аналитический способ расчета градуировочной таблицы для анемометров. Тр. ГГО, вып. 240, 1969.
6. Фатеев Н. Н., Понкратович Л. Л., Огородникова Ц. Ш. Исследование величины поправок на ограниченность потока при градуировке анемометров. Тр. ГГО, вып. 244, 1969.
7. Руководство по поверке метеорологических приборов. Гидрометеиздат, Л., 1967.

ПРОЕКТ ПОДВИЖНОЙ КОНТРОЛЬНО-ПОВЕРОЧНОЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ЛАБОРАТОРИИ ДЛЯ ОБСЛУЖИВАНИЯ АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ СЕТИ СТАНЦИЙ

В связи с техническим переоснащением гидрометеорологической сети и введением в эксплуатацию комплексных автоматических метеостанций типа УАТГМС [3] повысились требования к точности поверки приборов. Вместе с тем возникла необходимость в создании подвижных средств поверки, с помощью которых можно было бы выполнять поверочные работы непосредственно на месте эксплуатации приборов. Это вызвано нецелесообразностью демонтажа и транспортировки автоматических метеостанций в поверочные органы для периодической поверки. Кроме того, применение таких средств даст экономический эффект при определении сохранности градуировки приборов после ремонта и регулировки, а также при эксплуатации метеорологической техники, используемой при оперативном обслуживании воинских подразделений, когда требуется быстро устранить неисправности, выполнить мелкий ремонт и произвести контрольную поверку приборов. Указанная задача может быть решена путем создания комплекса специализированных контрольно-поверочных установок и устройств для поверки датчиков и автоматической части УАТГМС, размещенных на каком-либо передвижном объекте (автомашина, вертолет и пр.). Выполненная в таком виде и снабженная ремонтными средствами передвижная контрольно-поверочная метеорологическая лаборатория (ППМЛ) может обеспечить весь необходимый комплекс работ и осуществить эффективный инспекторский надзор УАТГМС и другой стационарной метеорологической техники в условиях эксплуатации.

Для решения поставленной проблемы в центральной лаборатории поверки метеорологических приборов ГГО им. Воейкова был разработан проект ППМЛ, рассчитанный на обслуживание куста УАТГМС. Общий вид ППМЛ изображен на рис. 1, 2. Рассматривае-

мая ППМЛ размещена на автошасси в закрытом кузове и прицепе, снабженных автономной системой электроснабжения, отопления и вентиляции.

В состав лаборатории входят специальные контрольно-поверочные установки:

установка для поверки датчиков давления, состоящая из грузопоршневого манометра 4, точных измерительных весов к нему (в упаковке) 6 и форвакуумных насосов 2;

термогигростат 11 с пультом управления 10 для поверки датчиков температуры и влажности;

устройство для поверки и настройки автоматической части метеостанции 15 (имитатор датчиков УАТГМС);

стенд для поверки исправности ветроизмерительных приборов

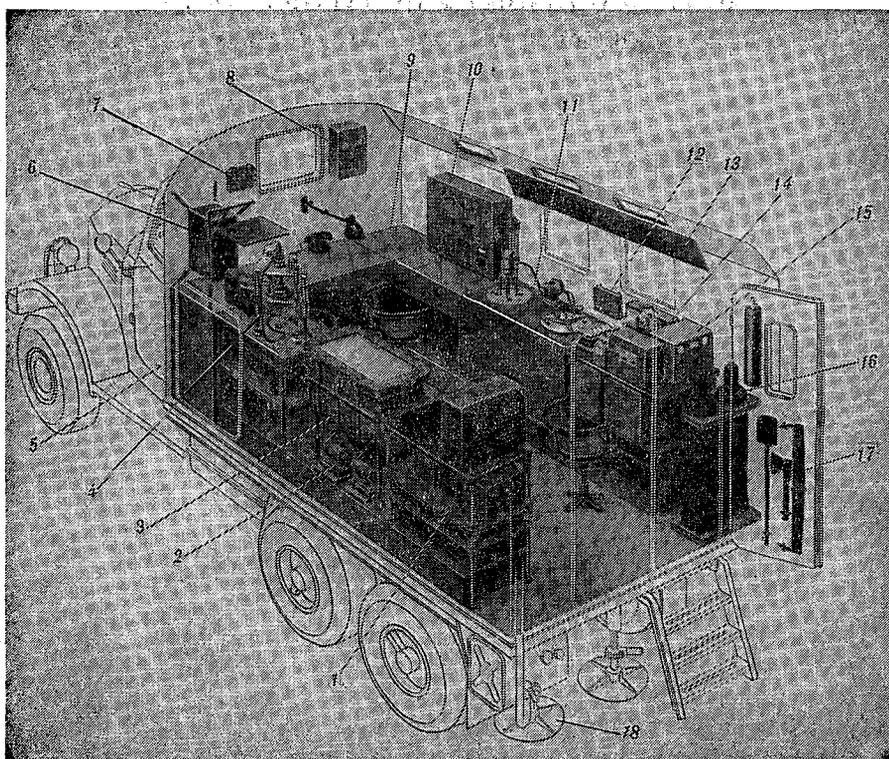


Рис. 1. Подвижная контрольно-поверочная метеорологическая лаборатория (кузов).

1 — стеллажи с приборами; 2 — насосы, 3 — барокамера, 4 — манометр, 5 — отсек для агрегата питания, 6 — ящик с весами манометра, 7 — щит, 8 — щит силовой, 9 — отсек для лебедки, 10 — пульт термогигростата, 11 — термогигростат, 12 — щит, 13 — полка откидная, 14 — стенд для проверки ветровых приборов, 15 — имитатор датчиков УАТГМС, 16 — баллон с углекислотой, 17 — шанцевый инструмент, 18 — дсмкраты.

14, содержащий датчик оборотов оси анемометрической вертушки, счетчик электрических импульсов и индикаторы, с помощью которых осуществляется контроль электромеханической части датчиков ветра УАТГМС;

разборная аэродинамическая труба (рис. 2) для проверки и регулировки датчиков ветра, которая размещена в кузове прицепа и состоит из вентиляторного отсека 4, укладки 1-го отсека 6, укладки 2-го отсека и экрана 3, укладки диффузора 10, основания диффузора 12 и пульта управления 13.

Подробное описание указанного оборудования и методика его использования изложены в работах [1, 2].

Дополнительно в состав лаборатории вводятся необходимые стандартные контрольно-измерительные приборы, которые распола-

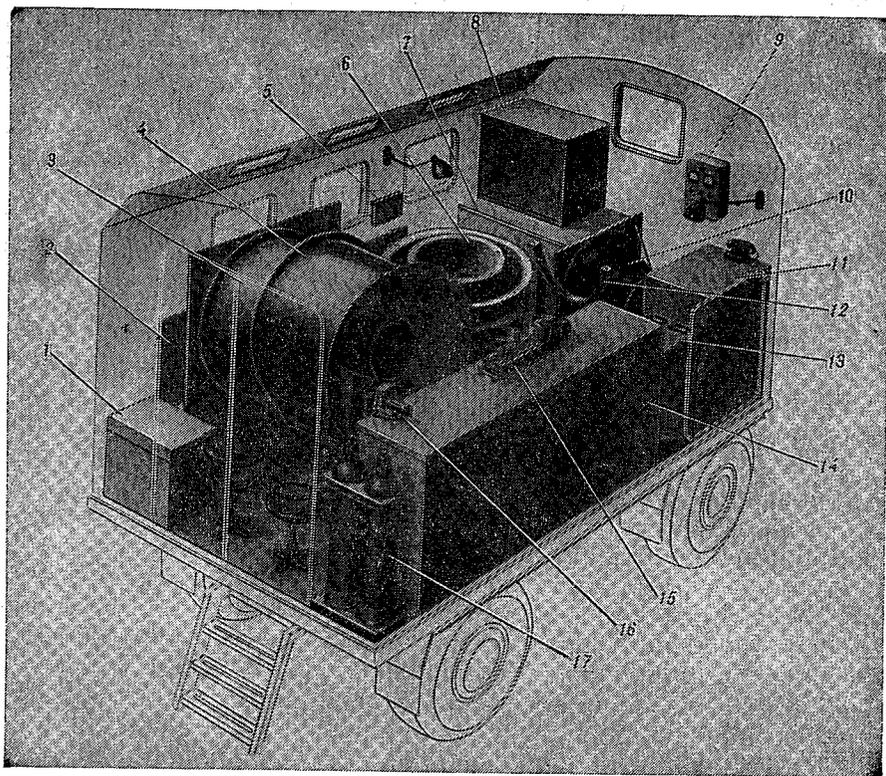


Рис. 2. Подвижная контрольно-поверочная метеорологическая лаборатория (прицеп).

1 — ящик с деталями, 2 — стол откидной, 3 — укладка 2-го отсека и экрана, 4 — вентиляторный отсек, 5 — щит, 6 — укладка 1-го отсека, 7 — отсек с приборами, 8 — шкаф, 9 — щит силовой, 10 — укладка диффузора, 11 — отсек для материалов, 12 — основание диффузора, 13 — пульт управления, 14 — верстак с инструментом, 15 — токарный станок, 16 — тиски, 17 — баллоны.

гаются на амортизированных стеллажах 1 и полках 13, вспомогательное оборудование, а также расходные материалы, инструмент и приспособления для ремонта. Все оборудование подвижной контрольно-поверочной метеорологической лаборатории установлено в кузове автомашины и частично в закрытом прицепе, который используется периодически в зависимости от объема запланированных работ. В кузове и прицепе оборудованы рабочие места для обслуживающего персонала. Электропитание лаборатории осуществляется от сети переменного тока или от автономного агрегата питания, размещенного в отсеке 5 кузова. Отопление лаборатории в холодное время года производится с помощью электрокалорифера или отопительно-вентиляционной установки, смонтированной снаружи кузова в специальном отсеке.

Такое выполнение лаборатории позволяет эффективно осуществить необходимые поверочные и ремонтные работы непосредственно на месте эксплуатации приборов в любых климатических условиях.

В кузове прицепа (рис. 2) укреплены в укладках части разборной аэродинамической трубы стол с оборудованием для ремонтных работ, ящики и шкафы для инструмента. Для выполнения работ аэродинамическая труба выносится из прицепа и монтируется в отведенном для нее помещении, а кузов прицепа превращается в ремонтную мастерскую.

Развертывание аппаратуры поверочной лаборатории и поверочные работы производятся по прибытии на место обслуживающим персоналом в соответствии с описанием и инструкцией по эксплуатации.

Основной задачей ППМЛ является обеспечение контрольной поверки УАТГМС непосредственно на месте их эксплуатации. В процессе контрольной поверки путем сравнения показаний поверяемых приборов с контрольными выявляется сохранность градуировочных характеристик датчиков и устанавливается их пригодность для дальнейшей эксплуатации; негодные приборы направляются в ремонт и поверку. Контрольная поверка может выполняться лишь при достаточно постоянных условиях сравнения, т. е. в поверочных установках. Для выполнения поверочных работ поверяемые приборы должны быть сняты с места их установки и перенесены в ППМЛ. Только в отдельных случаях контрольная поверка датчиков может быть выполнена без демонтажа непосредственно в естественных условиях. Методика и сроки поверки УАТГМС на оборудовании ППМЛ устанавливаются специальной инструкцией.

Состав и функции ППМЛ в зависимости от конкретных задач, особенностей и состава поверяемой аппаратуры могут соответственно изменяться.

Целесообразно, в частности, применять вариант подвижной лаборатории облегченного типа, снабженной портативными контрольно-поверочными приспособлениями и инструментом, с помощью ко-

торых можно было бы без демонтажа приборов осуществлять проверку работоспособности УАТГМС на месте и выявлять необходимость их перепроверки в стационарных условиях на упомянутом выше оборудовании ППМЛ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Покровская И. А., Фатеев Н. П. Поверка метеорологических приборов. Тр. ГГО, вып. 218, 1967.
2. Фатеев Н. П. Аппаратура для поверки метеорологических приборов. Тр. ГГО, вып. 240, 1969.
3. Труды ГГО, вып. 216. Автоматические метеорологические станции и устройства. 1967.

ВЛИЯНИЕ ОКОЛОСОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ НА ПОКАЗАНИЯ КОМПЕНСАЦИОННЫХ ПИРГЕЛИОМЕТРОВ РАЗНЫХ КОНСТРУКЦИИ

Вклад, который вносит в показание прибора околосолнечная радиация, зависит от геометрических характеристик прибора, распределения яркости по околосолнечному небу и распределения чувствительности по приемникам прибора.

Для оценки величины расхождений в показаниях пиргелиометров и термоэлектрических актинометров разной конструкции при разных условиях мутности атмосферы автором был рассчитан вклад околосолнечной радиации в показания пиргелиометров и актинометров, применяющихся в качестве контрольных приборов в Гидрометслужбе СССР.

Для расчета энергии, воспринимаемой приемником от околосолнечного неба, нами была взята формула и методика расчета, рекомендованная Босси и Пастельсом [1, 2].

Энергия, воспринимаемая приемником от околосолнечного неба, выражается формулой

$$V = S \bar{K} \int_0^{z_a} \int_0^{2\pi} E_{(z, \varphi)} F_{(z, \varphi)}^* \sin z \cos z \, dz \, d\varphi, \quad (1)$$

где S — площадь приемника пиргелиометра; \bar{K} — средняя чувствительность приемника радиации; z, φ — координаты точек околосолнечного неба, излучение которых попадает на приемник; z_a — наибольшее угловое расстояние от центра солнечного диска точек неба, излучение которых еще попадает на приемник; $E_{(z, \varphi)}$ — яркость околосолнечного неба; $F_{(z, \varphi)}^*$ — эффективный коэффициент полутени.

Величина эффективного коэффициента полутени определялась как отношение части площади приемника, видимой из точки неба, расположенной на угловом расстоянии z от центра солнечного

диска, к полной площади приемной пластинки с учетом распределения чувствительности по ней, т. е.

$$F_{(z, \varphi)}^* = \frac{\iint_{S_{\text{впл}}} K(x, y) dx dy}{\iint_S K(x, y) dx dy}, \quad (2)$$

где $K(x, y)$ — чувствительность приемника радиации, x, y — координаты точек приемной пластинки.

Распределение чувствительности по приемникам пиргелиометров с прямоугольными входными отверстиями определялось нами

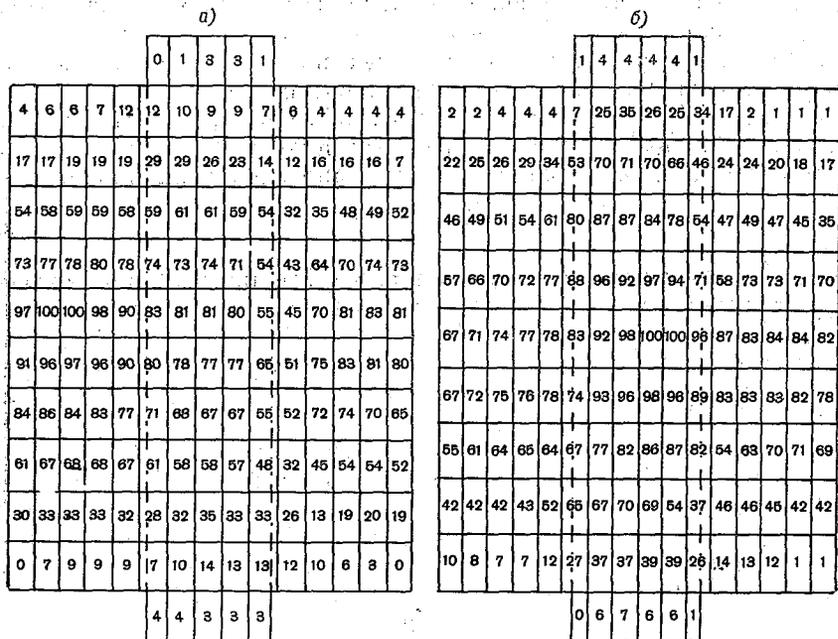


Рис. 1. Распределение чувствительности по приемникам 1 (а) и 2 (б) пиргелиометра М-59 № 1982.

экспериментально [3]. Впоследствии на той же самой установке было получено распределение чувствительности по приемникам пиргелиометра Янишевского М-59 № 1982 с круглыми входными отверстиями, модернизированного пиргелиометра Онгстрема № 616 и термоэлектрических актинометров АТ-50 № 20 и № 383.

На рис. 1 в качестве примера представлено нормированное распределение чувствительности для пиргелиометра № 1982. Один из приемников (1) имеет неравномерное распределение чувствительности с максимумом, смещенным к краю. Другой приемник (2)

имеет более равномерное распределение чувствительности с максимумом в центре.

Распределение чувствительности по приемникам актиметров довольно неравномерное и различное у разных экземпляров. Эффективный коэффициент полутени был рассчитан для точек околосолнечного неба через 1° по z и для φ , равного 0, 15, 30, 45, 60, 75, 90° . Затем, используя графическое осреднение по φ , было получено значение коэффициента $\bar{F}^*(z)$

$$\bar{F}^*(z) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} F^*(z, \varphi) d\varphi. \quad (3)$$

Чтобы рассчитать величину радиации, попадающей на приемник пиргелиометра, необходимо было задать модель распределения околосолнечной радиации. В настоящее время нет единого мнения в вопросе о законах распределения яркости по ореолу.

Линке и Улмиц [4] на основании экспериментальных данных пришли к выводу, что уменьшение яркости неба с увеличением углового расстояния от солнца z происходит экспоненциально:

$$E(z) = E_0 \beta e^{-\alpha z}, \quad (4)$$

где E_0 — яркость центра диска солнца. Коэффициенты β и α характеризуют светимость околосолнечного неба в зависимости от условий мутности.

Босси и Пастельс [1], анализируя формулу [4], пришли к выводу, что коэффициенты α и β , предложенные Линке, должны быть изменены. Коэффициент β , который определяет яркость неба непосредственно вблизи солнца, был ими принят равным $479,8 \cdot 10^{-6}$. Для коэффициента α был принят ряд значений: 6,86; 19; 39,53; 75.

Величина $\alpha = 39,53$ соответствует коэффициенту, предложенному Линке и Улмицем для средних условий мутности: $\alpha = 75$ соответствует условиям высокой прозрачности, характерной для гор, $\alpha = 19$ — условиям мутной атмосферы.

Шюпп [5] на основании сравнения результатов измерения околосолнечной радиации Пастельсом, Вольцом и расчетных данных считает, что влияние околосолнечной радиации было переоценено Линке и Улмицем. Но никаких других закономерностей распределения яркости по ореолу авторами не приводится.

Нами для расчетов было принято распределение яркости по ореолу, предложенное Пастельсом [2]. Расчеты проведены для трех значений коэффициента α (19; 39,5; 75) и при $\beta = 479,8 \cdot 10^{-6}$.

Подставляя вычисленные величины $E(z)$ и $F^*_{(z)}$ из выражений (3, 4) и преобразуя выражение (1), получим

$$V = \pi S K E_0 \int_0^a \beta e^{-\alpha z} \bar{F}^*(z) \sin 2z dz. \quad (5)$$

Величина интеграла в уравнении (5) для каждого прибора найдена приближенным интегрированием по формуле прямоугольников.

Воздействие на прибор околосолнечной радиации оценивалось по сравнению с радиацией солнца. Радиация, которая воспринята приемником от самого диска солнца, подсчитана Босси и Пастельсом [1] по данным Пти и равна:

$$V' = \pi S\bar{K} \int_0^{16'} E_s(z) \sin 2z dz = \pi S\bar{K} \cdot 18,123 \cdot 10^{-6} E_0. \quad (6)$$

Таким образом, вклад околосолнечной радиации в показания пиргелиометра по сравнению с радиацией солнечного диска определяется выражением

$$\lambda^* = \frac{\pi S\bar{K} E_0 \int_{16'}^a \beta e^{-\alpha z} \bar{F}^*(z) \sin 2z dz}{\pi S\bar{K} \cdot 18,123 \cdot 10^{-6} E_0} = \frac{\int_{16'}^a \beta e^{-\alpha z} \bar{F}^*(z) \sin 2z dz}{18,123 \cdot 10^{-6}}. \quad (7)$$

Для того чтобы оценить влияние особенностей распределения чувствительности по приемникам на результат измерения, проведен также расчет вклада околосолнечной радиации в показания пиргелиометров по сравнению с радиацией самого диска солнца (λ) для разных условий мутности атмосферы без учета распределения чувствительности по приемным пластинам, т. е. найдены величины

$$\lambda = \frac{\int_{16'}^a \beta e^{-\alpha z} \bar{F}(z) \sin 2z dz}{18,123 \cdot 10^{-6}}. \quad (8)$$

Для этого вместо эффективной характеристической функции использовалась геометрическая характеристическая функция пиргелиометров. Методика определения геометрической характеристической функции пиргелиометра приведена в работе [6]. При использовании значений $\bar{F}(z) \sin 2z$, снятых с рис. 4 [6], были рассчитаны величины λ для разных приборов.

Результаты расчетов для пиргелиометров разных конструкций и актинометров АТ-50 приведены в табл. 1 для разных условий распределения яркости околосолнечного неба, характеризующихся значениями α . В таблице представлены величины вклада околосолнечной радиации в показания приборов по сравнению с величиной излучения, воспринимаемого от самого диска солнца, с учетом (λ^*) и без учета (λ) распределения чувствительности по приемникам.

Пиргелиометры № 212, 164, 616, 541 и 542 имеют прямоугольные отверстия. Пиргелиометры № 541 и № 542 используются с насадками, позволяющими менять длину трубки (короткая, средняя, длинная). Пиргелиометр № 1982 с круглыми отверстиями. Для

Таблица 1

Вклад околосолнечной радиации (%) в показания пиргелиометров по сравнению с величиной излучения самого диска солнца с учетом и без учета распределения чувствительности по приемникам пиргелиометров для разных условий распределения яркости околосолнечного неба

Прибор	Угол от- верстия	$\alpha=75$		$\alpha=39,5$		$\alpha=19$	
		λ^*	λ	λ^*	λ	λ^*	λ
Пиргелиометр № 212	13,3°	0,7	0,7	2,4	2,3	6,6	6,2
Пиргелиометр № 164	7,9	0,6	0,7	1,7	1,7	4,1	4,3
Пиргелиометр № 616	13,0	0,7	0,7	2,4	2,3	6,5	6,2
Пиргелиометр № 541 с короткой трубкой	11,3	0,7	0,7	2,2	2,2	6,0	5,8
со средней трубкой	7,5	0,6	0,6	1,7	1,6	3,8	3,6
с длинной трубкой	6,0	0,5	0,5	1,4	1,3	3,0	2,8
Пиргелиометр № 542 с короткой трубкой	11,3	0,7		2,2		5,9	
со средней трубкой	7,5	0,6		1,6		3,7	
с длинной трубкой	6,0	0,5		1,3		2,8	
Пиргелиометр № 1982 приемник 1	5,0	0,7		2,3		5,8	
приемник 2	5,0	0,7		2,3		5,8	
Актинометр № 20	4,8	0,8		2,6		6,4	
Актинометр № 383	4,8	0,8		2,5		6,4	

всех пиргелиометров, кроме № 1982, распределение чувствительности бралось по одной из приемных пластин, так как практически оно одинаково для обеих пластин. Для пиргелиометра № 1982 вычисления проводились для каждого из приемников, так как распределения чувствительности по приемникам 1 и 2 существенно различаются между собой (см. рис. 1 а и б).

Из табл. 1 видно, что при средних условиях замутненности атмосферы, характеризуемых величиной $\alpha=39,5$, различие в показаниях за счет влияния околосолнечной радиации достигает 1% при сравнении пиргелиометров с короткой (50 мм) и длинной (100 мм) трубками и 0,5—0,7% при сравнении приборов с короткой (50 мм) и средней (80 мм) трубками. Такие величины различий показаний приборов с трубками разной длины нами получены [7] при условиях мутности, характеризуемых произведением $mT=5$. По экспериментальным данным [8], такое различие показаний приборов наблюдается при $mT=8$.

При условии относительно чистой атмосферы ($\alpha=75$) разница вкладов околосолнечной радиации в показания приборов не превышает 0,2%. При условии мутной атмосферы ($\alpha=19$) при сравнении

пиргелиметров с длинной и короткой трубками разница достигает 3,0%, а средней и короткой — 2—2,5%.

Таким образом, следует отметить, что разница в показаниях пиргелиметров возникает в основном за счет разной длины трубок приборов. Сопоставление величин λ^* и λ для каждого из приборов показывает, что влияние неодинакового распределения чувствительности по приемникам (для случая одной термопары и термобатареи) не превышает 0,5% при условии мутной атмосферы.

Расчет показывает, что неравномерное распределение чувствительности по приемникам, являющееся следствием недостатков изготовления, также несущественно. Величины λ^* для двух приемников пиргелиметра № 1982 получились одинаковыми, несмотря на разное распределение чувствительности по каждому из них.

Вклад околосолнечной радиации в показания пиргелиметра М-59 с круглыми отверстиями и термоэлектрического актинометра тот же, что и у пиргелиметров с короткой трубкой. Это позволяет проводить их сравнения при более широком диапазоне мутности атмосферы. Идентичность показаний пиргелиметра Онгстрема и термоэлектрического актинометра подтверждена расчетами и наблюдениями Ю. Росса [9].

ЛИТЕРАТУРА

1. Bossy L., Pastiels R. Etude des propriétés fondamentales des actinomètres. Institut Royal Météorologique de Belgique. Mémoires. vol. 19, 1948.
2. Pastiels R. Contribution à l'étude du problème des méthodes actinométriques. Institut Royal Météorologique de Belgique, Publications, Série A, n° 11, 1959.
3. Клевандова В. А. Распределение чувствительности по приемным плоскостям компенсационных пиргелиметров. Тр. ГГО, вып. 237, 1969.
4. Linke F., Ulmitz E. Messungen der zirkumsolaren Himmelsstrahlung. Meteorologische Zeitschrift, Bd. 57, 372, 1940.
5. Schüerrp W. The influence of atmospheric turbidity on the calibration of pyrheliometers. Note technique No. 85, OMM No. 209, TP 109.
6. Клевандова В. А. Расчет геометрических параметров пиргелиметров. Тр. ГГО, вып. 244, 1969.
7. Клевандова В. А., Покровская И. А. О влиянии околосолнечной радиации на показания пиргелиметров с разными длинами трубок. Тр. VI Межведомственного совещания по актинометрии и атмосферной оптике, Тарту, 1966.
8. Скуратовская Л. М., Янишевский Ю. Д. О влиянии околосолнечной радиации на сравнимость показаний актинометров с различными углами отверстия. Тр. ГГО, вып. 184, 1966.
9. Росс Ю. О влиянии околосолнечной радиации на результаты градуировки термоэлектрических актинометров. Институт физики и астрономии АН ЭССР. Исследования по физике атмосферы, № 1, Тарту, 1959.

ИССЛЕДОВАНИЕ НОВЫХ МОДЕЛЕЙ ПИРГЕЛИОМЕТРОВ

В течение ряда лет в ГГО ведутся работы по созданию конструкции пиргелиометра для использования его в качестве образцового (вторичного эталона) при проверке пиргелиометров.

Известно, что для получения однозначных результатов при сравнении пиргелиометров существенно, чтобы они имели одинаковые геометрические характеристики. При разработке конструкции основные размеры были приняты теми же, что у пиргелиометра Онгстрема № 212, являющегося эталонным прибором для измерения солнечной радиации в Гидрометслужбе СССР, а также региональным эталоном ВМО. Однако новые конструкции имеют ряд преимуществ по сравнению с пиргелиометром Онгстрема.

Один из вариантов конструкции был разработан Ю. Д. Янишевским, и в 1964 г. в экспериментальных мастерских ГГО были изготовлены два экземпляра прибора (№ 541 и 542). Углы входных отверстий у основных трубок этих приборов близки к углам входных отверстий эталонного пиргелиометра № 212. Внутренние диафрагмы имеют по два отверстия отдельно для каждой приемной пластины, что исключает попадание околосолнечной радиации на затененную пластину. Для сравнения с приборами, имеющими другие углы входных отверстий, пиргелиометры № 541 и 542 имеют две насадки, изменяющие расстояние от входных отверстий до приемных пластин. Существенным усовершенствованием по сравнению с пиргелиометром Онгстрема является то, что приемные пластины, так же как у пиргелиометра Янишевского М-59 с круглым отверстием [1], смонтированы на металлической плате, а не на эбоните, имеющем большой термический коэффициент расширения. Монтаж приемников на металлической плате обеспечивает постоянное натяжение приемных пластин. Пластины сделаны более толстыми, и равенство температур их при компенсации определяется посредством термобатарей из 19 спаев. «Холодные» спаи термобатарей контактируют с корпусом приемника. Штатив пиргелиометра и шторка для затенения приемных пластин имеют конструкцию, подобную конструкции пиргелиометра М-59. Конструкция шторки у пиргелиометра

Янишевского гораздо удобнее в работе, чем у пиргелиометра Онгстрема, особенно для определения места нуля гальванометра при освещенных приемных пластинках. Для того чтобы осветить обе пластины, у пиргелиометра Онгстрема шторка устанавливается в плоскости, перпендикулярной к плоскости приемных пластин, и неточность ее установки существенно сказывается на отсчете места нуля гальванометра. У пиргелиометра Янишевского при определении

Таблица 1
 Результаты сравнения пиргелиометра № 541 с эталоном

Год	Трубка 54 мм			Трубка 84 мм			Трубка 104 мм		
	<i>K</i>	σ	<i>n</i>	<i>K</i>	σ	<i>n</i>	<i>K</i>	σ	<i>n</i>
1965	3,42	0,7	14	3,43	0,6	11	3,43	0,7	14
1966	3,38	0,4	9	—	—	—	3,38	0,4	4
1967	3,40	0,4	16	3,42	0,4	17	—	—	—
1968	3,43	0,3	18	3,43	0,3	10	3,43	0,3	13
1969	3,41	0,4	19	3,43	0,4	11	3,43	0,3	15

места нуля затеняющая шторка отводится вниз и одинаковость облучения полосок зависит только от правильности нацеливания пиргелиометра. Результаты исследования пиргелиометров [2] непосредственно после изготовления свидетельствуют о том, что показания пиргелиометров устойчивы и они удобны в работе. Ввиду того что пиргелиометр № 541 в дальнейшем предполагается использовать в качестве вторичного эталона, его постоянная для трубок разной длины определялась ежегодно из многократных сравнений с эталонными пиргелиометрами № 212 и 250 с короткой трубкой.

В табл. 1 приведены значения постоянной пиргелиометра *K* (в $\text{кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{мин}^{-1} \cdot \text{а}^{-2}$) при трубках разной длины, а также средние квадратические отклонения ряда измерения σ (в процентах) и число серий *n*, из которых вычислялась постоянная. Каждая серия состояла из 10 сравнительных отсчетов.

Данные, приведенные в табл. 1, свидетельствуют о том, что постоянная пиргелиометра сохраняется во времени с погрешностью не превосходящей 1%.

Полученные расхождения в значениях постоянной пиргелиометра *K* для трубки одной и той же длины были проанализированы с тем, чтобы выяснить влияние условий, при которых проводились сравнения, на величину *K*. На рис. 1 и 2 приведены значения *K* пиргелиометра № 541 соответственно для короткой и средней трубок. Значения *K*, полученные для каждой серии сравнений за 1967 (точки), 1968 (крестики) и 1969 (кружки с точкой) годы нанесены

на график в зависимости от произведения фактора мутности T на оптическую массу m .

Зависимость K от mT явно видна для короткой трубки (рис. 1). Это следует отнести за счет разной конструкции диафрагм, так как длины трубок у сравниваемых приборов одинаковые. У эталонного пиргелиометра на затененную полосу частично попадает радиация от околосолнечного ореола, тогда как у пиргелиометра № 541 попадание радиации на затененную полосу исключено.

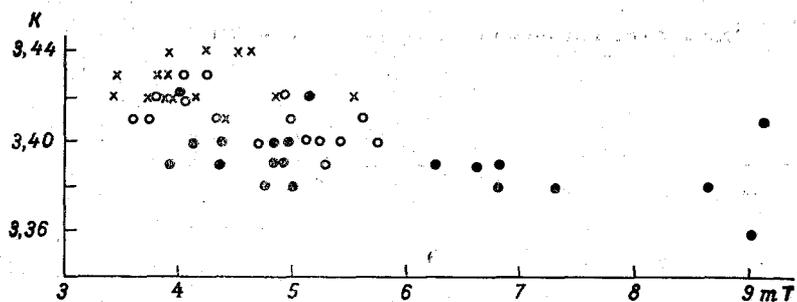


Рис. 1. Зависимость K от mT для пиргелиометра № 541 с короткой трубкой.

Зависимостью K от mT частично можно объяснить сравнительно большие расхождения между значениями K , полученными для короткой трубки в среднем для каждого года. Из рис. 1 видно, что в 1968 г. сравнения проводились при меньших значениях mT по сравнению с 1967 г. В результате среднее значение K меньше в 1967 г.

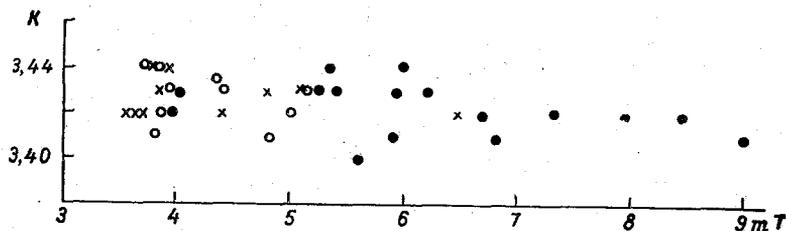


Рис. 2. Зависимость K от mT для пиргелиометра № 541 со средней трубкой.

Для пиргелиометра со средней (рис. 2) и длинной трубками зависимости K от mT не наблюдается. По-видимому, это объясняется тем, что влияние разных конструкций диафрагм компенсируется влиянием разных длин трубок и расхождением в значениях K , обусловленные зависимостью от mT , находятся в пределах погрешностей измерения.

Впоследствии был изготовлен пиргелиометр № 616, сконструированный Р. И. Лейдерман. Отличие его от пиргелиометров № 541 и 542 в основном заключается в том, что приемные пластины были сделаны более тонкими и равенство температур приемных пластин при компенсации определяется посредством двух термпар, как у пиргелиометра Онгстрема. Это было сделано для того, чтобы получить распределение чувствительности по приемным пластинам такое же, как у пиргелиометра № 212. Кроме того, технология изготовления приемника с термобатареей более сложная, а возможность

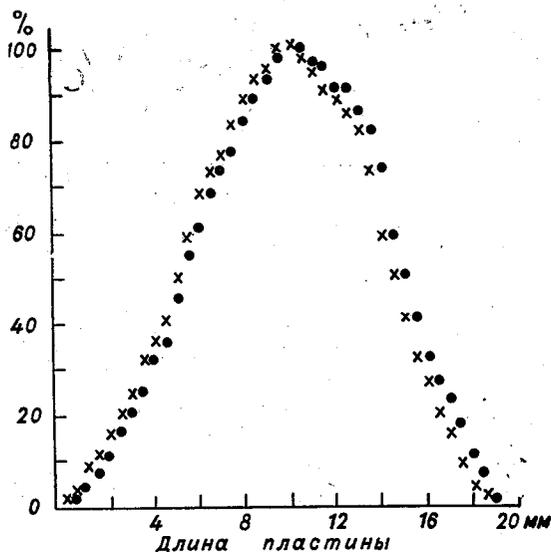


Рис. 3. Распределение чувствительности по приемным пластинам пиргелиометра № 616.

пользоваться более грубым (стрелочным) гальванометром все равно обеспечивается. Расстояние от входных отверстий до приемника, размеры входных отверстий и приемных пластин сделаны такими же, как у пиргелиометра № 212.

В 1969 г. было проведено исследование пиргелиометра № 616. Исследование заключалось в многократном определении постоянной пиргелиометра, оценке асимметрии приемника по току и по радиации и правильности установки прицельных приспособлений. Определялась также инерция прибора, чувствительность термпары, влияние на показания прибора неточности нацеливания. Кроме того, исследовалось распределение чувствительности по приемнику прибора.

При исследовании инерции пиргелиометра Солнцем освещалась одна из пластин. Чувствительность гальванометра регулировалась

так, чтобы показания его были около 90 делений. Затем определялось время, за которое после затенения пиргелиометра показания гальванометра уменьшались в e раз и до 1%.

Из многократных определений в среднем по двум полоскам найдено, что показания гальванометра уменьшаются в e раз за 6 сек., до 1% — за 23 сек., т. е. инерция пиргелиометра № 616 такая же, как и у оригинального пиргелиометра Онгстрема [2].

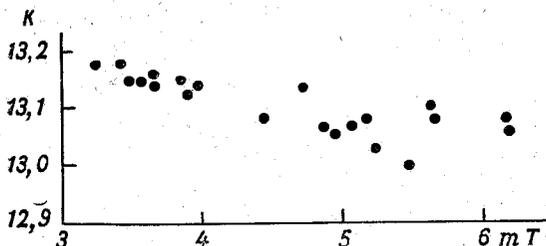


Рис. 4. Зависимость K от mT для пиргелиометра № 616.

Для оценки асимметрии приемника определялась разница чувствительности приемных пластин при действии на них радиации и тока. Оказалось, что чувствительность правой приемной пластины к радиации больше, чем чувствительность левой, на 5%, а к току — на 4%.

Чувствительность термопары определялась в паре с гальванометром № 50311 типа М 196/2. Цена деления гальванометра на диапазоне $\times 5$ составляет $0,004 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{мин.}^{-1}$.

Проверка правильности установки целиков и определение погрешности от неправильного нацеливания проводились путем сопоставления показаний нулевого гальванометра при правильном нацеливании пиргелиометра с показаниями при отклонении нацеливания вправо и влево по горизонтали. Измерения проводились при освещении солнцем обеих приемных пластин, а затем при затенении одной из пластин. Изменение интенсивности радиации во времени контролировалось термоэлектрическим актинометром. Измерения показали, что целики установлены правильно. Показания гальванометра максимальны при правильном нацеливании пиргелиометра. При смещении «зайчика» по горизонтали так, чтобы он сошел с точки на целике и только касался ее, максимальное изменение показаний гальванометра составляет 0,5%.

Распределение чувствительности по приемным пластинам пиргелиометра № 616 исследовалось на специальной установке. Описание установки и методика исследования опубликованы в [3]. На рис. 3 представлены кривые распределения чувствительности вдоль приемных пластин. Измерения проводились через 0,5 мм. Чувствительность приемной пластины в данной точке определялась в про-

центах от максимального значения чувствительности. Из рис. 3 видно, что чувствительности обеих пластин симметричны относительно их середин.

Определение постоянной пиргелиметра № 616 проводилось в Карадагской обсерватории с 12 по 30 июня. В качестве эталона использовался пиргелиметр № 250. Всего проведена 21 серия сравнений. Среднее значение постоянной $K=13,11$ кал·см⁻²мин.⁻¹а⁻². Среднее квадратическое отклонение отдельных значений $\sigma=0,4\%$, что свидетельствует об устойчивости показаний пиргелиметра.

Сравнения проводились при сравнительно хорошей прозрачности атмосферы ($mT=3 \div 6$). Несмотря на это наблюдается зависимость K от мутности атмосферы.

На рис. 4 приведена зависимость постоянной K от mT для пиргелиметра № 616. Эта зависимость того же порядка, что и для пиргелиметра № 541 с короткой трубкой.

В дальнейшем исследования пиргелиметра № 616 будут продолжены в отношении сохранности его постоянной во времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Янишевский Ю. Д. Актиметрические приборы и методы наблюдений. Гидрометеоздат, Л., 1957.
2. Клеванцова В. А., Покровская И. А., Янишевский Ю. Д. Исследования модернизированных пиргелиметров Онгстрема. Тр. ГГО, вып. 240, 1969.
3. Клеванцова В. А. Распределение чувствительности по приемным полоскам компенсационных пиргелиметров. Тр. ГГО, вып. 237, 1969.

СОДЕРЖАНИЕ

Э. Г. Богданова. О возможности учета ветровой погрешности в текущих наблюдениях над жидкими осадками	3
Э. Г. Богданова. Анализ точности определения ветровой поправки к результатам измерения твердых осадков	24
Л. Р. Струзер. О способах учета ошибок осадкомеров, вызванных попаданием в них «ложных» осадков во время метелей	35
Л. Р. Струзер, Н. Н. Брызгин. Методика вычисления поправок к измеренным величинам атмосферных осадков в полярных районах	61
Л. Р. Струзер. Анализ возможности использования результатов международных сравнений осадкомеров	77
И. Н. Нечаев, Т. С. Романова. Учет погрешностей измерения осадков суммарными осадкомерами	95
И. Д. Копанев. О густоте снегомерной сети на равнинной территории СССР	114
Д. П. Беспалов, Т. П. Светлова. О точности представления суточного хода метеорологических элементов по срочным данным	124
А. Г. Бройдо, С. М. Гольдман, Г. И. Лагутина, В. Д. Эсик. Опыт проверки стационарной методики расчета суточных сумм потока тепла в почве	129
Т. В. Дьячкова. О результатах сравнительных наблюдений над температурой почвы вытяжными термометрами и термометрами сопротивления	136
Н. П. Фатеев, Г. П. Резников, Ю. В. Роголев. Реализация абсолютного метода создания заданного уровня влажности и его измерения	142
Н. П. Фатеев, Г. П. Резников, Ю. В. Роголев. Контрольный гигрометр для проверки влагомеров в широком диапазоне температуры и влажности	146
Н. П. Фатеев, Л. Л. Понкратович, Ц. Ш. Огородникова. Исследование малогабаритной аэродинамической трубы для проверки анемометров	152
Н. П. Фатеев. Проект подвижной контрольно-поверочной метеорологической лаборатории для обслуживания автоматизированной сети станций	163
В. А. Клеванцова. Влияние окосолнечной радиации на показания компенсационных пиргелиометров разных конструкций	168
В. А. Клеванцова, И. А. Покровская. Исследование новых моделей пиргелиометров	174