

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

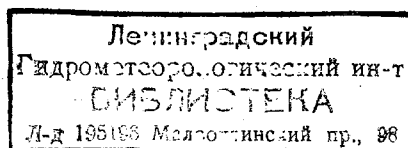
ТРУДЫ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

396

МЕТОДИКА
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ
НАБЛЮДЕНИЙ

Под редакцией
канд. ф.-з.-мат. наук
Д. П. БЕСПАЛОВА



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ ЛЕНИНГРАД 1977

295657

В сборнике содержатся результаты работ в области усовершенствования методики производства метеорологических измерений, оценки погрешностей измерения отдельных элементов, а также в области разработки объективных методов обобщения и контроля результатов метеорологических наблюдений на сети станций, интерпретации результатов автоматизированного контроля. Ряд статей посвящен усовершенствованию методики теплобалансовых наблюдений.

Сборник рассчитан на специалистов Гидрометслужбы, занимающихся вопросами постановки и производства метеорологических измерений, контролем и обобщением результатов наблюдений, а также на преподавателей и студентов гидрометеорологических специальностей вузов и техникумов.

The publication contains the results of studies on improvement of the procedure for taking meteorological measurements, estimation of the errors of measuring individual elements as well as development of objective methods for the generalization and control of meteorological observation results at the network of stations, interpretation of automated control results. Some papers deal with improving the techniques of heat balance observations.

The publication is intended for specialists of the Hydrometeorological Service engaged in setting up and taking meteorological measurements, control and generalization of observation results and for instructors and students of hydrometeorological specialties.

А. А. Боровиков, Н. Г. Протопопов

ВЛИЯНИЕ НАЧАЛЬНОЙ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ ВРАЩАЮЩИХСЯ ВЕТРОИЗМЕРИТЕЛЬНЫХ ПРИБОРОВ НА ТОЧНОСТЬ ИЗМЕРЕНИЯ СКОРОСТИ И НАПРАВЛЕНИЯ ВЕТРА

В связи с изучением загрязнения атмосферы промышленными отходами возникает острая необходимость измерения малых скоростей ветра, определяющих обмен воздуха в крупных городах. Как известно, повторяемость скоростей ветра в пределах 0—2 м/с для Восточной Сибири достигает 60—70%. Для таких районов вопрос точности измерения малых скоростей приобретает особое значение. Это важно еще и потому, что промышленность Восточной Сибири развивается бурными темпами.

Существующие ветроизмерительные приборы (например, анеморумбометр М-63М) обладают недостаточной точностью измерения малых скоростей ветра. Упомянутый прибор М-63М имеет допустимую погрешность измерения $\pm(0,5 \text{ м/с} + 0,05V)$ м/с, т. е. при $V=1$ м/с допустима погрешность $\pm 0,55$ м/с ($\pm 55\%$), а при $V=2$ м/с $\pm 0,6$ м/с ($\pm 30\%$). Если прибор при $V=1$ м/с покажет 0,45 м/с, то при обработке это значение после округления будет принято за нулевое, т. е. оценено как «штиль».

Большая часть погрешности измерения малых скоростей связана с низкой начальной чувствительностью вертушек. Начальная чувствительность по направлению ветра у М-63М составляет 1,2—1,5 м/с.¹ Из этого следует, что при скоростях ветра 0—1,5 м/с погрешность измерения направления ветра будет $\geq 15^\circ$. Флюгарка винтового анеморумбометра ориентирует ось вращения винта по направлению потока. Как следует из работы [2], при рассогласовании оси винта с направлением потока на $\pm 15^\circ$ появится дополнительная погрешность измерения скорости ветра, равная 5%. Та-

¹ Начальная чувствительность по направлению — это значение скорости ветра, при котором флюгарка, отведенная от направления вектора ветра на угол $\pm 1,5\Delta\varphi^\circ$, устанавливается по потоку с погрешностью $\pm \Delta\varphi^\circ$, где $\Delta\varphi^\circ$ допустимая погрешность измерения направления ветра (у М-63М $\Delta\varphi^\circ = \pm 10^\circ$).

ким образом, низкая начальная чувствительность флюгарки винтового анеморумбометра влечет за собой погрешность измерения как направления, так и скорости ветра.

В связи с изложенным становится актуальным вопрос проектирования ветроизмерительных приборов с необходимой начальной чувствительностью по скорости и направлению.

Начальная чувствительность вертушек и флюгарок является одной из статических характеристик ветроизмерительных приборов. Целесообразно рассмотреть статические уравнения вертушек и флюгарок с учетом моментов трения и нагрузки на осях вращения.

Статические уравнения винтовых и чашечных вертушек с учетом моментов трения на осях вращения

Начальная чувствительность чашечной и винтовой вертушек зависит от суммарного момента трения и нагрузки первичных преобразователей, приведенных к оси вращения. Количественно начальная чувствительность измеряется величиной скорости потока V_H , при которой момент аэродинамических сил равен суммарному моменту трения и нагрузки на оси вертушки.

Момент трения и нагрузки на оси вертушки особенно существенно влияет на точность измерения малых скоростей в пределах 0,5—5 м/с. Если $V_H = 0,5$ м/с, то, выражая этот диапазон в долях V_H , получим его величину, равную $V_H - 10V_H$.

В работе [2] для чашечной и винтовой вертушек были выведены уравнения моментов аэродинамических сил без учета сил трения, которые имеют вид:

$$M_{a.ч} = r \frac{\rho}{2} S [c_1(V - \omega r)^2 - c_2(V + \omega r)^2 - 2c_2(\omega r)^2], \quad (1)$$

$$M_{a.в} = zrc_y S \frac{\rho}{2} W \cos^2 \alpha \left[V \operatorname{tg} \alpha \left(1 - \frac{c_x}{c_y} \right) - \omega r \left(1 + \frac{c_x}{c_y} \operatorname{tg}^2 \alpha \right) \right], \quad (2)$$

где $M_{a.ч}$ — момент аэродинамических сил, действующих на чашечную вертушку; $M_{a.в}$ — то же для винта; r — радиус вращения чашек или радиус приложения равнодействующей аэродинамической силы на лопасть винта; S — площадь проекции чашки или площадь лопасти винта; z — число лопастей винта; ρ — массовая плотность воздуха; ω — угловая скорость вращения чашки или винта; c_1 и c_2 — коэффициенты лобового сопротивления соответственно вогнутой и выпуклой сторон чашек; c_x и c_y — коэффициенты аэродинамических сил соответственно вдоль и перпендикулярно сечению лопасти винта; V — скорость потока; $W = \sqrt{V^2 + (\omega r)^2}$ — вектор относительной скорости лопасти винта на расстоянии r от оси вращения.

Начало вращения вертушек характеризуется равенством моментов трения и аэродинамических сил ($M_a = M_{тр}$). Заменяв

в уравнениях (1) и (2) $V=V_n$ и $\omega=0$ и приравняв моменты аэродинамических сил моменту трения, получим для чашек:

$$M_{\text{тр. ч}} = M_{\text{а. ч}} = r \frac{\rho}{2} V_n^2 S (c_1 - c_2), \quad (3)$$

для винта

$$M_{\text{тр. в}} = M_{\text{а. в}} = zr \frac{\rho}{2} V_n^2 \left(1 - \frac{c_x}{c_y}\right) \operatorname{tg} \alpha \cos^2 \alpha. \quad (4)$$

При вращении момент трения будет тормозить вращение вертушек. Введем в уравнения (1) и (2) моменты трения и получим для чашек

$$M'_{\text{а. ч}} = M_{\text{а. ч}} - M_{\text{тр. ч}} = r \frac{\rho}{2} S [c_1 (V - \omega r)^2 - c_2 (V + \omega r)^2 - 2c_2 (\omega r)^2 - V_n (c_1 - c_2)]; \quad (5)$$

для винта

$$M'_{\text{а. в}} = M_{\text{а. в}} - M_{\text{тр. в}} = zr \frac{\rho}{2} c_y S \sqrt{V^2 + (\omega r)^2} \times \\ \times \left[\left(1 - \frac{c_x}{c_y}\right) \operatorname{tg} \alpha - \omega r \left(1 + \frac{c_x}{c_y} \operatorname{tg}^2 \alpha\right) - \frac{V_n^2 \operatorname{tg} \alpha}{\sqrt{V^2 + (\omega r)^2}} \left(1 - \frac{c_x}{c_y}\right) \right] \cos^2 \alpha. \quad (6)$$

При установившемся вращении $M'_{\text{а. ч}} = 0$, $M'_{\text{а. в}} = 0$, $V = V_0$, $\omega = \omega_0$. Приравняв выражения в квадратных скобках (5) и (6) к нулю и решив полученные уравнения относительно $\omega_0 r$, получим для чашек:

$$\omega_0 r = \frac{V_0}{\sigma'} = \frac{\left(\frac{c_1}{c_2} + 1\right) - \sqrt{2\left(\frac{3c_1}{c_2} - 1\right) + \frac{V_n^2}{V_0^2} \left(\frac{c_1}{c_2} - 1\right) \left(\frac{c_1}{c_2} - 3\right)}}{\frac{c_1}{c_2} - 3} V_0; \quad (7)$$

для винта

$$\omega_0 r = V_0 k'_a = V_0 \operatorname{tg} \alpha \frac{1 - \frac{c_x}{c_y}}{1 + \frac{c_x}{c_y} \operatorname{tg}^2 \alpha} \left(1 - \frac{V_n^2}{V_0^2 \sqrt{1 + \left(\frac{\omega_0 r}{V_0}\right)^2}}\right), \quad (8)$$

где σ' и k'_a — соответственно коэффициенты чашечного и винтового анемометров с учетом трения (нагрузки) на осях вертушек. Члены

$\frac{V_n^2}{V_0^2} \left(\frac{c_1}{c_2} - 1\right) \left(\frac{c_1}{c_2} - 3\right)$ в (7) и $\frac{V_n^2}{V_0^2 \sqrt{1 + \left(\frac{\omega_0 r}{V_0}\right)^2}}$ в (8) учитывают влияние моментов трения.

Относительные погрешности, определяющие отклонение от линейной градуировочной характеристики, выводятся как относительные разности между значениями градуировочных уравнений с учетом и без учета моментов трения.

Для чашечного анемометра относительная погрешность (погрешность отклонения от линейной градуировки)

$$\delta_q = \frac{\left(\frac{c_1}{c_2} + 1\right) - \sqrt{2\left(\frac{3c_1}{c_2} - 1\right) + \frac{V_n^2}{V_0^2}\left(\frac{c_1}{c_2} - 1\right)\left(\frac{c_1}{c_2} - 3\right)}}{\left(\frac{c_1}{c_2} + 1\right) - \sqrt{2\left(\frac{3c_1}{c_2} - 1\right)}} - 1. \quad (9)$$

Первый член (9) представляет собой отношение коэффициентов чашечного анемометра σ'/σ , где σ — коэффициент чашечного анемометра без учета трения (нагрузки) на оси вертушки. Относительная погрешность для чашечного анемометра может быть записана в виде

$$\delta_q = \frac{\sigma'}{\sigma} - 1. \quad (9')$$

Для винтового анемометра аналогичная погрешность имеет вид

$$\delta_b = - \frac{V_n^2}{V_0^2 \sqrt{1 + \left(\frac{\omega_0 r}{V_0}\right)^2}}. \quad (10)$$

Как следует из (9) и (10) относительные погрешности зависят от V_n/V_0 , т. е. погрешность отклонения от линейной градуировки уменьшается с увеличением скорости потока.

Уравнения (8) и (10) представлены в неявном виде, так как в правых их частях находится член $\omega_0 r$.

Упростив уравнение (8) путем замены $\operatorname{tg} \alpha \left(1 - \frac{c_x}{c_y}\right) \left(1 + \frac{c_x}{c_y} \times \operatorname{tg}^2 \alpha\right)^{-1} \approx 1$ (при $\alpha = 45^\circ$) и $\omega_0 r/V_c = k'_a$, после преобразования получим уравнение четвертой степени относительно коэффициента винтового анемометра k'_a , учитывающего наличие трения (нагрузки) на оси винта:

$$(k'_a)^4 - 2(k'_a)^3 + 2(k'_a)^2 - 2k'_a + \left(1 - \frac{V_n^4}{V_0^4}\right) = 0. \quad (11)$$

Так как при принятых упрощениях коэффициент винтового анемометра без учета трения (нагрузки) $k_a \approx 1$, то относительная по-

грешность отклонения от линейной градуировки для винта с углом атаки $\alpha=45^\circ$

$$\delta_n = k'_0 - 1. \quad (10')$$

Расчеты k'_a по формуле (11) при различных значениях V_n/V_0 выполнены на ЭВМ М-222.

Результаты расчетов погрешностей отклонения от линейной градуировки чашечного винтового анемометров приведены в табл. 1.

Для наглядности погрешности $\delta_{\text{ч}} = \delta_{\text{ч}} (V_n/V_0)$ и $\delta_{\text{в}} = \delta_{\text{в}} (V_n/V_0)$ представлены графически на рис. 1.

На рис. 2 показаны градуировочные кривые (2, 3 и 4) $n=n(V_n/V_0)$, рассчитанные по формулам (7) и (8) при $V_n=0,5$ и $1,0$ м/с.

Таблица 1

V_n/V_0	0,1	0,15	0,25	0,35	0,50	0,60	0,75	0,85	1,00
$\delta_{\text{ч}}\%$	-1,2	-2,5	-6,6	-13,0	-26,2	-39,0	-57,3	-73,0	-100,0
$\delta_{\text{в}}\%$	-0,7	-1,6	-4,6	-9,3	-20,0	-30,0	-51,0	-70,0	-100,0

Эти кривые $n=n(V_n, V_0)$ асимптотически приближаются к прямой 1, проходящей через начало координат, которая представляет собой градуированную характеристику идеального анемометра без учета трения (нагрузки) на оси вертушки. Погрешность отклонения градуировки реального прибора может быть уменьшена путем искусственного изменения наклона градуировочной прямой 5, описываемой уравнением $n = kV_0 - n_0 = k(V_0 - V')$. Здесь k — исправленный коэффициент анемометра, который можно определить из зависимости

$$k = \frac{n_{\text{макс}}}{V_{\text{макс}} - V'}, \quad (12)$$

где $n_{\text{макс}}$ — число оборотов вертушки при $V_{\text{макс}}$. Практически нуль шкалы анемометра должен быть смещен на величину kV' .

Используя метод наименьших квадратов, получим для винтового анемометра уравнение равномерной шкалы со смещенным нулем

$$n = (1 + 0,0074V_n)V_0 - 0,44V_n. \quad (13)$$

Аналогично может быть рассчитано уравнение шкалы для чашечного анемометра.

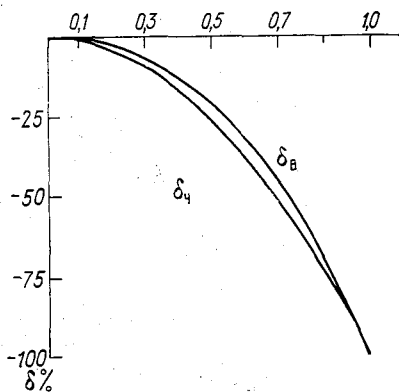


Рис. 1. Погрешности отклонения чашечного ($\delta_{\text{ч}} = f \frac{V_n}{V}$) и винтового ($\delta_{\text{в}} = f \frac{V_n}{V}$) анемометров от линейной шкалы в зависимости от отношения V_n/V_0 .

Расчет погрешностей с учетом откорректированной шкалы винтового анемометра дал нижеследующие результаты, сведенные в табл. 2.

Таблица 2

V_H/V_0	0,1	0,15	0,25	0,35	0,5	0,6	0,75	0,85	1,0
$\delta_B\%$	3,33	4,7	6,0	5,8	1,63	3,4	—18,4	—33,1	—56,3

Сравнение с табл. 1 показывает, что коррекция шкалы существенно уменьшает погрешность измерения малых скоростей и несколько увеличивает погрешность измерения больших скоростей.

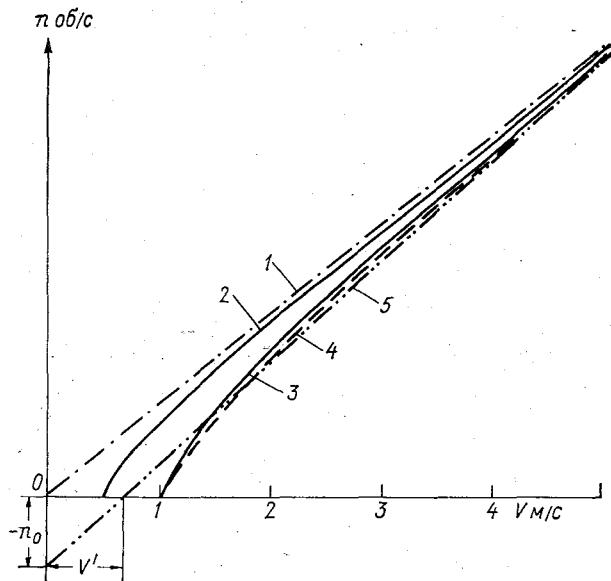


Рис. 2. Градуировочные кривые $n=n(V)$ чашечного и винтового анемометров.

1 — идеальный анемометр; 2, 3 — винтовой анемометр при $V_H=0,5$ и $1,0$ м/с соответственно; 4 — чашечный анемометр при $V_H=1,0$ м/с; 5 — аппроксимирующая градуировочная прямая для винтового и чашечного анемометра при $V_H=1,0$ м/с.

Таким образом, анализ расчетных данных показывает:

1) чем больше величина начальной чувствительности анемометра, тем больше отклонение градуировочной кривой от равномерной шкалы, поэтому при проектировании необходимо стремиться к достижению высокой начальной чувствительности вертушки; для обеспечения измерения скорости 1 м/с с погрешностью $\pm 20\%$ необходимо иметь начальную чувствительность менее $0,5$ м/с (без коррекции градуировочной шкалы); для откорректированной шкалы аналогичная погрешность составит $1,63\%$;

2) нестабильность моментов трения (нагрузки) в процессе эксплуатации приводит к изменению градуировки и соответственно к дополнительным ошибкам измерения (например, при измерении начальной чувствительности винтового анемометра с 0,5 до 1,0 м/с величина погрешности за счет градуировки при $V_0=2$ м/с увеличится с 4,6 до 20%; для чашечного — с 6,6 до 26,2%);

3) коррекция шкалы путем смещения нуля шкалы на величину V' и изменения наклона градуировочной прямой уменьшает погрешность измерения, но не компенсирует погрешности за счет изменения начальной чувствительности в процессе эксплуатации.

Статическое уравнение свободно ориентирующейся флюгарки

В работах [1, 2] выведено уравнение статической составляющей аэродинамического момента, действующего на флюгарку, отведенную на угол $\Delta\varphi$ от направления потока

$$M_c = a_v \frac{\rho}{2} S V^2 \left(R + \frac{c}{4} \right) \Delta\varphi, \quad (14)$$

где $a_v = a_0 / (1 + 2c/l)$ — коэффициент аэродинамической силы, действующей на пластину флюгарки ($a_0 = 2\pi$, c — ширина, l — высота пластины, l/c — удлинение крыла); S — площадь пластины флюгарки; $R + c/4$ — радиус приложения равнодействующей аэродинамических сил, действующих на пластину флюгарки; $\Delta\varphi$ — угол отклонения флюгарки от направления потока.

Если рассматривать $\Delta\varphi = \Delta\varphi_n$ как допустимую погрешность измерения направления ветра (или угол нечувствительности флюгарки), то при $M_c = M_{тр}$ на оси флюгарки из (14) можно определить начальную чувствительность флюгарки по скорости

$$V_n = \sqrt{\frac{2M_{тр}}{a_v \rho S \left(R + \frac{c}{4} \right) \Delta\varphi_n}}. \quad (15)$$

Допустимая погрешность измерения направления ветра для большинства практических целей лежит обычно в пределах $\Delta\varphi_n = \pm 10^\circ$ при скорости ветра $V_n \leq 1$ м/с. Идеальным вариантом следует считать тот, при котором начальная чувствительность вертушки и флюгарки анеморумбометра по скорости ветра имеют одинаковые значения. Как отмечалось выше, V_n для вертушки должен быть не хуже 0,5 м/с, следовательно необходимо добиваться такой же чувствительности и для флюгарки. Согласование начальных чувствительностей вертушки и флюгарки особенно важно для винтовых датчиков анеморумбометров.¹

¹ Здесь следует отметить, что, кроме согласования статических характеристик вертушек и флюгарок, необходимо выполнять требование о согласовании их динамических характеристик. Подробнее об этом можно ознакомиться в работе [2].

Для того чтобы увязать начальную чувствительность флюгарки по углу ($\Delta\varphi_n$) и скорости, следует напомнить читателям следующее. Под начальной чувствительностью флюгарки по скорости понимается та минимальная скорость потока V_n , при которой флюгарка отведенная от направления потока на угол $\pm 1,5\Delta\varphi_n$, устанавливается по потоку с допустимой погрешностью $\pm\Delta\varphi_n$ (например, при $\Delta\varphi_n=10^\circ$ флюгарка, отведенная на $\pm 15^\circ$ должна при скорости потока V_n установиться по потоку с погрешностью не более $\pm 10^\circ$).

Формула (15) дает разработчику возможность выбрать размеры флюгарки (S и R), исходя из заданных V_n и $\Delta\varphi_n$. Более подробно вопрос проектирования флюгарок изложен в работах [1, 2]. Здесь следует отметить, что необходимо стремиться к уменьшению момента трения (нагрузки) на оси флюгарки, а также момента инерции. Последнее важно для выполнения требований к динамике флюгарки. Увеличение S и R для обеспечения требуемых V_n и $\Delta\varphi_n$ может привести к увеличению массы, а это повлечет за собой увеличение $M_{тр}$ и инерции флюгарки.

Выводы

1. Для обеспечения устойчивых измерений малых скоростей ветра необходима разработка ветроизмерительных приборов, обладающих начальной чувствительностью по скорости $V_n \leq 0,5$ м/с. Допустимая погрешность по направлению должна быть не хуже $\pm 10^\circ$ при скорости ветра $V_n \leq 0,6 \div 0,8$ м/с. Для винтовых анеморумбометров начальная чувствительность по скорости и направлению должна быть не хуже 0,5—0,6 м/с.

2. Моменты трения и нагрузки на осях вертушек и флюгарок должны быть стабильными в процессе эксплуатации. Для этого необходимо предусмотреть конструкторские решения, обеспечивающие постоянство моментов трения и нагрузок. Кроме того, должна быть предусмотрена возможность контроля $M_{тр}$ на осях вертушек и флюгарок в процессе эксплуатации. Конструкция датчика должна предусматривать легкий доступ к подшипникам для профилактических работ в условиях эксплуатации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гуляев А. А. Теоретическое исследование ветроприемников. — «Тр. НИИГМП» 1970, вып. 23, с. 3—70.
2. Протопопов Н. Г. Проектирование ветроизмерительных приборов. Л. Гидрометеиздат, 1976. 192 с.

И. Г. Горбунова

ВЕТРОВАЯ ПОГРЕШНОСТЬ ИЗМЕРЕНИЯ ТВЕРДЫХ ОСАДКОВ ОСАДКОМЕРАМИ ГЕЛЬМАНА (ОСАДКОМЕРЫ ПНР, ГДР, ВНР, СРР)

Способ определения ветровой погрешности осадкомера Гельмана был описан в 1972 г. в работе [3]. С тех пор прошло пять лет и накопленный за это время материал наблюдений позволил уточнить прежние результаты и рекомендовать вновь полученные количественные оценки ветровой погрешности твердых осадков к практическому использованию. Методика получения этих оценок путем сравнительных наблюдений по осадкомерам Гельмана и стандартному осадкомеру Третьякова (О—1), а также описание принятых в ГМС/МС ПНР, ГДР и ВНР модификаций этого осадкомера приведены в предыдущих статьях [3, 4]. Вкратце напомним лишь, что в четырех пунктах с 1966 г. велись сравнительные наблюдения по осадкомерам Гельмана и Третьякова. Одновременно фиксировались скорость ветра на высоте 2 м (u_2) и температура воздуха (t) во время снегопадов.

По сравнению с работой [3] весь накопленный материал был иначе рассортирован по градациям температуры и скорости ветра. Основанием для этого послужила статья Э. Г. Богдановой [2], в которой уточнялась зависимость ветровой погрешности измерения твердых осадков осадкомером Третьякова от температуры воздуха. Полученная Богдановой зависимость имеет вид ступенчатой кривой. Численное значение ветровой погрешности осадкомера Третьякова K_T практически не меняется внутри интервалов температуры: $t \geq 1,1$, $-3,1 \geq t \geq -10,0$, $-12,1 \geq t \geq -18,0$, $t \leq -20,1$ и скачкообразно возрастает с понижением температуры в интервалах $1,0 \geq t \geq -3,0$; $-10,1 \geq t \geq -12,0$ и $-18,1 \geq t \geq -20,0$. В соответствии с полученной зависимостью Богдановой был построен новый рабочий график для приведения показаний осадкомера Третьякова к эталону. Для того чтобы воспользоваться уточненными результатами работы Богдановой [2], материалы наблюдений по осадкомерам Гельмана были рассортированы по этим же пределам температуры.

Таблица 1
Результаты сравнительных измерений твердых осадков осадкомерами Гельмана и Третьякова
(для разных градаций температуры воздуха и скорости ветра)

Градации, и м/с	Осадкомер											
	ПНР				ГДР				ВНР			
	n	X _T	X _Г	K'	n	X _T	X _Г	K'	n	X _T	X _Г	K'
1,0 ≥ t ≥ -3,0												
≤ 1,0	19	16,8	13,0	1,29	15	15,7	12,7	1,23	15	15,5	12,6	1,23
1,1—2,0	38	91,7	64,6	1,41	29	61,4	44,3	1,38	33	74,9	52,8	1,42
2,1—3,0	76	108,2	72,0	1,50	41	69,1	48,0	1,43	55	81,8	55,9	1,46
3,1—4,0	65	74,1	52,0	1,42	35	43,9	20,9	2,10	40	47,4	24,0	1,97
4,1—5,0	46	77,0	49,0	1,57	28	53,0	31,4	1,68	30	47,0	23,7	2,00
5,1—6,0	43	79,0	45,0	1,75	24	44,3	20,3	2,18	24	42,5	21,3	1,99
≥ 6,1	39	50,2	23,3	2,15	16	20,2	5,8	3,48	17	18,5	5,2	3,55
-3,1 ≥ t ≥ -10,0												
≤ 1,0	41	28,4	23,7	1,19	29	17,9	13,3	1,34	33	20,0	15,1	1,32
1,1—2,0	117	177,2	119,2	1,48	63	75,7	45,2	1,67	73	93,9	63,1	1,48
2,1—3,0	133	216,5	128,4	1,68	65	108,1	55,4	1,95	78	136,4	69,5	1,96
3,1—4,0	113	148,8	75,5	1,97	62	91,4	36,3	2,54	63	84,8	32,9	2,57
4,1—5,0	107	161,6	72,8	2,21	61	78,0	70,6	3,78	63	80,1	24,7	3,24
5,1—6,0	61	95,8	40,3	2,37	25	47,6	14,7	3,23	24	36,5	8,8	4,14
≥ 6,1	77	111,9	31,5	2,55	23	39,4	8,5	4,63	27	44,3	10,9	4,06

$-10,1 \geq t \geq -12,0$

$\leq 1,0$	13	4,1	1,8	—	10	3,5	1,5	2,33	9	3,1	2,0	—
1,1—2,0	23	17,5	10,4	1,68	12	9,2	5,0	—	12	8,3	4,8	—
2,1—3,0	40	41,8	20,1	2,07	24	23,5	7,0	3,35	25	23,3	8,4	2,77
3,1—4,0	15	11,4	4,0	2,85	7	7,2	2,4	—	6	6,5	2,0	—
4,1—5,0	20	15,6	4,9	3,18	10	7,8	1,5	—	10	8,5	2,0	—
5,1—6,0	11	12,2	3,5	3,48	3	4,2	0,1	—	3	4,2	0,4	—
$\geq 6,1$	14	11,2	0,7	—	2	1,8	0,0	—	5	8,8	0,4	—

$-12,1 \geq t \geq -18,0$

$\leq 1,0$	28	12,2	6,8	1,79	17	7,2	3,4	2,11	20	9,4	4,8	—
1,1—2,0	49	36,5	19,8	1,84	22	21,8	12,2	1,78	22	18,9	12,0	1,57
2,1—3,0	83	72,3	33,1	2,18	35	38,9	12,9	3,01	34	35,9	12,4	2,89
3,1—4,0	61	6,9	32,2	2,07	23	25,3	6,1	4,14	30	33,4	7,8	4,28
4,1—5,0	38	29,8	10,1	2,95	17	15,9	3,2	4,68	17	16,7	3,9	4,28
5,1—6,0	21	21,1	6,5	3,24	6	12,6	1,5	8,40	8	10,0	1,5	6,66
$\geq 6,1$	29	26,4	6,4	4,12	10	6,6	0,6	—	14	7,7	1,4	—

$-18,1 \geq t \geq -20,0$

$\leq 1,0$	4	3,8	1,4	—	2	2,6	1,1	—	2	2,6	1,2	—
1,1—2,0	7	3,7	1,6	—	4	2,9	1,1	—	4	2,9	1,5	—
2,1—3,0	7	3,5	0,8	—	3	2,4	0,6	—	3	2,4	0,5	—
3,1—4,0	8	7,6	1,8	—	5	6,6	0,4	—	5	6,6	0,8	—
4,1—5,0	4	1,2	0,4	—	2	0,6	0,2	—	2	0,6	0,2	—
5,1—6,0	1	2,7	0,9	—	1	2,7	0,1	—	1	2,7	0,4	—
$\geq 6,1$	3	4,1	0,7	—	2	4,0	0,3	—	1	1,6	0,3	—

Градации, и м/с	Осадкомер											
	ПНР				ГЛР				ВНР			
	n	X _T	X _Г	K'	n	X _T	X _Г	K'	n	X _T	X _Г	K'

$t \leq -20,1$

$\leq 1,0$	18	7,2	3,0	—	12	5,8	2,0	—	12	5,9	3,0	—
1,1—2,0	17	7,4	2,2	—	8	4,8	1,1	—	9	5,5	2,0	—
2,1—3,0	23	9,4	3,2	—	14	6,5	2,0	—	12	5,0	2,2	—
3,1—4,0	12	4,8	1,5	—	8	4,1	1,8	—	7	4,0	1,6	—
4,1—5,0	4	6,4	0,4	—	4	6,4	0,6	—	3	3,2	0,3	—
5,1—6,0	2	1,2	0,2	—	1	0,4	0,0	—	1	0,4	0,0	—
$\geq 6,1$	4	1,5	0,4	—	3	0,4	0,0	—	4	0,8	0,3	—

Общий результат без учета зависимости от температуры воздуха

$\leq 1,0$	123	72,5	49,7	1,45	85	52,7	34,0	1,55	91	56,2	38,7	1,45
1,1—2,0	251	334,0	217,8	1,53	138	175,8	108,9	1,61	153	204,4	136,2	1,50
2,1—3,0	362	451,7	257,6	1,75	182	248,5	125,9	1,97	207	284,8	148,9	1,91
3,1—4,0	274	313,6	167,0	1,87	140	199,4	67,9	2,93	151	182,7	69,1	2,64
4,1—5,0	219	291,6	137,6	2,11	122	160,8	57,5	2,79	126	168,4	56,9	2,95
5,1—6,0	139	212,0	96,4	2,19	60	111,8	36,7	3,04	61	96,3	32,4	2,97
6,1—7,0	88	96,4	33,2	2,50	34	47,1	12,5	3,76	29	48,7	13,6	3,58
$\geq 7,1$	74	102,8	29,2	3,52	22	25,3	2,7	9,37	30	33,0	4,9	6,73

Весь материал наблюдений за твердыми осадками представлен табл. 1. Принятые обозначения:

n — число измерений;

X_{Γ} — сумма осадков по осадкомеру Гельмана;

X_{Γ} — сумма осадков по осадкомеру Третьякова;

$K(u, t)$ — коэффициент, характеризующий ветровую погрешность осадкомеров, принятый в работах [1, 2]. Он представляет собой отношение количества осадков, принятое за эталон, к измеренному их количеству.

В предлагаемой работе используются следующие значения $K(u, t)$; $K' = X_{\Gamma} / X_{\Gamma}$ — коэффициент ветровой погрешности осадкомеров Гельмана по отношению к осадкомеру Третьякова;

$K_{\Gamma} = X_{\Gamma} / X_{\Gamma}$ — коэффициент ветровой погрешности осадкомера Третьякова. X_{Γ} — количество осадков, принятое за эталон. (В статье величины X не рассматривались и не применялись.) Значения K при определенных u_2 и t снимались с графика Богдановой [2];

$K_{\Gamma} = \frac{X_{\Gamma}}{X_{\Gamma}} = K_{\Gamma} K'$ — коэффициент

ветровой погрешности осадкомеров Гельмана. (В предыдущей статье вместо K рассматривалась $\delta V_s = (K_{\Gamma} - 1) \cdot 100$).

Величина K' рассчитывалась только для случаев $X_{\Gamma} \geq 10$ мм, поэтому ее нет в строчках для наиболее узких интервалов температуры, где материалов наблюдений было немного.

Анализ материалов табл. 1 показывает, что значения K' для германского и венгерского осадкомеров, присланных без крестовин, близки между собой и отличаются от значений K' для осадкомера ПНР, снабженного крестовиной. На рис. 1 показан ход кривых K' , полученных в результате сортировки всего материала наблюдений только по градациям скорости ветра, без учета температурной зависимости. На рис. 1 отчетливо видно, как, начиная с $u_2 \approx 2$ м/с резко расходятся кривые для осадкомеров ГДР и ВНР с кривой для осадкомера ПНР. Так как конфигурации всех трех осадкомеров незначительно отличаются друг от друга [3], то объяснить это расхождение можно лишь тем, что из осадкомеров без крестовины осадки выдуваются более интенсивно и выдувание начинается при меньшей скорости ветра, чем из осадкомеров с крес-

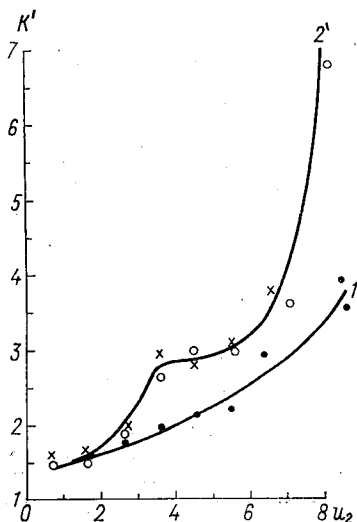


Рис. 1. Относительная ветровая погрешность осадкомеров Гельмана (K') без учета t воздуха во время выпадения осадков.

1 — осадкомера ПНР (с крестовиной), 2 — осадкомеров ГДР (круг) и ВНР (крестик).

товиной. (То, что выдувание твердых осадков происходит даже при имеющейся крестовине, было установлено специальными наблюдениями на метеорологической станции г. Ленинграда.)

В табл. 2 и 3 представлены материалы наблюдений за смешанными осадками. При обработке материалов смешанные осадки выделялись, в них вводились поправки на смачивание и затем они сортировались по грациям температуры и скорости ветра. Для

Таблица 2

Число измерений и суммы смешанных осадков,
выпавших при $t \geq 1,1$

Осадкомер	n	X_T	X_Γ
ПНР	54	114,0	108,3
ГДР	11	26,5	21,1
ВНР	23	54,8	48,0
СРР	6	23,3	19,8

Таблица

Результаты сравнительных измерений смешанных осадков
осадкомерами Гельмана и Третьякова
(для разных граций скорости ветра)

Градации и м/с	Осадкомер											
	ПНР				ГДР				ВНР			
	n	X_T	X_Γ	K'	n	X_T	X_Γ	K'	n	X_T	X_Γ	K'
$1,0 \geq t \geq -3,0$												
$\leq 1,0$	9	13,5	11,5	1,17	7	12,6	11,8	1,06	5	5,9	5,4	—
1,1—2,0	21	69,6	64,4	1,08	17	58,3	55,9	1,04	19	52,3	43,9	1,19
2,1—3,0	34	83,4	62,7	1,33	23	62,9	50,0	1,25	28	62,8	50,1	1,25
3,1—4,0	42	95,8	71,2	1,34	22	56,9	43,0	1,32	26	62,3	49,7	1,25
4,1—5,0	37	73,0	51,3	1,42	17	26,1	21,2	1,23	19	29,1	19,9	1,46
5,1—6,0	16	26,8	19,2	1,39	9	18,6	14,2	1,30	14	33,5	22,5	1,48
$\geq 6,1$	17	43,7	27,2	1,60	7	22,3	12,2	1,82	6	17,8	8,9	2,00

$t \geq 1,1$ количество смешанных осадков было настолько мало, что получить для этой градации t зависимость K' от u_2 оказалось невозможным.

Смешанные осадки, выпавшие при $1,0 \geq t \geq -3,0$, рассортированы по значениям скорости ветра и для них получены графики зависимости K' и K_Γ от u_2 и t .

На рис. 2 показан ход K' осадкомера ПНР в зависимости от скорости ветра при разных градациях t . Для сравнения на этом

же графике показан ход K' ведра осадкомера Третьякова (сравнение показаний стандартного осадкомера Третьякова и осадкомерного ведра без ветровой защиты проведено Л. Р. Струзером [5]).

Из рис. 2 следует, что K' осадкомерного ведра всюду, кроме случая смешанных осадков, меньше, чем K' осадкомера ПНР, причем с понижением температуры расхождение увеличивается. Ход кривых K' для осадкомера ПНР показывает, что для градации $-3,1 \geq t \geq -10,0$ выдувание собранных осадков начинается с $u_2 \approx 6$ м/с, а для градации $-12,1 \geq t \geq -18,0$ — с $u_2 \approx 4$ м/с. Если бы

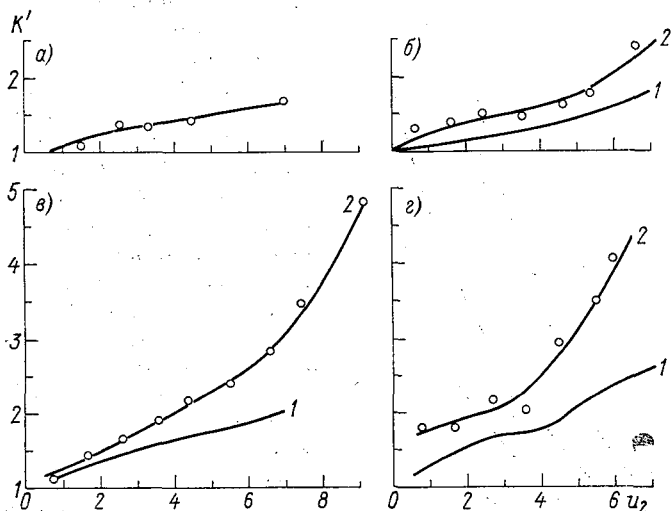


Рис. 2. Относительные значения ветровой погрешности (K') для различных градаций температуры воздуха.

а — $-1,0 \geq t \geq -3,0$ (смешанные осадки), б — $-1,0 \geq t \geq -3,0$ (твердые осадки), в — $-3,1 \geq t \geq -10,0$, г — $-12,1 \geq t \geq -18,0$.
1 — ведра осадкомера Третьякова, 2 — осадкомера ПНР.

расхождение кривых 1 и 2 начиналось только с указанных выше скоростей ветра, то оно могло быть объяснено только выдуванием из осадкомера ПНР. Но кривые 1 и 2 расходятся с самого начала, т. е. при малых значениях скорости ветра. Это обстоятельство можно констатировать, но для объяснения его нужны еще дополнительные исследования.

С кривых рис. 2 для польского осадкомера были сняты значения для разных значений скорости ветра. Для этих же значений u_2 по графику Богдановой [2] были получены значения K_T для осадкомера Третьякова. Затем была вычислена ветровая погрешность осадкомера ПНР K_G . Семейство кривых K_G осадкомера ПНР представлено на рис. 3. Пользуясь этими кривыми, можно определить величину ветровой погрешности осадкомера ПНР при t от $1,0$ до -18° и скорости ветра до 7 м/с (имеются в виду $\bar{t}$ и $\bar{u}_2$).

во время снегопадов). При низких температурах и $\bar{u} \geq 6$ м/с ветровая погрешность осадкомера ПНР $K_{\Gamma} \approx 15$, т. е. он собирает в 15 раз меньше, чем эталон [1, 2].

Следует отметить, что на рис. 3 одна за другой следуют две кривые: для градации $1,0 \geq t \geq -3,0$ и $-3,1 \geq t \geq -10,0$. Получается очень резкое изменение функции $K_{\Gamma}(t)$. Это происходит потому, что (как упоминалось выше) зависимость K_{Γ} от t имеет вид ступенчатой кривой [2]. В интервале $1,0 \geq t \geq -3,0$ K_{Γ} очень сильно меняется. Удобнее было бы строить график, используя интервалы t , для которых изменения K_{Γ} незначительны, а для промежуточных значений — интерполировать. Но, к сожалению, материал наблюдений не позволил этого сделать. Поэтому точность определения K_{Γ} осадкомера ПНР по рис. 3 различна: по двум верхним кривым она больше, по двум нижним — меньше, так как в этом интервале K_{Γ} сильно меняется с понижением температуры. Для промежуточных значений t от $-10,0$ до $-12,0$ величину K_{Γ} можно находить интерполяцией.

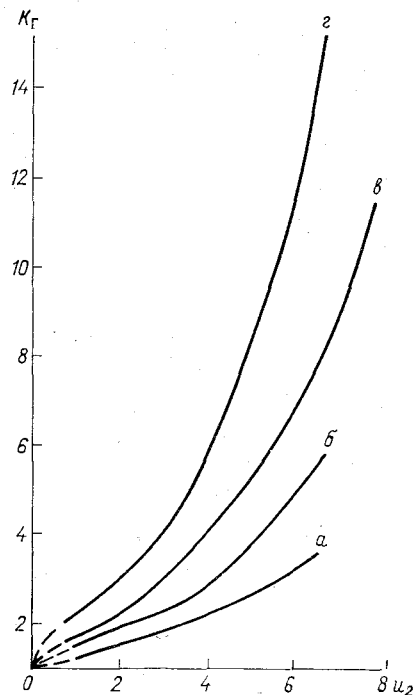


Рис. 3. Ветровая погрешность K_{Γ} осадкомера ПНР.

Усл. обозначения см. рис. 2.

На рис. 4 и 5 даны кривые K' и K_{Γ} совместно для осадкомеров ГДР и ВНР. Они получены точно так же, как и для осадкомера ПНР. Из-за того, что у этих приборов нет крестовин, ветровая погрешность их больше, так как сильнее сказывается выдувание. Характерно, что для смешанных осадков, которые не выдуваются,

различие в ветровой погрешности у этих приборов и у польского отсутствует.

Представленными на рис. 3 и 5 графиками можно пользоваться для корректировки сумм твердых и смешанных осадков, собранных осадкомерами Гельмана без ветровой защиты, с крестовиной или без нее, если известны средние температура и скорость ветра во время снегопадов. Способ корректировки декадных, месячных и средних многолетних сумм осадков, собранных осадкомером Третьякова, и точность определения ветровой поправки подробно исследованы Богдановой в работах [1, 2]. Этот же способ вполне применим к показаниям осадкомеров Гельмана. Ею же получен вывод о том, что исправлять ветровой поправкой суммы осадков,

обранных за короткий период (сутки или отдельные сроки измерения), нецелесообразно, так как точность такой поправки неудовлетворительна. (Ошибка расчета ветровой поправки в этом случае будет близка к величине самой поправки или больше нее.)

Кроме трех модификаций осадкомеров Гельмана, о которых говорилось выше, в Нижнедевицке с 1971 г. был установлен осадко-

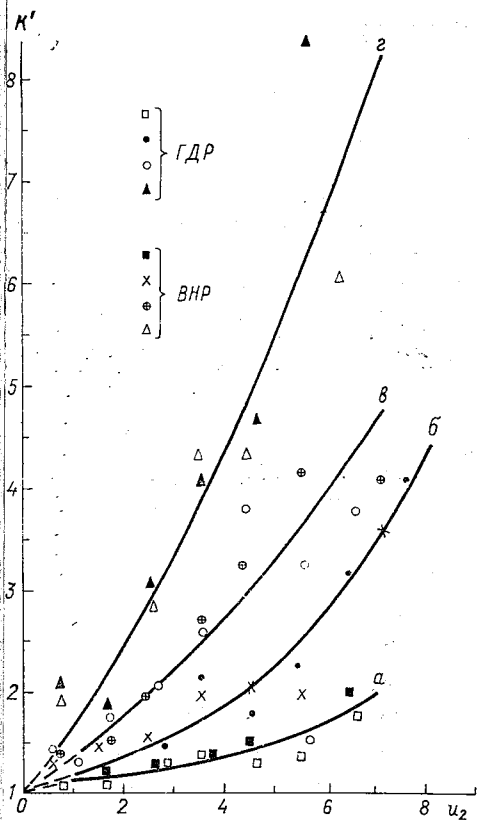


Рис. 4. Относительная ветровая погрешность K' осадкомеров ГДР и ВНР.

Усл. обозначения см. рис. 2.

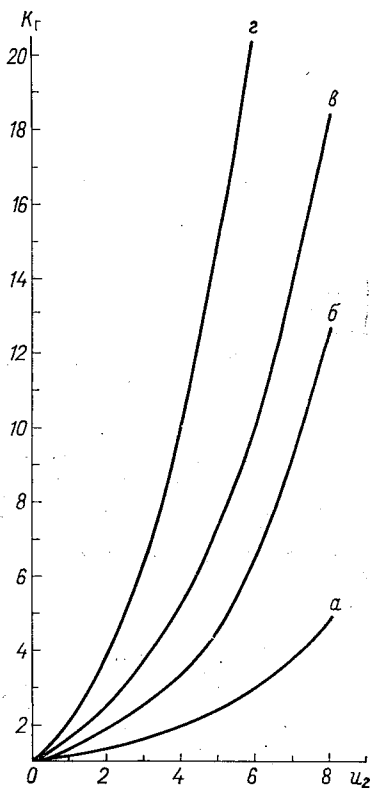


Рис. 5. Ветровая погрешность K_{Γ} осадкомеров ГДР и ВНР.

Усл. обозначения см. рис. 2.

мер СРР. Он также представляет собой одну из модификаций осадкомера Гельмана и отличается от трех предыдущих способом установки, при котором на площадке находится комплект из двух приборов. Один прибор закрыт крышкой, второй — открыт. Для измерения твердых осадков прибор с собранным снегом закрывается крышкой, снятой со второго прибора, и уносится в помещение. После измерения количества осадков прибор вновь закрывается крышкой и устанавливается на площадке. При следующем сроке

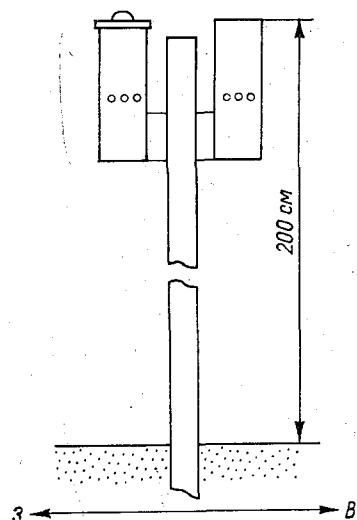


Рис. 6. Схема установки осадкомера СРР.

измерения все повторяется. Таким образом, на площадке часть времени между сроками наблюдений находится один прибор, а часть — оба прибора. Способ установки румынского осадкомера показан на рис. 6. Очевидно, такой способ установки создает дополнительный аэродинамический эффект, сказывающийся на величине ветровой погрешности. Осадкомер СРР снабжен крестовиной. К сожалению, в Советский Союз был прислан лишь один комплект осадкомера СРР, который с 1971 г. установлен на Нижнедевицкой воднобалансовой станции. Этого недостаточно для определения величины ветровой погрешности, т. е. построения кривых K_{Γ} для осадкомера СРР. В табл. 4 приведены результаты измерений, полученные по этому осадкомеру.

Таблица 4

Результаты сравнительных измерений
твердых и смешанных осадков осадкомером СРР

Градации, и м/с	n	X_T	X_{Γ}	K'	K_{Γ}
Твердые осадки					
$\leq 1,0$	10	4,2	3,0	1,40	1,4
1,1—2,0	34	59,7	40,9	1,45	1,6
2,1—3,0	41	63,9	40,8	1,56	1,9
3,1—4,0	52	58,7	30,6	1,91	2,7
4,1—5,0	46	62,5	31,6	1,97	3,0
5,1—6,0	21	38,0	20,3	1,87	3,1
$\geq 6,1$	25	38,9	21,2	1,83	3,4
Смешанные осадки при $1,0 \geq t \geq -3,0$					
$\leq 1,0$	2	3,3	2,9	—	—
1,1—2,0	8	21,8	17,8	1,22	1,2
2,1—3,0	11	26,2	17,1	1,53	1,4
3,1—4,0	13	32,9	23,1	1,42	1,6
4,1—5,0	6	7,7	4,9	—	—
5,1—6,0	4	8,1	6,4	—	—
$\geq 6,1$	2	8,3	5,4	—	—

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданова Э. Г. Исследование ветровой погрешности измерения осадков.— «Тр. ГГО», 1966, вып. 195, с. 40—62.
- Богданова Э. Г. Анализ точности определения ветровой поправки к результатам измерения твердых осадков.— «Тр. ГГО», 1971, вып. 260, с. 24—35.
- Горбунова И. Г. О погрешностях измерения осадков осадкомерами Гельмана.— «Тр. ГГО», 1972, вып. 280, с. 102—114.
- Струзер Л. Р., Голубев В. С., Горбунова И. Г. Предварительные результаты сравнений осадкомеров.— «Метеорология и гидрология», 1966, № 11, с. 53—57.
- Струзер Л. Р. Метод измерения правильных величин твердых атмосферных осадков.— «Тр. ГГО», 1969, вып. 244, с. 41—47.

А. Б. Большаков, Л. Ф. Школя

О ВЛИЯНИИ ОСРЕДНЕНИЯ НА ПОГРЕШНОСТЬ ИЗМЕРЕНИЯ ВЛАЖНОСТИ ВОЗДУХА ПСИХРОМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Современный этап развития методов наблюдений за метеорологическими элементами характеризуется острой необходимостью в обосновании требований к точности и репрезентативности измерений. К числу элементов, интерпретация результатов измерений которых представляет трудности вследствие значительной изменчивости во времени и пространстве, относится влажность воздуха. В связи с этим представляет интерес исследовать зависимость величины среднего квадратического отклонения полученных характеристик влажности (σ) от осреднения отсчетов с тем, чтобы установить количество отсчетов и период времени, нужные для получения принятых погрешностей измерения влажности воздуха [2].

Для решения этого вопроса в работе были использованы материалы экспедиционных наблюдений за упругостью водяного пара в Дубовке [3]. Они представляли собой часовые серии синхронных наблюдений за влажностью воздуха по восьми аспирационным психрометрам, расположенным на одной и той же высоте — 2 метра. Для расчетов были использованы полуденные и вечерние серии. В течение часа по каждому психрометру удавалось сделать 30 отсчетов. Каждый отсчет производился примерно через 2 мин.

Для того чтобы найти связь между отсчетами по психрометру, периодом осреднения и погрешностью измерения, была определена зависимость величины среднего квадратического отклонения упругости водяного пара (σ) от осреднения по двум, трем и т. д. отсчетам. Результаты расчетов даны на рис. 1.

Как видно из рис. 1, в дневные часы при осреднении трех отсчетов (период осреднения около 7 мин) получается точность измерения равная 0,4 мбар, что соответствует принятой предельной погрешности измерения упругости водяного пара [2]. При увеличении числа отсчетов до 10 (период осреднения около 25 мин) погрешность уменьшается до 0,2 мбар, что соответствует величине принятой средней погрешности измерения упругости водяного пара

[2]. В вечерние часы, когда изменчивость влажности меньше, при осреднении одного и того же числа отсчетов величина среднего квадратического отклонения меньше, чем в дневные часы. Так, при осреднении трех отсчетов точность измерения равна 0,3 мбар, а при осреднении 10 отсчетов — 0,18 мбар.

Полученные результаты подтверждают высказанную ранее точку зрения [1], что увеличение числа осредненных отсчетов повышает репрезентативность результатов измерений, однако серьезно выигрыша в точности измерения избыточное осреднение не дает.

В этой же работе была сделана оценка точности измерения влажности в зависимости от числа отсчетов также по рассчитанным значениям среднего квадратического отклонения (σ). Однако в этом случае вычисление среднего квадратического отклонения производилось при уменьшении числа отсчетов путем последовательного пропуска их: через один, два, три отсчета.

Результаты этих расчетов представлены на рис. 2. Как видно из рис. 2, точность измерения влажности воздуха в дневные часы

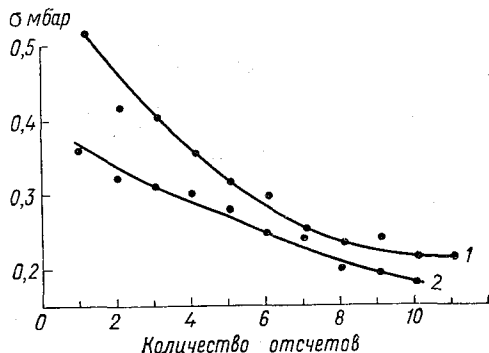


Рис. 1. Зависимость среднего квадратического отклонения упругости водяного пара (σ) от числа осредненных отсчетов, ст. Дубовка 18 июня 1954 г.

1 — 13 ч 30 мин — 14 ч 30 мин, 2 — 19—20 ч.

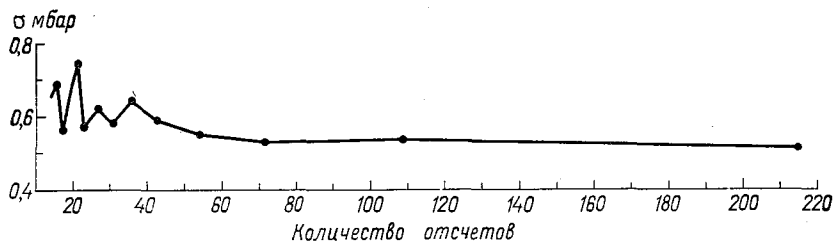


Рис. 2. Зависимость среднего квадратического отклонения упругости водяного пара (σ) от изменения числа отсчетов, ст. Дубовка 18 июня 1954 г., 13 час. 30 мин — 14 час. 30 мин.

при уменьшении числа отсчетов от 215 до 70 почти не менялась и составляла 0,53 мбар, а при 35 отсчетах она увеличилась до 0,64 мбар. При дальнейшем уменьшении числа отсчетов не наблюдается никакой зависимости в изменении σ .

Постоянство точности измерения влажности воздуха при уменьшении числа отсчетов до определенной величины связано с тем, что используемые нами точки (отсчеты) по времени отстоят не-

леко друг от друга (2—8 мин). При увеличении интервала времени между отсчетами (более 8 мин) в дневные часы зависимость σ от числа отсчетов нарушается в связи с тем, что при уменьшении числа отсчетов с определенного момента исчезает связь между ними.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гольцман М. И. Основы методики аэрофизических измерений. М.—Л., Гостехиздат, 1950. 360 с.
2. Наблюдения на гидрометеорологической сети СССР. Определение понятий гидрометеорологических элементов и оценка точности наблюдений. Под ред. О. А. Городецкого. Л., Гидрометеоиздат, 1970. 92 с.
3. Струзер Л. Р. Случайные ошибки величин испарения, рассчитанных по методу турбулентной диффузии.—«Тр. ГГИ», 1955, вып. 48(102), с. 66—86.

В. С. Копычева, Т. П. Светлова

КОНТРОЛЬ СРЕДНИХ МЕСЯЧНЫХ ЗНАЧЕНИЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПО СРОКАМ НА ЭВМ

Возможность выявления ошибочной информации в значениях метеорологических элементов за отдельные сроки при контроле на ЭВМ режимной информации в значительной мере ограничивается отсутствием норм для восьмисрочных наблюдений и невозможностью их получения в ближайшее время из-за недостаточной длины рядов наблюдений и отсутствия методики их получения.

Чтобы преодолеть указанные затруднения, в оперативной программе контроля для решения вопроса о достоверности информа-

Таблица 1

Результаты контроля режимной информации по восьми срокам
(по станциям Прибалтики)

УГМС	Контролируемые характеристики								Всего
	T возду- ха, град.	T почвы, град.	F %	D мбар	E мбар	U м/с	N общая, баллы	N нижняя, баллы	
Литовской ССР	$\frac{147}{0,4}$	$\frac{383}{1,0}$	$\frac{134}{0,3}$	$\frac{87}{0,2}$	$\frac{209}{0,5}$	$\frac{10}{0,1}$	$\frac{54}{0,1}$	$\frac{14}{0,1}$	$\frac{1038}{2,6}$
Латвийской ССР	$\frac{136}{0,3}$	$\frac{397}{1,0}$	$\frac{125}{0,3}$	$\frac{65}{0,2}$	$\frac{185}{0,5}$	$\frac{6}{0,1}$	$\frac{48}{0,1}$	$\frac{23}{0,1}$	$\frac{985}{2,5}$
Эстонской ССР	$\frac{143}{0,4}$	$\frac{283}{0,7}$	$\frac{117}{0,3}$	$\frac{60}{0,2}$	$\frac{176}{0,4}$	$\frac{12}{0,1}$	$\frac{49}{0,1}$	$\frac{15}{0,1}$	$\frac{855}{2,1}$
Всего	$\frac{426}{1,1}$	$\frac{1063}{2,7}$	$\frac{376}{0,9}$	$\frac{212}{0,5}$	$\frac{570}{1,4}$	$\frac{28}{0,1}$	$\frac{151}{0,4}$	$\frac{52}{0,1}$	$\frac{2878}{7,2}$

Примечание. Дробь означает: числитель—число случаев, когда невязка превышала допуск, знаменатель—процент проконтролированного числа случаев.

ции по срокам используется интерполяция разностей от срока к сроку, а в качестве критериев браковки те же значения предельных невязок, что и при горизонтальном контроле средних месячных величин.

Некоторое представление об эффективности такого контроля может дать табл. 1, в которой приводится число случаев, когда невязка, выданная в процессе оперативного контроля в РВЦ (Региональном вычислительном центре), превышала допуск. Контролю подвергались результаты наблюдений 80 метеорологических станций Прибалтики за январь — август 1975 г., всего около 40 000 наблюдаемых значений.

Насколько можно судить на основании данных табл. 1, при оперативном контроле наблюдений по срокам для дополнительного анализа выдается около 10% всех проконтролированных данных. Учитывая, что для средних за месяц значений основных элементов этот показатель составляет не более 1%, представляется целесообразным остановиться на полученных результатах и рассмотреть возможные пути дальнейшего увеличения эффективности контроля режимной информации по срокам.

Таблица 2

**Повторяемость значений, выдаваемых ЭВМ специалисту
для дополнительного анализа**

Элемент	Контролируемый срок, ч								Общее количество за 8 сроков	
	0	3	6	9	12	15	18	21	число случаев	%
Температура воздуха, град.	15	23	9	3	23	20	3	4	426	15
Температура поверхности почвы, град.	19	8	3	3	14	19	17	17	1063	37
Относительная влажность, %	17	25	7	4	15	22	7	6	376	13
Упругость водяного пара, мбар	11	24	9	3	20	20	8	10	212	7
Дефицит упругости, мбар	17	23	12	6	11	18	8	5	570	20
Скорость ветра, м/с	5	18	7	—	14	29	7	7	28	1
Количество общей облачности, баллы	15	14	11	25	18	11	3	3	151	5
Количество нижней облачности баллы	13	13	10	21	19	8	6	10	52	2
								Всего	2878	100

Как показывает анализ данных табл. 2, наиболее часто «сомнительные» данные встречаются при контроле температуры поверхности почвы и дефицита влажности воздуха; меньше всего ошибочных значений встречается по количеству облаков и скорости ветра. Несомненно, что такой результат, в первую очередь, определяется изменчивостью рассматриваемых элементов.

Не исключена и вероятность появления значительного количества невязок, превысивших допуск, за счет различий в суточном ходе метеорологических элементов на контролируемой станции

и «влияющих». Для иллюстрации того, как сказываются эти различия на результатах интерполяции, в табл. 3 приводятся невязки, полученные для нескольких станций при двух вариантах подбора «влияющих»: без учета и с учетом согласованности суточного хода.

Наконец, возможной причиной может быть и неправомерное использование при оперативном контроле данных по срокам допусков браковки, полученных для средних за месяц значений.

Подтверждением сказанному могут служить данные табл. 4, анализ которых показывает, что для всех случаев, выданных в качестве сомнительных, средние невязки интерполяции в несколько раз превышают используемые критерии достоверности, а их разброс сопоставим с последними.

Для того чтобы исключить последний фактор, был предпринят расчет предельно допустимых невязок интерполяции по данным за восемь сроков. В качестве исходного материала использовались

Таблица 3

Средние квадратические невязки интерполяции температуры воздуха при подборе „влияющих“ без учета (в числителе) и с учетом (в знаменателе) суточного хода

Контролируемая станция	Месяц	Контролируемый срок, ч							
		0	3	6	9	12	15	18	21
Елгава	VII	0,55	0,36	0,15	0,26	0,14	0,25	0,25	0,40
		0,39	0,20	0,15	0,26	0,10	0,14	0,10	0,20
Зилани	VII	0,44	0,30	0,20	0,31	0,21	0,33	0,21	0,44
		0,17	0,14	0,20	0,17	0,21	0,24	0,21	0,28
Прибалтийская воднобалансовая	VII	0,62	0,24	0,17	0,22	0,22	0,20	0,17	0,20
		0,37	0,20	0,17	0,20	0,10	0,05	0,10	0,14

проконтролированные значения основных элементов для Прибалтики за сроки 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 ч за период 1966—1973 гг., так как нас интересовали оценки невязок за счет естественной изменчивости полей. Вычисления производились по программе [1] для разностей элементов от срока к сроку.

Как видно из табл. 5, предельно допустимые значения невязок для разных сроков оказываются существенно неодинаковыми. По этой причине использование единого критерия для всех сроков неправомерно, так как в этом случае заметно увеличивается вероятность отбраковки большого количества правильных данных наряду с ошибочными. Последнее обстоятельство находит подтверждение в табл. 2, согласно которой количество данных, выданных в качестве «сомнительных» для последующего контроля специалисту в сроки 12, 15, 0 и 3 ч, более чем вдвое превышает аналогичный показатель за любой другой срок.

Заметим, что при контроле данных по срокам для каждой станции можно задавать набор «влияющих», отобранных по принципу

Таблица 4
Средние и средние квадратические значения инвизок интерполяции разностей основных метеорологических элементов по восьми срокам (результаты оперативного контроля). Январь — август 1975 г.

Элемент	Контролируемый срок, ч													
	0		3		6		9		12		15		18	
	ср.	σ	ср.	σ	ср.	σ	ср.	σ	ср.	σ	ср.	σ	ср.	σ
Температура воздуха, град.	1,1	0,5	0,7	0,2	0,7	0,1	1,1	0,5	0,9	0,4	0,7	0,2	0,7	0,2
Температура поверхности почвы, град.	0,9	0,4	0,7	0,2	0,8	0,3	1,1	0,8	1,3	1,0	1,1	0,6	1,2	0,7
Относительная влажность, %	5,5	2,3	3,9	0,7	2,9	0,3	5,0	1,9	5,1	1,8	3,9	0,7	3,7	0,7
Упругость водяного пара, мбар	0,9	0,3	0,7	0,3	0,8	0,2	0,8	0,3	0,8	0,3	0,9	0,4	0,7	0,1
Дефицит упругости, мбар	1,1	0,9	0,5	0,2	0,4	0,1	1,0	0,4	1,2	0,6	0,9	0,4	0,8	0,4
Скорость ветра, м/с	1,2	0	2,7	—	—	—	1,3	0,2	1,3	0,2	1,6	—	1,6	—
Количество общей облачности, баллы	1,7	0,6	1,4	0,5	1,4	0,4	1,5	0,4	1,5	0,3	1,5	0,7	1,9	—
Количество нижней облачности, баллы	1,9	0,2	2,5	0,3	2,1	0,4	2,0	0,6	1,8	—	3,6	—	1,6	0,1

Таблица 5

**Средние квадратические невязки интерполяции
основных метеорологических элементов по восьми срокам**

Элемент	Ме- сяц	Контролируемый срок, ч								Допуск ручного контро- ля
		0	3	6	9	12	15	18	21	
Температура воздуха, град.	I	0,14	0,16	0,14	0,15	0,20	0,24	0,25	0,14	0,5
	VII	0,55	0,29	0,20	0,49	0,53	0,35	0,24	0,41	0,5
Температура поверхности поч- вы, град.	I	0,38	0,36	0,38	0,38	0,45	0,40	0,40	0,40	1,0
	VII	0,53	0,31	0,33	0,73	0,93	0,73	0,72	0,89	1,0
Относительная влажность, %	I	0,58	0,57	0,63	0,61	0,49	0,84	0,71	0,65	3,0
	VII	2,64	1,04	0,76	1,45	2,44	2,24	1,45	2,29	2,0
Упругость водяного пара, мбар	I	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,3
	VII	0,28	0,22	0,14	0,29	0,31	0,29	0,20	0,27	0,5
Скорость ветра, м/с	I	0,20	0,13	0,14	0,20	0,20	0,17	0,16	0,20	1,0
	VII	0,32	0,19	0,21	0,27	0,23	0,20	0,22	0,24	1,0
Количество общей облачнос- ти, баллы	I	0,38	0,38	0,36	0,34	0,34	0,28	0,31	0,34	1,0
	VII	0,31	0,44	0,42	0,40	0,39	0,33	0,33	0,38	1,5
Количество нижней облачнос- ти, баллы	I	0,42	0,41	0,40	0,40	0,48	0,43	0,44	0,47	1,5
	VII	0,41	0,44	0,47	0,52	0,48	0,37	0,36	0,47	1,5

Таблица 6

**Средние квадратические невязки интерполяции разностей
значений элементов для Латвийской УГМС
за 1966—1969 гг. Январь**

Элемент	Разности			
	9—12 ч	9 ч — ср. сут.	21—0 ч	21 ч — ср. сут.
Температура воздуха, град.	0,20	0,22	0,20	0,14
Температура поверхности почвы, град.	0,45	0,38	0,37	0,37
Относительная влажность, %	0,49	0,55	0,58	0,57
Упругость водяного пара, мбар	0,05	0,06	0,05	0,04
Скорость ветра, м/с	0,20	0,13	0,20	0,13
Количество нижней облачности, баллы	0,34	0,24	0,38	0,34

соответствия суточного хода, и различные критерии достоверности для каждого срока, однако реализация такого варианта существенно усложнит оперативную программу.

Более рационально на данном этапе представляется, оставив алгоритм программы неизменным, повысить эффективность контроля за счет повторного сравнения невязок интерполяции, полученных для сроков 9, 12, 0 и 3 ч, с удвоенным критерием достоверности в первую очередь для тех элементов, суточный ход ко-

торых существен (температура воздуха, температура поверхности почвы).

Попытка использовать для контроля интерполяцию разностей между средним по восьми срокам значением и значением за контролируемый срок желаемого результата не дала (табл. 6).

Дальнейшее увеличение эффективности контроля данных по срокам может быть достигнуто, если привлечь для выявления

Таблица 7

Точность представления хода температуры многочленами возрастающих степеней (ст. Лиепая, июль 1967 г.)

Срок, ч	Степень многочлена				
	2	3	4	5	6
0	1,4	00	0,2	00	0
3	-0,7	0,3	0,7	0,3	0
6	-2,2	-0,9	-0,8	-0,5	0,1
9	-0,2	0,3	-0,1	-0,4	0,1
12	0,3	0,7	0,4	0,1	0,1
15	1,2	-0,2	0,1	0,4	0
18	0,4	-0,5	-0,2	0,2	0
21	-1,0	0,3	0,1	00	0

ошибочных данных аппроксимацию суточного хода элементов многочленом [2].

Оценка расхождений между фактическими значениями и значениями, аппроксимированными многочленами последовательно

Таблица 8

Средние квадратические невязки аппроксимации хода элементов по срокам

Элемент	Степень многочлена	Контролируемый срок, ч							
		0	3	6	9	12	15	18	21
Температура воздуха, град.	5	0,0	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1	0,0
	6	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0

возрастающих степеней на примере температуры воздуха по восьми срокам для ст. Лиепая (табл. 7), указывает на необходимость использования многочленов не менее чем пятой степени. При аппроксимации многочленами меньших степеней указанные расхождения слишком велики и не позволяют достаточно уверенно распознавать ошибочные данные.

Представляется, что решение вопроса о достоверности контролируемых значений будет более объективным, если оно принимается на основании двух выше упомянутых методов.

Высокая точность представления хода основных метеорологических элементов по срокам (табл. 8) позволяет вплотную подойти к решению проблемы исправления ошибочной и восстановления пропущенной информации за восемь сроков непосредственно в процессе ее контроля до занесения ее на технический носитель. Однако такое восстановление может дать хорошие результаты только при условии, если значения, по которым оно производится, не содержат случайных ошибок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Поляк И. И. Одноуровневый полиномиальный объективный анализ метеорологических полей.—«Тр. ГГО», 1971, вып. 289, с. 33—38.
2. Поляк И. И., Шахмейстер В. А. Программа аппроксимации функций нескольких переменных алгебраическими многочленами по способу наименьших квадратов.—«Тр. ГГО», 1971, вып. 289, с. 29—32.

Л. С. Водопьянова

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА МНОЖЕСТВЕННОЙ КОРРЕЛЯЦИИ К КОНТРОЛЮ ДАННЫХ СНЕГОМЕРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

В работах [1, 6] приводятся теоретические и эмпирические оценки точности горизонтальной интерполяции высоты снежного покрова по снегосъемкам для территории ЕТС. Как следует из этих работ, в зависимости от густоты сети снегомерных станций и постов для различных районов ЕТС невязки сопоставления интерполированных и измеренных значений высоты снежного покрова оказываются порядка 4—5 см для густой сети (среднее расстояние между пунктами ≈ 60 км) и порядка 8—9 см для сети с расстоянием между пунктами около 120—140 км. Если применять горизонтальную интерполяцию для задачи контроля высоты снежного покрова по снегосъемкам, то, исходя из критерия выдачи данных на сомнение, предложенного в работе [1], можно выявить лишь самые грубые ошибки высоты снежного покрова для густой сети ошибки более 10 см, для редкой сети — более 20 см. Разумеется, такой контроль возможен только в качестве первого приближения. Поскольку большая точность при существующей густоте сети станций не может быть достигнута, представляется целесообразным оценить возможность использования для контроля высоты снежного покрова информации о других метеорологических элементах на одной и той же станции. Одним из возможных путей использования этой информации может быть построение уравнения регрессии по данным многолетних наблюдений. Интересующее нас значение высоты снежного покрова может быть рассчитано как линейная комбинация значений других элементов на этой станции.

Для выбора аргументов уравнения регрессии рассчитывались парные коэффициенты корреляции между следующими элементами: высотой снежного покрова по снегосъемкам, высотой снежного покрова по постоянной рейке на последний день декады, средней высотой снега за декаду, приращением высоты снежного покрова за декаду и суммой осадков за декаду на материале станций Василевичи (БССР), Пинега (север ЕТС), Минусинск (Красноярский край), Новый Порт (Заполярье). Все эти элементы используются при ручном контроле снегомерных данных. В качестве исходных

Таблица 1

Значения парных коэффициентов корреляции между высотой снежного покрова по снегосъемкам и высотой снега по постоянной рейке на последний день декады (r_1) и между высотой снега по снегосъемкам и средней высотой снега за декаду по постоянной рейке (r_2) на станциях Минусинск, Пинега, Новый Порт, Василевичи (поле)

Станция	Ноябрь						Декабрь					
	I		II		III		I		II		III	
	r_1	r_2	r_1	r_2	r_1	r_2	r_1	r_2	r_1	r_2	r_1	r_2
Минусинск	—	—	—	—	0,62	0,78	0,78	0,70	0,80	0,70	0,74	0,62
Новый Порт	0,70	0,68	0,71	0,71	0,69	0,65	0,70	—	0,69	0,61	0,66	0,60
Пинега	—	—	—	—	—	—	0,87	0,78	0,83	0,82	0,83	0,83
Василевичи	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,86	0,80

Станция	Январь						Февраль					
	I		II		III		I		II		III	
	r_1	r_2	r_1	r_2	r_1	r_2	r_1	r_2	r_1	r_2	r_1	r_2
Минусинск	0,76	0,73	0,81	0,82	0,76	0,74	0,69	0,62	0,76	0,74	0,67	0,65
Новый Порт	0,67	0,61	0,76	0,63	0,74	0,73	0,75	0,75	0,80	0,72	0,70	0,72
Пинега	0,78	0,76	0,83	0,81	0,73	0,74	0,77	0,75	0,70	0,68	0,67	0,75
Василевичи	0,96	0,89	0,92	0,94	0,95	0,94	0,96	0,97	0,98	0,96	0,97	0,98

Станция	Март						Апрель					
	I		II		III		I		II		III	
	r_1	r_2	r_1	r_2	r_1	r_2	r_1	r_2	r_1	r_2	r_1	r_2
Минусинск	0,72	0,69	0,76	0,74	—	—	—	—	—	—	—	—
Новый Порт	0,63	0,64	0,64	0,60	0,68	—	0,65	0,65	0,66	0,60	0,79	0,73
Пинега	0,60	0,58	0,74	0,73	0,80	0,71	0,63	0,64	0,75	0,72	—	—
Василевичи	0,69	0,66	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Станция	Май					
	I		II		III	
	r_1	r_2	r_1	r_2	r_1	r_2
Минусинск	—	—	—	—	—	—
Новый Порт	0,73	0,64	0,77	0,75	0,74	0,66
Пинега	—	—	—	—	—	—
Василевичи	—	—	—	—	—	—

данных для расчета парных коэффициентов корреляции использовались многолетние ряды наблюдений: для ст. Василевичи за 50 лет по 8 декадам, для ст. Пинега за 30 лет по 14 декадам, для ст. Минусинск за 34 года по 12 декадам и для ст. Новый Порт за 34 года по 21 декаде. Для расчетов, выполненных на ЭВМ М-220, использована программа, опубликованная в работе [4].

Таблица 2

Значения парных коэффициентов корреляции (r_3) между приращением высоты снежного покрова по снегосъемкам (Δh) и суммой осадков за декаду (Σ_d) на станциях Минусинск, Новый Порт, Пинега, Василевичи (поле)

Станция	Ноябрь			Декабрь		
	I	II	III	I	II	III
Минусинск	—	—	0,66	0,65	0,08	0,17
Новый Порт	0,07	—	0,20	0,23	0,13	—0,06
Пинега	—	—	—	0,91	0,30	0,89
Василевичи	—	—	—	—	—	—

Станция	Январь			Февраль		
	I	II	III	I	II	III
Минусинск	0,26	0,01	0,47	0,53	0,25	0,68
Новый Порт	0,12	0,08	—0,12	0,10	—0,14	0,10
Пинега	0,45	0,11	0,58	0,49	0,35	0,29
Василевичи	—	0,59	0,84	—0,10	0,56	0,33

Станция	Март			Апрель			Май		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Минусинск	0,45	0,56	—	—	—	—	—	—	—
Новый Порт	0,12	0,02	0,20	—0,41	—0,24	0,44	0,39	—0,31	—0,03
Пинега	0,41	0,37	—0,04	—0,25	—0,07	—	—	—	—
Василевичи	—0,03	—	—	—	—	—	—	—	—

Коэффициенты корреляции между высотой снежного покрова по снегосъемкам и высотой по постоянной рейке на последний день декады (r_1), а также между высотой снежного покрова по снегосъемкам и средней высотой снега по постоянной рейке (r_2) представлены в табл. 1. Коэффициенты корреляции между приращением высоты снежного покрова по снегосъемкам и суммой осадков за декаду представлены в табл. 2. Значение r_1 для ст. Василевичи для всех декад января и февраля составляет 0,9, а в марте — 0,7.

Значения параметров уравнения регрессии для станций Пинега и Минусинск

Параметр	Ноябрь			Декабрь			Январь			Февраль			Март			Апрель		
	II	III	I	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Пинега																		
a	—	—	—	1,00	0,99	0,79	0,85	0,79	0,75	0,58	0,70	0,63	0,53	0,71	0,69	0,62	—	—
b	—	—	—	—0,64	—1,94	3,62	3,17	4,99	7,84	14,42	10,31	15,14	18,92	11,00	9,57	9,75	—	—
r	—	—	—	0,91	0,50	0,86	0,88	0,83	0,76	0,60	0,69	0,66	0,61	0,73	0,78	0,67	—	—
σ_x	—	—	—	8,7	8,8	10,5	11,2	10,9	10,6	10,5	11,0	11,8	12,6	14,1	15,7	15,7	—	—
σ_y	—	—	—	9,4	9,8	9,7	10,8	10,4	10,5	10,2	11,2	11,3	11,2	13,6	14,1	14,6	—	—
S_y	—	—	—	3,9	4,2	4,8	5,1	5,8	6,8	8,2	8,1	8,4	8,8	9,3	8,7	10,9	—	—
Среднее S_y 7,25																		
Минусинск																		
a	0,78	1,01	0,69	0,96	0,89	0,88	1,11	0,97	0,82	0,79	0,81	0,53	1,03	—	—	—	—	—
b	1,11	0,02	2,61	1,02	1,2	0,68	—1,91	0,50	2,39	3,72	2,43	5,66	0,65	—	—	—	—	—
r	0,77	0,83	0,82	0,77	0,77	0,81	0,81	0,75	0,74	0,69	0,67	0,72	0,76	—	—	—	—	—
σ_x	3,7	4,9	6,0	5,1	5,1	5,4	5,2	6,0	5,4	6,1	6,5	7,4	6,4	—	—	—	—	—
σ_y	3,8	6,0	5,1	6,4	5,9	5,9	7,2	7,8	6,0	7,0	7,9	5,7	8,7	—	—	—	—	—
S_y	2,4	3,3	2,9	4,1	3,8	3,4	4,2	5,1	4,0	5,1	5,9	3,9	5,6	—	—	—	—	—
Среднее S_y 4,13																		

Примечание. a и b — коэффициенты уравнения регрессии, S_y — ошибка уравнения регрессии.

Для ст. Минусинск его величина колеблется в пределах 0,7—0,8 а для третьей декады ноября и февраля — в пределах 0,6—0,7. Для ст. Пинега r_1 в 11 случаях составляет 0,7—0,9, в трех случаях — 0,6—0,7. На ст. Новый Порт в 14 случаях r_1 колеблется в пределах 0,7—0,8, в шести случаях — в пределах 0,6—0,7. Как видим все указанные элементы хорошо коррелируют между собой. Наблюдается также высокая корреляция между высотой снега по снегосъемкам и средней высотой снега за декаду; коэффициент корреляции r_2 между этими элементами практически такой же, как r_1 . В то же время не обнаружено достаточно высокой корреляции между приращением высоты снежного покрова за декаду (Δh) и суммой осадков за декаду (Σ_d). Для ст. Василевичи максимальное значение коэффициента корреляции r_3 между этими элементами равно 0,54, для ст. Пинега — 0,58, для Минусинска — 0,59.

На ст. Новый Порт корреляция между этими элементами оказалась в большинстве случаев отрицательной, что, вероятно, связано с особенностями расположения станции, с наличием частых метелей и почти постоянным перераспределением снега.

Коэффициент корреляции между запасами воды в снеге и суммой осадков за декаду r_4 рассчитывался для полевых маршрутов станций Новый Порт, Минусинск, Пинега за перечисленные выше декады и годы и для лесных участков станций Чурапча, Сунтар и Покровск Якутской АССР по 11 декадам за 20 лет.

Наибольшее значение r_4 на ст. Минусинск равно 0,53, на ст. Пинега — 0,41. На лесных маршрутах r_4 не превышает 0,45.

Таким образом, хорошей корреляции между данными элементами также не наблюдается.

На основании полученных оценок можно строить уравнение регрессии для расчета высоты снежного покрова по снегосъемке с использованием одного аргумента — высоты снежного покрова по постоянной рейке на последний день декады ($y = ax + b$). Оценка приращения высоты снежного покрова по сумме осадков за декаду не представляется возможной, поскольку хорошей корреляции между этими элементами не обнаружено.

Параметры уравнения регрессии для высоты снежного покрова были рассчитаны для станций Пинега и Минусинск по 13 декадам за 25 и 30 лет соответственно (табл. 3). Средняя ошибка уравнения регрессии по всем декадам на ст. Пинега равна 7,2, на ст. Минусинск — 4,1.

Эти ошибки практически не отличаются от ошибок горизонтальной интерполяции при густой сети с расстоянием между пунктами порядка 40—60 км (реальная густота сети снегомерных станций и постов).

Если проводить интерполяцию высоты снежного покрова только между снегомерными станциями, в результате чего сеть значительно разрежается, то точность уравнения регрессии оказывается вдвое больше точности горизонтальной интерполяции, что дает основание считать применение уравнения регрессии для задачи контроля полезным.

Таблица 4

Распределение относительных невязок (в %) $(H-h_{п.д})/H$
при высоте снега менее 20 см

Станция	Декабрь						Январь					
	I		II		III		I		II		III	
	0-30	30	0-30	30	0-30	30	0-30	30	0-30	30	0-30	30
Новый Порт	12	5	4	2	4	1	3	1	1	2	1	6
Минусинск	12	14	11	13	13	11	20	10	17	11	17	7
Пинега	13	6	6	11	7	1	3	3	2	1	2	1
Покровск	3	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Намцы	3	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
Чурапча	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
Сунтар	2	—	2	—	3	—	2	—	—	—	—	—
Усть-Мама	1	—	1	—	3	—	4	—	—	—	—	—
Улахан-Кюэль	2	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Красноармейск	3	3	2	4	3	3	5	3	7	1	5	3
Летовочная	3	3	3	4	1	4	—	8	2	6	2	6
Володарское	1	5	—	6	2	4	1	6	1	5	6	5
Кокчетав	6	—	—	4	3	3	2	4	1	7	1	7
Щучинск	1	5	1	5	2	4	5	2	1	5	2	3
Балкашино	1	3	2	—	1	1	2	—	—	—	—	—
Талдык	—	—	2	—	1	3	2	4	3	2	2	3
Темир	4	—	2	4	3	1	5	—	7	—	6	1
Мугоджары	1	4	2	4	1	4	—	6	1	5	1	3
Берчогур	5	—	3	3	1	5	3	4	3	3	3	2
Эмба	1	1	3	4	3	1	7	1	4	2	6	1

Станция	Февраль						Март					
	I		II		III		I		II		II	
	0-30	30	0-30	30	0-30	30	0-30	30	0-30	30	0-30	30
Новый Порт	3	1	3	1	—	1	—	—	—	—	—	—
Минусинск	18	9	12	12	10	16	—	—	—	—	—	—
Пинега	2	1	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
Покровск	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Намцы	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Чурапча	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сунтар	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Усть-Мама	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Улахан-Кюэль	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Красноармейск	4	3	5	2	2	4	3	3	1	3	2	2
Летовочная	—	6	—	6	2	3	4	4	3	3	4	3
Володарское	—	4	—	3	—	3	—	—	—	—	—	—
Кокчетав	1	5	1	3	—	3	—	—	—	4	—	4
Щучинск	2	3	—	2	3	—	3	—	2	1	—	—
Балкашино	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Талдык	2	2	1	5	—	5	1	4	—	—	—	—
Темир	3	1	2	2	3	1	2	1	2	2	—	—
Мугоджары	2	5	1	6	—	6	2	4	2	2	—	—
Берчогур	1	2	—	1	1	2	4	3	—	—	—	—
Эмба	3	2	5	1	4	2	4	2	5	—	—	—

Таблица

**Распределение относительных невязок (в %) $(H-h_{п.д.})/H$
при высоте снега более 20 см**

Станция	Декабрь						Январь					
	I		II		III		I		II		III	
	0-30	30	0-30	30	0-30	30	0-30	30	0-30	30	0-30	30
Новый Порт	3	1	11	7	12	7	14	7	18	5	17	2
Минусинск	—	—	6	—	5	—	3	—	1	1	—	6
Пинега	8	—	10	—	14	4	22	2	21	6	24	3
Покровск	4	—	5	—	6	1	7	—	7	—	7	—
Намцы	3	—	6	—	5	—	6	—	6	—	6	—
Чурапча	6	—	7	—	6	—	7	—	7	—	7	—
Сунтар	2	—	2	—	1	—	2	—	—	—	—	—
Усть-Мама	2	—	3	—	1	—	—	—	—	—	—	—
Улахан-Кюэль	1	—	1	—	3	—	3	—	—	—	—	—
Красноармейск	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Летовочная	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Володарское	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кокчетав	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Щучинск	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—
Балкашино	2	—	1	3	1	3	—	4	—	2	—	2
Талдык	—	—	3	—	—	—	—	—	1	—	1	—
Темир	—	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—
Мугоджары	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Берчогур	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Эмба	—	—	—	—	2	—	—	—	1	1	—	—

Станция	Февраль						Март					
	I		II		III		I		II		III	
	0-30	30	0-30	30	0-30	30	0-30	30	0-30	30	0-30	30
Новый Порт	18	5	16	6	17	1	—	—	—	—	—	—
Минусинск	5	—	5	—	6	—	—	—	—	—	—	—
Пинега	20	5	22	5	18	5	—	—	—	—	—	—
Покровск	7	—	6	—	6	—	6	—	5	—	4	—
Намцы	6	—	6	—	6	—	6	—	7	—	7	—
Чурапча	7	—	7	—	7	—	6	—	6	—	6	—
Сунтар	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Усть-Мама	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Улахан-Кюэль	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Красноармейск	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
Летовочная	1	—	1	—	1	—	1	—	1	—	—	—
Володарское	—	3	—	3	—	2	—	—	—	—	—	—
Кокчетав	—	1	—	3	1	2	—	—	—	—	—	—
Щучинск	—	2	—	5	1	3	—	3	—	1	—	—
Балкашино	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Талдык	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Темир	3	—	3	—	1	1	2	—	1	—	—	—
Мугоджары	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Берчогур	—	1	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—
Эмба	1	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—

Однако расчет параметров уравнения регрессии для каждой станции является очень трудоемкой работой, тем более что ряды наблюдений на большинстве станций недостаточны для получения надежных статистических выводов.

Поэтому в процессе контроля при сопоставлении данных о высотах снежного покрова по снегосъемкам и по постоянной рейке удобнее считать, что данные по высоте снежного покрова являются правильными, если расхождения высоты снежного покрова по снегосъемке и по постоянной рейке не превышают 30% при высоте снега от 20 до 40 см и 20% при высоте снежного покрова более 40—50 см. Для высот менее 20 см эти критерии не применяются и данные снегосъемок и постоянной рейки не сопоставляются.

В настоящей работе были также вычислены относительные отклонения $(H-h_{п.д.})/H$, где H —высота снега по снегосъемкам,

Таблица 6

Средние квадратические отклонения

Станция	Январь			Февраль			Март			Среднее
	І	ІІ	ІІІ	І	ІІ	ІІІ	І	ІІ	ІІІ	
Минусинск	2,8	2,2	3,2	3,1	3,2	4,9	3,7	6,2	—	3,8
Пинега	6,8	5,6	3,9	5,6	4,6	4,9	5,4	4,5	8,3	5,6

$h_{п.д.}$ — высота снега на последний день декады по постоянной рейке для 20 станций, расположенных в различных районах Советского Союза. Эта работа представлялась целесообразной для опытного осуществления задачи контроля. Для расчетов использованы данные, содержащиеся в ежегодниках по снежному покрову, в ежемесячниках, а также в таблицах ТМ-1. Результаты расчетов представлены в табл. 4 и 5.

Анализ данных таблиц показал, что относительные расхождения высоты снежного покрова по снегосъемкам и рейке для высот более 20 см в большинстве случаев не превышают 30%. Расхождения, превышающие 30%, характерны для высот снежного покрова менее 20 см.

Построение статистического распределения отклонений $H-h_{п.д.}$ для станций Пинега и Минусинск для 10 декад за 30 лет и сравнение его с нормальным по критерию Колмогорова показало, что распределение можно считать нормальным. Значения средних квадратических отклонений величин $H-h_{п.д.}$ приведены в табл. 6.

Исходя из нормальности распределения в соответствии с работой [1], можно подвергать сомнению значения высоты снежного покрова в тех случаях, где величина $H-h_{п.д.}$ превосходит 2σ .

Анализ материала показал, что, как правило, в этих случаях относительная невязка $(H-h_{п.д.})/H$ превосходит 30%.

При автоматическом контроле высоты снежного покрова по снегосьемкам представляется целесообразным сочетание горизонтального контроля и контроля по сопоставлению с данными постоянной рейки в соответствии с рассмотренными критериями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вершинина Л. К., Белова Л. Б. Оценка случайных ошибок измерения и погрешностей интерполяции характеристик снежного покрова и твердых осадков.—«Тр. ГГИ», 1974, вып. 214, с. 3—29.
2. Водопьянова Л. С., Кричак М. О. О контроле ежелекадных значений высоты снежного покрова по данным снегосьемок.—«Тр. ГГО», 1975, вып. 345, с. 37—45.
3. Водопьянова Л. С., Осипова Г. В., Кричак М. О. О возможности автоматического контроля месячных сумм осадков.—«Тр. ГГО», 1976, вып. 375, с. 59—68.
4. Поляк И. И. Одноуровненный полиномиальный объективный анализ метеорологических полей.—«Тр. ГГО», 1971, вып. 289, с. 33—38.
5. Мещерская А. В., Поляк И. П., Яковлева Н. И. Вычисление главных компонентов системы случайных векторов.—«Тр. ГГО», 1971, вып. 289, с. 11—19.
6. Чемеренко Е. П. Сравнение различных методов интерполяции для поля высоты снежного покрова.—«Тр. Гидрометцентра СССР», 1971, вып. 72, с. 63—74.

Л. С. Водопьянова, М. О. Кричак

ОСОБЕННОСТИ АВТОМАТИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ ВЫСОТЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

В работе [2] был предложен подход к автоматическому контролю данных о высоте снежного покрова по снегосъемкам, основанный на широко распространенном в практике численного контроля метеорологической информации методе горизонтальной интерполяции; при этом интерполированные значения контролируемого элемента сравниваются с измеренными; невязки сопоставления, превышающие некоторое критическое значение, должны указывать на возможную ошибочность данных. Исходя из нормальности статистического распределения невязок сопоставления Δ_i , в работе [2] предлагается принять в качестве критического значения удвоенное среднее квадратическое отклонение ошибки сопоставления, осредненное для контролируемой территории, т. е. $2\sigma_{\Delta_i}$. При этом невязки Δ_i на краевых станциях, которые оказываются искусственно завышенными, при вычислении σ не должны входить в общую совокупность Δ_i ; район, для которого выполняется контроль, должен быть по возможности однородным как в смысле характера поля высоты снежного покрова, так и в смысле густоты сети станций.

Оценки точности интерполяции и обусловленной ею чувствительности контроля применительно к полю высоты снежного покрова для отдельных районов ЕТС были выполнены в [1, 2, 5]. В настоящей работе получены аналогичные оценки по данным полевых и лесных снегомерных маршрутов, относящихся к станциям Северного (ЕТС) и Якутского УГМС. Данные постов не использовались — представляло интерес получить соответствующие оценки только для сети станций, поскольку на первом этапе организации автоматического контроля в Региональных вычислительных центрах снегомерные данные постов на технических носителях в удобном для дальнейшей обработки на ЭВМ виде отсутствуют.

Существенным вопросом контроля высоты снежного покрова является оценка точности интерполяции при условии использования разнородной исходной информации, а именно; при интерполяции в пункты с лесными маршрутами — данных полевых станций,

а при интерполяции в пункты с полевыми маршрутами — данных лесных станций.

Лесные снегомерные маршруты составляют значительную часть общего количества маршрутов; распределение их по территории Союза различно — для одних УГМС характерны крупные компактные области со снегомерными маршрутами либо полевого, либо лесного типа, для других — полевые и лесные снегомерные маршруты перемежаются между собой.

Априори неясно, что более целесообразно в условиях дефицита однородной исходной информации: привлекать данные снегомерных маршрутов иного типа, чем маршрут в пункте интерполяции, или нет. С одной стороны, разнородная исходная информация должна приводить к искусственному завышению невязок Δ_i и тем самым завышению критического значения $2\sigma_{\Delta_i}$, с другой стороны — использование любой информации в условиях сравнительно редкой сети может оказаться полезным.

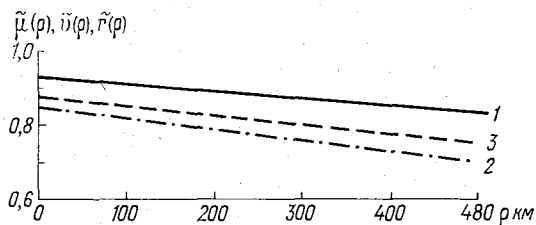


Рис. 1. Автокорреляционные функции высоты снежного покрова для территории Северного УГМС по измерениям на полевых $[\tilde{\mu}(\rho)]$ (1) и лесных $[\tilde{\nu}(\rho)]$ (2) маршрутах и взаимная корреляционная функция высоты снежного покрова на тех и других маршрутах $[\tilde{r}(\rho)]$ (3).

Для выяснения поставленного вопроса были рассчитаны пространственные автокорреляционные функции высоты снежного покрова отдельно для полевых и лесных маршрутов, а также взаимная корреляционная функция высоты снежного покрова на тех и других маршрутах. Выборка представляет собой данные измерений за вторую снегосъемку марта (период максимального снегонакопления) на 60 лесных и 60 полевых станциях и постах Северного УГМС.

Поскольку осенью 1965 г. произошло изменение методики снегомерных наблюдений, которое привело к значительному уменьшению ошибок наблюдений, при расчете был использован период с 1965 по 1974 г.

Полученные оценки нормированных корреляционных функций для расстояний до ≈ 500 км представлены на рис. 1.

График свидетельствует о значительной пространственной однородности и практической идентичности исследуемых полей. Функ-

ции $\tilde{\mu}(\rho)$ и $\tilde{\nu}(\rho)$ характеризуются более высокими значениями, чем аналогичные кривые, полученные для более южных районов Л. К. Вершининой и Л. Б. Беловой [1] и Е. П. Чемеренко [6], что объясняется большей однородностью физико-географических условий и характера залегания снежного покрова на территории Северного УГМС.

Представленные оценки корреляционных функций искажены влиянием случайных ошибок измерений. Оценивая меру ошибки наблюдений η (отношение дисперсии случайных ошибок измерений к дисперсии измеряемой величины) методом «экстраполяции эмпирических оценок корреляционной функции на ноль» [3], получаем для снегосъемок на полевых маршрутах $\eta_{\text{п}} \approx 0,06$, а на лесных — $\eta_{\text{л}} \approx 0,16$. Исключая влияние случайных ошибок измерений на оценки статистической структуры указанных полей, получаем авто- и взаимнокорреляционные функции высоты снежного покрова на полевых и лесных участках

$$\begin{aligned}\mu(\rho) &= \tilde{\mu}(\rho) (1 + \eta_{\text{п}}), \\ \nu(\rho) &= \tilde{\nu}(\rho) (1 + \eta_{\text{л}}), \\ r(\rho) &= \tilde{r}(\rho) \sqrt{(1 + \eta_{\text{п}})(1 + \eta_{\text{л}})}.\end{aligned}\quad (1)$$

Анализ результатов приводит к выводу, что различия между тремя рассматриваемыми функциями незначимы и находятся в пределах доверительных интервалов их расчета.

Взаимная корреляционная функция высоты снежного покрова на полевых и лесных участках $r(\rho)$ характеризуется очень высокими значениями: $\approx 0,95$ в окрестности нулевой точки, $\approx 0,91$ для расстояния 200 км, $\approx 0,85$ для расстояния 400 км.

Оценка аналогичных коэффициентов корреляции для отдельных станций Якутского УГМС для различных периодов снегонакопления привела к весьма близким результатам. На основании этих данных можно считать, что мы имеем дело с одним и тем же полем высоты снежного покрова; различия же между полевыми и лесными участками можно рассматривать как случайные ошибки измерений. Этот вывод дает основание предполагать, что при выборе «влияющих» станций в процессе горизонтальной интерполяции тип станции (полевой или лесной) несуществен; главным же является требование достаточной густоты сети в пределах однородных районов, для которых выполняется интерполяция, и равномерное окружение станциями пунктов интерполяции.

Эмпирическая проверка высказанного предположения, как уже говорилось выше, была выполнена для станций Северного и Якутского УГМС. Как можно видеть на рис. 2, характер расположения полевых и лесных станций в этих УГМС различен — в Северном на многих станциях имеются как полевые, так и лесные снегомерные маршруты; число станций только с полевыми маршрутами — примерно такое же, как и только с лесными. В Якутии же станции

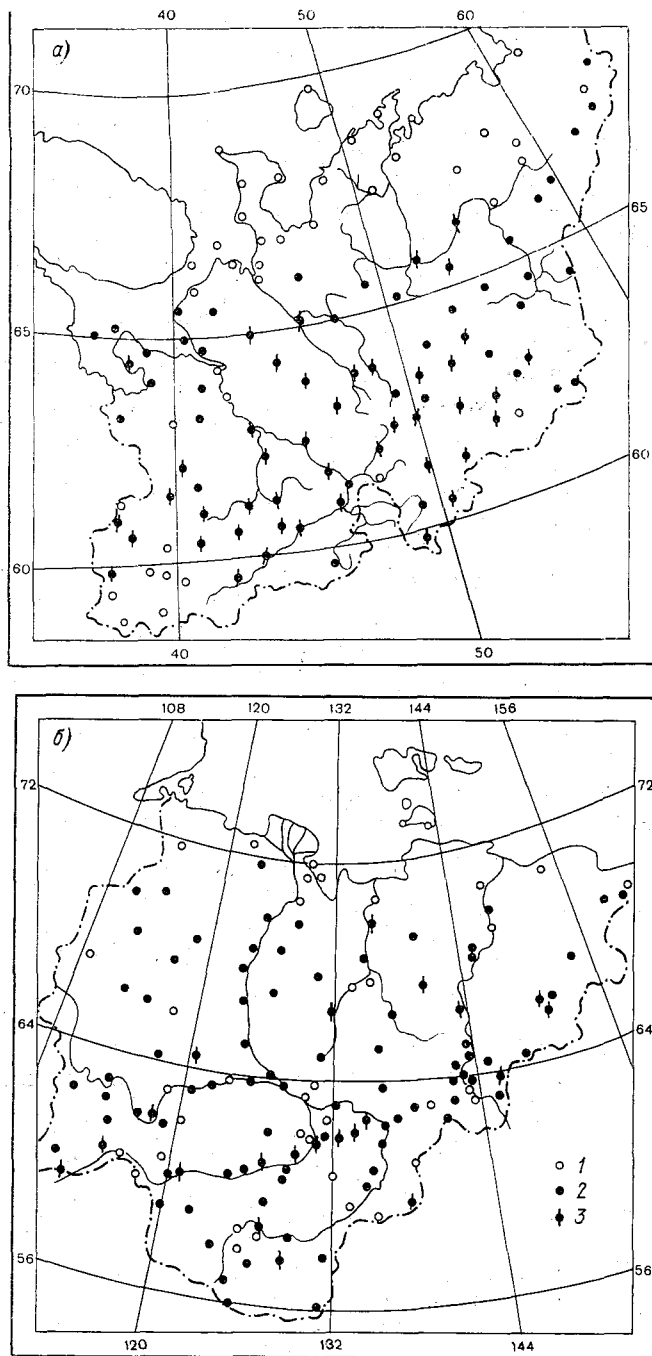


Рис. 2. Расположение станций с полевыми и лесными снегомерными маршрутами в Северном (а) и Якутском (б) УГМС.

1 — станции с полевыми маршрутами, 2 — станции с лесными маршрутами, 3 — станции с маршрутами того и другого типа.

преимущественно лесные, а полевые в небольшом количестве сосредоточены в окраинных районах УГМС.

По программе полиномиальной интерполяции И. И. Поляка [4] была осуществлена горизонтальная интерполяция высоты снежного покрова на станции для различных вариантов выбора исходной информации. Средние квадратические невязки сопоставления представлены в табл. 1.

Таблица 1

**Ошибки сопоставления результатов интерполяции
с наблюдаемыми значениями высоты снежного покрова**

	Северное УГМС											
	20 I 1973				20 II 1973				20 III 1973			
	0	n_0	1	n_1	0	n_0	1	n_1	0	n_0	1	n_1
Поле	9,7	75	8,2	70	8,6	75	9,1	70	8,7	70	9,6	70
Лес	10,8	36	12,6	27	9,5	36	10,4	27	11,7	36	12,5	27
Лес — поле	9,2	93	9,1	90	7,5	93	7,8	90	8,6	93	9,4	90

	Якутское УГМС											
	20 I 1971				20 II 1971				20 III 1971			
	0	n_0	1	n_1	0	n_0	1	n_1	0	n_0	1	n_1
Поле	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Лес	5,8	50	4,1	26	6,7	47	5,3	24	7,2	45	6,6	26
Лес — поле	7,0	58	6,3	35	8,7	58	6,3	35	9,4	51	7,3	31

Примечание. 0, 1 — степень полинома, n_0 , n_1 — число станций, аппроксимированных полиномом соответствующей степени.

Интерполяция выполнялась с использованием полиномов первой и нулевой степени. Вариант «поле» означает, что на всех пунктах, как «влияющих», так и тех, в которые производилась интерполяция, использованы данные только полевых маршрутов, вариант «лес» означает, что все данные — лесного типа, вариант «лес — поле» включает данные того и другого типа. На станциях, где имеются как полевые, так и лесные маршруты, использовались данные того типа, который для УГМС является преобладающим.

Обращает на себя внимание более высокий уровень ошибок сопоставления (примерно вдвое выше) по сравнению с ошибками, полученными для более густой сети станций и постов в работе [2].

Можно видеть, что в Северном УГМС ошибки интерполяции для варианта «лес» больше, чем для варианта «поле», что можно объяснить разреженностью станций лесного типа. Для смешанного варианта ошибки сопоставления оказываются наименьшими, что

подтверждает вывод о необходимости обеспечения по возможности максимально густой сети станций независимо от типа снегомерных маршрутов. В Якутском УГМС, как видно из табл. 1, наименьшими являются ошибки сопоставления для варианта «лес». Вероятно, в данном случае добавление небольшого количества полевых станций почти ничего не меняет в смысле увеличения густоты сети станций, но существенно нарушает однородность рассматриваемой территории. Этот результат следует учитывать при разделении территорий УГМС на более мелкие районы, для которых собственно и будет применен контроль высоты снежного покрова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вершинина Л. К., Белова Л. Б. Оценка случайных ошибок измерения и погрешностей интерполяции характеристик снежного покрова и твердых осадков.—«Тр. ГГИ», 1974, вып. 214, с. 3—28.
2. Водопьянова Л. С., Кричак М. О. О контроле ежелекдадных значений высоты снежного покрова по данным снегоотъемок.—«Тр. ГГО», 1975, вып. 345, с. 37—45.
3. Гандин Л. С., Каган Р. Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л., Гидрометеониздат, 1976. 356 с.
4. Поляк И. И. Одноуровненный полиномиальный объективный анализ метеорологических полей.—«Тр. ГГО», 1971, вып. 289, с. 33—38.
5. Чемеренко Е. П., Сравнения различных методов интерполяции для поля высоты снежного покрова.—«Тр. ГМЦ СССР», 1971, вып. 72, с. 63—74.
6. Чемеренко Е. П. Статистические характеристики поля высоты снежного покрова.—«Тр. ГМЦ СССР», 1968, вып. 25, с. 29—39.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА МНОЖЕСТВЕННОЙ РЕГРЕССИИ К КОНТРОЛЮ ПОЛЯ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ В СРЕДНЕЙ АЗИИ

Задача автоматизации контроля месячных сумм осадков, как на равнинных, так и в горных районах, представляет значительные трудности. Как показали оценки, выполненные в работах [3—5], ошибки горизонтальной интерполяции месячных сумм осадков, каким бы способом интерполяция не выполнялась, при существующей густоте осадкомерных станций и постов на территории СССР вследствие значительной мелкомасштабности поля оказываются очень большими.

В связи с этим в работе [1] была сделана попытка в рамках статистического подхода провести контроль месячных сумм осадков путем согласования их с другими метеорологическими элементами на той же самой станции.

Основываясь на принципах и основных требованиях линейной множественной корреляции и пользуясь методом «просеивания» для отбора аргументов уравнения регрессии, был сделан вывод, что месячную сумму осадков можно представить в виде линейной комбинации двух аргументов — максимума осадков за сутки и числа дней с осадками $>0,1$ мм

$$y = ax_1 + bx_2 + c,$$

где y — месячная сумма осадков в мм; x_1 — максимум осадков за сутки в мм; x_2 — число дней с осадками $>0,1$ мм.

Сравнивая измеренные и вычисленные по уравнению регрессии значения месячных сумм осадков, исходя из нормальности распределения получаемых невязок сопоставления [1] Δ_i , мы можем установить критерий сомнительности данных, равным $2S_y$, где S_y — теоретическая ошибка уравнения регрессии, представляющая собой среднее квадратическое отклонение невязок сопоставления на том исходном материале, по которому получено уравнение регрессии. Тогда можно считать, что значения Δ_i , превосходящие $2S_y$, указы-

вают на ошибки в исходных данных. В вышеуказанной работе [1] анализ проводился на основании данных об осадках, измеренных на станциях БССР.

Представляется интересным применить подобный метод к контролю поля осадков в горных районах Средней Азии. Известно, что в горах линейная интерполяция теряет свой смысл, поскольку распределение поля осадков здесь существенно зависит от высоты станций над уровнем моря и ориентации склонов. Подобрать достаточное количество «влияющих» станций в условиях сравнительно редкой сети практически не удастся. Поэтому можно предполагать, что вышеизложенный метод контроля может быть единственным возможным для этой территории. Следует заметить, что существует некоторая «искусственность» получаемых в данном методе уравнений регрессии, поскольку в них входит, по сути дела, один и тот же элемент, только в разных качествах. Тем не менее для выявления грубых ошибок измерений осадков этот метод может оказаться полезным.

Статистический материал об осадках был выбран по 21 пункту Средней Азии для четырех месяцев: января, апреля, июля и ноября, отдельно для каждого месяца. Выборка производилась таким образом, чтобы обеспечить статистически достаточные для метода линейной множественной регрессии ряды. Кроме этого, были учтены особенности расположения пунктов и принадлежность их основным горным хребтам Средней Азии. В результате получилась средняя длина временного ряда для станций, расположенных в Ферганской долине — 45 лет, принадлежащих Туркестанскому хребту — 35 лет, Ферганскому хребту — 40 лет, Алайскому хребту — 35 лет. Выборка включает в себя период времени от начала производства систематических наблюдений над осадками на станциях или постах по 1974 г. включительно, причем до пятидесяти годов ряды представлены измерениями осадков по дождемеру с защитой Нифера, после пятидесятих годов — по осадкомеру Третьякова.

Ряды считались практически однородными, поскольку для рассматриваемых районов отношение суммы осадков по осадкомеру к сумме осадков по дождемеру по данным работы [6] составляет 0,97—0,95. Раздельный же анализ «дождемерных» и «осадкомерных» рядов из-за недостаточности их длины не представляется возможным, поскольку нарушается оптимальное соотношение между длиной ряда и числом аргументов в уравнениях регрессии.

Численная реализация поставленной задачи была осуществлена по программе, составленной автором на алгоритмическом языке АЛГОЛ-60 на ЭВМ М-220.

В табл. 1 приведены параметры уравнений регрессии для расчета месячных сумм осадков для пяти пунктов Ферганской долины (средняя высота станций — 460 м над ур. м.).

Как видно из табл. 1, коэффициенты уравнения регрессии изменяются от пункта к пункту и в течение года. Общий коэффициент корреляции (суммы осадков за месяц, максимума за сутки

Таблица 1

Параметры уравнений регрессии для расчета месячных сумм осадков по данным о максимуме осадков за сутки и числе дней с осадками $>0,1$ мм (по Ферганской долине)

Параметр	Ленинабад				Пап			
	I	IV	VII	XI	I	IV	VII	XI
a	1,3	1,4	1,1	1,4	3,0	1,2	1,7	1,5
b	1,3	2,3	1,3	2,0	0,7	2,4	0,6	1,8
c	-2,1	-4,9	-0,6	-3,7	-7,6	-7,6	-1,4	-3,3
R	0,94	0,89	0,98	0,92	0,97	0,95	0,99	0,96
σ_y	10,3	16,2	7,3	14,6	16,3	17,6	8,4	13,1
S_y	3,6	7,2	1,4	5,8	4,2	5,5	1,3	3,7

Параметр	Каль				Фергана			
	I	IV	VII	XI	I	IV	VII	XI
a	2,6	1,3	1,1	1,8	1,5	1,7	0,5	2,0
b	2,2	2,2	0,7	2,0	1,4	1,8	2,7	1,7
c	-13,3	-5,9	-0,7	-5,6	-4,0	-6,6	-3,0	-6,0
R	0,95	0,93	0,99	0,91	0,91	0,92	0,81	0,92
σ_y	17,4	11,6	14,6	13,5	14,2	12,9	9,4	21,4
S_y	5,5	4,3	1,2	5,4	5,8	4,9	5,5	8,2

Параметр	Андижан			
	I	IV	VII	XI
a	1,5	1,2	1,1	2,1
b	3,3	3,0	1,4	3,0
c	-12,8	-9,8	-1,5	-12,9
R	0,93	0,92	0,95	0,94
σ_y	22,0	15,6	9,9	25,1
S_y	8,2	5,9	3,0	8,1

Примечание. a, b, c — коэффициенты уравнения регрессии; R — общий (сводный) коэффициент множественной корреляции; σ_y — среднее квадратическое отклонение функции y ; S_y — теоретическая ошибка уравнения регрессии.

и числа дней с осадками $>0,1$ мм) получился достаточно высоким. Теоретическая ошибка уравнений регрессии колеблется от 1—2 мм летом до ≈ 10 мм в остальные сезоны года.

Далее была сделана попытка провести осреднение вышеуказанных характеристик по территории. Результаты осреднения для

Средние значения параметров уравнений регрессии и их стандарты для отдельных горных районов Средней Азии

Пара- метр	I		IV		VII		XI		IV		VII		XI	
	ср.	σ	ср.	σ	ср.	σ	ср.	σ	ср.	σ	ср.	σ	ср.	σ
Ферганская долина														
a	2,0	0,8	1,4	0,2	1,1	0,4	1,8	0,3	2,0	0,8	1,5	0,1	1,9	0,6
b	1,8	1,0	2,3	0,4	1,3	0,8	2,1	0,5	2,9	2,0	1,6	0,9	2,4	0,6
c	-7,9	5,0	-7,0	1,9	-1,4	1,0	-6,3	3,8	-18,3	9,5	-3,4	3,4	-7,7	3,8
R	0,94	0,02	0,92	0,02	0,94	0,08	0,93	0,02	0,85	0,08	0,95	0,03	0,93	0,02
σ_y	16,0	4,3	14,8	2,4	9,9	2,8	17,5	5,4	22,8	8,4	14,5	8,7	18,6	4,3
S_y	5,4	1,8	5,6	1,1	2,5	1,9	6,2	1,9	12,1	6,7	4,5	3,3	6,8	1,7
Туркестанский хребет														
a	1,8	0,3	1,8	0,3	1,8	0,3	1,8	0,3	2,0	0,8	1,5	0,1	1,9	0,6
b	1,8	0,8	1,8	0,8	1,8	0,8	1,8	0,8	2,9	2,0	1,6	0,9	2,4	0,6
c	-6,6	4,1	-6,6	4,1	-6,6	4,1	-6,6	4,1	-18,3	9,5	-3,4	3,4	-7,7	3,8
R	0,94	0,02	0,92	0,02	0,94	0,08	0,93	0,02	0,85	0,08	0,95	0,03	0,93	0,02
σ_y	12,5	2,8	12,5	2,8	12,5	2,8	12,5	2,8	22,8	8,4	14,5	8,7	18,6	4,3
S_y	5,1	1,4	5,1	1,4	5,1	1,4	5,1	1,4	12,1	6,7	4,5	3,3	6,8	1,7
Алайский хребет														
a	1,7	0,3	1,7	0,3	1,7	0,3	1,7	0,3	2,3	0,5	1,7	0,4	1,9	0,2
b	1,7	0,7	1,7	0,7	1,7	0,7	1,7	0,7	2,9	1,3	2,1	0,5	2,5	1,0
c	-5,0	3,6	-5,0	3,6	-5,0	3,6	-5,0	3,6	-16,6	10,6	-7,5	5,6	-8,1	3,0
R	0,89	0,04	0,89	0,04	0,89	0,04	0,89	0,04	0,92	0,05	0,93	0,05	0,93	0,03
σ_y	11,3	5,8	11,3	5,8	11,3	5,8	11,3	5,8	27,3	6,8	18,1	3,9	18,8	10,6
S_y	37,8	17,3	37,8	17,3	37,8	17,3	37,8	17,3	9,9	3,8	6,4	2,0	6,9	3,1
Ферганский хребет														
a	2,6	0,3	2,2	0,5	1,6	0,6	2,5	0,4	2,3	0,5	1,7	0,4	1,9	0,2
b	3,0	0,5	5,6	0,8	2,6	0,8	3,8	1,1	2,9	1,3	2,1	0,5	2,5	1,0
c	-18,4	1,0	-34,3	11,7	-10,0	10,5	-20,4	4,9	-16,6	10,6	-7,5	5,6	-8,1	3,0
R	0,92	0,03	0,88	0,04	0,93	0,04	0,94	0,01	0,92	0,05	0,93	0,05	0,93	0,03
σ_y	29,3	2,6	48,1	11,8	24,8	15,3	43,4	7,5	27,3	6,8	18,1	3,9	18,8	10,6
S_y	11,4	3,3	23,3	7,6	7,9	2,7	14,5	3,7	9,9	3,8	6,4	2,0	6,9	3,1

станций Ферганской долины приведены в табл. 2. Подобное осреднение было сделано и для других районов Средней Азии. К Туркестанскому хребту относились пункты: Лянгар ($h=510$ м), Шахристан, Шахристан, перевал, Исфара. К Алайскому хребту — Лянгар ($h=2500$ м), Кичик-алай, Суфикурбан, Киргиз-ата, Учкоргон, Кзыл-джар, Ош, АМСГ ($h=887$ м), Ош ($h=1016$ м). К Ферганскому хребту относились пункты: Джергитал, Джалал-абад, Кара-тубе, Узген.

Анализируя полученные данные, можно видеть, что разброс представленных характеристик (σ) достаточно велик. В процентном отношении для коэффициента a он составляет 20—30% сред-

Таблица 3

Параметры уравнений регрессии, осредненные по четырем горным районам Средней Азии и их стандарты

Параметр	I		IV		VII		XI	
	ср.	σ	ср.	σ	ср.	σ	ср.	σ
a	2,0	0,5	2,0	0,6	1,5	0,4	2,0	0,4
b	2,0	0,9	3,3	1,6	1,9	0,8	2,6	1,0
c	-8,5	6,1	-18,0	12,6	-5,8	6,3	-10,0	6,3
R	0,91	0,04	0,90	0,05	0,93	0,05	0,93	0,02
σ_y	16,0	8,0	27,6	13,6	16,8	8,9	23,6	11,9
S_y	6,3	3,4	11,8	7,6	5,4	2,9	8,2	4,1

ней величины, для коэффициента b — 20÷60%. Разброс коэффициента c — наибольший, в отдельных случаях он превышает даже саму среднюю величину c . Величина ошибки уравнения регрессии также имеет значительный разброс — 20÷50% средней величины.

Для сравнения в табл. 3 приведены осредненные сразу по всем районам характеристики. Полученные результаты осреднения говорят о том, что разброс рассматриваемых характеристик по большому району и малым выделенным районам примерно одинаков и велик. Полученный результат приводит к выводу, что осреднение коэффициентов регрессии по территории не целесообразно.

На основании данных о статистической структуре поля осадков, приведенных М. И. Геткером для Ферганской котловины [2], был сделан сравнительный анализ полученных ошибок уравнения регрессии с ошибками оптимальной интерполяции месячных сумм осадков.

Для этого было выбрано два куста станций: первый куст — равнинные станции, расположенные в районах с развитым орошаемым земледелием, второй куст — станции, расположенные на дне горных долин, вблизи горных склонов, т. е. в условиях активного

воздействия рельефа на процессы осадкообразования. К первому кусту станций относились: Кировская, Ленинабад, Каль, Фергана Пап, Андижан, ко второму — Джалал-Абад, Джергитал, Узген Кара-тюбе, Ош, Кызыл-Джар.

Для вариантов равномерного расположения трех ($n=3$) и шести ($n=6$) станций вокруг пункта интерполяции была вычислена величина меры ошибок интерполяции (ϵ) при среднем радиусе интерполяции $\rho=80$ и 50 км, что соответствует густоте сети станций, характерной для рассматриваемых кустов станций [мера ошибки оптимальной интерполяции ϵ есть отношение квадрата ошибки интерполяции E к дисперсии элемента $\sigma^2(\epsilon=E/\sigma^2)$].

Таблица 4

Сравнительные оценки точности оптимальной интерполяции и уравнений регрессии по двум кустам станций Средней Азии

Месяц	σ_y	ε		$\sqrt{E} \text{ мм}$		$S_y \text{ мм}$
		$n=3$	$n=6$	$n=3$	$n=6$	
Первый куст станций ($\rho = 80 \text{ км}$)						
I	14,5	0,45	0,42	9,7	9,3	5,5
IV	14,6	0,26	0,23	7,5	7,0	5,6
VII	8,8	0,54	0,48	6,5	6,1	2,5
XI	17,4	0,40	0,36	11,0	10,5	6,2
Второй куст станций ($\rho = 50 \text{ км}$)						
I	26,9	0,23	0,19	12,9	11,7	9,2
IV	36,1	0,30	0,23	19,8	17,3	15,8
VII	13,7	0,66	0,60	11,1	10,6	6,4
XI	34,5	0,19	0,16	15,0	13,8	10,7

В табл. 4 приведены вычисленные значения величины меры ошибки интерполяции ϵ , абсолютной средней квадратической ошибки интерполяции $\sqrt{E}$, среднего квадратического отклонения элемента σ_y и теоретической ошибки уравнения регрессии S_y .

Анализируя табл. 4 можно видеть, что ошибка уравнений регрессии оказалась меньше средней квадратической ошибки оптимальной интерполяции как для летних, так и для зимних месяцев. Это дает основание предполагать, что использование уравнений регрессии для задачи контроля поля осадков в Средней Азии представляется явно полезным.

Важно отметить, что если для равнинной территории целесообразно использовать оба метода контроля [1], то для горных районов метод согласования метеоэлементов в одном и том же пункте представляется пока единственно возможным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Водопьянова Л. С., Кричак М. О., Осипова Г. В. О возможности автоматического контроля месячных сумм осадков.—«Тр. ГГО», 1974, вып. 375, с. 59—68.
- Геткер М. И. О статистической структуре поля осадков в Средней Азии.—«Тр. САРНИГМИ», 1973, вып. 3(84), с. 100—107.
- Гущина М. В., Полищук А. И. О точности интерполяции месячных и сезонных сумм осадков.—«Тр. ГГО», 1968, вып. 230, с. 53—59.
- Каган Р. Л. К оценке репрезентативности осадкомерных данных.—«Тр. ГГО», 1966, вып. 191, с. 22—34.
- Каган Р. Л., Полищук А. И. К вопросу об автоматической обработке данных наблюдений над осадками.—В кн.: Автоматическая проверка и исправление данных метеорологических наблюдений. Вып. 6(11), Л., 1971, с. 79—86.
3. Швер Ц. А. Устранение неоднородности между рядами дождемерных и осадкомерных наблюдений. Методические указания УГМС № 13. Л., 1963. 31 с.

Е. А. Федорова

О КРИТИЧЕСКОМ КОНТРОЛЕ НАБЛЮДЕНИЙ НАД АТМОСФЕРНЫМИ ЯВЛЕНИЯМИ

Цель критического контроля наблюдений над атмосферными явлениями состоит в выявлении надежности наблюдений, которая зависит от регулярности их производства и правильности определения вида явления. Эта задача решается путем сопоставления результатов наблюдений группы станций.

Ошибки при определении вида явлений возникают из-за субъективности восприятия наблюдателем различных видов атмосферных явлений, в результате чего искажаются число дней с явлениями и их продолжительность за месяц. Это приводит к увеличению расхождений в данных соседних станций, обусловленных естественной изменчивостью атмосферных явлений по территории.

При критическом контроле наблюдений важно выявить расхождения в показаниях соседних станций за счет ошибок наблюдений, для этого следует разграничить естественную изменчивость явлений по территории и расхождения за счет ошибок наблюдений.

Изменчивость явлений, обусловленную влиянием микроклиматических факторов, можно было бы учесть, используя при критическом контроле вместо месячных значений числа дней с явлением и их продолжительности отклонения от норм. Однако из-за отсутствия норм для большинства станций при оперативном контроле продолжительности явлений приходится использовать метод интерполяции месячных значений по группе «влияющих» станций. В результате того, что местные особенности в наблюдаемых значениях на влияющих станциях не исключены, величины получаемых невязок часто превышают контролируемое значение и большое число данных выдается на сомнение, что значительно увеличивает затраты труда специалиста метеоролога на их анализ.

В качестве примера в табл. 1 приведены невязки интерполяции продолжительности тумана по группе станций Литовской ССР за март 1975 г.

Сопоставление продолжительности тумана с величиной невязок, полученных при оперативном контроле, показывает, что по-

следние составляют от 22 до 117% контролируемой величины. Максимальное значение невязок (в % от контролируемой величины) получено для станций Шилуте и Таураге, что вызывает сомнение в качестве контролируемых значений. Однако, как показал дополнительный анализ наблюдений, исходные данные этих станций вполне достоверны. Причина же больших невязок заключается в том, что в группу влияющих входили станции с различными условиями для образования тумана. Так, на станциях Клайпеда и Нида увеличение продолжительности тумана объясняется близостью моря, на ст. Лаукува это связано с рельефом местности.

Таблица 1

Данные наблюдений над туманом и результаты контроля на ЭВМ. Литовская ССР, март 1975 г.

Станция	Исходные данные		Результаты контроля	
	число дней с туманом	продолжительность тумана, ч	невязка интерполяции продолжительности тумана	отношение невязки к контролируемой величине, %
Клайпеда	5	33	7,6	22
Нида	5	30	—9,4	31
Тельшай	10	86	—22,5	26
Лаукува	9	75	—31,3	42
Шилуте	5	16	15,7	98
Шауляй	7	46	15,7	34
Таураге	5	18	21,1	117

Следует заметить, что использование той же группы влияющих для контроля других элементов (температура, влажность воздуха и др.) вполне себя оправдало. Для контроля продолжительности атмосферных явлений следовало выбрать другие влияющие с учетом особенностей образования конкретного явления на каждой станции, т. е. для каждого явления должна быть своя группа влияющих.

Однако такой тщательный подбор влияющих станций для каждого явления, с учетом их сезонных особенностей, очень трудоемок, а результат анализа не оправдывает тех усилий, которые затрачиваются в процессе подготовки к оперативному контролю.

Учитывая малую эффективность метода интерполяции для контроля продолжительности атмосферных явлений, следует отказаться от его использования в оперативном контроле и в дальнейшем использовать метод интерполяции по группе станций только для контроля числа дней с явлениями, так как изменчивость числа дней с явлениями значительно меньше изменчивости продолжительности явления и отсутствие норм не сказывается столь сильно на результатах контроля.

Действительно, для территории Литовской ССР среднее квадратическое отклонение (σ) по данным 28 станций для продолжительности тумана равно $\pm 18,4$, а для числа дней с туманом $\pm 2,5$.

Для увеличения эффективности контроля наблюдений над атмосферными явлениями можно воспользоваться методом исследования однородности по годам [1], учитывая, что между числом дней с явлениями и продолжительностью явлений существует устойчивая связь [2]. По данным наблюдений станций Белорусской, Литовской и Латвийской ССР и Московской области (всего по 32 станциям) за 1961—1975 гг. были построены графики связи числа дней

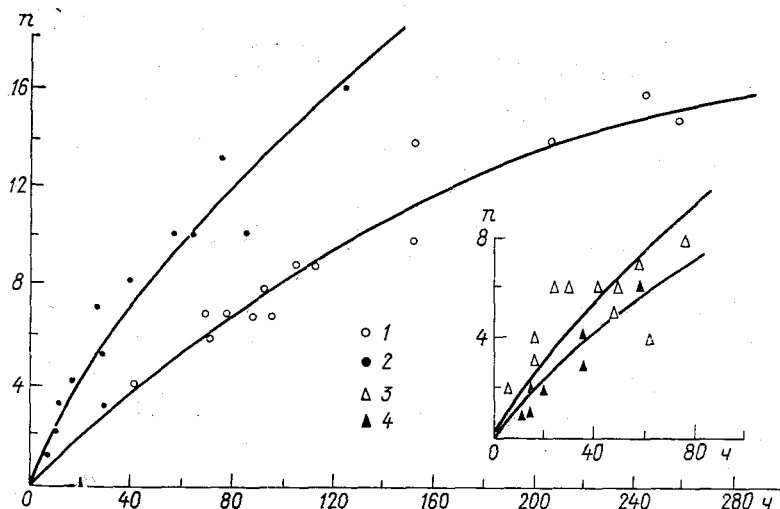


Рис. 1. Связь числа дней n с явлением и его продолжительности за период 1961—1975 гг.

1 — туман (Докшицы, февраль), 2 — изморозь (Кашира, январь), 3 — метель (Москва, ВДНХ, февраль), 4 — гололед (Витебск, ноябрь).

и продолжительности тумана, метели, гололеда и изморози. В качестве примера на рис. 1 приведены графики связи числа дней и продолжительности явлений по станциям Докшицы, Витебск (Белорусская ССР), Кашира и Москва, ВДНХ (Московская обл.).

Графическое изображение связи позволяет установить форму связи, ее тесноту, а также представить эти характеристики в виде удобном для ввода в память ЭВМ. После анализа и отбраковки ошибочных данных и построения эмпирической линии регрессии оказалось, что связь числа дней с явлениями и продолжительности явлений можно аппроксимировать уравнением вида:

$$y = ax^b, \quad (1)$$

где y — число дней с явлением; x — продолжительность явления; a, b — коэффициенты.

При этом обнаружилось, что значения коэффициентов a и b различны для каждого явления, но для станций со сходными физико-географическими условиями и близко расположенными друг от друга отличаются несущественно (табл. 2).

Так, для группы станций, расположенных в радиусе 80 км от Москвы и имеющих одинаковые физико-географические условия (Павловский Посад, Новоиерусалим, Наро-Фоминск) практически можно пользоваться уравнением регрессии для тумана с коэффициентами $a=0,80$ и $b=0,60$; для ст. Можайск, которая находится на расстоянии 38 км от Москвы коэффициенты a и b существенно

Таблица 2

Значения коэффициентов a и b в уравнениях регрессии числа дней с явлением и продолжительности (Московская область)

Станция	Туман		Метель		Гололед		Изморозь	
	a	b	a	b	a	b	a	b
Москва, obs. МГУ	0,79	0,60	0,70	0,61	0,33	0,74	0,16	0,86
Павловский Посад	0,75	0,58	0,86	0,56	0,34	0,67	0,58	0,82
Клин	0,79	0,59	0,52	0,66	0,48	0,66	0,37	0,64
Волоколамск	0,78	0,56	0,37	0,76	0,54	0,56	0,18	0,81
Новоиерусалим	0,81	0,57	0,41	0,73	0,45	0,61	0,43	0,62
Наро-Фоминск	0,83	0,63	0,56	0,63	0,30	0,71	0,13	0,84
Егорьевск	0,51	0,68	0,66	0,62	0,35	0,70	0,28	0,72
Коломна	0,41	0,74	0,41	0,70	0,25	0,77	0,22	0,78
Кашира	0,40	0,76	0,47	0,69	0,38	0,66	0,09	0,94
Дмитров	0,36	0,76	0,67	0,58	0,27	0,72	0,13	0,85
Черусти	0,35	0,78	0,31	0,77	0,25	0,79	0,18	0,83
Можайск	0,38	0,76	0,43	0,71	0,32	0,73	0,24	0,74

отличаются, что связано с большой продолжительностью туманов на этой станции, обусловленной близостью обширного водохранилища.

Различия коэффициентов в уравнениях регрессии для метели на станциях Коломна, Черусти и Егорьевск можно объяснить большой защищенностью ст. Егорьевск, расположенной в низине и окруженной городскими постройками.

Малые расхождения коэффициентов в уравнениях регрессии для группы однородных станций дают возможность вычислить уравнение регрессии не для отдельной станции, а для всей группы, и тем самым уточнить вид кривой уравнения при больших значениях числа дней с явлением.

Представленные на рис. 2 кривые связи числа дней с туманом и продолжительности тумана для 10 станций, расположенных на се-

вере Белорусской ССР, имеют значительные расхождения при числе дней с туманом ≥ 8 , что связано с недостаточным числом точек для уверенного проведения кривых в этом интервале. Объединение данных этих станций на одном графике позволило уточнить вид кривой (рис. 3).

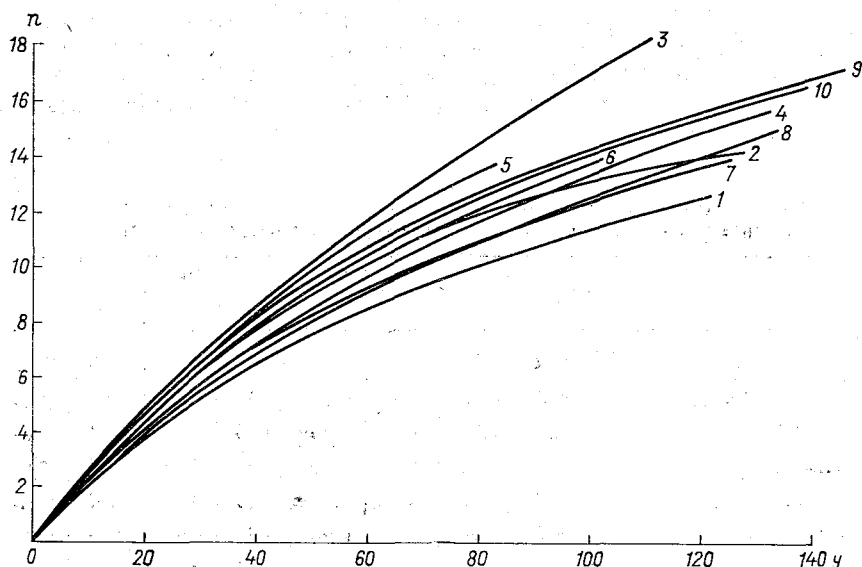


Рис. 2. Связь числа дней n с туманом и его продолжительности (в часах) за месяц.

1 — Езерище, 2 — Верхнедвинск, 3 — Славное, 4 — Вилейка, 5 — Борисов, 6 — Полоцк, 7 — Шарковщина, 8 — Витебск, 9 — Докшицы, 10 — Лепель.

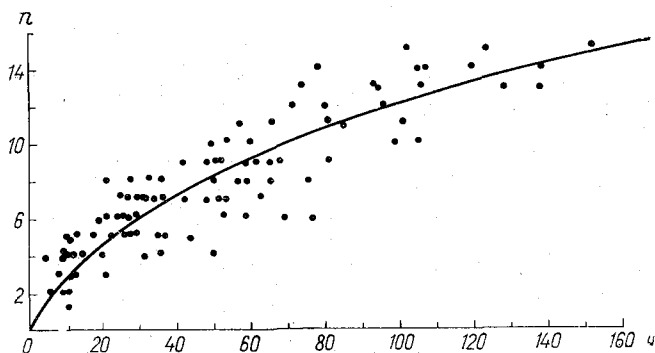


Рис. 3. Связь числа дней n с туманом и его продолжительности (в часах) для группы северных станций Белорусской ССР.

Полученные уравнения регрессии числа дней с явлениями и их продолжительности можно использовать при контроле наблюдений с помощью ЭВМ. Оценку согласованности контролируемого значения с уравнением регрессии следует производить, сопоставляя невязку (разность вычисленного по уравнению (1) значения числа дней y и наблюдаемого числа дней) с величиной допустимого разброса, позволяющего судить о том, насколько рассеяны точки корреляционного поля на графике связи относительно линии регрессии. Так, для случая, представленного на рис. 3 по данным 10 станций Белорусской ССР, допустимый разброс для числа дней с туманом составил 5 дней.

По графикам для числа дней с метелью допустимый разброс составил 5 дней, а для числа дней с гололедом и изморозью — 3 дня. Эти значения разброса совпали с величинами разброса, полученного по данным 12 станций Московской области и в настоящее время приняты в качестве ориентировочных при проведении оперативного контроля информации в РВЦ для центральной части ЕТС. В процессе оперативного счета они должны быть уточнены применительно к климатическим условиям каждого района, информация которого подвергается контролю.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии. Ч. 1 и 2. Л., Гидрометеиздат, 1952, с. 337—343.
2. Методы климатологической обработки метеорологических наблюдений. Под ред. О. А. Дроздова. Л., Гидрометеиздат, 1957, с. 320—328, 337—345.

С. А. Смирнов

УЧЕТ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ГОЛОЛЕДНО-ИЗМОРОЗЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИ ПРОИЗВОДСТВЕ НАБЛЮДЕНИЙ И КОНТРОЛЕ МАТЕРИАЛОВ

Как правило, определенные погодные условия способствуют образованию тех или иных гололедно-изморозевых отложений. Однако довольно часты случаи, когда при наличии одних и тех же сопутствующих обледенению атмосферных явлений образуются гололедно-изморозевые отложения, различные по своей структуре и морфологическим признакам.

Учет сопутствующих обледенению значений метеорологических элементов может оказать помощь при распознавании гололедно-изморозевых отложений на метеорологических станциях, а также при последующем контроле материалов наблюдений над обледенением.

Нами были рассмотрены материалы наблюдений над обледенением на ряде станций Северо-Кавказского и Северо-Западного УГМС и УГМС Украинской ССР — всего 1478 случаев образования гололедно-изморозевых отложений при различных погодных условиях.

Прежде всего, остановимся на образовании некоторых видов отложений при наличии тумана в атмосфере (см. рис. 1 А).

Туман при различных значениях температуры и влажности воздуха, а также скорости ветра может вызвать образование гололеда, зернистой и кристаллической изморози, а в некоторых случаях и сложных отложений.

При образовании гололеда температура воздуха лежит в основном в пределах от -0 до -3° хотя наблюдаются отдельные случаи как при более низких температурах, достигающих $-5 \div -6^{\circ}$, так и при температурах несколько выше 0° . Скорости ветра меняются в пределах от 0 до 15 м/с, но для большинства случаев гололеда характерен ветер, скорость которого 2—6 м/с. Относительная

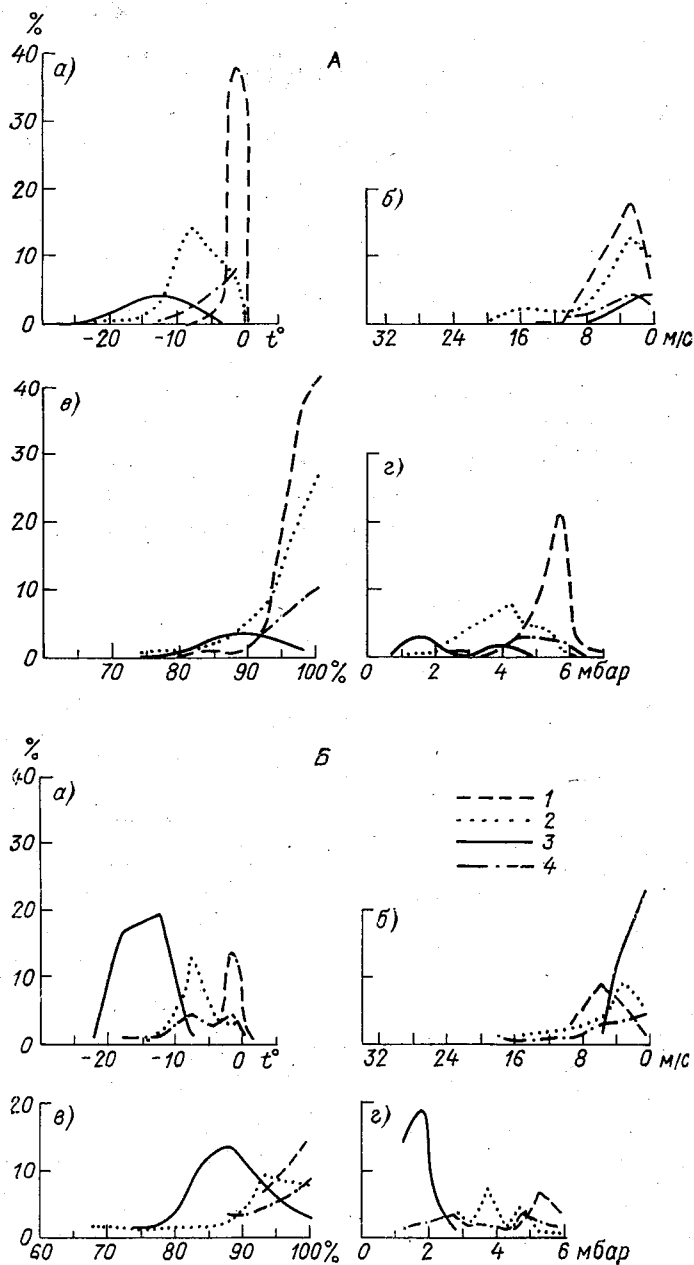


Рис. 1. Повторяемость (%) значений метеорологических элементов при образовании гололедно-изморозевых отложений.

А — в случае тумана; Б — в случае дымки; а — температура, б — ветер, в — относительная влажность, г — упругость водяного пара. 1 — гололед, 2 — зернистая изморозь, 3 — кристаллическая изморозь, 4 — сложное отложение.

влажность при гололеде довольно высока — она приближается к 100% и лишь в некоторых случаях имеет место образование гололеда и при более низкой влажности порядка 90—95% и даже 80—85%. Упругость водяного пара лежит в пределах 4,5—6,5 мбар, т. е. несколько выше, чем при образовании других видов отложений.

Для зернистой изморози характерен большой температурный диапазон, чем при образовании гололеда. Если верхний предел примерно такой же, как и при гололеде (в единичных случаях зернистая изморозь наблюдается при температурах близких к 0°), то нижний предел порядка —15°, а иногда и —20°. Но в большинстве случаев зернистая изморозь образуется при температурах —3—10°.

По скоростям ветра случаи образования зернистой изморози распределяются следующим образом: наибольшее число случаев при скоростях от 2 до 4 м/с, затем при скоростях до 2 м/с и наконец при 5—7 м/с. Большие скорости ветра при образовании зернистой изморози в тумане наблюдаются реже и лишь в единичных случаях отмечалось ее появление при значительном ветре (17—19 м/с).

Значения относительной влажности при образовании зернистой изморози лежат в основном в диапазоне 95—100%, но сравнительно часто бывает зернистая изморозь и при меньшей влажности порядка 75—85%. Упругость водяного пара при этом меняется от 1,5 до 6,5 мбар.

Кристаллическая изморозь при тумане наблюдается сравнительно редко; температура при этом меняется в широких пределах от —5 до —25°, причем максимальное число случаев приходится на температуры —10, —15°. Скорости ветра в основном порядка 2—4 м/с и лишь в единичных случаях превышает 4 м/с.

Относительная влажность при образовании кристаллической изморози редко достигает 100% — большинство случаев приходится на влажность 85—90%, а иногда образование кристаллической изморози происходит и при влажности 80%. Упругость водяного пара, как правило, редко превышает 3 мбар.

Иногда при тумане в случае изменения его видимой густоты, а следовательно, и водности, а также при резких колебаниях температуры, образуется сложное отложение. Температура воздуха при сложных отложениях колеблется от небольших отрицательных значений до —10° и ниже, скорость ветра от 0 до 10 м/с. Относительная влажность меняется от 90 до 100%, упругость водяного пара — от 2,5 до 6,5 мбар.

Наличие дымки в атмосфере вызывает при соответствующих температурах и скоростях ветра образование кристаллической и зернистой изморози, сложных отложений, а в редких случаях и гололеда (рис. 1 Б). Температурные границы образования гололеда несколько меньше, чем при тумане, а именно от +1 до —3° при скорости ветра порядка 5—7 м/с и относительной влажности 93—98%. Обращают на себя внимание высокие значения упруго-

сти водяного пара (от 4,5 до 6,5 мбар), так же как и в случаях образования гололеда при тумане.

Следует отметить, что иногда гололед, начавшийся при дымке, развивается уже при начавшемся снегопаде или тумане.

Температурный диапазон образования зернистой изморози при дымке от $-0,1$ до -10° в основном при несколько больших скоростях ветра (до 10—12 м/с). Относительная влажность при этом меняется в очень широких пределах — от 68 до 100%, упругость водяного пара порядка 2,5—5,5 мбар.

Наиболее часты при дымке образования кристаллической изморози. Диапазон температур при этом довольно стабилен: от -10 до -20° , лишь в единичных случаях отмечалось образование кристаллической изморози при более низких (-25°) и более высоких (-7°) температурах. Ветер, как правило, не превышает 4 м/с, а для большинства случаев он не достигает 2 м/с. Относительная влажность при образовании кристаллической изморози меняется от 75 до 100%, причем максимальное число случаев приходится на влажность 80—95%; упругость водяного пара, как правило, невелика (до 2,5 мбар).

Сложные отложения при дымке, так же как и гололед, наблюдаются в редких случаях, часто при температурах от -3 до -7° , умеренном ветре до 7 м/с, относительной влажности от 85 до 100% и упругости водяного пара от 1 до 5 мбар.

Приведенные данные подтверждают выводы, сделанные в ряде работ [1, 2], о несоответствии термодинамических условий образования гололеда и других видов обледенения теоретическим условиям конденсации водяного пара. Твердые отложения образуются наиболее часто при значениях относительной влажности ниже 100%, что можно объяснить несовпадением точек образования воды и льда согласно однокомпонентной системе правила фаз Гиббса [4]. Последнее вызвано наличием ряда факторов, неучтенных однокомпонентной системой правила фаз для реальных атмосферных условий.

При мороси наблюдаются гололед, сложные отложения и в очень редких случаях зернистая изморозь в чистом виде (рис. 2 Б). Температуры при образовании гололеда лежат в пределах от $+1$ до -3° , но иногда отмечаются и более низкие значения температуры — до -5° и ниже. Ветер при этом чаще всего умеренный — от 2 до 7 м/с. Иногда образование гололеда происходит при полном безветрии, иногда при скоростях, превышающих 10 м/с.

Относительная влажность в большинстве случаев близка к 100%, но сравнительно часто ее значения не превышают 95%; упругость водяного пара меняется в пределах от 3 до 6,5 мбар.

Сложное отложение при мороси наблюдается редко, в основном при небольших отрицательных температурах воздуха (до -3°), ветре, меняющемся от 1 до 10 м/с и относительной влажности 95—100%. Упругость водяного пара при сложных отложениях лежит в пределах от 3,5 до 6 мбар.

Реже других видов отложений наблюдается зернистая изморозь: для нее также характерна небольшая отрицательная температура при сравнительно большой скорости ветра (до 10 м/с), высокой относительной влажности (95—100%) и высокой упругости водяного пара (5—6 мбар).

При переохлажденном и ледяном дожде наблюдается в основном гололед, хотя изредка образуются и сложные отложения

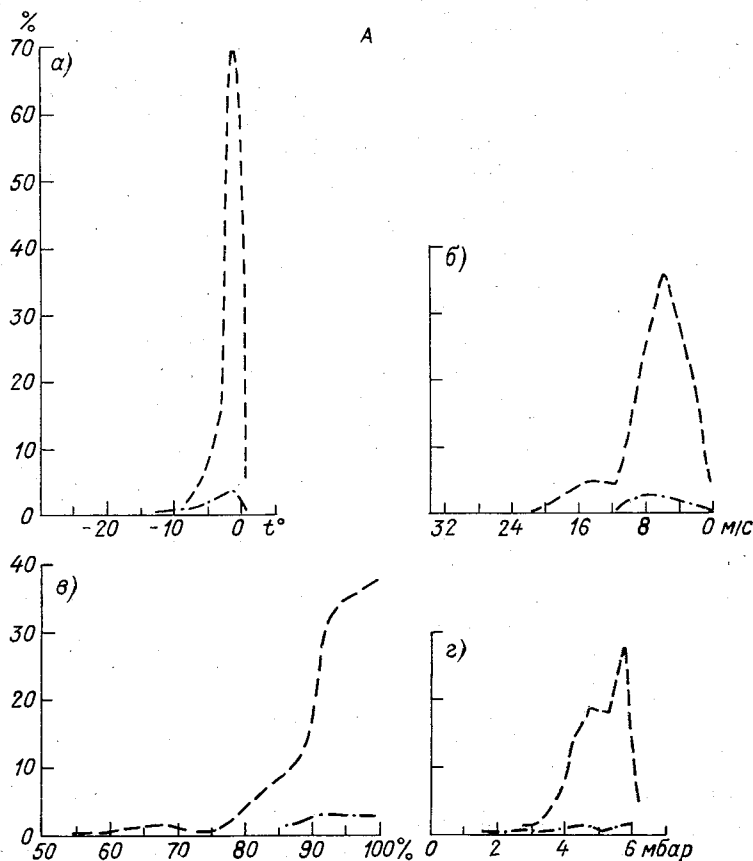
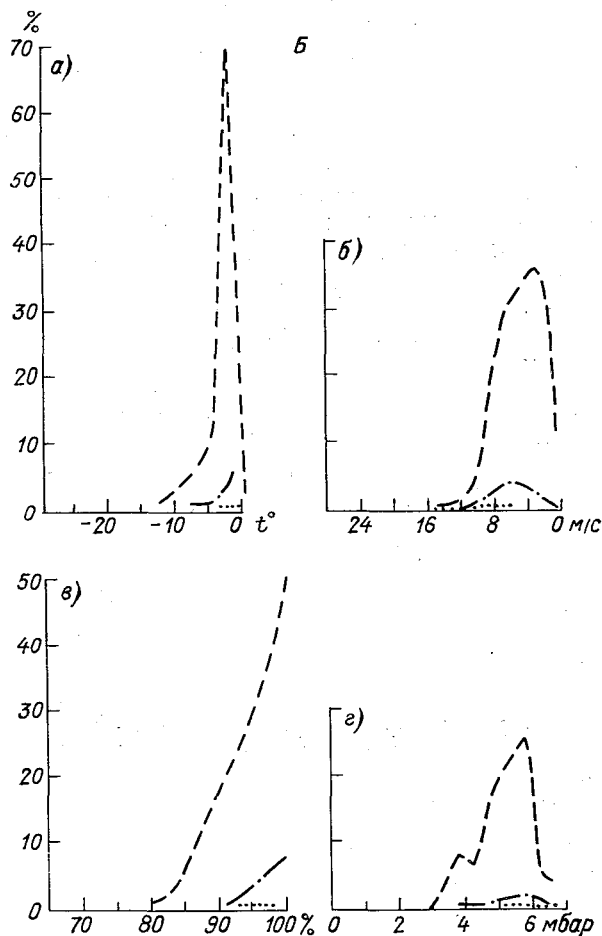


Рис. 2. Повторяемость (%) значений метеорологических элементов
А — в случае переохлажденного или ледяного дождя, Б —

(рис. 2 А). Температура воздуха при гололеде чаще всего лежит в пределах от $-0,1$ до -3° , а в редких случаях понижается до -5° и даже ниже или переходит через нуль и принимает небольшие положительные значения. Ветер при гололеде может достигать значительных величин порядка 15—20 м/с, хотя отмечены случаи образования гололеда и при полном безветрии. Относи-

гательная влажность меняется в широких пределах — от 65 до 100%, а в отдельных случаях бывает и более низкой (порядка 55%). Упругость водяного пара при гололеде может принимать значения от 3 до 6 мбар.



при образовании гололедно-изморозевых отложений.
в случае мороси. Усл. обозначения. см. рис. 1.

Сложное отложение при дожде явление редкое, но наблюдается оно в широком диапазоне температур (от $+0,5$ до -15°) при средних значениях ветра (до 10 м/с), относительной влажности от 85 до 100% и упругости водяного пара от 1,6 до 5,5 мбар.

При выпадении снега отмечается гололед, зернистая и кристаллическая изморозь, а также сложное отложение (рис. 3 А). Боль-

шинство случаев образования гололеда при выпадении снега отмечается при небольшой отрицательной температуре (до -5°), средних значениях ветра (до 10 м/с) и относительной влажности, меняющейся от 80 до 100%. Упругость водяного пара при этом достигает значений от 3 до 6 мбар. В редких случаях гололед при выпадении снега образуется и при более низких температурах, более сильном ветре и относительной влажности меньшей, чем указанный нижний предел.

Зернистая изморозь чаще отмечается при более низких температурах (менее -5°), меньшем ветре (до 7 м/с), как правило, при больших значениях относительной влажности (от 90 до 100%) и упругости водяного пара, меняющейся от 2 до 5 мбар.

Кристаллическая изморозь при выпадении снега образуется как при низких температурах (до -25°), так и при довольно высоких, не характерных для этого вида отложения температур (порядка -5°). Ветер при этом, как правило, небольшой (2—4 м/с), относительная влажность 80—95% и упругость водяного пара от 0,8 до 4 мбар.

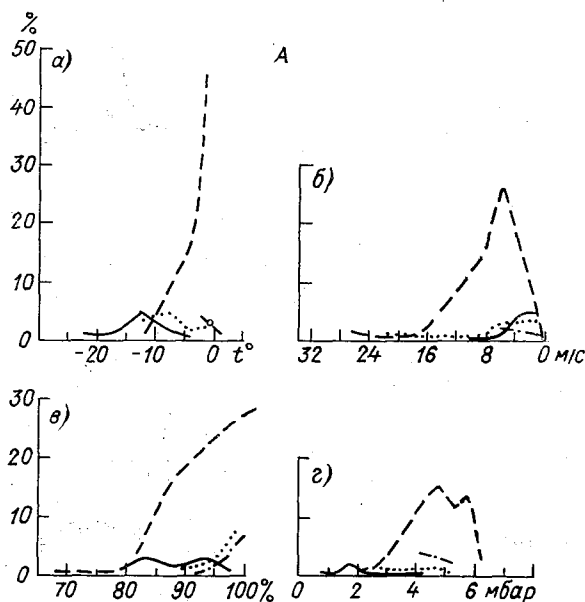
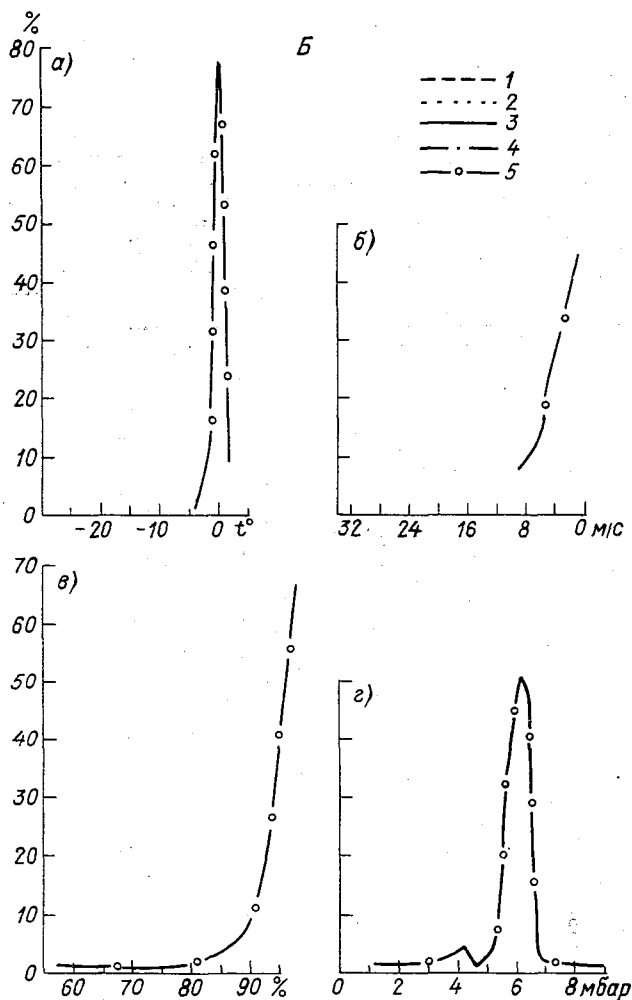


Рис. 3. Повторяемость (%) значений метеорологических изморозевых
А — при выпадении снега, Б — при отложении мокрого снега.

Сложные отложения при выпадении снега отмечаются крайне редко при небольших отрицательных (до -3°), а иногда и при положительных (до $+1^{\circ}$) температурах, умеренном ветре (до 7 м/с), высокой относительной влажности (95—100%) и высокой упругости водяного пара (5 мб).

Налипание и намерзание на проводах мокрого снега (рис. 3 Б) отмечается чаще всего при небольших положительных или отрицательных температурах, слабых и умеренных ветрах (до 5—



гических элементов при образовании гололедно-отложений.

1—4 — см. рис. 1, 5 — отложение мокрого снега.

6 м/с), высокой относительной (90—100%) влажности и упругости водяного пара до 6—7 мбар. В отдельных случаях это явление может наблюдаться при ветрах более 10 м/с и невысокой влажности (менее 80%).

Мокрый снег иногда наблюдается в сочетании с туманом, а чаще с дымкой.

Параметры гололедно-изморозевых отложений в значительной степени определяются сопутствующими атмосферными явлениями.

В табл. 1 приведены параметры некоторых видов отложений, образовавшихся при наличии тумана, дымки, мороси, переохлажденного и ледяного дождя. Там помещены интенсивности нара-

Таблица 1

Характеристики гололедно-изморозевых отложений в зависимости от сопутствующих атмосферных явлений

Вид явления	Интенсивность		Плотность	Температура		Скорость ветра, м/с	
	мм/ч	г/ч		при начале обледенения	при достижении максимального размера	при начале обледенения	при достижении максимального размера
Гололед							
●	1,03	9,07	0,60	—1,7	—0,9	9	6
,	0,73	5,60	0,50	—2,0	—2,2	4	4
≡	0,71	3,58	0,49	—1,2	—1,0	4	4
Зернистая изморозь							
,	2,4	5,8	0,21	—5,0	—4,5	5	5
≡	2,1	7,5	0,24	—4,6	—5,1	5	6
=	1,5	2,5	0,12	—5,6	—5,2	3	3
Кристаллическая изморозь							
≡	2,98	2,30	0,05	—12,4	—11,7	2	2
=	2,99	2,27	0,04	—15,2	—15,7	2	2
Сложное отложение							
△	0,93	6,84	0,32	—2,5	—5,2	7	4
●	1,02	7,16	0,33	—2,8	—2,8	6	5
,	1,76	9,44	0,36	—1,7	—4,3	6	5
≡	1,22	4,11	0,24	—3,7	—3,9	4	4
=	1,60	4,35	0,18	—5,2	—6,0	5	3

стания отложения, выраженные в мм/ч и в г/ч, плотности отложения и нормированные температуры воздуха и скорости ветра в начале процесса и при достижении отложением максимальных размеров. Интенсивность обледенения для гололеда наибольшая при переохлажденном дожде и наименьшая при тумане; для зернистой изморози — наибольшая интенсивность по размерам при мороси, а по весу при тумане, наименьшие интенсивности при дымке. Для кристаллической изморози интенсивность практически одинакова и при тумане и при дымке. Интенсивность нарастания сложного

отложения наибольшая при мороси, а наименьшая по размерам при ледяном дожде и по весу при тумане.

Прослеживается зависимость плотности отложения от вида атмосферного явления, вызвавшего его. Так, для гололеда наибольшая плотность при переохлажденном дожде, а наименьшая при тумане, для зернистой изморози наибольшая плотность отмечается при тумане (а не при мороси) и наименьшая — при дымке. Плотность кристаллической изморози при тумане несколько больше, чем при дымке, для сложного отложения наибольшая плотность при мороси, наименьшая при дымке.

Здесь сказываются в первую очередь размеры переохлажденных капель дымки, тумана или дождя, а также колебания температуры воздуха и скорости ветра в течение периода нарастания отложения. Если, как правило, при образовании сложного отложения температура понижается к концу процесса, то при образовании других видов отложений отмечается чаще небольшое повышение температуры. Что касается ветра, то он в большинстве случаев слабеет к моменту достижения отложением максимального размера или остается без изменений.

Все отмеченные факторы, могущие повлиять на характер образования отложений, следует учитывать при производстве наблюдений над обледенением и при контроле материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев Ю. Н. К вопросу о физико-метеорологических условиях образования гололеда.—«Тр. ГГО», 1947, вып. 3, с. 12—19.
Бучинский В. Е. Гололед и борьба с ним. Л., Гидрометеиздат, 1960. 192 с.
Бучинский В. Е. Атлас обледенения проводов. Л., Гидрометеиздат, 1966. 116 с.
Древинг В. П. Правило фаз. Изд-во МГУ, 1954. 174 с.
Заморский А. Д. Атмосферный лед. М.—Л., Изд-во Академии наук СССР, 1955. 380 с.
Красиков П. Н., Чикирова Г. А. Микрофизические характеристики местных туманов.—«Тр. ГГО», 1956, вып. 57, с. 88—100.
Никандров В. Я. Искусственные воздействия на облака и туманы. Л., Гидрометеиздат, 1959. 192 с.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ НАЛИЧИЯ АТМОСФЕРНЫХ ЯВЛЕНИЙ ПО ДАННЫМ АВТОМАТИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ

Автоматизация процесса получения информации об атмосферных явлениях представляет значительные трудности из-за того, что при распознавании явлений, как правило, основное внимание обращается на морфологические признаки их наличия. Учет условий образования явления служит только дополнительным критерием, который используется в основном для более детальной классификации.

В настоящей статье рассматриваются возможности получения информации о наличии метелей и туманов путем использования связей между наличием явлений и значениями метеорологических элементов, характеризующих условия их возникновения и существования.

При выборе метеорологических элементов для характеристик условий возникновения тумана и метели учитывались возможности автоматической станции УАТГМС-4М, так как именно с этими станциями осуществлялся эксперимент по автоматизации сети гидрометеорологических станций БССР. Полученные результаты без условно относятся и к другим автоматическим станциям, которые характеризуются такими же (или более высокими) точностями измерений рассматриваемых характеристик.

При визуальном определении метели характеристики метеорологических элементов (наличие снежного покрова, сильный ветер и др.), обуславливающих ее возникновение, оцениваются качественно. При переходе к автоматическим наблюдениям за метелью важно не только выявить комплекс метеорологических условий, при которых наблюдается снегоперенос, но и найти предельные значения элементов, при которых возникает метель.

Многочисленные исследования [1, 3—5] показали, что перенос снега в большинстве случаев начинается при скоростях ветра 4—10 м/с; состояние поверхности снежного покрова чаще всего выражается через величины турбулентного трения. Однако в связи с тем, что в настоящее время нет надежных методов для измерения

рбулентного трения, была сделана попытка использовать для характеристики структуры снежного покрова значения температуры и влажности воздуха, при которых формируется снежный покров, а турбулентность учитывать через скорость ветра.

При этом учитывалось, что температура воздуха не только кос-

Таблица 1

Станции, наблюдения которых были использованы для анализа условий образования метелей

Станция	УГМС	Высота станции, м	Степень защищенности	Период наблюдений	Число случаев с метелью
удьюг	Северное	1	1,0	1970	136
олярный Урал	Омское	182	1,0	1970	239
адивосток . . .	Приморское	190	1,0	1960—1965	107
лборг	Северо-Западное	10	0,75	1974	249
хоны	То же	149	0,75	1974	
гарин	"	194	0,90	1974	
рестцы	"	62	0,60	1974	
овгород	"	24	0,90	1974	

енно характеризует структуру снежного покрова, но и определяет форму снежинок во время снегопада, и, следовательно, скорость их падения [2, 6].

Для выявления предельных значений метеорологических элементов во время метели были рассмотрены условия во время ме-

Таблица 2

Повторяемость (%) метелей в зависимости от температуры воздуха

Станция	Температура воздуха, град.				
	+2÷-3	-4÷-11	-12÷-17	-18÷-23	<-24
удьюг	24	54	21	1	0
олярный Урал	11	44	26	12	7
адивосток	15	43	24	16	0
станции Северо-Западного УГМС	56	39	4	1	0
о всем станциям	21	47	20	7	5

елей по данным наблюдений ряда станций Северо-Западного, Северного и других УГМС. Список станций, наблюдения которых были использованы, приведены в табл. 1.

По материалам наблюдений этих станций нами вычислена повторяемость метелей при различных значениях скорости ветра,

температуры, относительной влажности и дальности видимости затем проанализированы предельные значения этих элементов в время метели. В табл. 2 приведена повторяемость метелей при различных значениях температуры воздуха.

Как видно из приведенных данных, несмотря на значительные различия в общих климатологических условиях выбранных станций, разница в повторяемости метелей при температурах от -17° до $+17^{\circ}$ невелика.

Большая повторяемость метелей при температурах от $+2^{\circ}$ до -3° на станциях Северо-Западного УГМС и ст. Мудьюг объясняется увеличением доли метелей с выпадением снега ($>70\%$ всех случаев), что обусловлено усиленной циклонической деятельностью.

Таблица

Повторяемость (%) метелей в зависимости от скорости ветра

Станция	Скорость ветра, м/с								
	4—5	6—7	8—9	10—11	12—13	14—15	16—17	18—19	>20
Мудьюг	2	12	31	24	15	7	8	1	
Полярный Урал	1	4	19	6	26	16	11	5	11
Владивосток	0	1	1	7	10	20	21	14	26
Станции Северо-Западного УГМС	17	37	24	11	8	3			
По всем станциям	6	16	20	11	15	11	8	5	8

ностью в этих районах. Следует заметить также, что низовая метель при этих температурах отмечалась всего лишь в 5% случаев, а при положительной температуре не отмечено ни одного случая с низовой метелью.

Относительная влажность во время метели в 99% случаев была выше 60%; 95% всех метелей отмечено при влажности $>70\%$ с повышением влажности повторяемость метели увеличивается.

Анализ значений скорости ветра (табл. 3) во время метели показал, что при малых скоростях ветра (4—5 м/с) повторяемость метелей на станциях существенно различается. Так, на станциях Северо-Западного УГМС, где преобладают метели с выпадением снега, она достигает 17%, на других же станциях она не превышает 2%.

Повторяемость метелей при больших скоростях ветра также различна, что обусловлено режимом ветра на этих станциях.

Для выявления начальной скорости ветра, при которой возможна метель, наибольший интерес представляет повторяемость метелей при скоростях 4—5 м/с. При этих скоростях ветра низовая метель не отмечалась, повторяемость метели с выпадением снега составила 9%, поземок отмечался в 2% случаев либо после обильных снегопадов, либо после низовой или общей метели. Низовая

метель отмечалась только начиная со скорости 8—9 м/с. Таким образом, для возникновения низовой метели и поземка требуется большая скорость ветра, так как необходимы большие усилия для преодоления сил сцепления лежащего на поверхности снега; при метели с выпадением снега «участвует» более подвижный легкий снег, выпадающий или свежевывавший.

При визуальном определении метели в качестве признака метели используется факт ухудшения видимости. Однако, как показали данные наблюдений, видимость во время метели колеблется в довольно широких пределах. Ухудшение видимости до «опасных» значений (< 2 км) при поземке составляет 2%, при низовой метели около 20%, а при метели с выпадением снега 45%.

В то же время более 25% метелей отмечалось при видимости от 6 до 20 км. Такое разнообразие значений видимости при метелях не позволяет использовать значения видимости в качестве параметра для определения явлений.

На основании анализа связей между элементами, измеряемыми на станциях, могут быть получены значения метеорологических параметров, обуславливающих или сопутствующих метели, которые можно принять в качестве критериев для определения наличия метели. Эти критерии можно ввести в программу обработки данных автоматических станций. При этом алгоритм распознавания метели можно записать следующим образом. Если в срок наблюдений в качестве исходных данных имеем

Относительная влажность	$> 60 \%$
Температура воздуха	ниже $+ 2^{\circ}\text{C}$
Скорость ветра на высоте 10 м	≥ 5 м/с
Высота снежного покрова в утренний срок	> 0 см

то с вероятностью 0,98 можно считать, что наблюдаемая метель достоверна.

Проверка полученных критериев по данным наблюдений станций Барановичи и Костюковичи (Белорусская ССР), Целиноград (Казахской ССР) и ряда станций Таджикской ССР показала, что вероятность правильного определения наличия метели составляет 65%. Для повышения вероятности определения метели необходимо исключить случаи выпадения осадков и дымки. Случаи с дымкой можно исключить введением дополнительного параметра — дефицита точки росы $\leq 2,0^{\circ}$.

Однако, учитывая то, что при визуальном определении метелей оказывается, что значительное число случаев наблюдаемых метелей относится к таким скоростям ветра, при которых снегоперенос на поверхности крайне невелик (при этих скоростях поземок не наблюдается), а ухудшение видимости также незначительно (более 25% отмеченных метелей наблюдалось при видимости 6—10 км), следует рекомендовать пересмотреть само определение ме-

тели как явления. Туман при визуальных наблюдениях определяется по ухудшению видимости до значений ≤ 1000 м, что связано с наличием в воздухе мелких неразличимых глазом капелек воды в таком количестве, при котором ощущается сырость [6].

Для автоматизации определения тумана необходимо заменить субъективное качественное понятие «сырость» соответствующими значениями влажности, измеренными в срок наблюдений. Для этого по данным наблюдений на станциях Минск и Бобруйск (Белорусская ССР) проанализированы значения температуры и влажности воздуха в сроки, когда были отмечены туман или дымка, при этом было установлено, что в 97% случаев тумана (из 282) значения дефицита упругости водяного пара (d_e) не превышали 0,3 мбар, а при дымке (358 случаев) дефицит упругости находится в пределах от 0,2 до 2,0 мбар.

Таблица 4

Вероятность образования (%) атмосферных явлений при различных условиях влажности и видимости

Атмосферное явление	$d_e \leq 0,3$ мбар			$d_e \leq 0,3$ мбар, видимость ≤ 1000 м		
	Костю-ковичи	Владивосток	Онега	Костю-ковичи	Владивосток	Онега
Туман	18	53	6	90%	82%	52
Дымка	24	1	18	—	—	—
Осадки	16	13	36	—	—	2
Конденсаты (Δ , ∇ , $\perp$)	26	9	29	9%	12%	13
Метель	6	4	6	1%	6%	7
Мгла	0	3	0	—	—	—
Нет явлений	10	16	4	—	—	—
Сумма случаев	842	1686	613	207	1067	74

Примечание. По ст. Онега приведено число случаев каждого явления из-за небольшого числа случаев.

Для автоматических станций (УАТГМС-4М), где для определения влажности используется метод точки росы, более удобной характеристикой степени насыщения воздуха может быть дефицит точки росы d_{τ} .

Однако по данным наблюдений за прошлые годы, помещенным в таблицах ТМ-1, величину d_{τ} можно вычислить с большой погрешностью, так как точка росы помещалась в таблице с округлением до 1° . Чтобы исключить возможные погрешности из-за неточного вычисления дефицита точки росы, пришлось ограничиться только анализом значений дефицита упругости водяного пара. Значения дефицита точки росы при тумане $\leq 1,0^{\circ}$ (92% случаев) и 2° при дымке можно считать в настоящее время лишь приближенными.

Вероятность определения тумана по дефициту упругости водяного пара $\leq 0,3$ мбар была подсчитана по данным наблюдений нескольких станций, расположенных в различных физико-географических районах.

При влажности $d_e \leq 0,3$ мбар, наряду с туманами, отмечались другие атмосферные явления, которые либо возникают в результате высокой влажности (осадки конденсации), либо приводят к повышению влажности (атмосферные осадки).

Учитывая большое число атмосферных явлений, связанных с повышенным влагосодержанием воздуха, для распознавания тумана необходимо использовать дополнительно значение видимости менее 1000 м. Из табл. 4 видно, что вероятность определения тумана при добавлении критерия по видимости значительно увеличивается (около 90%).

Таким образом, анализ визуальных наблюдений за туманом выявил значение метеорологических элементов, обуславливающих туман, что дает возможность при автоматизации наблюдений, т. е. при отсутствии визуальных наблюдений, определить туман по сочетанию высокой влажности $d_e \leq 0,3$ мбар или $d_e \leq 1,0^\circ$ и плохой видимости ≤ 1000 м.

При этих условиях следует исключить случаи при скорости ветра > 5 м/с. Однако применение этого условия ограничено. Так, для прибрежных районов (Владивосток) туман может наблюдаться при V значительно больше 5 м/с. Вероятность распознавания тумана по этим метеорологическим условиям составляет в разных районах 80—90%.

Увеличение вероятности распознавания тумана возможно лишь при исключении случаев с осадками, что требует разработки специальных методов и приборов.

Для районов, характеризующихся низким влагосодержанием, значения дефицита упругости водяного пара 0,3 мбар для определения тумана не является показателем, так как сами величины упругости водяного пара могут быть ниже этого значения.

В автоматических станциях для определения влажности используется метод точки росы, поэтому целесообразно для характеристики влажности во время тумана использовать характеристики дефицита точки росы.

Значения дефицита точки росы во время тумана в 95% случаев из рассмотренных 1119 не превышают 1° , причем значение $d_r > 1^\circ$ отмечены за счет неточного определения влажности.

Для более точного определения дефицита точки росы необходимо точку росы определять с точностью до $0,1^\circ$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дюнин А. К. Механика метелей. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 27—42.
2. Заморский А. Д. Атмосферный лед. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955, с. 218—277.

3. Изюмов Н. И. Измерение переноса снега.— В кн.: Работы по снегоборьбе. Вып. 139. М., 1931.
4. Копанев И. Д. Методы изучения снежного покрова. Л., Гидрометеиздат, 1971, с. 41—112.
5. Котляков В. М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка.— «Гляциология», 1961, № 7.
6. Наставление гидрометстанциям и постам, вып. 3, ч. 1. Л., 1969.

Д. П. Беспалов, Т. П. Грибова, Л. Ф. Школяр

РЕЗУЛЬТАТЫ КОНТРОЛЯ МАТЕРИАЛОВ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ВЛАЖНОСТЬЮ ВОЗДУХА НА ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

При проведении контроля ежемесячных обобщений данных сети станций на территории Среднеазиатского региона (Узбекская, Киргизская, Туркменская и Таджикская ССР) существенные трудности возникают при контроле данных о влажности воздуха. Как известно, методика и программы контроля среднемесячных выводов из материалов наблюдений сети, разработанные в ГГО [1, 2], предусматривают использование для территории со сложным рельефом либо метода кусочно-линейной аппроксимации полей влажности воздуха и сравнения измеренных значений со значением аппроксимационного полинома в контролируемой точке, либо получение вероятного значения соответствующего элемента на контролируемой станции из уравнения регрессии, рассчитанного по данным за прошлые годы, по станции-аналогу (одному или нескольким). Для территории Среднеазиатских республик работы по расчету уравнений регрессии еще не завершены и для ряда станций вместо этого в программе используется только первый метод. Несмотря на то что при реализации метода интерполяции аппроксимируются не сами значения характеристик влажности воздуха, а отклонения их от среднего многолетнего (нормы), для значительного числа станций выдаваемые ЭВМ невязки превышают допускаемые значения, что приводит к необходимости дополнительного ручного анализа этих случаев специалистом в Региональном вычислительном центре. Выполненный нами анализ случаев, когда полученные невязки интерполяции превышали допуск по территории этого регионального центра (табл. 1), показал, что в большинстве случаев, где метод интерполяции применяется достаточно корректно (влияющие станции подобраны в соответствии с рекомендациями по их выбору, разность высот станций сравнительно невелика до 100—200 м) и рельеф территории не расчленен горными хребтами, возвышенностями или глубокими долинами, большие невязки интерполяции связаны с влиянием орошения значительных пло-

шадей вблизи станции (или вблизи 2—3 влияющих). Примером таких станций служат станции Наманган, Чарджоу и Нурата, где в июне — июле в последние годы отмечаются существенно более высокие относительные влажности воздуха (27—35%), чем средние многолетние их значения (10—25%). Аналогичное изменение режима влажности обуславливают построенные в последние годы каналы и водохранилища (ст. Пап, Куюмазар).

Большие невязки на станциях Андижан, Бухара, Заамин обусловлены тем, что контроль проводился без норм из-за отсутствия их на влияющих станциях. Для повышения эффективности контро-

Таблица 1

Невязки интерполяции средних месячных значений характеристик влажности воздуха (1974 г.)

Станция	Относительная влажность, %	Упругость водяного пара, мбар	Недостаток насыщения, мбар
Июль			
Наманган . . .	9,75	1,45	—5,42
Нурата	—9,39	—2,40	7,36
Куюмазар . . .	—	—2,40	—
Андижан	5,97	0,76	—3,44
Бухара	1,80	—0,55	1,08
Заамин	6,58	1,37	—3,83
Кокарал	—23,40	—4,20	12,10
Джизак	—	—1,83	3,34
Каракуль	3,29	—0,60	0,81
Ноябрь			
Пап	4,62	—	—

ля данных этих станций необходимо уточнить нормы по влажности воздуха, приведя их в соответствие с современными условиями расположения станций, а при отсутствии таковых вычислить новые нормы.

В связи с тем что по причине норм очень часто получаются большие невязки интерполяции, встал вопрос о рассмотрении замены норм средними многолетними значениями влажности воздуха за более короткие ряды. Исследование временной изменчивости было проведено в ГГО [3], в результате чего получено, что средние многолетние значения упругости водяного пара за 10—15 лет отличаются от норм на 0,1—0,2 мбар зимой и на 0,2—0,3 мбар летом, а по относительной влажности — на 0,5—1,5% во все сезоны (табл. 2, 3).

Так, например, на ст. Ургенч точность норм упругости водяного пара в январе составляет 0,15 мбар, а точность средних многолетних — 0,14 мбар; в июле соответственно 0,30 и 0,29 мбар.

Таким образом, в районах, где станции недавно открыты или изменилось их местоположение, т. е. нормы отсутствуют, контроль практически можно проводить, используя вместо норм средние многолетние за последние 15 или даже 10 лет.

Таблица 2

Разности между нормой упругости водяного пара и средними за 10, 15 и 30 лет

Станция	Январь			Июль		
	10	15	30	10	15	30
Кола	0,10	0,08	0,09	0,27	0,28	0,26
Архангельск	0,11	0,11	0,13	0,39	0,41	0,39
Троицко-Печерское	0,09	0,10	0,11	0,31	0,29	0,26
Везенчук	0,10	0,11	0,14	0,27	0,26	0,30
Киев	0,16	0,19	0,20	0,11	0,16	0,20
Феодосия	0,21	0,27	0,27	0,19	0,22	0,29
Ростов-на-Дону	0,17	0,18	0,20	0,17	0,21	0,23
Оренбург	0,09	0,13	0,12	0,24	0,25	0,23
Троицк	0,06	0,07	0,08	0,26	0,23	0,22
Свердловск	0,07	0,07	0,10	0,25	0,24	0,23
Тарко-Сале	0,07	0,07	0,08	0,38	0,35	0,32
Верхнеимбатское	0,06	0,05	0,06	0,32	0,32	0,28
Оленья Речка	0,04	0,04	0,04	0,11	0,13	0,12
Дудинка	0,04	0,06	0,07	0,23	0,30	0,26
Анучино	0,03	0,03	0,04	0,27	0,29	0,30
Усть-Камчатск	0,32	0,32	0,32	0,69	0,68	0,68
Корсаков	0,08	0,08	0,08	0,26	0,31	0,26
Ургенч	0,14	0,15	0,15	0,29	0,29	0,30
Нукус	0,15	0,14	0,14	0,20	0,22	0,24

Примечание. Здесь и в табл. 3 10, 15, 30 — период осреднения (число лет).

Из-за нарушения методики производства наблюдений невязки, превышающие установленные допуски имели место на ст. Кокарал, где нерегулярно производилось смачивание батиста.

На ряде станций (Тахиаташ, Джизак, Денау, Каракуль, Термез и др.), расположенных в районах с пересеченным рельефом, контроль данных влажности производился методом уравнений регрессии. При контроле выделились невязки по относительной

влажности воздуха на ст. Джизак из-за введения в последние годы системы орошения на рядом расположенном со станцией полем. На ст. Каракуль невязки по относительной влажности также превысили допуск, что было обусловлено нарушением методики производства наблюдений (плохое смачивание батиста).

В районах, где невозможно подобрать даже пары станций со сходными физико-географическими условиями, контроль производился с использованием уравнений регрессии, связывающих значе-

Таблица 3

Ошибки норм (%) относительной влажности воздуха

Станция	Январь			Июль		
	10	15	30	10	15	30
Краснощелье	0,45	0,45	0,54	0,81	0,73	0,71
Петрунь	0,75	0,80	0,80	1,28	1,10	0,99
Полюдов Камень	0,62	0,72	0,65	1,63	1,38	1,38
Ростов-на-Дону	0,86	0,81	0,79	1,40	1,32	1,48
Краснодар	0,72	0,72	0,74	1,36	1,19	1,32
Феодосия	0,42	0,41	0,48	0,71	0,69	0,79
Троицк	0,70	0,66	0,67	1,51	1,52	1,48
Красноярск	1,12	1,10	0,86	1,00	1,00	0,89
Оленья Речка	0,89	0,94	0,75	0,60	0,63	0,66
Анучино	0,61	0,68	0,62	0,60	0,56	0,59
Золотой Мыс	1,56	1,50	1,42	0,49	0,45	0,43
Ургенч	1,12	1,11	1,31	0,58	0,62	0,61
Нукус	0,74	0,74	0,89	0,60	0,62	0,75

ния упругости водяного пара с температурой воздуха и относительную влажность воздуха с нижней облачностью на самой станции.

Этим методом были проанализированы материалы наблюдений ст. Нарын, Нукус, Байток и др. за январь 1974 г. Полученные невязки были в пределах допуска.

Этим же методом проверялось качество наблюдений так называемых изолированных станций, расположенных в районах с очень редкой сетью станций.

Так как в ряде случаев связь влажности воздуха с другими элементами не всегда прослеживается достаточно четко, особое внимание уделялось методике анализа ежедневных данных.

Опыт проведения контроля с помощью ЭВМ данных влажности воздуха станций в условиях Средней Азии подтвердил возможность проведения автоматизированного контроля в соответствии с методами, разработанными для всей территории СССР [1, 2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Методические основы автоматизированной системы метеорологических наблюдений. Под ред. Д. П. Беспалова. Л., Гидрометеиздат, 1971. 120 с.
2. Школяр Л. Ф. Некоторые особенности проведения критического контроля данных влажности воздуха с помощью ЭВМ.—Сб. ВНИИГМИ МЦД: Автоматическая проверка и исправление данных гидрометеорологических наблюдений. М., Гидрометеиздат, 1975, с. 111—113.
3. Справочник по климату СССР. Устойчивость и точность климатических характеристик. Т. 2. Л., Гидрометеиздат, 1976, с. 28—187.

О МЕТОДИКЕ РАСЧЕТА ТУРБУЛЕНТНОЙ ТЕПЛООТДАЧИ ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ И ЗАТРАТЫ ТЕПЛА НА ИСПАРИЕНИЕ НА ТЕПЛОБАЛАНСОВЫХ СТАНЦИЯХ

1. В работе [1] показано, что метод турбулентной диффузии [7], используемый в настоящее время на теплораспределительных станциях для определения турбулентной теплоотдачи деятельного слоя в атмосферу L и затраты тепла на испарение влаги из этого слоя V , приводит к «незамыканиям» (невязкам) уравнения теплового баланса, которые лишь незначительно превышают незамыкания, получающиеся при расчете L и V методами [3] и [4]. Лишь немного более значительные незамыкания дает рассмотренный в той же работе метод [2]. Это позволило заключить, что пока еще не имеется достаточных оснований для замены укоренившегося в практике и хорошо освоенного метода расчета L и V , рекомендованного в [7], каким-либо из позднее предложенных методов.

Однако это заключение было получено исключительно на материале экспедиционных наблюдений. Поэтому было сочтено целесообразным проверить его непосредственно на материале наблюдений стандартных теплораспределительных станций ГУГМС. Решение этой задачи и составило цель настоящей работы.

2. В работе использованы результаты стандартных [7] 6-срочных актинометрических, почвенных и градиентных измерений за июнь 1969 г. на станциях: Нолинск (Кировская обл., РСФСР), им. С. И. Небольсина (б. Собакино, Московская обл., РСФСР), Полтава (Полтавская обл., УССР), Карасуат (Восточно-Казахстанская обл., КазССР), Душанбе (ТаджССР).

Таким образом, для выполнения работы были выбраны станции, находящиеся в весьма различных физико-географических условиях. С одной стороны, это позволило выявить, как влияют на результаты расчетов особенности местоположения отдельных станций. С другой стороны, рассмотрение всего использованного материала в целом, без разделения по станциям, позволяло до некоторой степени исключить влияние особых условий отдельной станции и тем самым получить некоторые средние оценки сравниваемых методов расчета.

Исходные данные, необходимые для расчетов, выписывались из стандартных таблиц градиентных измерений ТМ-16, предоставленных в наше распоряжение Методическим отделом ГГО. В эти таблицы заносятся ежедневные результаты наблюдений в сроки 1, 7, 10, 13, 16 и 19 ч местного среднего солнечного времени. С целью исключения случаев с ненадежно определяемым потоком тепла в почве, что имеет место преимущественно в переходное время суток (сроки 7 и 19 ч), а также случаев, когда из-за инверсионных условий невозможно определить коэффициент турбулентности, входящий в расчет L и V по стационарному методу [7] (преимущественно срок 1 ч), в настоящей работе использовались только результаты ежедневных наблюдений в сроки 10, 13, 16 ч в июне 1969 г. Исходными данными для проведенных расчетов являлись:

а) радиационный баланс деятельного слоя B , измеренный термоэлектрическим балансомером Ю. Д. Янишевского;

б) теплоотдача деятельного слоя к нижележащим слоям P , вычисленная по измеренной влажности почвы, температуре ее поверхности и температуре на глубинах 5, 10, 15 и 20 см [7] («поток тепла в почве»);

в) температура воздуха, упругость водяного пара и скорость ветра на стандартных уровнях 0,5 и 2 м над земной поверхностью, измеренные аспирационными психрометрами и ручными анемометрами.

3. В работе рассматривались «незамыкания» уравнения теплового баланса [1], получавшиеся при расчете L и V следующими методами:

а) стационарным методом турбулентной диффузии [7], причем использовались приведенные в [1] расширенные таблицы значений L и V ;

б) методом Д. Л. Лайхмана, С. М. Пономаревой, В. М. Радикевича [4]. Ниже этот метод будет для краткости именоваться «методом Л—П—Р». При расчетах по этому методу использовались приведенные в [1] расширенная номограмма и составленная по ней вспомогательная таблица;

в) методом С. С. Зилитинкевича — Д. Д. Чаликова [2]. Ниже он будет обозначаться «метод 3—Ч». При расчетах также использовалась приведенная в [1] несколько дополненная номограмма и заменяющая ее вспомогательная таблица;

г) методом С. И. Леготиной и Л. Р. Орленко [6], обозначаемым далее «метод Л—О». При вычислениях использовались составленные в ЛГМИ вспомогательные таблицы.

Выбор перечисленных методов был продиктован следующими соображениями.

а) В работе [1] показано, что, в зависимости от применяемого критерия сравнения, метод Л—П—Р не всегда приводит к наименьшим невязкам уравнения теплового баланса: в некоторых случаях он действительно оказывается лучшим, но иногда несколько уступает методу А. Б. Казанского и А. С. Моница [3], называемому ниже «методом К—М». Однако для использования последнего

необходимо знать шероховатость деятельного слоя и скорость ветра на высоте 1 м. Обе эти величины непосредственно на станциях не определяются, что исключает возможность прямого использования метода К—М для расчета L и V по станционным данным.

б) Метод З—Ч приводит, согласно [1], к несколько более значительным незамыканиям уравнения теплового баланса, чем методы станционный, К—М и Л—П—Р. Однако он очень удобен благодаря своей простоте: для его применения необходимы лишь те же исходные данные, которые используются в методах станционном и Л—П—Р, причем значения L табулированы [1]. Кроме того, наряду с методом Л—П—Р, метод З—Ч является сравнительно новым (1968 г.) и потому было целесообразно именно его проверить не только на экспедиционном материале, как в работе [1], но и на стандартных станционных данных.

Таблица 1

Повторяемость (%) случаев с $\Delta B > 0$, $\Delta B = 0$ и $\Delta B < 0$

Метод	Нолинск			им. С. И. Небольсина			Полтава			Карасуат			Душанбе			Весь материал			Число случаев
	$\Delta B > 0$	$\Delta B = 0$	$\Delta B < 0$	$\Delta B > 0$	$\Delta B = 0$	$\Delta B < 0$	$\Delta B > 0$	$\Delta B = 0$	$\Delta B < 0$	$\Delta B > 0$	$\Delta B = 0$	$\Delta B < 0$	$\Delta B > 0$	$\Delta B = 0$	$\Delta B < 0$	$\Delta B > 0$	$\Delta B = 0$	$\Delta B < 0$	
Станционный	34	0	66	19	0	81	56	0	44	65	7	28	10	0	90	36	1	63	233
Л—П—Р	9	0	91	9	0	91	20	0	80	13	9	78	6	0	94	11	2	87	233
З—Ч	33	2	65	22	2	76	57	0	43	67	0	33	9	0	91	36	1	63	222
Л—О	48	0	52	22	0	78	51	0	49	72	0	28	12	0	88	37	0	63	230

в) Метод Л—О является, насколько нам известно, новейшим из предлагавшихся (1973 г.), причем в нем, по-видимому, впервые (в смысле возможности использования при стандартных станционных расчетах) учитываются современные данные о различии коэффициентов турбулентности для переноса тепла и водяного пара. Оценка же этого метода пока получена как будто только в работе [5], причем опять-таки лишь на материале экспедиционных наблюдений в одном районе.

4. Сравнение перечисленных выше методов производилось с использованием тех же критериев, что и в работе [1]. Для этого значения L и V , вычисленные каждым методом, а также выписанное из ТМ-16 для этого же срока значение P , подставлялись в уравнение теплового баланса; по которому вычислялся радиационный баланс деятельного слоя:

$$B_{\text{выч}} = P + L + V.$$

Найденное значение сравнивалось с измеренным и находилось абсолютное «незамыкание» (невязка) уравнения теплового баланса

$$\Delta B = B_{\text{выч}} - B_{\text{изм}}.$$

Далее определялась повторяемость числа случаев с $\Delta B > 0$ и случаев с $\Delta B < 0$, числа случаев с $|\Delta B| \leq 0,20$ кал (см²·мин) и с $|\Delta B| > 0,20$ кал/(см²·мин), находилось среднее абсолютное незамыкание $|\overline{\Delta B}|$ и среднее относительное незамыкание $|\overline{\Delta B}/B_{\text{изм}}|$ %. Проводившийся в работе [1] расчет средней квадратической погрешности значений $B_{\text{выч}}$ был в настоящей работе заменен вычислением коэффициента линейной корреляции между $B_{\text{выч}}$ и $B_{\text{изм}}$.

5. В табл. 1 приведена повторяемость случаев, в которых вычисленные значения радиационного баланса завышены и занижены по сравнению с измеренными, т. е. процент случаев, когда завышены или занижены суммы $L+V$, вычисленные тем или иным из рассмотренных методов.

Анализ данных табл. 1 позволяет сделать следующие заключения.

а) На разных станциях сравниваемые методы расчета L и V приводят к результатам, значительно различающимся между собой. Так, например, станционный метод на ст. Полтава и особенно на ст. Карасуат дает преобладание завышенных сумм $L+V$ над заниженными, а на трех остальных станциях — наоборот, причем наибольшее преобладание заниженных сумм получилось для ст. Душанбе (90% случаев). Метод Л—П—Р для всех пяти станций привел к резкому преобладанию заниженных сумм $L+V$ (78—94% всех случаев). Особенно сильным оно вновь оказалось для ст. Душанбе (94%), и наиболее слабым — для ст. Карасуат (78%). Метод З—Ч для ст. Карасуат дал заметное преобладание завышенных сумм $L+V$ над заниженными (67% случаев против 33%, т. е. в 2 раза). Небольшое их преобладание получилось при использовании этого метода и для ст. Полтава (57% случаев против 43%). Для трех других станций картина получилась обратной, хотя преобладание заниженных значений на них не столь значительно, как при использовании метода Л—П—Р. Оно составляет 65—76% случаев и лишь на ст. Душанбе достигает 91%.

б) Сравнительно наиболее благоприятные результаты по данному критерию сравнения получились для ст. Полтава, особенно при расчете L и V методом Л—О, а также методами станционным и З—Ч. Менее удовлетворительные результаты дал для этой станции метод Л—П—Р — 80% заниженных значений против 20% завышенных. Но и по этому методу результат для Полтавы лучше, чем для других станций. Возможная причина того, что более или менее удовлетворительные результаты получились именно для ст. Полтава, состоит в особенностях географического положения данной станции, занимающей промежуточное широтное положение среди остальных станций, рассмотренных в данной работе: Нолинск и им. С. И. Небольсина расположены значительно севернее Полтавы, а Карасуат и Душанбе — много южнее. Не исключено, что рассмотренные методы наилучшим образом адаптированы именно к некоторым «средним» условиям, и дают менее удовлетворительные результаты в условиях, наиболее сильно отличающихся от средних.

в) Наименее удовлетворительными при использовании всех четырех методов оказались результаты для ст. Душанбе. Это, возможно, объясняется тем, что ст. Душанбе — самая южная из всех рассмотренных, и измеренные значения радиационного баланса, служившие в настоящей работе эталоном для оценки незамыканий уравнения теплового баланса, были на этой станции заметно выше, чем на остальных: среднее из них составило здесь $0,77 \text{ кал/см}^2 \times \text{мин}$), тогда как на других станциях оно не превышало $0,63 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$). Этим до некоторой степени подтверждается предшествующее заключение о большей приспособленности рассмотренных методов к средним, чем к крайним условиям.

г) По объединенному материалу наблюдений всех пяти станций сравниваемые методы расчета L и V лишь в ничтожном числе случаев обеспечивают замыкание уравнения теплового баланса деятельного слоя. Несколько чаще, чем при использовании других методов, но тоже всего в 2% случаев, это уравнение выполняется при расчете L и V методом Л—П—Р.

д) В целом все сравнивавшиеся методы на рассмотренных станциях в дневные часы значительно чаще приводят к заниженным, чем к завышенным значениям $L+V$. Методы станционный, З—Ч, Л—О дают в этом отношении одинаковые результаты: 63% заниженных и 36—37% завышенных значений. Более неравномерное распределение значений ΔB по знаку получается при расчете L и V методом Л—П—Р: 87% вычисленных значений V занижены и лишь 11% завышены по сравнению с измеренными.

Вывод о преобладании при всех методах расчета заниженных ΔB над завышенными полностью согласуется с соответствующим выводом работы [5], в которой рассматривались те же расчетные методы, что и в настоящей работе, за тем исключением, что вместо метода Л—П—Р исследовался метод К—М.

Для дополнительного анализа причин, по которым при вычислениях L и V тем или иным методом получаются завышенные или заниженные B , было сочтено целесообразным вычислить отдельно средние из тех измеренных значений B , при которых получаются $\Delta B > 0$ и $\Delta B < 0$. Естественно, что такой расчет мог иметь смысл лишь на материале, в котором число случаев с $\Delta B > 0$ и $\Delta B < 0$ было не очень различным. Поэтому для выполнения расчета были использованы только данные по ст. Полтава и только для случаев вычисления L и V методами станционным, З—Ч и Л—О. В первом случае завышенные B получились при $B_{\text{изм}} = 0,47 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$), а заниженные — при $B_{\text{изм}} = 0,65 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$), во втором случае соответственно при 0,46 и 0,69 $\text{кал/см}^2 \cdot \text{мин}$ и в третьем случае при 0,45 и 0,64 $\text{кал/см}^2 \cdot \text{мин}$). Таким образом, при сравнительно небольших средних измеренных значениях радиационного баланса вычисляемые его значения оказываются в основном завышенными, а при больших — заниженными. Этим также подтверждается высказанное выше предположение о том, что рассмотренные методы расчета L и V приспособлены главным образом к некоторым средним условиям.

6. В табл. 2 приведены данные о повторяемости небольших более значительных абсолютных (без учета знака) незамыканий уравнения теплового баланса. К небольшим условно отнесены значения $|\Delta B| \leq 0,20$ кал/(см²·мин), а к более значительным — превышающие эту величину.

Анализ данных табл. 2 позволяет сделать следующие заключения.

а) Повторяемость сравнительно небольших, как и более значительных, незамыканий уравнения теплового баланса на разных станциях неодинакова. Однако лишь в 6 из 20 (30%) случаев, том числе трижды на ст. Нолинск, дважды на ст. Полтава и один

Таблица 2

Повторяемость (%) значений $|\Delta B| \leq 0,20$ кал/(см²·мин)
и $|\Delta B| > 0,20$ кал/(см²·мин)

Метод	Нолинск		им. С. И. Небольсина		Полтава		Карасуат		Душанбе		Весь материал	
	$ \Delta B \leq 0,20$	$ \Delta B > 0,20$	$ \Delta B \leq 0,20$	$ \Delta B > 0,20$	$ \Delta B \leq 0,20$	$ \Delta B > 0,20$	$ \Delta B \leq 0,20$	$ \Delta B > 0,20$	$ \Delta B \leq 0,20$	$ \Delta B > 0,20$	$ \Delta B \leq 0,20$	$ \Delta B > 0,20$
станционный	62	38	47	53	54	46	39	61	27	73	45	55
— П — Р	28	72	43	57	46	54	63	37	4	96	36	64
— Ч	54	46	41	59	49	51	50	50	26	74	44	56
— О	57	43	42	58	58	42	30	70	17	83	40	60

аз на ст. Карасуат более половины всех незамыканий не превышали 0,20 кал/(см²·мин). В остальных 14 случаях (70%) преобладали более значительные незамыкания.

б) Наиболее удовлетворительные результаты по данному критерию сравнения снова получились для ст. Полтава, где сумма по радиации $|\Delta B| \leq 0,20$ кал/(см²·мин) составляет 207%. Очень близок к этому и результат для ст. Нолинск, где данная сумма составляет 201%.

в) Наименее удовлетворительные результаты вновь получились для ст. Душанбе, на которой от 73—74 до 83%, а по методу П—П—Р даже до 96% вычисленных значений радиационного баланса значительно отклоняется от измеренных.

г) В целом по всему материалу ни один из сравниваемых методов не обеспечил преобладания небольших незамыканий ΔB над более значительными. При использовании всех этих методов небольшие незамыкания получаются лишь в 36—45% случаев.

д) По данным табл. 2 практически одинаковые результаты дают методы станционный и 3—Ч. Несколько менее удовлетворительные результаты получились при использовании метода Л—О и еще менее удовлетворительные — по методу Л—П—Р, который почти

в 2/3 всех случаев приводит к отклонениям вычисленного радиационного баланса от измеренного более чем на 0,20 кал/(см²·мин).

7. В табл. 3 сведены данные о средних из абсолютных (б учета знака) незамыканий.

Анализ данных табл. 3 позволяет сделать следующие заключения.

а) Значения $|\overline{\Delta B}|$ для разных станций и при использовании разных методов расчета L и V получились неодинаковыми. Но различия между ними сравнительно невелики — во всяком случае они меньше различий по другим критериям сравнения (табл. 1 и 2). Исключение составляет снова ст. Душанбе, для которой при всех четырех методах расчета L и V значения $|\overline{\Delta B}|$ оказались больше, чем на других станциях.

Таблица

Средние абсолютные незамыкания $|\overline{\Delta B}|$ [кал/(см²·мин)]

Метод	Нолинск	им. С. И. Небольсина	Полтава	Карасуат	Душанбе	Весь материал
Станционный	0,24	0,23	0,30	0,29	0,35	0,28
Л—П—Р	0,31	0,30	0,26	0,20	0,57	0,34
З—Ч	0,24	0,24	0,31	0,23	0,37	0,28
Л—О	0,27	0,22	0,25	0,34	0,37	0,29

б) Сравнительно лучший результат по данному критерию получился для ст. им. С. И. Небольсина, где сумма значений $|\overline{\Delta B}|$ по всем четырем методам составила 0,99 кал/(см²·мин). Не очень значительно отличаются от этой цифры результаты для ст. Нолинск и Карасуат — на каждой из них данная сумма составляет 1,0 кал/(см²·мин). Станция Полтава, которая по двум предыдущим критериям сравнения заняла первое место, теперь оказалась на четвертом месте с суммой значений $|\overline{\Delta B}| = 1,12$ кал/(см²·мин). Это показывает, что в целях наибольшей объективности сравнения различных методов расчета L и V обязательно должно производиться по нескольким критериям, особенно при не очень большом объеме исходного материала.

в) Мало удовлетворительный результат по данному критерию опять получился для ст. Душанбе. Здесь $|\overline{\Delta B}| = 0,35 \div 0,3$ кал/(см²·мин), а при использовании метода Л—П—Р даже 0,5 кал/(см²·мин). Этим еще раз подтверждается высказанное выше соображение об особенностях всех рассматриваемых методов расчета L и V .

г) В целом по всему материалу методы станционный и З—Ч опять дали одинаковые результаты [$|\overline{\Delta B}| = 0,28$ кал/(см²·мин)]. Практически такое же значение получилось и по методу Л—С [0,29 кал/(см²·мин)]. Несколько худший результат снова дал метод Л—П—Р: по этому методу $|\overline{\Delta B}| = 34\%$. Таким образом, табл.

одтверждает ранее сделанные заключения о четырех сравниваемых методах.

д) Учитывая обычные, наиболее часто встречающиеся в дневные часы летнего времени года значения радиационного баланса ятельного слоя (в рассматриваемом материале $B_{изм}$ составляло $0,52 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$ на ст. им. С. И. Небольсина до $0,77 \text{ кал}/(\text{см}^2 \times \text{мин})$ в Душанбе), следует признать, что получившиеся табл. 3 значения $|\Delta B|$ довольно велики. Это вновь свидетельствует о недостаточном соответствии всех рассматриваемых методов требованию о выполнении уравнения теплового баланса.

8. Еще более объективной характеристикой, чем абсолютное замыкание $|\Delta B|$, могла бы служить относительная величина $\Delta B/B_{изм}$. Дело, однако, осложняется тем, что при малых значе-

Таблица 4

Средние относительные замыкания $\left| \frac{\Delta B}{B_{изм}} \right|$ (в %)

Метод	Нолинск	им. С. И. Небольсина	Полтава	Карасуат	Душанбе	Весь материал
Станционный	43	51	60	50	47	50
I—П—Р	48	56	46	35	72	52
З—Ч	36	40	61	41	49	45
I—О	45	47	51	61	48	51

ниях знаменателя эта величина, как всякая дробь, начинает сильно изменяться даже при небольших изменениях числителя, чем затрудняется ее использование для расчета средних значений $|\Delta B|/B_{изм}$. В связи с этим в настоящей работе, как и в работе [1], относительные замыкания уравнения теплового баланса вычислялись только при $B_{изм} > 0,10 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$. Поскольку использовались лишь летние данные за дневные часы, то случаи невыполнения этого условия были весьма редкими.

В табл. 4 сведены результаты расчета средних из относительных замыканий, округленные до целых процентов.

Анализ данных табл. 4 позволяет сделать следующие заключения.

а) На различных станциях разные методы расчета L и V приводят к весьма неодинаковым относительным замыканиям уравнения теплового баланса. Они меняются от 35 (ст. Карасуат, метод Л—П—Р) до 72% (ст. Душанбе, тот же метод), т. е. более чем в 2 раза.

б) Наиболее удовлетворительными по этому критерию оказались результаты для ст. Нолинск. Сумма относительных замыканий, получившихся при использовании всех четырех методов расчета L и V , оказалась здесь наименьшей, равной 172%. А так как ст. Нолинск является самой северной из рассмотренных станций,

то вывод, сформулированный в п. 5б, следует дополнить заключением о том, что по-видимому, по отдельным критериям сравнения рассматриваемые методы могут давать удовлетворительные результаты не только для средних условий, как казалось сначала и для условий, заметно отличающихся от средних.

в) Наименее удовлетворительны по данному критерию сравнения результаты, полученные для ст. Полтава, занимавшей в табл. и 2 первое место. Для этой станции сумма относительных незакрытий наибольшая (218%). И хотя почти не уступает ей и ст. Душанбе (216%), которая и по предыдущим критериям сравнения тоже была наихудшей, все же этот результат подтверждает вывод п. 7б о том, что сравнение методов расчета L и V может быть объективным только при использовании нескольких крите-

Таблица

Коэффициенты корреляции между измеренными и вычисленными значениями радиационного баланса

Метод	Нолинск	им. С. И. Небольсина	Полтава	Карасуат	Душанбе	Весь материал
Станционный	0,27	0,28	0,27	0,53	0,18	0,24
$L-P-R$	0,36	0,48	0,36	0,54	-0,11	0,18
$3-4$	0,28	0,36	0,28	0,54	-0,03	0,18
$L-O$	0,23	0,50	0,52	0,49	0,17	0,25

риев и при рассмотрении материалов наблюдений на нескольких станциях.

г) В целом по всему материалу сравниваемые методы дали весьма близкие результаты. Практически одинаковыми по этому критерию оказались методы: станционный, $L-P-R$ и $L-O$ и лишь немного лучшим, имеющим несколько меньшее относительное незакрытие, явился в данном случае метод $3-4$.

д) Относительная погрешность определения суммы радиационного баланса B и потока тепла в почве P по методике, принятой на теплобалансовых станциях [7], составляет в среднем около 30—35% [1]. Следовательно, средние относительные погрешности определения суммы $L+V$ рассматриваемыми методами несколько превышают среднюю погрешность определения суммы $B+P$ (табл. 4).

9. В табл. 5 сведены результаты расчетов коэффициентов линейной корреляции между измеренными значениями радиационного баланса и значениями его, вычисленными при расчете L и V по тому или иному из сравниваемых методов.

Анализ данных табл. 5 позволяет сделать следующие заключения.

а) Для различных станций и разных методов расчета L и V коэффициенты линейной корреляции между измеренными и вычис-

ленными значениями радиационного баланса чрезвычайно низки и варьируют в широких пределах: от $-0,11$ до $0,54$.

б) Сравнительно более высокие коэффициенты корреляции, практически почти одинаковые при использовании всех четырех методов расчета L и V , получились для ст. Карасуат, которая и по некоторым другим критериям (см. выше) также оказалась на первом или одном из первых мест. Довольно высокими, хотя и меньшими, чем на ст. Карасуат, коэффициенты корреляции оказались также для ст. им. С. И. Небольсина, которая по рассмотренным ранее критериям не занимала высоких мест среди других станций. Этот факт, возможно, свидетельствует о том, что сделанное выше заключение о преимущественной пригодности рассматриваемых методов расчета L и V при «средних» условиях должно быть дополнено заключением о значительном влиянии на результаты этого расчета со стороны местных условий той или иной станции. Такими условиями могут быть в первую очередь степень открытости площадки для градиентных наблюдений, ее горизонтальность, рельеф и однородность окружающей местности и т. п. Известно, что даже небольшие нарушения требований, установленных для площадки градиентных наблюдений [7], могут приводить к значительным искажениям вертикальных градиентов метеоэлементов, а потому и к погрешностям определения L и V методами, основанными на использовании этих градиентов.

в) Самые низкие коэффициенты корреляции при всех четырех методах расчета L и V , в том числе в двух случаях из четырех даже отрицательные коэффициенты, получились для ст. Душанбе, которая и по всем предыдущим критериям сравнения также давала наименее удовлетворительные результаты. Тот факт, что, в отличие от наиболее удовлетворительных результатов, наименее удовлетворительные по всем критериям получаются все время для одной и той же станции, а именно — для крайней южной ст. Душанбе, возможно, может служить дальнейшим подтверждением влияния особого географического положения этой станции, т. е. наибольшего отличия свойственных ей радиационных и циркуляционных характеристик от средних условий для других станций.

г) В целом по всему материалу сравниваемые методы расчета L и V характеризуются весьма низкими коэффициентами корреляции между измеренными и вычисленными значениями радиационного баланса.

д) Из четырех сравниваемых методов расчета L и V к сравнительно более высокому коэффициенту корреляции ($0,24-0,25$) приводят станционный метод и метод Л—О, тогда как два остальных метода дают еще более низкие и притом одинаковые коэффициенты ($0,18$).

10. Для получения общей сводки полученных выше результатов была использована такая же условная система «очков» (баллов), какая применялась в работе [1]. Поскольку в данном случае сравнивались четыре метода, то по каждому критерию сравнения метода, дающему лучший результат, присваивалось 4 очка, следую-

щему за ним — 3 и т. д. Определение числа очков производилось для каждого метода по результатам, полученным по всему рассмотренному материалу, т. е. по последнему столбцу табл. 1—5. При этом получились результаты, сведенные в табл. 6.

Из анализа данных табл. 6 вытекают следующие заключения.

а) Наилучшие результаты расчета $L+V$ по сумме пяти критериев сравнения дает используемый на сети станций метод турбулентной диффузии [7]. Этим подтверждается вывод работы [1] о том, что в настоящее время, по-видимому, еще не имеется достаточных оснований для замены этого хорошо освоенного и весьма простого метода каким-либо другим.

Таблица 6

Места методов (числитель) и число „очков“ (знаменатель) по всему материалу наблюдений и по пяти критериям сравнения

Метод	Критерий сравнения					Сумма „очков“	Место метода
	распределение ΔB по знаку	% случаев с $\Delta B \leq 0,20$	$ \Delta L $	$\frac{\Delta B}{B_{\text{изм}}}$	коэффициент корреляции		
Станционный	$\frac{1-2}{3,5}$	$\frac{1}{4}$	$\frac{1-2}{3,5}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{2}{3}$	17	1
Л—П—Р	$\frac{4}{1}$	$\frac{4}{1}$	$\frac{4}{1}$	$\frac{4}{1}$	$\frac{3-4}{1,5}$	5,5	4
З—Ч	$\frac{1-2}{3,5}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{1-2}{3,5}$	$\frac{1}{4}$	$\frac{3-4}{1,5}$	15,5	2
Л—О	$\frac{3}{2}$	$\frac{3}{2}$	$\frac{3}{2}$	$\frac{3}{2}$	$\frac{1}{4}$	12	3

б) Результаты, близкие к получающимся станционным методом, дает метод З—Ч, который в применении к материалам экспедиционных наблюдений дал наименее удовлетворительные результаты. Наоборот, метод Л—П—Р, оказавшийся для экспедиционных наблюдений лучшим, при обработке станционных данных привел к наименее удовлетворительным результатам. Это показывает, что результаты проверки разных методов расчета $L+V$, получаемые на экспедиционном материале, не следует автоматически переносить на станционные данные.

11. Сопоставляя между собой сделанные выше заключения, можно сформулировать следующие общие выводы из проделанной работы.

а) Как используемый на теплобалансовых станциях метод турбулентной диффузии [7], так и предложенные позднее методы З—Ч, Л—П—Р и Л—О приводят к значениям турбулентной теплоотдачи деятельного слоя L и затраты тепла на испарение V , которые при подстановке в уравнение теплового баланса не обеспечивают замыкание этого уравнения.

б) Количественные показатели «незамыкания» уравнения теплового баланса, получающиеся при использовании перечисленных методов расчета L и V , для различных станций весьма неодинаковы (табл. 1—5).

в) По-видимому, более удовлетворительные результаты расчета L и V по рассмотренным методам чаще получаются для станций, характеризующихся некоторыми «средними» и близкими к ним условиями радиационного и циркуляционного режима. Менее удовлетворительны они для крайних южных станций (Душанбе). Этот вывод нуждается в дальнейшей проверке на материале большего числа станций с учетом того, насколько их площадки удовлетворяют стандартным требованиям об открытой, ровной и однородной местности.

г) В целом по материалам наблюдений на пяти станциях в июне 1969 г. за дневные часы рассмотренные методы в 63—87% случаев приводят к заниженным значениям суммы $L+V$ (табл. 1). В 55—64% случаев замыкание уравнения теплового баланса превышает 0,20 кал/(см²·мин) (табл. 2). Средние абсолютные замыкания при использовании разных методов расчета L и V составляют 0,28—0,34 кал/(см²·мин) (табл. 3), а относительные — 45—52% (табл. 4). Коэффициенты корреляции между измеренными и вычисленными значениями радиационного баланса очень низки и составляют 0,18—0,25 (табл. 5).

д) По большинству использованных в работе критериев сравнения близкие результаты дали станционный метод турбулентной диффузии [7] и метод 3—4. Несколько менее удовлетворительные результаты получились при расчете L и V по методу Л—О. Наименее удовлетворителен для расчета $L+V$ по станционным данным метод Л—П—Р. Этот вывод целесообразно в дальнейшем проверить на более обширном материале, для чего необходимо рассмотреть как большее число станций, так и более длинные ряды наблюдений по каждой станции. Материалы же настоящей работы, как и работы [1], позволяют заключить, что до замены методики расчетов L и V , принятой в настоящее время на теплобалансовых станциях, какой-либо из позднее предложенных методик необходима дополнительная разносторонняя проверка последних на еще более обширном материале станционных наблюдений.

Часть расчетов, использованных в настоящей работе, выполнена студентами ЛГМИ Р. В. Сингатулиной и С. М. Гольдман, которым автор приносит свою искреннюю благодарность. Автор признателен также Л. Р. Орленко, сделавшей полезные указания при ознакомлении с рукописью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бройдо А. Г. Оценка некоторых методов определения элементов теплового баланса деятельного слоя. — «Тр. ГГО», 1974, вып. 340, с. 74—99.
2. Зилитинкевич С. С., Чаликов Д. В. О расчете вертикальных турбулентных потоков в приземном слое атмосферы по данным градиентных измерений. — «Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана», 1968, т. 4, № 9.

3. Казанский А. Б., Монин А. С. Определение турбулентных потоков количества движения, тепла и влаги по данным градиентных измерений.— «Метеорология и гидрология», 1962, № 12.
4. Лайхтман Д. Л., Пономарева С. М., Радикович В. М. Особенности обмена теплом и количеством движения в нижних слоях атмосферы.— «Тр. ЛГМИ», 1970, вып. 39.
5. Курпакова Т. А. Расчет турбулентных потоков тепла и влаги в условиях Средней Азии.— «Тр. ГГО», 1975, вып. 362.
6. Леготина С. И., Орленко Л. Р. Тепловой баланс подстилающей поверхности в период экспедиции КЭНЭКС-71.— «Тр. ГГО», 1973, вып. 296.
7. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Л., Гидрометеиздат, 1964.

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ДАННЫХ АСИНХРОННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ПРИ РАСЧЕТЕ ХАРАКТЕРИСТИК ТУРБУЛЕНТНОЙ АТМОСФЕРЫ

1. В ряде случаев при определении характеристик турбулентной атмосферы интересующая нас величина f зависит от некоторых непосредственно измеряемых метеорологических параметров $x_1, x_2, \dots, x_n$ и вычисляется косвенно в соответствии с заданной функциональной зависимостью:

$$f = f(x_1, x_2, \dots, x_n). \quad (1)$$

При этом обычно предполагается, что как исходные данные, так и результирующая величина f относятся к одному и тому же моменту времени. Однако в действительности дело обстоит несколько сложнее. Ввиду свойственной атмосферным движениям турбулентности измеряемые элементы меняются во времени и носят характер случайных процессов с той или иной статистической структурой. Поскольку при этом реальные измерения элементов $x_1, x_2, \dots, x_n$ производятся обычно неодновременно, то вычисляемая по ним величина f будет отличаться от истинного значения, соответствующего синхронному отсчету всех исходных параметров. В связи с этим возникает необходимость специального изучения ошибок, возникающих при использовании данных асинхронных метеорологических наблюдений.

Естественно, что в зависимости от структуры расчетной формулы (1) и особенностей статистических характеристик измеряемых величин, которые в свою очередь тесно связаны со стратификацией атмосферы, состоянием подстилающей поверхности и т. д., ошибки асинхронности будут различны. Поэтому в каждом конкретном случае требуется проведение самостоятельных исследований. Ниже мы остановимся на ряде таких задач, представляющих большой практический интерес для многих метеорологических приложений. При этом во всех случаях будем придерживаться следующей схемы анализа.

Считается, что измеряемые элементы $x_1, x_2, \dots, x_n$ образуют систему стационарных и стационарносвязанных случайных функций времени с известными статистическими характеристиками. В некоторые моменты $t_1, t_2, \dots, t_n$ (без ущерба для общности положим $t_1 < t_2 < \dots < t_n$) производятся измерения соответствующих элементов и по полученным данным рассчитывается величина

$$\bar{f} = f[x_1(t_1), x_2(t_2), \dots, x_n(t_n)], \quad (2)$$

которая принимается за приближенное значение исследуемого параметра f в некоторый момент времени $t \in [t_1, t_n]$. Ошибка, возникающая вследствие такой замены истинного значения $f(t)$ оценкой $\bar{f}$, будет равна

$$\delta_f = \bar{f}(t_1, t_2, \dots, t_n) - f(t), \quad (3)$$

а ее средний квадрат

$$\overline{\delta_f^2} = \overline{[f(t_1, t_2, \dots, t_n) - f(t)]^2}. \quad (4)$$

Так как в дальнейшем нас интересуют только ошибки асинхронности, то будем предполагать, что погрешности измерений исходных параметров отсутствуют и при $t_1 = t_2 = \dots = t_n$ величина $\delta_f \equiv 0$. Очевидно, что в общем случае ошибки будут зависеть от того, насколько сдвинуты относительно друг друга исходные отсчеты и к какому моменту времени относятся полученную оценку $\bar{f}$. Последняя задача относится к области статистически оптимальной интерпретации метеорологических наблюдений [1].

2. Рассмотрим более подробно вопрос о влиянии асинхронности исходных наблюдений на точность определения некоторых наиболее важных характеристик турбулентной атмосферы — градиента температуры и влажности воздуха, а также абсолютной влажности.

Градиент температуры ΔT . Допустим, что в моменты времени t_1 и $t_2 = t_1 + \nu$ (ν — временной сдвиг) производится измерение температуры на различных высотах. Полученная разность

$$\Delta T(t_1, t_2) = T_1(t_1) - T_2(t_1 + \nu) \quad (5)$$

используется в качестве приближенного значения величины ΔT , соответствующей одновременному измерению температур T_1 и T_2 в некоторый момент времени $t_1 + \Delta t$, где $0 \leq \Delta t \leq \nu$. Возникающая при этом ошибка асинхронности равна:

$$\delta_{\Delta T} = \widetilde{\Delta T}(t_1, t_2) - \Delta T(t_1 + \Delta t). \quad (6)$$

При выполнении условия статистической стационарности процессов, характеризующих колебания температур на обоих уровнях измерения, математическое ожидание ошибки $\delta_{\Delta T}$ равно нулю, т. е. асинхронность отсчетов на различных уровнях не будет вносить систематической погрешности в определение градиента ΔT .

Возводя левую и правую части равенства (6) в квадрат и статистически осредняя полученный результат, нетрудно прийти к следующему выражению для среднего квадрата ошибки асинхронности, который в данном случае, т. е. когда $\delta \Delta T = 0$, совпадает с дисперсией ошибки:

$$\overline{\delta_{\Delta T}^2} = B_{T_1 T_1}(\Delta t) + B_{T_2 T_2}(\nu - \Delta t) + 2B_{T_1 T_2}(\Delta t, \nu - \Delta t, \Delta t), \quad (7)$$

где $B_{T_1 T_1}$, $B_{T_2 T_2}$ и $B_{T_1 T_2}$ — соответствующие структурные функции процессов $T_1(t)$ и $T_2(t)$. Согласно определению, для системы двух стационарно связанных случайных процессов $\{X(t), Y(t)\}$ структурные функции определяются равенствами:

$$\left. \begin{aligned} B_{xx}(\tau) &= \overline{[x(t+\tau) - x(t)]^2}, \\ B_{xy}(\tau, \tau', \tau'') &= [x(t+\tau+\tau') - x(t+\tau)] [y(t+\tau'') - y(t)]. \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

В частном случае, когда рассчитанное по асинхронным отсчетам значение $\widetilde{\Delta T}$ сопоставляется с истинным значением градиента, в середине между двумя отсчетами температуры ΔT , величина $\overline{\delta_{\Delta T}^2}$ приобретает вид:

$$\overline{\delta_{\Delta T}^2}(\nu/2) = B_{22}(\nu/2) + B_{11}(\nu/2) + 2B_{21}(\Delta t, \nu/2, \nu/2). \quad (9)$$

При $\Delta t = 0$ или $\Delta t = \nu$, т. е. при отнесении оценки (5) непосредственно к моментам отсчета температур T_1 и T_2 , ошибка определения градиента рассчитывается по формулам:

$$\overline{\delta_{\Delta T}^2}(0) = B_{22}(\nu), \quad (10)$$

$$\overline{\delta_{\Delta T}^2}(\nu) = B_{11}(\nu). \quad (11)$$

Правые части этих равенств есть не что иное, как структурные функции $T_2(t)$ и $T_1(t)$. Выражая B_{22} и B_{11} через соответствующие корреляционные функции R_{22} и R_{11} [3, 4], получим

$$\overline{\delta_{\Delta T}^2}(0) = 2[R_{22}(0) - R_{22}(\nu)], \quad (12)$$

$$\overline{\delta_{\Delta T}^2}(\nu) = 2[R_{11}(0) - R_{11}(\nu)]. \quad (13)$$

Из формул (7) — (13) следует, что для определения ошибок асинхронности при расчете градиентов температуры необходимо иметь данные о статистической структуре системы рассматриваемых процессов $\{T_1(t), T_2(t)\}$.

Градиент влажности Δe . Полученные выше соотношения в принципе могли бы быть непосредственно использованы и для расчета ошибок асинхронности при определении градиента влажности. Для этого достаточно было бы знать соответствующие структурные или авто- и взаимокорреляционные функции влажности на исследуе-

мых уровнях. Однако в отличие от температуры влажность воздуха в большинстве случаев является производной величиной и определяется косвенно по результатам измерения температуры сухого и смоченного термометров согласно психометрической формуле

$$e = E(\theta) - Ap(T - \theta), \quad (14)$$

где $E(\theta)$ — упругость насыщенных водяных паров при температуре смоченного термометра θ ; T — температура сухого термометра; p — атмосферное давление, предполагаемое на рассматриваемом интервале наблюдения неизменным; A — психометрический коэффициент.

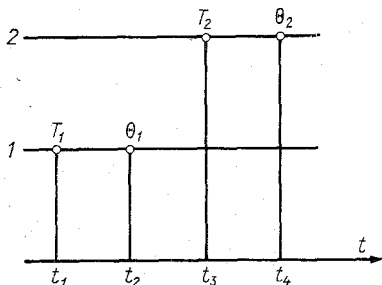


Рис. 1. Общая схема фиксирования исходных параметров.
1 — нижний уровень измерений, 2 — верхний уровень измерений.

В общем случае измерение температуры сухих и смоченных термометров, установленных попарно на двух разных уровнях, производится с временным сдвигом, и суммарная ошибка асинхронности является следствием неодновременности измерений входных аргументов как на отдельных уровнях, так и между уровнями. Соответствующее указанному случаю значение градиента вычисляется по формуле:

$$\Delta \tilde{e}(t_1, t_2, t_3, t_4) = E[\theta_1(t_1)] - Ap[T_1(t_2) - \theta_1(t_1)] - E[\theta_2(t_3)] + Ap[T_2(t_4) - \theta_2(t_3)], \quad (15)$$

что отвечает схеме взятия отсчетов исходных параметров, изображенной на рис. 1.

При сопоставлении значения $\Delta \tilde{e}$ с истинным значением градиента Δe , отвечающим моменту времени $t_1 + \Delta t$ и равным

$$\Delta e(t_1 + \Delta t) = E[\theta_1(t_1 + \Delta t)] - Ap[T_1(t_1 + \Delta t) - \theta_1(t_1 + \Delta t)] - E[\theta_2(t_1 + \Delta t)] - Ap[T_2(t_1 + \Delta t) - \theta_2(t_1 + \Delta t)], \quad (16)$$

возникает ошибка асинхронности

$$\delta_{\Delta e} = \Delta \tilde{e}(t_1, t_2, t_3, t_4) - \Delta e(t_1 + \Delta t). \quad (17)$$

В общем виде выражение для среднего квадрата этой ошибки достаточно сложно, хотя получить его и не представляет принципиальной трудности. Для простоты положим, что измерения на каждом из уровней производятся одновременно ($t_1 = t_2$ и $t_3 = t_4$), а временной сдвиг имеется только между измерениями на отдельных уровнях и равен ν . Тогда, подставляя выражения (15) и (16) в (17) и заменяя в полученной зависимости разложением

$$E(\theta) \approx E(\bar{\theta}) + E'(\bar{\theta})(\theta - \bar{\theta}), \quad (18)$$

где $\bar{\theta}$ — математическое ожидание температуры смоченного термо-

метра: $E'(\bar{\theta})$ — производная функции $E(\theta)$ в точке $\theta = \bar{\theta}^1$, после возведения в квадрат и статистического осреднения, получим

$$\begin{aligned} \overline{\delta_{\Delta e}^2} = & A^2 p^2 (B_{T_1 T_1} + B_{T_2 T_2} + 2 B_{T_2 T_1}) - \\ & - 2 A p [\varphi_1 (B_{T_1 \theta_1} + B_{T_2 \theta_1}) + \varphi_2 (B_{\theta_2 T_1} + B_{T_2 \theta_2})] + \\ & + \varphi_1^2 B_{\theta_1 \theta_1} + \varphi_2^2 B_{\theta_2 \theta_2} + 2 \varphi_1 \varphi_2 B_{\theta_2 \theta_1}. \end{aligned} \quad (19)$$

Здесь введены обозначения: $\varphi_1 = E'(\bar{\theta}_1) + A p$; $\varphi_2 = E'(\bar{\theta}_2) + A p$; B — следующие структурные функции:

$$\begin{aligned} B_{T_1 T_1} &= B_{T_1 T_1}(\Delta t); \quad B_{T_2 T_2} = B_{T_2 T_2}(\nu - \Delta t); \quad B_{\theta_1 \theta_1} = B_{\theta_1 \theta_1}(\Delta t); \\ B_{\theta_2 \theta_2} &= B_{\theta_2 \theta_2}(\nu - \Delta t); \quad B_{T_2 T_1} = B_{T_2 T_1}(\Delta t, \nu - \Delta t, \Delta t); \\ B_{\theta_2 \theta_1} &= B_{\theta_2 \theta_1}(\Delta t, \nu - \Delta t, \Delta t); \quad B_{T_2 \theta_1} = B_{T_2 \theta_1}(\Delta t, \nu - \Delta t, \Delta t); \\ B_{\theta_2 T_1} &= B_{\theta_2 T_1}(\Delta t, \nu - \Delta t, \Delta t); \quad B_{T_1 \theta_1} = B_{T_1 \theta_1}(0, \Delta t, \Delta t); \\ B_{T_2 \theta_2} &= B_{T_2 \theta_2}(0, \nu - \Delta t, \nu - \Delta t). \end{aligned}$$

При $\Delta t = 0$ (отнесение оценки $\Delta \bar{e}$ к моменту взятия отсчетов на первом уровне) или $\Delta t = \nu$ (отнесение оценки $\Delta \bar{e}$ к моменту взятия отсчетов на втором уровне) формула (19) существенно упрощается, в результате чего получим:

$$\overline{\delta_{\Delta e}^2}(0) = A^2 p^2 B_{T_2 T_2}(\nu) + \varphi_2^2 B_{\theta_2 \theta_2}(\nu) - 2 A p \varphi_2 B_{T_2 \theta_2}(0, \nu, \nu), \quad (20)$$

$$\overline{\delta_{\Delta e}^2}(\nu) = A^2 p^2 B_{T_1 T_1}(\nu) + \varphi_1^2 B_{\theta_1 \theta_1}(\nu) - 2 A p \varphi_1 B_{T_1 \theta_1}(0, \nu, \nu). \quad (21)$$

Для нахождения ошибки асинхронности для случая, когда оценки $\Delta \bar{e}$ относят к середине интервала $[0, \nu]$, значение Δt в формуле (19) необходимо положить равным $\nu/2$.

Абсолютная влажность e . В предыдущей задаче предполагалось, что при определении влажности психометрическим методом, отсчеты по сухому и смоченному термометрам на каждом из уровней берутся одновременно. Рассмотрим, какую погрешность в определении величины e вносят неодновременное фиксирование величин T и θ при измерении их на одном уровне. Допустим, что показания сухого и смоченного термометров снимаются соответственно в моменты t_1 и $t_2 = t_1 + \nu$. Используя психометрическую формулу (14), вычислим оценку

$$\bar{e}(t_1, t_2) = E[\theta(t_1 + \nu)] - A p [T(t_1) - \theta(t_1 + \nu)]. \quad (22)$$

Принимая эту величину за приближенное значение абсолютной влажности, сопоставим ее с истинным значением e , соответствующим некоторому моменту времени $t_1 + \Delta t$ ($0 \leq \Delta t \leq \nu$). Ошибка асинхронности при этом будет иметь вид:

$$\delta_e = \bar{e}(t_1, t_2) - e(t_1 + \Delta t), \quad (23)$$

¹ Значения первой и второй производной функции $E(\theta)$ приведены в [2].

где

$$e(t_1 + \Delta t) = E[\theta(t_1 + \Delta t)] - Ap[T(t_1 + \Delta t) - \theta(t_1 + \Delta t)]. \quad (24)$$

Нетрудно показать, что при принятом выше условии стационарности всех процессов математическое ожидание этой ошибки равно нулю, т. е., подобно тому, как это имело место в предыдущих задачах, асинхронность наблюдений не вносит в расчет абсолютной влажности систематического смещения.

Подставляя соотношения (22) и (24) в (23) и заменяя функцию $E(\theta)$ ее приближенным значением (18), получим [5]:

$$\begin{aligned} \overline{\delta_e^2} = & \varphi^2 B_{\theta\theta}(\nu - \Delta t) + A^2 p^2 B_{TT}(\Delta t) + \\ & + 2\varphi Ap B_{\theta T}(\Delta t, \nu - \Delta t, \Delta t), \end{aligned} \quad (25)$$

где φ , как и раньше, равно $E'(\bar{\theta}) + Ap$.

Из этого общего выражения следует несколько важных частных зависимостей. Пусть $\Delta t = 0$. Согласно принятой схеме отсчетов, это условие отвечает случаю, когда вычисленная по асинхронным наблюдениям оценка (22) рассматривается как приближенное значение абсолютной влажности воздуха в точке, соответствующей моменту измерения температуры сухого термометра. Для этого случая

$$\overline{\delta_e^2(0)} = \varphi^2 B_{\theta\theta}(\nu) \quad (26)$$

или, что то же самое,

$$\overline{\delta_e^2(0)} = 2\varphi^2 [R_{\theta\theta}(0) - R_{\theta\theta}(\nu)]. \quad (27)$$

В противоположность этому при $\Delta t = \nu$, т. е. когда оценка $\bar{e}$ сопоставляется с истинным значением абсолютной влажности в момент измерения температуры смоченного термометра, будем иметь:

$$\overline{\delta_e^2(\nu)} = A^2 p^2 B_{TT}(\nu). \quad (28)$$

Наконец, при $\Delta t = \nu/2$ ошибка асинхронности определяется равенством:

$$\begin{aligned} \overline{\delta_e^2(\nu/2)} = & \varphi^2 B_{\theta\theta}(\nu/2) + A^2 p^2 B_{TT}(\nu/2) + \\ & + 2Ap\varphi B_{\theta T}(\nu/2, \nu/2, \nu/2). \end{aligned} \quad (29)$$

Для проведения по полученным зависимостям конкретных расчетов необходимо иметь данные о статистической структуре процессов $T(\theta)$ и $\theta(t)$, однако некоторые самые общие выводы, по-видимому, могут быть уже сделаны на основании анализа приведенных общих соотношений. В частности, сравнивая между собой равенства (26) и (28), можно утверждать, что в зависимости от того, к какому моменту времени — соответствующему ли точке от-

счета температуры по сухому или по смоченному термометру, относится вычисленная по формуле (22) оценка, точность получится разной. Если при этом допустить, что статистическая структура сухого и смоченного термометров отличаются несущественно, то из зависимостей (26) и (28) следует, что более высокая точность достигается при отнесении оценки (22) к моменту измерения температуры смоченного термометра. Однако это предположение нуждается в дополнительном экспериментальном подтверждении.

В заключении остановимся кратко на еще одном вопросе. Как указывалось в начале работы, при обработке результатов асинхронных метеорологических наблюдений и вычислении по ним тех или иных параметров возникает проблема оптимальной интерпретации. Применительно ко всем рассмотренным задачам она состоит в нахождении такого момента времени, отнесение к которому вычисленной по асинхронным данным оценки обеспечивает максимальную точность. Например, если речь идет об определении влажности воздуха, то дифференцируя выражение (25) по Δt и приравнявая полученный результат к нулю, нетрудно получить следующую общую формулу для расчета оптимального момента времени $\Delta t = \Delta t_{\text{опт}}$

$$\varphi^2 B'_{\theta\theta}(\nu - \Delta t) + A^2 p^2 B'_{TT}(\Delta t) + 2\varphi A p B'_{\theta T}(\Delta t, \nu - \Delta t, \Delta t) = 0, \quad (30)$$

где B' — производная от соответствующей структурной функции.

Естественно, что при заданной величине допустимой ошибки с помощью приведенных формул может быть найден такой временной сдвиг δ , при котором обеспечивается требуемая точность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гандин Л. С., Каган Р. Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л., Гидрометеиздат, 1976. 360 с.
2. Жуковский Е. Е. и др. Статистический анализ случайных функций. Л., Гидрометеиздат, 1976. 408 с.
3. Ламли Дж., Пановский Г. Структура атмосферной турбулентности. М., «Мир», 1966. 264 с.
4. Панчев С. Случайные функции и турбулентность. Л., Гидрометеиздат, 1967. 447 с.
5. Саноян М. Г. Об использовании асинхронных наблюдений при определении влажности воздуха. — «Изв. сельскохозяйственных наук», 1976, № 7.

Л. В. Дубровин

УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДИКИ РАСЧЕТА ПОТОКА ТЕПЛА В ПОЧВУ

Существующий метод расчета теплового потока в почву в значительной мере нуждается в усовершенствовании.

В работе [2] автор показал, что профили температуры почвы не имеют резких изломов как за отдельный срок, так и за любой период осреднения. В статье [4] для расчета производных $\frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0}$ применены интерполяционные формулы Лагранжа и предложен новый метод расчета теплового потока в почву для средних месячных данных непосредственно по формуле:

$$P = -\lambda_0 \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0}. \quad (1)$$

В последующих работах [3, 5, 6] предложенный метод проверялся и совершенствовался. Основные результаты этих работ позволяют дать следующие обоснования предложенного метода расчета потока тепла в почву.

В интерполяционной формуле Лагранжа

$$y = f(z) = y_0 \frac{(z - z_1)(z - z_2) \dots (z - z_n)}{(z_0 - z_1)(z_0 - z_2) \dots (z_0 - z_n)} + \\ + y_1 \frac{(z - z_0)(z - z_2) \dots (z - z_n)}{(z_1 - z_0)(z_1 - z_2) \dots (z_1 - z_n)} + \dots + y_n \frac{(z - z_0)(z - z_1) \dots (z - z_{n-1})}{(z_n - z_0)(z_n - z_1) \dots (z_n - z_{n-1})}$$

в качестве глубин измерения температуры примем глубины 0, 5, 10, 15, 20 см. Подставим эти величины в формулу, произведем перемножение скобок и полученный полином четвертой степени продифференцируем по z . В полученном выражении последовательно принимаем в качестве переменного z значения 0, 5, 10, 15 и 20 и получаем серию производных $\partial T / \partial z$ для разных глубин:

$$\frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} = 0,417T_0 - 0,80T_5 + 0,60T_{10} - 0,267T_{15} + 0,050T_{20}, \quad (2)$$

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=5} = 0,05T_0 + 0,167T_5 - 0,300T_{10} + 0,100T_{15} - 0,017T_{20}, \quad (3)$$

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=10} = -0,017T_0 + 0,133T_5 - 0,133T_{15} + 0,017T_{20}, \quad (4)$$

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=15} = 0,017T_0 - 0,100T_5 + 0,300T_{10} - 0,167T_{15} - 0,05T_{20}, \quad (5)$$

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=20} = -0,05T_0 + 0,267T_5 - 0,60T_{10} + 0,80T_{15} - 0,417T_{20}. \quad (6)$$

По формуле (2) рассчитываются градиенты $\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0}$ за все сроки суток. Поскольку в Руководстве по градиентным наблюдениям [10] принято, что тепловой поток днем положителен, то знаки градиентов в формулах (2) — (7) везде уже заменены на обратные.

Для расчета величины λ_0 автором в [4] обоснована формула:

$$\lambda_0 = \frac{cS_1^{10-13}}{180 \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0}}. \quad (7)$$

В свою очередь, средняя величина $\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0}$ за период от 10 до 13 ч вычисляется по формуле:

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0} = \frac{d_{10} + 4d_{11,5} + d_{13}}{6}, \quad (8)$$

где $d = \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0}$, а индекс внизу означает срок наблюдений.

Величина $d_{11,5}$ есть производная $\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0}$ за 11,5 часа:

$$d_{11,5} = 0,563(d_{10} + d_{13}) - 0,062(d_7 + d_{16}). \quad (9)$$

Формулы (7) — (9) получены в [4] с помощью формул Лагранжа и Симпсона. Выбор для расчета величины λ_0 периода от 10 до 13 ч обоснован в [4].

Величина S_1^{10-13} также рассчитывается не в соответствии с [10], а по более точной формуле автора:

$$S_1^{10-13} = 20[0,078 \Delta T_0 + 0,354 \Delta T_5 + 0,135 \Delta T_{10} + 0,354 \Delta T_{15} + 0,078 \Delta T_{20}]. \quad (10)$$

Величина c рассчитывается по методу, изложенному в [10], однако в случае необходимости может быть уточнена по следующей формуле автора:

$$c_{\text{авт}} = c \cdot \left[1 + \frac{0,01 \Delta w}{6,8(c_0 + 0,01 \bar{w})} \right]. \quad (11)$$

Здесь $\Delta w = w_0 - w_{20}$, т. е. Δw есть разность влажности почвы на глу-

бинах 0 и 20 см, выраженная в процентах; $\bar{w}$ — средняя влажность в слое 0—20 см, также выраженная в процентах. Эта формула уточняет величину c в зависимости от распределения влажности почвы с глубиной. Уточнение это невелико и для периода от 10 до 13 ч не превышает 5%. Определяется эта поправка по простым таблицам.

Формула (7) предполагает, что величина $\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=20}$ за период от 10 до 13 ч близка к нулю, что в огромном большинстве случаев оправдывается, как показано автором в [4].

Однако в осенние месяцы могут быть случаи, когда величина $\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=20}$ не равна нулю. В этом случае предлагается вместо формулы (7) пользоваться формулой

$$\lambda_0 = \frac{cS_1^{10-13}}{180 \left[\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0} - \frac{w_{20}}{w_0} \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=20} \right]}, \quad (7a)$$

где величина $\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=20}$ определяется по формуле (8)

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=20} = \frac{1}{2} \left(\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=20}^{10} + \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=20}^{13} \right).$$

Величина $\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=20}$ определяется по формуле (6). Однако вследствие возможной неоднородности температуры поверхности почвы с температурой нижележащих слоев формула (6) может привести к заметным ошибкам из-за искажения температуры поверхности почвы. Учитывая это, автор получил по формуле Лагранжа формулу для $\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=20}$ с использованием только глубин 10, 15 и 20 см:

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=20} = -0,10T_{10} + 0,40T_{15} - 0,30T_{20}, \quad (12)$$

в которой исключены ошибки в измерении температуры поверхности почвы.

Величина λ_0 , полученная для периода от 10 до 13 ч, принимается для всех суток постоянной.

Величина теплового потока в почву P получается умножением величины λ_0 на производную за соответствующий срок.

Предложенный метод был проверен на массовом материале. Результаты проверки этого метода приведены в работах [4—6]. Дополнительно к этому нами проведены расчеты теплового потока в почву по предложенному методу по 10 теплобалансовым станциям СССР, равномерно расположенным по территории.

Север Советского Союза представлен станциями Воейково, Архангельск, Якутск, умеренная зона — станциями Прибалтийская, Борисполь, Куйбышев, Огурцово (Западная Сибирь), юг СССР —

станциями Средней Азии: Чурук, Чарджоу, Тамды. Ниже приведено число месяце-станций, использованных в обработке по каждой из упомянутых станций

Куйбышев	40	Чарджоу	9
Воейково	23	Огурцово	7
Якутск	17	Чурук	7
Архангельск	10	Борисполь	5
Тамды	9	Прибалтийская	4

Всего 131 месяце-станция

Результаты вычисления значений теплового потока в почву по каждой из указанных станций приведены (в осредненном виде) в приложении к статье. Там же приведены соответствующие величины радиационного баланса.

Непосредственно из результатов расчетов следует, что предложенный метод дает существенно лучшие результаты для любого месяца по всей территории.

Для анализа результатов обработки для каждой из станций были построены совмещенные графики суточного хода величин радиационного баланса B и теплового потока в почву P за каждый летний месяц от мая до сентября включительно. Для одного из месяцев (для июня) эти графики для каждой из станций приведены на рис. 1. Графики рис. 1 позволяют убедиться в закономерности суточных ходов теплового потока в почву, рассчитанного по методу автора.

Особенно отчетливо для всех станций проявляются при этом три закономерности:

— совпадение времени наступления максимумов радиационного баланса и теплового потока в почву;

— изменение величины отношения P/B за дневные часы, обусловленное общими законами суточного хода метеозадающих элементов (температуры, скорости ветра, дефицита влажности);

— наличие общих для всех станций критических значений величин радиационного баланса, при которых величины теплового потока в почву переходят через нуль.

По существующей методике расчета теплового потока в почву [10] эти закономерности искажены и не проявляются,

Совпадение во времени максимумов радиационного баланса и теплового потока в почву отчетливо прослеживается для всех станций по графикам рис. 1. Отношения P/B для сроков 10, 13 и 16 ч рассчитаны по данным приложения, а критические величины радиационного баланса, при которых величины P переходят через нуль, — по графикам суточного хода величин B и P .

Общие итоги этих расчетов объединены в табл. 1.

В таблице не приведены средние значения отношения P/B за 7 ч, так как отношение это непостоянно по месяцам: оно всегда меньше отношения P/B за 10 ч, но быстро уменьшается от мая к августу и в сентябре становится отрицательным.

Совпадение времени наступления максимумов радиационного баланса и теплового потока в почву подтверждается и другими экспериментальными данными.

Используя методику расчета величин $\frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0}$, изложенную вы-

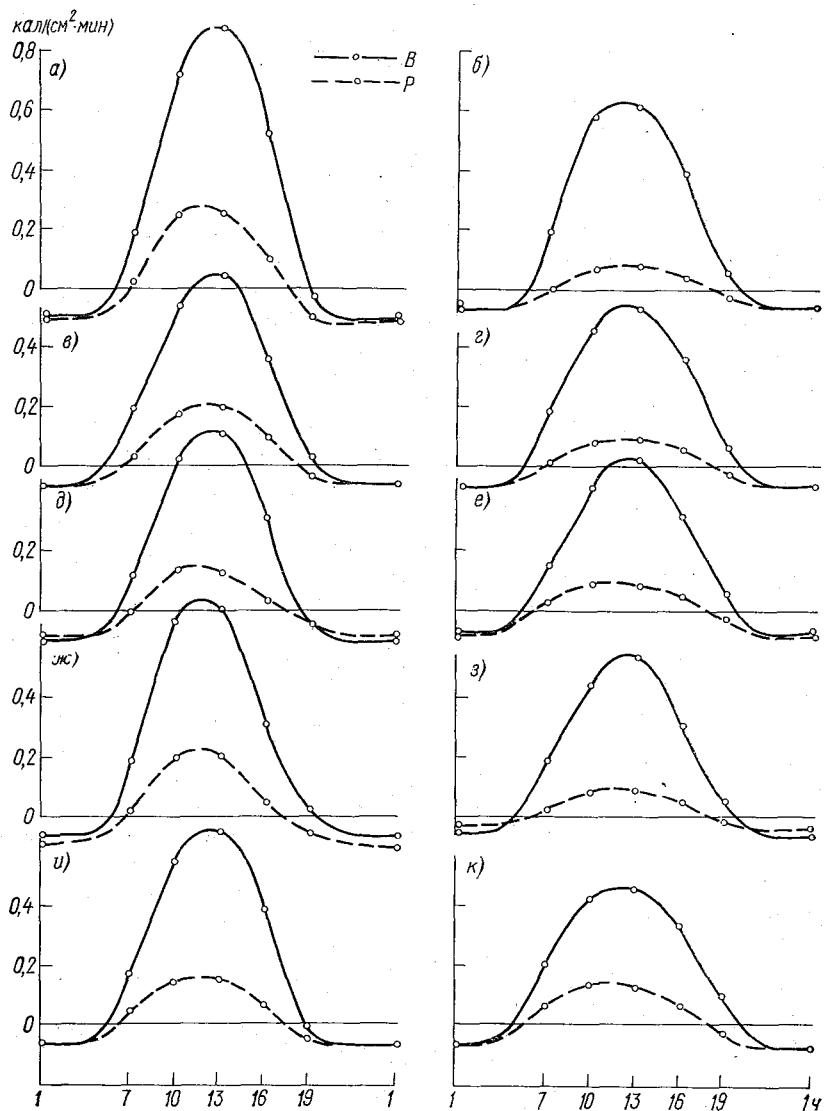


Рис. 1. Совмещенные графики суточного хода величин B и P за июнь по 10 станциям СССР.

a — Чарджоу, b — Огурцово, $в$ — Куйбышев, $г$ — Воейково, $д$ — Тамды, $е$ — Якутск, $жс$ — Борисполь, $з$ — Прибалтийская, $и$ — Чурук, $к$ — Архангельск.

ше, автор рассчитал по данным очень большого числа обычных станций СССР (более 100) по температурам на глубинах 0, 5, 10, 15 и 20 см суточные хода величин $\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0}$ и построил по этим данным графики. На графиках (по долготам станций) везде были рассчитаны и отмечены моменты истинного полудня, так как сами наблюдения ведутся по московскому времени.

Таблица 1

Средние за май — сентябрь величины отношения P/B и критические значения величины радиационного баланса B , при которых величины теплового потока в почву P переходят через нуль

Станция	Число меся- це- станций	Величины отношения P/B за сроки, τ			Критическое значение при $P = 0$	
		10	13	16	утром	вечером
Куйбышев	40	0,36	0,32	0,26	0,09	0,12
Воейково	23	0,21	0,19	0,14	0,09	0,12
Якутск	17	0,30	0,28	0,16	0,09	0,12
Архангельск	10	0,33	0,30	0,18	0,08	0,13
Тамды	9	0,31	0,27	0,20	0,10	0,10
Чарджоу	9	0,33	0,31	0,24	0,14	0,16
Огурцово	7	0,17	0,15	0,10	0,11	0,17
Чурук	7	0,33	0,28	0,20	0,09	0,12
Борисполь	5	0,38	0,31	0,23	0,10	0,13
Прибалтийская	4	0,25	0,27	0,21	0,10	0,11
Среднее		0,30	0,27	0,19	0,10	0,13

Максимумы величин $\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0}$ всюду на графиках приходились на время около 11 ч 30 мин среднего солнечного времени. На это же время приходятся и максимумы радиационного баланса почти всех теплобалансовых станций СССР.

Для интерпретации результатов, приведенных в табл. 1, рассмотрим следующие соображения.

По Д. Л. Лайхтману [7] и Л. Т. Матвееву [8] ход температуры почвы t_z на глубине z в зависимости от радиационного баланса может быть представлен в виде:

$$t(\tau, z) = \frac{R_1 e^{-\sqrt{\frac{\pi}{Ta}} z} \cos\left(\frac{2\pi}{T} \tau - \sqrt{\frac{\pi}{Ta}} z - \frac{\pi}{4}\right)}{\sqrt{\frac{2\pi}{T} (c_p \rho \sqrt{k} + c_1 \rho_1 \sqrt{a})}}, \quad (13)$$

где R_1 — суточная амплитуда величины радиационного баланса; a — коэффициент температуропроводности почвы; T — период колебаний (24 ч); $c_p^* = c_p + \frac{L^2 S m}{A R_n T^2}$ — величина, эквивалентная удельной теплоемкости воздуха с учетом его влажности; $c_1 \rho_1$ — объемная теплоемкость почвы; ρ — плотность воздуха; k — коэффициент турбулентности.

Отсюда

$$\left. \frac{dt}{dz} \right|_{z=0} = \frac{-R_1 \cos\left(\frac{2\pi}{T} \tau\right)}{\sqrt{a} (c_p^* \rho \sqrt{k} + c_1 \rho_1 \sqrt{a})};$$

$$P = -\lambda \frac{dt}{dz} = \frac{\lambda R_1 \cos\left(\frac{2\pi}{T} \tau\right)}{\sqrt{a} (c_p^* \rho \sqrt{k} + c_1 \rho_1 \sqrt{a})};$$

$$\frac{P}{B} \frac{\lambda}{\sqrt{a} (c_p^* \rho \sqrt{k} + c_1 \rho_1 \sqrt{a})} = \frac{\lambda}{c_p^* \rho \sqrt{a k} + \lambda}.$$

Для средних месячных данных величина a не имеет заметного суточного хода. Величина же $c_p^* \rho \sqrt{k}$ определяет собой суммарный расход тепла на испарение и турбулентный перенос. Величина эта пропорциональна температуре воздуха, дефициту упругости водяного пара и скорости ветра.

По климатологическим данным за летние месяцы, максимумы скорости ветра, дефицита упругости водяного пара, температуры воздуха и поверхности почвы наступают не в полдень в момент максимума радиационного баланса и теплового потока в почву, а на несколько часов позднее.

Так, например, по данным Метеорологических ежемесячников для УГМС ЦЧО по 26 станциям за июль 1974 г. от 12 ч московского времени к 15 ч (для этого УГМС различие между московским временем и местным средним солнечным невелико) температура в среднем повысилась на 5%, дефицит упругости водяного пара увеличился на 17%, а скорость ветра — на 9% от амплитуды суточного хода.

Аналогичные данные (с поправкой на время) получены и для УГМС Казахской ССР. Там по 30 станциям от местного полудня к 14—15 ч температура повысилась на 7%, дефицит упругости водяного пара возрос на 19%, скорость ветра увеличилась на 15% от амплитуды суточного хода.

Аналогичные результаты можно получить и по другим зонам СССР. Поэтому отношение P/B от 10 к 13 ч должно убывать медленно (так как здесь растут все составляющие теплового баланса, хотя значение P растет медленнее), а от 13 к 16 ч — значительно быстрее (так как здесь расходы тепла на испарение и турбулентный обмен еще растут, а значение P заметно убывает).

Эти соображения хорошо подтверждаются табл. 2: мы видим, что от 10 к 13 ч величины P/B всюду убывают лишь незначительно, а от 13 к 16 ч более заметно. Такой характер суточного хода величины P/B для всех зон СССР подтверждает общность метода.

Таблица 2

Температура почвы на глубинах и рассчитанные значения $\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0}$

Срок, ч	Глубина почвы, см					$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right _{z=0}$
	0	5	10	15	30	
7	18,0	19,3	22,2	24,4	25,6	0,16
9	34,3	22,2	22,5	23,9	25,1	4,91
11	46,7	28,2	25,1	24,4	25,0	6,75
13	50,8	33,5	28,5	25,8	25,4	6,02
15	46,4	36,3	31,2	27,7	26,4	3,04
17	24,5	35,1	32,6	28,9	27,3	-0,83
19	23,3	31,5	31,1	29,3	28,0	-3,22

Конечно, абсолютные величины отношений P/B для различных станций различны — они определяются типом климата, т. е. многими факторами, но суточный ход этих величин всюду аналогичен.

Таблица 3

Замыкание уравнения теплового баланса при расчете величин P

Срок, ч	Величины составляющих теплового баланса поверхности земли, кал/(см ² ·мин)			
	P	L	B_1	B
7	0,01	0,03	0,04	0,07
9	0,17	0,17	0,34	0,34
11	0,23	0,27	0,50	0,50
13	0,21	0,28	0,49	0,48
15	0,11	0,16	0,27	0,26
17	-0,03	0,00	-0,03	-0,03
19	-0,11	-0,02	-0,13	-0,11

Наконец, имеется возможность в экспериментальной проверке формулы (2). Применим формулу (2) к осредненным за 10 дней данным экспедиции ГГО в Южный Казахстан [11]. Экспедицией были измерены величины радиационного баланса B и рассчитаны

величины турбулентного потока тепла L за все нечетные часы суток. Также непосредственно была измерена и величина λ в самом верхнем слое почвы. По данным экспедиции [2] величина λ на глубине 5 см была равна 0,035 кал/(см·мин·град.), а влажность почвы от поверхности до глубины 5 см менялась очень незначительно, причем влажность эта была вообще малой (всего около 1%), что позволяет пренебречь испарением с поверхности почвы. Поэтому можно принять, что $\lambda_0 = 0,035$ кал/(см²·мин·град.). Тогда, рассчитав предложенным выше методом величину $\frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0}$ за каждый срок наблюдений, можно получить по формуле (1) величины потока тепла в почву P .

При замыкании уравнения теплового баланса за каждый срок наблюдений по формуле

$$P + L = B_1$$

получим, что разность $B_1 - B$ будет характеризовать точность предлагаемого метода расчета потока тепла в почву. Поскольку величина λ была рассчитана экспедицией для дневных условий, то для проверки формулы (2) используем данные за дневной период.

В табл. 2 приведены исходные данные экспедиции о средней за 10 дней температуре почвы по [11], а в последнем столбце таблицы приведены величины $\frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0}$ рассчитанные по формуле (2).

Умножив каждое из значений $\frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0}$ на λ_0 (0,035), получим P для каждого срока. Эти данные приведены в табл. 3.

В табл. 3 величины L и B взяты по данным самой экспедиции, а величина B_1 есть сумма $P + L$. Сравнивая величины B_1 и B , убеждаемся в удовлетворительной точности формулы (2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горбунова И. Г., Серова Н. В. Теплофизические характеристики и влажность почвы.—«Тр. ГГО», 1961, вып. 107, с. 44—46.
2. Дубровин Л. В. Графический метод критического контроля наблюдений за температурой почвы по глубинным термометрам.—«Тр. ГГО», 1959, вып. 96, с. 80—83.
3. Дубровин Л. В. Прибор для измерения градиентов температуры в верхнем слое почвы.—«Сборник работ Куйбышевской ГМО», 1967, вып. 4, с. 120—125.
4. Дубровин Л. В. К расчету величины теплового потока в почву.—«Тр. ГГО», 1972, вып. 280, с. 189—194.
5. Дубровин Л. В. Экспериментальные исследования зависимости теплового потока в почву от величины радиационного баланса.—«Сборник работ Куйбышевской ГМО», 1975, вып. 8, с. 3—8.

6. Дубровин Л. В. Экспериментальная проверка нового метода расчета теплового потока в почву.—«Сборник работ Куйбышевской ГМО», 1975, вып. 8, с. 15—20.
7. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Изд. 2-е. Л., Гидрометеиздат, 1970. 341 с.
8. Матвеев Л. Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1965. 876 с.
9. Русин Н. П. Об определении теплообмена в почве на гидрометеорологических станциях.—«Тр. ГГО», 1955, вып. 52(114), с. 33—40.
10. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Л., Гидрометеиздат, 1964. 130 с.
11. Тепловой баланс деятельной поверхности.—«Тр. ГГО», 1961, вып. 107, с. 34—43. Авт.: Б. А. Айзенштат, У. И. Антропова, В. П. Грачева, Т. А. Огнева, Н. В. Серова.
12. Цейтин Г. Х. К вопросу об определении некоторых тепловых свойств почвы.—«Тр. ГГО», 1953, вып. 39(101), с. 201—213.

**Результаты расчета теплового потока в почву методом
автора по 10 станциям СССР**

Период осреднения	Месяц	Состав- ляющие	Срок наблюдений, ч					
			1	7	10	13	16	19
Куйбышев								
1965—1972	V	B	—0,06	0,16	0,55	0,63	0,36	0,01
		P	—0,07	0,04	0,19	0,21	0,10	—0,05
	VI	B	—0,06	0,20	0,55	0,65	0,38	0,04
		P	—0,06	0,04	0,18	0,20	0,10	—0,04
	VII	B	—0,07	0,17	0,57	0,66	0,42	0,04
		P	—0,06	0,03	0,17	0,18	0,10	—0,04
	VIII	B	—0,06	0,09	0,46	0,54	0,31	—0,02
		P	—0,07	0,01	0,16	0,18	0,09	—0,07
	IX	B	—0,05	0,01	0,30	0,39	0,17	—0,06
		P	—0,08	—0,02	0,12	0,14	0,04	—0,10
Воейково								
1971—1975	V	B	—0,05	0,17	0,45	0,51	0,35	0,03
		P	—0,05	0,02	0,10	0,11	0,07	—0,02
	VI	B	—0,06	0,20	0,47	0,54	0,38	0,08
		P	—0,06	0,02	0,09	0,10	0,06	—0,02
	VII	B	—0,06	0,17	0,47	0,55	0,40	0,08
		P	—0,04	0,02	0,09	0,09	0,05	—0,02
	VIII	B	—0,05	0,09	0,31	0,39	0,26	0,00
		P	—0,05	0,01	0,07	0,07	0,04	—0,04
	IX	B	—0,05	0,01	0,21	0,27	0,12	—0,05
		P	—0,05	—0,02	0,06	0,06	0,01	—0,06
Якутск								
1973—1975	VI	B	—0,06	0,18	0,44	0,53	0,35	0,08
		P	—0,07	0,05	0,11	0,10	0,06	—0,01
	VII	B	—0,07	0,16	0,44	0,48	0,30	0,05
		P	—0,08	0,05	0,13	0,11	0,04	—0,04
	VIII	B	—0,06	0,08	0,35	0,40	0,24	0,00
		P	—0,08	0,02	0,11	0,11	0,04	—0,04
	IX	B	—0,05	0,00	0,22	0,29	0,13	—0,06
		P	—0,07	—0,04	0,08	0,09	0,02	—0,07
Тамды								
1965—1966	V	B	—0,09	0,13	0,53	0,62	0,31	—0,08
		P	—0,07	0,02	0,16	0,18	0,08	—0,05

Период осреднения	Месяц	Состав- ляющие	Срок наблюдений, ч					
			1	7	10	13	16	19
1965—1966	VI	B	—0,10	0,13	0,52	0,62	0,34	—0,05
		P	—0,07	0,01	0,15	0,14	0,05	—0,03
	VII	B	—0,09	0,11	0,50	0,62	0,36	—0,06
		P	—0,08	0,02	0,14	0,16	0,07	—0,05
	VIII	B	—0,10	0,05	0,50	0,60	0,30	—0,09
		P	—0,09	—0,01	0,15	0,14	0,06	—0,08
	IX	B	—0,08	—0,01	0,41	0,49	0,20	—0,10
		P	—0,06	—0,03	0,15	0,16	0,04	—0,08

Чарджоу

1973—1974	V	B	—0,09	0,16	0,68	0,81	0,45	—0,06
		P	—0,11	0,02	0,24	0,24	0,11	—0,10
	VI	B	—0,09	0,19	0,73	0,87	0,52	—0,02
		P	—0,10	0,02	0,25	0,25	0,11	—0,10
	VII	B	—0,09	0,17	0,71	0,86	0,53	—0,02
		P	—0,12	0,00	0,23	0,26	0,12	—0,10
	VIII	B	—0,09	0,09	0,65	0,80	0,45	—0,08
		P	—0,11	—0,02	0,20	0,24	0,10	—0,12
	IX	B	—0,08	0,02	0,54	0,67	0,30	—0,09
		P	—0,12	—0,05	0,19	0,22	0,08	—0,11

Чурук

1966	III	B	—0,04	—0,01	0,27	0,35	0,18	—0,05
		P	—0,04	—0,03	0,09	0,13	0,05	—0,03
	IV	B	—0,03	0,06	0,48	0,58	0,30	—0,08
		P	—0,06	—0,01	0,17	0,17	0,08	—0,05
	V	B	—0,07	0,16	0,53	0,64	0,35	—0,05
		P	—0,07	0,03	0,17	0,16	0,07	—0,07
	VI	B	—0,07	0,17	0,55	0,66	0,41	—0,03
		P	—0,07	0,04	0,14	0,15	0,07	—0,05
	VII	B	—0,09	0,12	0,52	0,59	0,32	—0,05
		P	—0,05	0,04	0,15	0,14	0,06	—0,05
	VIII	B	—0,09	0,08	0,44	0,51	0,24	—0,10
		P	—0,06	0,03	0,15	0,13	0,04	—0,05
	IX	B	—0,08	0,01	0,34	0,42	0,17	—0,11
		P	—0,08	—0,01	0,14	0,12	0,02	—0,08

Архангельск

1965—1966	V	B	—0,06	0,14	0,35	0,44	0,32	0,06
		P	—0,06	0,03	0,11	0,13	0,06	—0,03

Период осреднения	Месяц	Состав- ляющие	Срок наблюдений, ч					
			1	7	10	13	16	19
1965—1966	VI	B	—0,06	0,20	0,43	0,46	0,35	0,10
		P	—0,06	0,07	0,14	0,13	0,07	—0,03
	VII	B	—0,03	0,18	0,40	0,48	0,34	0,09
		P	—0,04	0,04	0,10	0,11	0,06	—0,02
	VIII	B	—0,04	0,08	0,26	0,31	0,19	0,01
		P	—0,05	0,03	0,10	0,11	0,03	—0,05
	IX	B	—0,04	0,00	0,16	0,20	0,10	—0,04
		P	—0,04	0,02	0,06	0,07	0,00	—0,06
Огурцово								
1965—1966	V	B	—0,05	0,15	0,48	0,58	0,30	0,01
		P	—0,04	0,03	0,10	0,11	0,05	—0,02
	VI	B	—0,06	0,19	0,52	0,59	0,38	0,06
		P	—0,06	0,01	0,08	0,09	0,04	—0,03
	VII	B	—0,06	0,20	0,56	0,68	0,45	0,07
		P	—0,07	0,01	0,07	0,08	0,02	—0,03
	VIII	B	—0,06	0,10	0,45	0,62	0,29	—0,02
		P	—0,11	—0,01	0,12	0,10	0,02	—0,08
	IX	B	—0,06	0,01	0,32	0,40	0,16	—0,04
		P	—0,03	—0,02	0,05	0,06	0,03	—0,03
Борисполь								
1973	V	B	—0,05	0,12	0,41	0,50	0,31	—0,01
		P	—0,08	0,02	0,17	0,15	0,06	—0,07
	VI	B	—0,06	0,18	0,68	0,71	0,33	0,04
		P	—0,10	0,02	0,20	0,20	0,05	—0,05
	VII	B	—0,05	0,13	0,52	0,60	0,42	0,01
		P	—0,10	0,01	0,18	0,19	0,11	—0,06
	VIII	B	—0,06	0,07	0,46	0,53	0,26	—0,04
		P	—0,11	—0,02	0,19	0,20	0,09	—0,09
	IX	B	—0,05	0,00	0,36	0,47	0,16	—0,07
		P	—0,07	—0,03	0,15	0,14	0,03	—0,09
Прибалтийская								
1974	V	B	—0,05	0,11	0,36	0,45	0,25	0,03
		P	—0,08	0,02	0,10	0,12	0,05	—0,03
	VI	B	—0,06	0,18	0,43	0,39	0,30	0,06
		P	—0,07	0,04	0,10	0,10	0,06	—0,03
	VII	B	—0,04	0,14	0,39	0,41	0,24	0,05
		P	—0,06	0,01	0,09	0,10	0,03	—0,04
	VIII	B	—0,05	0,07	0,30	0,34	0,26	0,03
		P	—0,06	—0,01	0,08	0,11	0,08	—0,01

Ж. Д. Алибегова, Э. Ш. Элизбарашвили

СТАТИСТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ПРИЗЕМНОГО ВЕТРА В ЗАКАВКАЗЬЕ

Данные о характеристиках пространственной и временной статистической структуры полей метеорологических элементов необходимы при объективном анализе этих полей, разработке и усовершенствовании физически обоснованных схем гидрометеорологических прогнозов, для рационального размещения наблюдательных пунктов, а также для правильной постановки и решения ряда других практических задач (строительство и эксплуатация гидротехнических и портовых сооружений, жилых и общественных зданий, высоковольтных линий передачи, автомобильных и железных дорог и т. д.). Если для ЕТС к настоящему времени накопилось довольно много подобных данных, то аналогичные исследования в условиях Закавказья еще только начинаются.

Систематическому исследованию статистической структуры полей метеорологических элементов в Закавказье было положено начало лишь в 1970 г. [7—9]. В этих исследованиях основное внимание было уделено изучению эмпирических законов распределения различных климатических характеристик, преимущественно осадков.

В настоящее время в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова и Тбилиском государственном университете ведутся исследования статистической структуры полей метеорологических элементов для Закавказья, осредненных за различные временные интервалы. Эти исследования предусматривают получение статистических характеристик полей, пространственных корреляционных моментов, а также различных вероятностных характеристик структуры.

В данной работе авторы ограничиваются рассмотрением структуры приземного ветра. Следует заметить, что распределение расчетных скоростей ветра по Закавказью было подробно исследовано Э. В. Сухишвили [9]. Используемый им метод представляет собой статистическую экстраполяцию, выполняемую с помощью функций распределения вероятности больших значений скорости ветра. В результате применения этого метода в [9] были получены величины возможных максимальных скоростей ветра для различных интер-

валов времени. На основе этих величин составлены карты-схемы районирования территории, дающие общую картину распределения наибольших скоростей ветра по Закавказью с учетом формы рельефа и местоположения метеостанций.

В отличие от [9] в настоящей работе исследуется статистическая структура средних значений скоростей ветра, а сами статистические характеристики дают более полное и детальное описание этого метеорологического элемента математическим путем.

Таблица 1

Статистические характеристики скорости ветра

Пункт	Январь					Июль				
	$\bar{v}$	σ	C_v	A	E	$\bar{v}_1$	σ	C_v	A	E
Тбилиси	2,5	2,0	0,80	0,9	-2,3	2,9	2,2	0,76	0,4	-2,2
Казбеги, в/г	7,2	6,2	0,86	0,3	-2,8	5,2	3,0	0,57	0,3	-1,9
Ахалкалаки	3,9	3,6	0,89	0,3	-2,4	2,9	2,7	0,89	0,5	-1,7
Поти, порт	5,4	3,4	0,63	0,2	-2,7	4,2	4,1	0,98	0,2	-2,8
Батуми	2,6	2,6	1,00	0,5	-1,8	2,0	1,0	0,60	0,8	-2,9
Мамисонский пер.	6,4	4,4	0,68	0	-2,8	5,0	3,0	0,60	0,3	-2,0
Ереван, АМСГ	1,0	0,6	0,60	0,8	-1,0	3,0	1,7	0,57	1,2	-1,2
Кировакан	1,9	1,5	0,79	0,7	-2,4	1,6	1,2	0,75	0,6	-2,8
Баку	6,3	4,4	0,70	0,1	-2,8	6,9	4,5	0,65	0,4	-2,8
Алибек	2,3	1,8	0,78	0,2	-2,5	2,0	1,8	0,90	0,5	-2,4
Ленкорань	2,0	1,9	0,95	0,5	-2,2	2,4	1,6	0,66	0,3	-2,9
Нахичевань	1,7	1,3	0,77	0,4	-2,5	3,7	3,0	0,81	0,3	-1,8

Для исследования статистической структуры ветра были использованы данные наблюдений 26 станций УГМС ГрузССР, АрмССР и АзССР за период 1951—1975 гг. Расчеты выполнены на ЭВМ М-220 по негруппированным рядам наблюдений.

Физико-географическое положение Закавказья, сложные орографические условия и господствующие здесь циркуляционные процессы атмосферы способствуют формированию сложной пространственной структуры приземного ветра. Для исследования структуры средних месячных значений скорости ветра рассчитывались следующие статистические характеристики: средняя месячная скорость ветра ($\bar{v}$), дисперсия (σ), коэффициент вариации ($C_v = \sigma/\bar{v}$), асимметрия ($A = \gamma_3/\sigma^3$), эксцесс ($E = \gamma_4/\sigma^4$), где γ_3 и γ_4 соответственно 3-й и 4-й моменты распределения.

В табл. 1 представлены статистические характеристики средних месячных значений скорости ветра для некоторых характерных станций Закавказья.

Из рассмотрения значений $\bar{v}$, σ и C_v , представленных в табл. 1, следует, что средняя скорость ветра характеризуется значительной изменчивостью как во времени, так и в пространстве, причем ва-

риация наиболее резко выражена в основном в холодный период года. Распределение скорости ветра резко асимметричное (коэффициент асимметрии $A \sim 1 \div 0,5$). Это связано с тем, что скорости ветра ограничена со стороны малых значений, а большие скорости ветра наблюдаются сравнительно редко. Значения коэффициентов положительны и лишь в одном случае (Ереван, АМСГ, июль) превышает единицу. Значения коэффициентов эксцесса отрицательны и изменяются в пределах $-1 \div -3$.

Распределение вероятностной скорости ветра для большинства станций Закавказья имеет экспоненциальный вид, модальное значение скорости приходится на градацию $0-1$ м/с. Исключение составляют станции, расположенные на побережьях морей и озер (Поти, Севан, Баку), а также высокогорные станции (Мта-Сабуети, Мамисонский перевал, Арагац, Алибек, Астара и др.). Особый интерес представляет Мамисонский перевал, где эмпирические функции распределения скорости ветра во все месяцы близки к нормальному закону, на что указывают и значения асимметрии.

Выравнивание распределения скорости ветра в условиях Закавказья может быть осуществлено методом, предложенным Л. Е. Анапольской и Л. С. Гандиным [2, 3]. Сущность этого метода заключается в возможности решать задачи как прямой, так и обратной экстраполяции, т. е. определять как скорость ветра по заданной обеспеченности, так и степень обеспеченности заданной скорости. Этот метод, основанный на графических построениях, предусматривает сглаживание ошибок отдельных данных, что существенно увеличивает точность результатов.

Корреляция приземного ветра исследовалась Р. М. Коробовым [6] для территории Молдавии и южной Украины, а также Е. Г. Алексеевой и Л. А. Грошевой [1] для центральных районов ЕТС. В [6] были рассмотрены данные срочных наблюдений и корреляционные функции вычислялись отдельно для зональной и меридиональной составляющих ветра. В [1] исследовалась пространственная корреляция средних месячных значений скорости ветра.

Нами рассчитывались пространственные корреляционные моменты средней месячной скорости ветра в условиях Закавказья для центральных месяцев теплого и холодного периодов года. Анализ построенных полей изокоррелят свидетельствует о наличии некоторой анизотропности поля ветра. Изокорреляты вытянуты с северо-запада на юго-восток. Такая ориентация изокоррелят связана с направлением преобладающего переноса воздушных масс, влия-

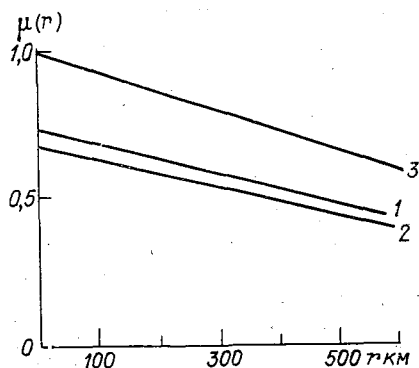


Рис. 1. Пространственные корреляционные функции приземного ветра.
1 — январь, 2 — июль, 3 — нормированная функция

нием направлений хребтов и увеличением высоты местности. Анизотропия проявляется сравнительно мало на близких расстояниях и быстро возрастает с увеличением расстояния. Отмеченная анизотропность анализируемого поля сравнительно невелика, поэтому пространственные корреляционные функции скорости ветра рассчитывались в предположении изотропности поля.

Таблица 2

Статистические параметры

Месяц	$\mu(0)$	η^2	r_0	α
Январь	0,72	0,39	900	0,6
Июль	0,68	0,47	850	0,0

На рис. 1 представлены эмпирические корреляционные функции приземного ветра для января и июля. Из рис. 1 следует, что корреляционные функции для января и июля практически отличаются постоянным множителем $\mu(0)$. Этот множитель может быть определен из экстраполированных значений эмпирических корреляционных функций на нулевое расстояние. Значения $\mu(0)$, а также других статистических параметров представлены в табл. 2.

Таблица 3

Статистические и вероятностные характеристики числа дней $n_{\text{ср}}$ с сильным ветром

Пункт	$n_{\text{ср}}$	σ	C_v	A	E	Обеспеченность			
						0,99	0,95	0,90	0,80
Леселидзе	18	5	0,30	0,3	-0,7	23	22	21	19
Сухуми	16	7	0,44	0,2	0,4	30	26	24	20
Очамчире	19	10	0,52	0,3	0,5	40	30	27	23
Анаклиа	18	8	0,44	0,1	0,2	33	31	28	18
Кобулети	25	10	0,40	0,8	-0,4	32	30	28	26
Батуми	18	6	0,33	0,7	-0,3	34	30	25	18

Здесь $\eta^2 = \frac{1 - \mu_0}{\mu_0}$ — мера ошибок наблюдений, r_0 — радиус корреляции, на котором корреляционная функция убывает в e раз, α — структурный параметр.

Путем деления эмпирических корреляционных функций на $\mu(0)$ получена нормированная корреляционная функция, которая представлена на рис. 1 (кривая 3). Полученную функцию можно довольно хорошо аппроксимировать выражением следующего вида:

$$\mu(r) = 1 - \alpha(r/r_0). \quad (1)$$

Рассчитанные статистические параметры поля ветра можно использовать при оценке возможности интерполяции их средних месячных значений, а также для определения требований к густоте метеорологической сети станций.

Ниже будет рассмотрена структура числа дней с сильным ветром на Черноморском побережье Кавказа, так как эта характеристика имеет важное значение при строительстве и эксплуатации портовых сооружений. Некоторые особенности режима сильного ветра на побережье Черного моря от Одессы до Керчи были изложены в работе О. А. Балалла и Т. В. Варбанец [4]. В задачу их исследования входило изучение многолетнего режима повторяемости и продолжительности сильного ветра, установление тенденции их векового хода. В [4] была произведена попытка увязать режимные характеристики сильного ветра с циркуляцией атмосферы посредством индексов циркуляции.

В табл. 3 представлены статистические и вероятностные характеристики числа дней с сильным ветром на восточном побережье Черного моря. Обеспеченности были рассчитаны по интегральным кривым повторяемости числа дней с сильным ветром, которые были построены для каждой станции.

Из табл. 3 следует, что распределение числа дней с сильным ветром на Черноморском побережье Кавказа характеризуется умеренной вариацией ($0,30 \leq E \leq 0,50$), незначительной асимметрией ($A \leq 0,3$) (исключение составляют Кобулет и Батуми) и почти нормальной крутизной ($-0,7 \leq E \leq 0,5$). Поэтому эмпирические кривые распределения числа дней с сильным ветром были сравнены с нормальным распределением

$$P(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{x-n}{2\sigma^2}}, \quad (2)$$

со значениями $n_{\text{ср}}$ и дисперсии σ^2 , соответствующими данному эмпирическому ряду.

Соответствие эмпирических данных и выравнивающей функции было оценено критериями согласия Пирсона и Колмогорова. Анализ их критических значений позволяет считать распределение числа дней с сильным ветром нормальным. Это дает возможность легко вычислить все основные климатические показатели (моменты, структурные средние, любые квантили распределения), не обращаясь к исходному ряду наблюдений [5].

Для станций Батуми и Кобулет, где отмечена значительная асимметрия (0,7; 0,8), очевидно, наиболее целесообразным будет использование распределения Шарлье типа А, учитывающее асимметрию и в то же время не слишком отличающееся от нормального. В таком случае вероятность числа дней с сильным ветром в интервале n_{i-1} , n_i рассчитывается по формуле:

$$P(n_i) - P(n_{i-1}) = [\Phi(n_i) + AB_i + EC_i] - [\Phi(n_{i-1}) + AB_{i-1} + EC_{i-1}], \quad (3)$$

где A и E — соответственно асимметрия и эксцесс; $\Phi(n_i)$ — интегральная функция нормального распределения; B и C — поправочные коэффициенты на асимметрию и эксцесс.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева Е. Г., Грошева Л. А. О критическом анализе средних месячных значений скорости ветра.—«Тр. ГГО», 1968, вып. 230, с. 19—30.
2. Анапольская Л. Е., Гандин Л. С. Методика определения расчетных скоростей ветра для проектирования ветровых нагрузок на строительные сооружения.—«Метеорология и гидрология», 1958, № 10.
3. Анапольская Л. Е., Гандин Л. С. Режим больших скоростей ветра на территории СССР для учета ветровых нагрузок на сооружения.—«В кн.: Вопросы прикладной климатологии. Л., Гидрометеониздат, 1960.
4. Балалла О. А., Варбанец Т. В. Некоторые особенности режима сильного ветра в северо-западной части побережья Черного моря.—«Тр. ГГО», 1974, вып. 316, с. 63—68.
5. Кобышева Н. В. Косвенные расчеты климатических характеристик. Л., Гидрометеониздат, 1971. 188 с.
6. Коробов Р. П. О статистической структуре приземного ветра в юго-западной части ЕТС.—«Тр. ГГО», 1974, вып. 336, с. 60—67.
7. О функции распределения интенсивности жидких осадков за короткие временные интервалы.—«Сообщения АН ГрузССР», 1976, 83, № 1, с. 41—44. Авт.: Ж. Д. Алибегова, М. Г. Бокерия, Г. К. Сулаквелидзе, Э. Ш. Элизбарашвили.
8. Садагашвили Г. Р., Картвелишвили Л. Г. Распределение индекса косых дождей на территории Грузии.—«Сообщения АН ГрузССР», 1972, 73, № 2, с. 389—391.
9. Сухишвили Э. В. Распределение расчетных скоростей ветра по Закавказью.—«Тр. ЗаКНИГМИ», 1963, вып. 12, с. 29—41.

С. М. Персин

К ВОПРОСУ О СИНТЕЗЕ АНАЛОГО-ДИСКРЕТНЫХ ИЗМЕРИТЕЛЬНЫХ СИСТЕМ

Удобной моделью автоматических измерительных систем является аналого-дискретная система, включающая устройства дискретизации по времени или (и) пространству, а также аналоговые и дискретные фильтры соответственно на их входах и выходах (датчики и устройство обработки результатов измерений). Вопросы синтеза одноканальных и многоканальных аналого-дискретных систем для равномерной дискретизации и бесконечного времени наблюдения рассматривались в работах [2, 6, 9, 10, 11]. В общем случае время наблюдения, т. е. интервал времени воздействия на систему прошлых значений входных сигналов (непрерывных или дискретных), для системы в целом или отдельных ее узлов не является бесконечным, что связано, в частности, с необходимостью учета переходного процесса системы после ее включения. Число обрабатываемых измерений может ограничиваться также объемом памяти системы. При синтезе обычно необходим учет неустойчивости звеньев и дополнительных требований к динамике системы.

Синтез измерительных систем часто приводит к некорректным задачам, например, связан с решением интегральных уравнений (или систем алгебраических уравнений), в которых малые изменения свободного члена и ядра уравнения могут вызвать большие изменения решения. При использовании методов оптимальной интерполяции корректность решения достигается при рациональном учете погрешностей (помех), вносимых на различных этапах преобразования сигнала в измерительной системе, и неустойчивости элементов системы [7]. Основное значение для измерительной системы имеет неустойчивость входных фильтров (датчиков и аналоговых преобразователей на их выходах). В дальнейшем будем рассматривать только неустойчивость, вызываемую разбросом параметров фильтров и их медленным временным и температурным дрейфом.

Пусть искомая характеристика рассматриваемой многоканальной линейной системы

$$L(t) = \sum_{i=1}^n \int_{-\infty}^{\infty} k_i(\tau) \hat{x}_i(t - \tau) d\tau \quad (1)$$

определяется по взвешенной сумме результатов измерений $\hat{u}_i(t_{ij})$

$$W(t) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^{m_i} b_{ij}(t) \hat{u}_i(t_{ij}), \quad (2)$$

где

$$\hat{u}_i(t_{ij}) = \int_0^{T_{0i}} h_{ni}(t) [\hat{x}_i(t_{ij} - t) + \tilde{y}_i(t_{ij} - t)] dt + y_i(t_{ij}), \quad (3)$$

$h_{ni}(t)$ — весовые функции входных фильтров; T_{0i} — интервал наблюдений i -того фильтра; $\hat{x}_i(t)$ ($i=1, \dots, n$) — изучаемые процессы; $\tilde{y}_i(t)$ и $y_i(t)$ — погрешности, вносимые на различных этапах преобразования сигналов; $k_i(t)$ — весовые функции, характеризующие желаемое преобразование процессов.

Синтез системы сводится к статистически оптимальному выбору расчетных (номинальных) весовых функций входных фильтров $h_i(t)$ и обработки измерений [весовых коэффициентов $b_{ij}(t)$]. Моменты отсчетов t_{ij} и число обрабатываемых измерений m_i для всех каналов могут быть различными.

Возможны различные варианты задания нестабильности весовых функций $h_{ni}(t)$ при синтезе. Воспользуемся разложением вида

$$h_{ni}(\tau) = h_i(\tau) + \sum_{j=1}^{n_i} \xi_{ij} l_{ij}(\tau), \quad (4)$$

где $h_i(\tau)$ и $h_{ni}(\tau)$ — номинальное и реальное значения весовой функции; $l_{ij}(\tau)$ — известные функции, интегрируемые с квадратом в интервале $(0, \infty)$; ξ_{ij} — случайные величины. В (4) можно учесть также мультипликативную составляющую нестабильности, например, в виде $h_i(\tau) \sum_{j=1}^{k_i} \xi_{ij} \tilde{l}_{ij}(\tau)$.

Представляет интерес также задание $h_{ni}(\tau)$ в виде

$$h_{ni}(\tau) = h_i(\tau) [1 + n_{1i}(\tau)] + n_{2i}(\tau) l_i(\tau), \quad (5)$$

где $n_{1i}(\tau)$ и $n_{2i}(\tau)$ — стационарные случайные функции; $l_i(\tau)$ — некоторая заданная функция.

Нестабильность параметров дискретного фильтра (коэффициентов b_{ij}) можно учесть как составляющую погрешности $y_i(t_{ij})$.

В общем случае на выбор параметров измерительной системы накладывается ряд дополнительных требований, связанных с характером отработки содержащихся во входных сигналах или погрешностях наряду со случайной составляющей детерминированных функций времени либо функций времени известного вида с не-

известными или случайными коэффициентами (гармонические сигналы, полиномы и т. д.) [1, 6]. Примем для определенности

$$\hat{x}_i(t) = x_i(t) + \psi_i(t), \quad i = 1, \dots, n, \quad (6)$$

где

$$\psi_i(t) = \sum_{j=0}^{p_i} a_{ij} \psi_{ij}(t), \quad (7)$$

a_{ij} — случайные или неизвестные коэффициенты; $\psi_{ij}(t)$ — известные функции времени.

Полагая для простоты записи случайные величины ξ_{ij} и a_{ij} не зависящими от измеряемых сигналов и погрешностей измерений и некоррелированными между собой, для среднего квадрата погрешности $\varepsilon(t) = W(t) - L(t)$ многоканальной системы с учетом (4) и (6) получим

$$\begin{aligned} \overline{\varepsilon^2(t)} = & R_{LL}(0) - 2 \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^{m_i} b_{ij}(t) R_{Lu_i}(t_{ij} - t) + \\ & + \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^{m_i} \sum_{p=1}^n \sum_{l=1}^{m_p} b_{ij}(t) b_{pl}(t) R_{u_i u_p}(t_{pl} - t_{ij}) + \\ & + \sum_{i=1}^n \sum_{k=0}^{p_i} \sum_{r=1}^n \sum_{v=0}^{p_r} \overline{a_{ik} a_{rv}} \left[C_{ik}(t) C_{rv}(t) + \sum_{j=1}^{m_i} \sum_{\mu=1}^{m_r} b_{ij}(t) \times \right. \\ & \left. \times b_{r\mu}(t) P_{ik,rv}(t_{ij}, t_{r\mu}) \right], \quad (8) \end{aligned}$$

где

$$\begin{aligned} R_{u_i u_p}(\tau) = & \int_0^{T_{0i}} \int_0^{T_{0p}} \left[h_i(\tau_1) h_p(\tau_2) + \sum_{k=1}^{n_i} \sum_{v=1}^{n_p} \overline{\xi_{ik} \xi_{rv}} l_{ik}(\tau_1) l_{rv}(\tau_2) \right] \times \\ & \times R_{\varphi_i \varphi_p}(\tau - \tau_2 + \tau_1) d\tau_2 d\tau_1 + R_{y_i y_p}(\tau) + \\ & + \int_0^{T_{0i}} h_i(\tau_1) R_{y_p \varphi_i}(-\tau - \tau_1) d\tau_1 + \int_0^{T_{0p}} h_p(\tau_1) R_{y_i \varphi_p}(\tau - \tau_1) d\tau_1, \end{aligned}$$

$$R_{Lu_i}(\tau) = \int_0^{T_{0i}} h_i(\tau_1) R_{L \varphi_i}(\tau - \tau_1) d\tau_1 + R_{Ly_i}(\tau),$$

$$\begin{aligned} P_{ik,rv}(t_{ij}, t_{r\mu}) = & \sum_{p=1}^{n_i} \sum_{d=1}^{n_r} \overline{\xi_{ip} \xi_{rd}} \int_0^{T_{0i}} l_{ip}(\tau) \psi_{ik}(t_{ij} - \tau) d\tau \times \\ & \times \int_0^{T_{0r}} l_{rd}(\tau) \psi_{rv}(t_{r\mu} - \tau) d\tau, \quad B_{ik}(t) = \int_{-\infty}^{\infty} k_i(\tau) \psi_{ik}(t - \tau) d\tau, \end{aligned}$$

$$C_{ik}(t) = \sum_{j=1}^{m_i} b_{ij}(t) \int_0^{T_{0i}} h_i(\tau) \psi_{ik}(t_{ij} - \tau) d\tau - B_{ik}(t). \quad (9)$$

В (8) принято, что математические ожидания сигналов x_i , $\bar{y}_i$, y_i и коэффициентов ξ_{ij} и a_{ij} равны нулю; $u_i(t_{ij})$ определяется из (3) при замене $\hat{x}_i(t)$ на $x_i(t)$.

Аналогично несложно записать выражение для $\bar{\varepsilon}^2$ при задании функций $h_{pi}(\tau)$ в виде (5). При этом меняются выражения для $R_{u_i u_p}(\tau)$ и $P_{ik, r, \nu}(t_{ij}, t_{r\mu})$. Например, при $n_{li}(\tau) \equiv 0$ двойной интеграл в $R_{u_i u_p}(\tau)$ равен

$$\int_0^{T_{0i}} \int_0^{T_{0p}} [h_i(\tau_1) h_p(\tau_2) + l_i(\tau_1) l_p(\tau_2) R_{n_{2i} n_{2p}}(\tau_2 - \tau_1)] \times \\ \times R_{\varphi_i \varphi_p}(\tau - \tau_2 + \tau_1) d\tau_2 d\tau_1.$$

В выражении (8) $\overline{\varepsilon_c^2(t)}$ — математическое ожидание квадрата $\varepsilon^2(t)$ погрешности системы. Представляет интерес также синтез системы, исходя из условия минимума максимального при известной возможной нестабильности (определяемой диапазоном возможных значений параметров ξ_{ij} или их комбинаций) значения $\overline{\varepsilon^2(t)}$. Однако синтез системы с нестабильными параметрами для минимаксного критерия гораздо более сложен и может быть полезен при параметрическом задании $h_i(\tau)$.

При синтезе входных фильтров будем исходить из осредненной погрешности $\overline{\varepsilon^2} = \int_c \overline{\varepsilon_c^2(t)} f(t) dt$, где c — область определения характеристики $L(t)$ по выбранным отсчетам $a_i(t_{ij})$; $f(t)$ — функция «веса» погрешности.

Если все или некоторые коэффициенты a_{ik} могут приобретать весьма большие значения, задача синтеза динамических систем без учета их нестабильности обычно решается как задача на условный экстремум [1, 6] (с условием несмещенности, т. е. исключения погрешности для указанных составляющих). Как видно из (8), в общем случае для нестабильной системы не представляется возможным исключение влияния нестационарных составляющих. Однако может представлять интерес синтез таких систем с учетом условия несмещенности при расчетных параметрах системы (это нередко упрощает решение и уменьшает влияние на результат синтеза неточности задания моментов $a_{ij} a_{r\nu}$).

Важно отметить, что при совместном выборе входных фильтров и обработке измерений учет погрешностей y_i (погрешности аналого-цифрового преобразования, нестабильности дискретных фильтров и т. п.), как и учет нестабильности входных фильтров, требует наложения дополнительных ограничений на передаточные или весовые функции входных фильтров. Несложно убедиться, например, что при коэффициентах передачи входных фильтров, стремящихся к бесконечности, и пропорциональном уменьшении «весов» при обработке влияния аддитивных погрешностей y_i и нестабильности входных фильтров исключается.

Возможны различные варианты ограничений при синтезе си-

стемы. Одним из них является ограничение дисперсии сигналов на выходе входных фильтров

$$D_{u_i} = \int_0^{T_{0i}} \int_0^{T_{0i}} h_i(\tau) h_i(t) R_{\varphi_i \varphi_i}(t - \tau) d\tau dt =$$

$$= \frac{1}{2\pi j} \int_{-j\infty}^{j\infty} H_i(p) H_i(-p) S_{\varphi_i \varphi_i}(p) dp \leq B_i, \quad i = 1, \dots, n, \quad (10)$$

где $H_i(p)$ — передаточная функция фильтра.

Другой вариант — ограничение вида [4]

$$\int_0^{T_{0i}} h_i^2(\tau) d\tau \leq B_i, \quad i = 1, \dots, n \quad (10')$$

(ограничение мощности для сигнала в виде белого шума). При конечном времени наблюдения T_{0i} могут быть удобны ограничения на моменты весовых функций входных фильтров

$$\int_0^{T_{0i}} h_i(\tau) \tau^k d\tau \leq B_{ki}, \quad k = 0, \dots, k_i,$$

$$i = 1, \dots, n. \quad (11)$$

Синтез системы с учетом подобных ограничений сводится к решению задачи на условный экстремум. Минимизируя, например, функционал вида

$$\overline{\varepsilon^2} + \sum_{i=1}^n \nu_i D_{u_i}, \quad (12)$$

для конкретной постановки задачи (учитывающей нестабильность параметров системы и дополнительные требования к динамике системы и ее звеньев), получаем n интегральных уравнений для выбора весовых функций $h_i(\tau)$ и систему $n + \sum_{i=1}^n m_i$ алгебраических уравнений для выбора весовых коэффициентов $b_{ij}(t)$ и ν_i .

Задача синтеза системы существенно упрощается для практически важного случая, когда $T_{0i} \rightarrow \infty$ (выбор входного фильтра при конечном времени наблюдения T_{0i} обсуждался в [3]). В этом случае синтез входных фильтров осуществляется в частотной области. Без учета влияния детерминированных составляющих сигналов, записывая систему полученных из (12) интегральных уравнений в частотной области (см. [2]), найдем

$$\sum_{k=1}^n [H_k(p) S_{\varphi_i \varphi_k}(p) + S_{\varphi_i y_k}(p)] A_{1ik}(p) -$$

$$- S_{\varphi_i L}(p) A_{2i}(p) + \nu_i H_i(p) S_{\varphi_i \varphi_i}(p) = Q_i(p), \quad i = 1, \dots, n, \quad (13)$$

где

$$A_{1ik}(p) = \sum_{j=1}^{m_i} \sum_{l=1}^{m_k} \int_c f(t) b_{ij}(t) b_{kl}(t) dt e^{p(t_{kl}-t_{ij})},$$

$$A_{2i}(p) = \sum_{j=1}^{m_i} \int_c f(t) b_{ij}(t) e^{p(t-t_{ij})} dt;$$

$S_{\varphi_i \varphi_k}(p)$ и $S_{\varphi_i L}(p)$ — взаимные спектральные плотности сигнала $\varphi_i(t)$ с $\varphi_k(t)$ и $L(t)$; $Q_i(p)$ — неизвестная функция, аналитическая в левой полуплоскости комплексной переменной p ; γ_i — неопределенные множители Лагранжа.

Как указывалось выше, задача синтеза нередко упрощается при положении на динамику системы условий несмещенности (при расчетных значениях параметров системы) по отношению к составляющим $\psi_i(t)$. В этом случае при синтезе исходим из функционала вида

$$\int_c f(t) \left[\overline{\varepsilon_c^2(t)} + \sum_{i=1}^n \sum_{k=0}^{p_i} \gamma_{ik} C_{ik}(t) \right] dt + \sum_{i=1}^n \gamma_i D_{u_i}, \quad (14)$$

где γ_{ik} , как и γ_i , — неопределенные множители Лагранжа. Значения γ_{ik} определяются из $\sum_{i=1}^n p_i + n$ дополнительных условий

$$C_{ik}(t) = 0, \quad k = 0, \dots, p_i, \quad i = 1, \dots, n, \quad (15)$$

где $C_{ik}(t)$ определяется по (9).

Запишем уравнения для синтеза системы при некоторых $\psi_i(t)$ и $T_{0i} \rightarrow \infty$ (нестабильностью фильтров для простоты пренебрегаем).

При $\psi_{ij}(t) = e^{\alpha_{ij}t} \alpha_{ij} > 0$ из (7), (13) и (14) получим

$$M_i(p) + \sum_{k=0}^{p_i} \frac{\gamma_{ik} \bar{A}_{ik}}{p + \alpha_{ik}} = Q_i(p), \quad i = 1, \dots, n, \quad (16)$$

$$\sum_{r=1}^n \sum_{\mu=1}^{m_r} b_{r\mu}(t) [R_{u_i u_r}(t_{r\mu} - t_{ij}) - R_{L u_i}(t_{ij} - t)] +$$

$$+ \sum_{k=0}^{p_i} \gamma_{ik} \tilde{\mu}_{ik} e^{\alpha_{ik} t_{ij}} = 0, \quad j = 1, \dots, m_i, \quad i = 1, \dots, n, \quad (17)$$

$$\tilde{\gamma}_{ik}(t) \tilde{\mu}_{ik} - B_{ik}(t) = 0, \quad k = 0, \dots, p_i, \quad i = 1, \dots, n, \quad (18)$$

где

$$\tilde{v}_{ik}(t) = \sum_{j=1}^{m_i} b_{ij}(t) e^{\alpha_{ik} t_{ij}}, \quad \tilde{\mu}_{ik} = \int_0^{\infty} h_i(\tau) e^{-\alpha_{ik} \tau} d\tau;$$

$$\tilde{A}_{ik} = \int_c f(t) \tilde{v}_{ik}(t) dt;$$

$M_i(p)$ — правая часть выражения (13).

При $\psi_{ik}(t) = t^k e^{\alpha_i t}$, $\alpha_i > 0$ ($\psi_i(t)$ — квазиполином) сумма в левой части (16) примет вид $\sum_{k=0}^{p_i} \frac{\gamma_{ik}}{(p + \alpha_i)k}$, а условия несмещенности (15) запишутся, как

$$\sum_{r=0}^k C_k^r (-1)^r \gamma_{i(k-r)} \mu_{ir} = B_{ik}(t), \quad k = 0, \dots, p_i, \quad i = 1, \dots, n. \quad (19)$$

где

$$\gamma_{ir}(t) = \sum_{j=1}^{m_i} b_{ij}(t) t_{ij}^r e^{\alpha_i t_{ij}}, \quad \mu_{ir} = \int_0^{\infty} h_i(\tau) \tau^r e^{-\alpha_i \tau} d\tau.$$

Задача синтеза упрощается для практически важного случая, когда составляющими $\psi_i(t)$ полезных сигналов (или помех) являются полиномы, т. е. к системе (или отдельным каналам) предъявляется требование астатизма заданного порядка. При $\alpha_i = 0$ и $T_{0i} \rightarrow \infty$ задание моментов μ_{ik} возможно посредством изменения передаточных функций входных фильтров только в области $p \rightarrow 0$. Таким образом, при $T_{0i} \rightarrow \infty$ и нестационарных составляющих в виде полиномов система n уравнений для выбора передаточных функций входных фильтров имеет тот же вид [выражение (13)], что и без учета требований к астатизму измерительной системы [т. е. в (16) сумма в левой части исключается]. В выражении (17) последнее слагаемое заменяется на $\sum_{k=0}^{p_i} \gamma_{ik} \int_0^{\infty} h_i(\tau) (t_{ij} - \tau)^k d\tau$, а выражение (18) — на (19) (при $\alpha_i = 0$).

Аналогично могут быть записаны для двух указанных подходов из (7), (12) или (14) выражения с учетом неустойчивости фильтров. Заметим, что при $T_{0i} \rightarrow \infty$ функции $\psi_i(t)$ реально соответствуют разложению детерминированной составляющей на конечном интервале.

Метод решения получаемых систем уравнений [типа (16) — (18)] заключается в следующем. Поскольку координаты отсчетов известны, воспользуемся в (16) приближенным представлением выражений $A_{1ik}(p)$ и $A_{2i}(p)$ в виде отношения полиномов [9]. Запишем передаточные функции входных фильтров, содержащие неизвестные параметры (в отличие от [2], не только коэффициенты передачи, но и полюса). Зная вид функций $H_i(p)$, подставим их в систему алгебраических уравнений, получаемых из (12). По-

следующее решение сводится к минимизации дисперсии $\bar{\varepsilon}^2$ как функции ряда переменных с учетом связей, накладываемых на эти переменные, и осуществляется обычными методами. Отметим, что к числу таких связей относятся уравнения, выражающие полюса функций $H_i(p)$ через весовые коэффициенты $b_{ij}(t)$. Неопределенные множители γ_i определяются из условия минимума дисперсии в области значений $D_{u_i} \leq B_i, i = 1, \dots, n$.

Получаемое решение является приближенным; следует, однако, отметить, что это приближение, осуществляемое в процессе решения, позволяет получить передаточные функции входных фильтров в виде выражений, просто реализуемых в аналоговых фильтрах. Второй этап синтеза (при выбранных $H_i(p)$ или выбранном типе входных фильтров и заданной неустойчивости их параметров) трудности не представляет.

Решение существенно облегчается при использовании в каналах не оптимальной обработки, а заданных дискретных фильтров (например, полиномиальных), параметры которых здесь зависят от моментов (типа μ_{ir}) входных фильтров, а также при равномерной дискретизации и использовании общего метода экстраполяции для всех каналов.

Рассмотрим второй случай. Пусть в системе используется комплексная обработка измерений $\hat{u}_i(kT)$ во всех каналах с целью получения оценки $W(jT)$ искомой характеристики $L(t)$ для моментов отсчетов jT и экстраполяция (интерполяция) на интервал дискретизации T уже этих оценок. Такой метод упрощает устройство обработки. Примем, что погрешностями y_i и неустойчивостью датчиков можно пренебречь и получим выражения для оптимальных входных фильтров и экстраполятора. Для рассматриваемой задачи получаем не приближенное, а точное решение.

Для определенности примем, что к системе предъявляются требования несмещенности по отношению к составляющим сигналов в каналах в виде полиномов. Из (13) здесь имеем [2]

$$\sum_{j=1}^n H_j(p) S_{\varphi_j}(p) [F_1(-p)F(p)]^* - F_1(-p)S_{\varphi_i}L(p) = Q_i(p),$$

$$i = 1, \dots, n, \quad (20)$$

где $F(p)$ и $F_1(-p)$ — преобразование Лапласа функций $b(t)$ и $f_1(t)b(t)$; $b(t)$ — весовая функция экстраполятора ($b(jT - T + \sigma T) = b_i(\sigma)$, $j = 1, \dots, m'$, $0 \leq \sigma < 1$; m' — число обрабатываемых при экстраполяции отсчетов); $f_1(t)$ — периодическая функция с периодом T , совпадающая на интервале $(0, T)$ с функцией $f(t)$, $Z[\Phi(p)] = [\Phi(p)]^* - z$ — преобразование, соответствующее преобразованию по Лапласу $\Phi(p)$.

Для равномерной дискретизации с различными экстраполяторами в каналах в выражении (13) $A_{iik}(p) = [F_{i1}(-p)F_j(p)]^*$,

$A_{2i}(p) = F_{i1}(-p)$. Случай несинхронной коммутации каналов сводится к изменению в (20) матрицы $\{S_{\varphi_i \varphi_j}(p)\}_{i,j=1}^n$.

Из (20) следует, что оптимальные входные фильтры в каналах состоят из индивидуальных непрерывных фильтров $\hat{H}_i(p)$, $i=1, \dots, n$, и общего для всех каналов дискретного фильтра с передаточной функцией

$$G^*(z) = \frac{1}{[F_1(p) F(-p)]^{*+}} = \frac{1}{\left[\int_0^1 f(\sigma T) F^*(z, \sigma) F^*(z^{-1}, \sigma) d\sigma \right]^+}, \quad (21)$$

где $F^*(z, \sigma) = z\sigma[F(p)]$ — модифицированное z -преобразование, соответствующее передаточной функции $F(p)$. Поскольку число обрабатываемых при экстраполяции измерений задано, вид функции $F^*(z, \sigma)$, а следовательно, и $G^*(z)$ известен (неизвестны лишь их параметры). Связи параметров дискретного фильтра с параметрами экстраполятора определяются из (21).

Метод решения с учетом дополнительных условий [типа (19)] остается тем же, что и в [2]. При использовании общего экстраполятора в $H_i(p)$ неизвестны лишь коэффициенты, а не полюса. Подставляя $H_i(p)$ в (20), уменьшаем число неизвестных переменных. Далее при известном виде входных и дискретных фильтров (неизвестны лишь их параметры) из системы алгебраических уравнений [типа (18) и (17)] находим оптимальные весовые коэффициенты $b_i(\sigma)$ экстраполятора. В результате получим передаточную функцию $F^*(z, \sigma)$, зависящую от неизвестных параметров входных и дискретного фильтров. Последние получаем путем подстановки выражения для $F(p)$ в уравнения, полученные из (20), и учета связей коэффициентов $b_i(\sigma)$ с параметрами $G^*(z)$, даваемых выражением (21). Следует отметить, что входящие в (17) и (18) коэффициенты μ_{ir} при $\psi(t) = \sum_i a_i t_i$ выступают как дополнительные

независимые переменные, которые можно выбирать из условия минимума дисперсии $\bar{\varepsilon}^2$. Практически задание μ_{ir} сводится к введению необходимых фильтров в области частот $p \rightarrow 0$ (центрирующих процесс и т. п.).

Рассмотрим пример. Пусть $n=2$, $x_1(t) = x_2(t) = x(t)$, $L(t) = x(t)$, $S_{\tilde{y}_1}(\omega) = c_1^2$, $S_{\tilde{y}_2}(\omega) = \frac{2\gamma_1}{\omega^2 + \gamma^2}$, $f(t) = \frac{1}{T}$, $S_x(\omega) = \frac{2\beta}{\omega^2 + \beta^2}$.

В работе [2] для этого примера на выбор коэффициентов $b_i(\sigma)$ никаких ограничений не налагалось. При этом оказалось, что при оптимизации входных фильтров оптимальной является экстраполяция по одному последнему отсчету.

Примем, что при экстраполяции используется два последних отсчета ($m'=2$), и потребуем, чтобы система обладала астатизмом первого порядка, т. е. несмещенностью по отношению к постоянной составляющей сигнала.

В этом случае из (19) имеем

$$b_1(\sigma) + b_2(\sigma) = \lambda, \quad (22)$$

где $\lambda = [G^*(z)|_{p=0} (\mu_{01} + \mu_{02})]^{-1}$ и не зависит от σ ; μ_{01} и μ_{02} — коэффициенты передачи входных фильтров при $p=0$. Оптимальные значения весовых коэффициентов могут быть найдены из выражений типа (17) и (18) и равны

$$b_1(\sigma) = \frac{R_{uL}(\sigma T) - R_{uL}(T + \sigma T)}{2[R_{uL}(0) - R_{uL}(T)]} + \frac{\lambda}{2}, \quad (23)$$

$$b_2(\sigma) = \lambda - b_1(\sigma). \quad (23')$$

Как следует из (21), передаточная функция дискретного фильтра здесь имеет вид [с учетом того, что $\bar{F}(z, \sigma) = b_1(\sigma) + b_2(\sigma)z^{-1}$]

$$G^*(z) = \frac{1}{k(1 - qz^{-1})}, \quad q < 1, \quad (24)$$

где k и q — неизвестные пока коэффициенты.

Для нахождения функций $R_{uL}(jT + \sigma T)$ и $R_u(jT)$ удобно определить дискретные спектральные плотности

$$S_{uL}^*(z_1, \sigma) = G^*(z^{-1}) Z_\sigma \{ [\bar{H}_1(-p) + \bar{H}_2(-p)] S_x(p) \}, \quad (25)$$

$$S_u^*(z) = G^*(z) G^*(z^{-1}) Z \{ \bar{H}_1(p) \bar{H}_1(-p) S_{\varphi_1, \varphi_1}(p) + \\ + \bar{H}_2(p) \bar{H}_2(-p) S_{\varphi_2, \varphi_2}(p) + \bar{H}_1(p) \bar{H}_2(-p) S_x(p) + \\ + \bar{H}_2(p) \bar{H}_1(-p) S_x(p) \} \quad (25')$$

и воспользоваться формулой обращения или разложением в ряд Лорана.

Функции $H_i(p)$ ищем в виде [2]

$$H_i(p) = \frac{1}{[F(-p)F(p)]^{*+}} \left(\frac{M_i}{p+m} + N_i \right), \quad i = 1, 2, \quad (26)$$

где

$$m = \frac{c_1^2 \beta (\gamma^2 + \gamma_1 \beta) + 2 \gamma_1 \beta}{c_1^2 (\beta^2 + \gamma_1)}.$$

Подставляя значения $H_i(p)$ в (20), получим уравнения [(25) — (25'')] в [2], связывающие коэффициенты M_1, M_2, N_1, N_2 . Эти выражения позволяют исключить в (26) переменные N_1, N_2, M_2 (выразить их через M_1). Для нахождения же M_1 в (25'') необходимо знать $F(p)$.

С учетом выражений (24) и (26) [а также (25), (25') в [2]] из (25) и (25') получим

$$R_{uL}(jT + \sigma T) = \frac{M_1 k_1}{k(1 - q\alpha)} \alpha^{j+\sigma}, \quad j = 0, 1, \dots \quad (27)$$

$$R_u(jT) = \frac{M_1^2 d}{2\beta k^2} \frac{1}{(\alpha - q)(1 + \alpha q)} \left(\alpha^{j+1} - \frac{1 - \alpha^2}{1 - q^2} q^{j+1} \right), \quad (27')$$

где

$$k_1 = \frac{1 + (\gamma + \beta) e_2}{m + \beta}, \quad d = c_1^2 + 2e_2^2(\beta + \gamma_1),$$

$$e_2 = \frac{c_1^2(\beta^2 - \gamma^2) + 2\beta}{2(\beta + \gamma_1)(m - \gamma)}, \quad \alpha = e^{-\beta T}.$$

С учетом (27) и (27') (для значений j , равных 0 и 1) из (23) и (23') найдем

$$b_1(\sigma) = e_5 \alpha^\sigma + \frac{\lambda}{2}, \quad b_2(\sigma) = \frac{\lambda}{2} - e_5 \alpha^\sigma, \quad (28)$$

$$F^*(z_1 \sigma) = b_1(\sigma) + b_2(\sigma) z^{-1} = e_5(1 - z^{-1}) \alpha^\sigma + \frac{\lambda}{2}(1 + z^{-1}), \quad (29)$$

$$F(p) = e_5(1 - z^{-1}) \frac{1 - \alpha z^{-1}}{p + \beta} + \frac{\lambda}{2} \frac{1 - z^{-2}}{p}, \quad (29')$$

где

$$e_5 = \frac{\beta e_2 k}{M_1 d} \frac{(1 + q)(1 + q \alpha)}{1 - q \alpha}.$$

Связь весовых коэффициентов $b_1(\sigma)$ и $b_2(\sigma)$ с параметрами дискретного фильтра k и q дается формулой (21), из которой получаем систему двух уравнений (система (38) в [2]). Подставляя в (38) значения $b_1(\sigma)$ и $b_2(\sigma)$, из (28) получим выражения для определения k и q

$$k(1 - q) = \lambda, \quad (30)$$

$$q = \frac{2e_5 \sqrt{\frac{1}{2\beta T} (1 - \alpha^2) - \lambda}}{2e_5 \sqrt{\frac{1}{2\beta T} (1 - \alpha^2) + \lambda}}. \quad (30')$$

Учитывая выражение для e_5 , после несложных преобразований из уравнений (30) и (30') найдем

$$q = \frac{M_1 - e_6}{\alpha(M_1 + e_6)}, \quad (31)$$

где $e_6 = \frac{2\beta e_2}{d} \sqrt{\frac{1}{2\beta T} (1 - \alpha^2)}$. Как и следовало ожидать, q не зависит от выбора λ .

Перепишем выражение для $F(p)$, подставив в e_5 значение q из (31), и подставим полученное выражение в уравнение (25'') [2]; при этом получим значение M_1

$$M_1 = e_6 \left[1 + \alpha - \frac{(1 - \alpha^2)}{2} \sqrt{\frac{2\beta T}{1 - \alpha^2}} \right] \times \\ \times \left[\frac{4\beta \alpha e_6}{e_4(1 - \alpha^2)} + 1 - \alpha - \frac{1 - \alpha^2}{2} \sqrt{\frac{2\beta T}{1 - \alpha^2}} \right]^{-1}, \quad (32)$$

(e_4 определено в (26') в [2]).

Зная M_1 , несложно определить остальные параметры системы.

Обратим внимание, что коэффициент передачи полученной системы при $p=0$ $[H_1(p) + H_2(p)] G^*(z) F^*(z_1\sigma)|_{p=0}$ не зависит от σ , но не равен 1 (как об этом говорилось выше), и для выполнения условия несмещенности передаточные функции входных фильтров (или одного из них) должны содержать скачки при $p \rightarrow 0$.

Примем в этом же примере, что на весовые коэффициенты $b_1(\sigma)$ и $b_2(\sigma)$ наложено условие несмещенности по отношению к полиному первого порядка. В этом случае из выражения (19) получим, что

$$b_1(\sigma) = \frac{1}{\mu_0} (1 + \sigma + b), \quad b_2(\sigma) = \frac{1}{\mu_0} (-\sigma - b), \quad (33)$$

где $\mu_0 = \mu_{01} + \mu_{02}$, $\mu_1 = \mu_{11} + \mu_{12}$, $b = \mu_1/\mu_0 T$. Здесь коэффициенты $b_1(\sigma)$ и $b_2(\sigma)$ являются известными функциями времени (известны только значения μ_0 и μ_1). С учетом (33) имеем

$$F(p) = \frac{(1 - e^{-pT})^2}{\mu_0 p^2 T} [1 + (1 + b) p T]. \quad (34)$$

Из выражения (25'') [2] с учетом (34) получим

$$M_1 = \frac{1}{e_1} \frac{(1 - e^{-\beta T})^2 [1 + (1 + b) \beta T]}{\beta^2 T^2 \rho_1 (1 - \rho_2 e^{-\beta T})}, \quad (35)$$

где $\rho_1 = 0,5\sqrt{1 + 4b_1} + 0,5$, $\rho_2 = \frac{\sqrt{1 + 4b_1} - 1}{\sqrt{1 + 4b_1} + 1}$, $b_1 = \frac{5}{6} + 2b + b^2$.

Для дисперсии погрешности $\bar{\varepsilon}^2$ при оптимальном выборе входных и дискретных фильтров и общем экстраполяторе с учетом (20) и (21) получим

$$\bar{\varepsilon}^2 = \frac{1}{2\pi j} \int_{-\infty}^j \left\{ S_L(p) - \sum_{i=1}^n \sum_{k=1}^n \bar{H}_i(-p) \bar{H}_k(p) S_{\varphi_i, \varphi_k}(p) \right\} dp. \quad (36)$$

Подставляя в (36) выражения для передаточных функций входных фильтров, для нашего примера [с учетом (25') и (27')] найдем

$$\bar{\varepsilon}^2 = R_x(0) - \frac{M_1 d}{2\beta}, \quad (37)$$

где M_1 определяется из (35).

Как указывалось, заданием моментов весовых функций входного фильтра (здесь $b = \mu_1/\mu_0 T$) дисперсия $\bar{\varepsilon}^2$ может быть минимизирована. В данном примере оптимальным является выбор b , при котором величина M_1 в (35) максимальна.

Характер весовой функции экстраполятора для $m'=2$ и трех рассмотренных вариантов (когда на систему никаких ограничений не налагается [2], и когда система обладает астатизмом соответственно нулевого и первого порядка) показан на рис. 1 а, б, в.

Принимая в последнем примере погрешность измерений в одном из каналов равной нулю, получим выражения для оптимального входного фильтра и погрешности при экстраполяции по отсчетам одного прибора и $\tilde{y} \equiv 0$. При выборе весовых коэффициентов по выражению (33) и $\hat{f}(t) = 1/T$ имеем

$$H(p) = \frac{1}{\mu_0 S_x^+(p) \rho_1^2 (1 - \rho_2 e^{-pT})} \left\{ \frac{S_x^+(p) (e^{pT} - 1)^2 [1 - Tp(1 + b)]}{T^2 p^2 (1 - \rho_2 e^{pT})} \right\}_+, \quad (38)$$

$$\bar{\varepsilon}^2 = \frac{1}{2\pi j} \int_{-\infty}^{\infty} \{S_x(p) - R(p)R(-p)\} dp, \quad (39)$$

где $R(p)$ обозначает выражение $\{ \}_+$ в правой части (38). Для рассмотренного выше случая ($R_x(t) = R_x(0)e^{-\beta t}$) из (39) имеем

$$\bar{\varepsilon}^2 = R_x(0) (1 - r^2), \quad (40)$$

где

$$r = \frac{(1 - e^{-\beta T})^2 [1 + \beta T(1 + b)]}{\rho_1 T^2 \beta^2 (1 - \rho_2 e^{-\beta T})}.$$

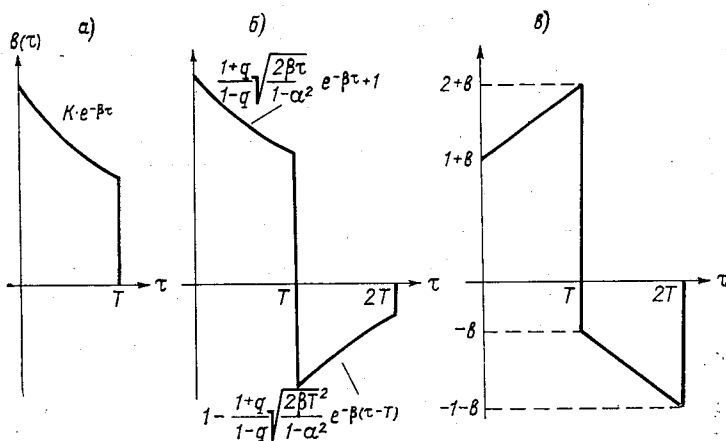


Рис. 1. Весовые функции экстраполятора.

Выбор b здесь сводится к отысканию максимума зависимости $r(b)$.

Выше погрешности y_i не учитывались. Если y_i некоррелированы с сигналами φ_i (для всех i и j), синтез системы с учетом погрешностей y_i [и без дополнительных ограничений, например, вида (10)] дает тот же результат, что и без этих погрешностей. Отличие лишь в том, что здесь распределение общего коэффициента передачи системы между звеньями не безразлично (минимум погреш-

ности получаем при бесконечном усилении входных фильтров). Отметим, что при погрешностях y_i , коррелированных с φ_i , в общем случае этот результат несправедлив (т. е. погрешность системы здесь может быть меньше, чем при $y_i \equiv 0$). Получаемое с учетом (10) решение является приближенным.

Полученные в статье результаты могут быть полезны для выбора динамических характеристик датчиков и обработки результатов измерений в измерительных системах (при конечном числе обрабатываемых измерений и с учетом дополнительных требований к динамике системы и ее неустойчивости).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Катковник В. Я., Полуэктов Р. А. Многомерные дискретные системы управления. М., «Наука», 1966. 416 с.
2. Персин С. М. О погрешности и синтезе многоканальных аналого-дискретных измерительных систем.—«Тр. ГГО», 1975, вып. 345, с. 117—140.
3. Персин С. М. О синтезе аналого-дискретных систем при конечном времени наблюдений.—«Тр. ГГО», 1976, вып. 375, с. 126—136.
4. Петров Б. И. и др. Информационные проблемы теории динамических систем.—В кн.: Автоматическое управление и вычислительная техника. Вып. 2. М., «Машиностроение», 1975, с. 96—161.
5. Розенвассер Е. И., Юсупов Р. М. Чувствительность систем автоматического управления. Л., «Энергия», 1969. 208 с.
6. Техническая кибернетика. Теория автоматического регулирования. Кн. 2 и 3. Под ред. В. В. Солодовникова. М., «Машиностроение», 1967, 1969. 680, 608 с.
7. Тихонов А. И., Арсенин В. Я. Методы решения некорректных задач. М., 1975.
8. Хованский А. Н. Приложение цепных дробей и их обобщений к вопросам приближенного анализа. М., Гостехиздат, 1956. 204 с.
9. Чанг Ш. С. А. Синтез оптимальных систем автоматического управления. М., «Машиностроение», 1964. 440 с.
10. Petersen D. P., Middleton D. Linear interpolation, extrapolation and prediction of random space-time fields with a limited domain of measurement.—"IEEE Trans.", 1965, vol. IT-11, N 1, p. 18—30.
11. De Russo P. M. Optimum linear filtering of signals prior to sampling.—"Trans. AIEE", 1961, vol. 79, N 1, p. 549—555.

СОДЕРЖАНИЕ

А. А. Боровиков, Н. Г. Протопопов. Влияние начальной чувствительности вращающихся ветроизмерительных приборов на точность измерения скорости и направления ветра	3
И. Г. Горбунова. Ветровая погрешность измерения твердых осадков осадкомерами Гельмана (осадкомеры ПНР, ГДР, ВНР, СРР)	11
А. Б. Большаков, Л. Ф. Школяр. О влиянии осреднения на погрешность измерения влажности воздуха психрометрическим методом	22
В. С. Копычева, Т. П. Светлова. Контроль средних месячных значений метеорологических элементов по срокам на ЭВМ	25
Л. С. Водопьянова. Применение метода множественной корреляции к контролю данных снегомерных наблюдений	32
Л. С. Водопьянова, М. О. Кричак. Особенности автоматического контроля высоты снежного покрова	41
Г. В. Осипова. Применение метода множественной регрессии к контролю поля атмосферных осадков в Средней Азии	47
Е. А. Федорова. О критическом контроле наблюдений над атмосферными явлениями	54
С. А. Смирнов. Учет условий образования гололедно-изморозевых отложений при производстве наблюдений и контроле материалов	60
Е. А. Федорова. Определение наличия атмосферных явлений по данным автоматических станций	70
Д. П. Беспалов, Т. П. Грибова, Л. Ф. Школяр. Результаты контроля материалов наблюдений за влажностью воздуха на территории Средней Азии	77
А. Г. Бройдо. О методике расчета турбулентной теплоотдачи деятельного слоя и затраты тепла на испарение на теплосбалансовых станциях	82
М. Г. Саноян. Об использовании данных асинхронных наблюдений при расчете характеристик турбулентной атмосферы	95
Л. В. Дубровин. Усовершенствование методики расчета потока тепла в почву	102
Ж. Д. Алибегова, Э. Ш. Элизбарашвили. Статистическая структура приземного ветра в Закавказье	115
С. М. Персин. К вопросу о синтезе аналого-дискретных измерительных систем	121

ТРУДЫ ГГО, вып. 396

Методика метеорологических наблюдений

Редактор Л. В. Ковель. Технический редактор М. И. Брайнина. Корректор Е. И. Боролина

ИБ № 659

Сдано в набор 13/IV 1977 г. Подписано к печати 21/IX 1977 г. М- 20299. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Печ. л. 8,75. Уч.-изд. л. 9,04. Тираж 780 экз. Индекс МЛ-224. Заказ № 448.

Цена 68 коп. Гидрометеиздат. 195033. Ленинград, 2-я линия, 23.

Сортавальская книжная типография Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли Совета Министров Карельской АССР, Сортавала, Карельская, 42.

УДК 551.508.5

Влияние начальной чувствительности вращающихся ветроизмерительных приборов на точность измерения скорости и направления ветра. Боровиков А. А., Протопопов Н. Г. Труды ГГО, 1977, вып. 396, с. 3—10.

Рассматривается вопрос о влиянии начальной чувствительности вертушек (винтовых и чашечных) и флюгарок на точность измерения скорости и направления ветра. Результаты исследований могут быть использованы разработчиками при проектировании ветроизмерительных приборов.

Табл. 2. Илл. 2. Библ. 2.

УДК 551.578.46 : 551.55

Ветровая погрешность измерения твердых осадков осадкомерами Гельмана (осадкомеры ПНР, ГДР, ВНР, СРР). Горбунова И. Г. Труды ГГО, 1977, вып. 396, с. 11—21.

Анализируется экспериментальный материал, полученный в результате сравнения показаний осадкомеров Гельмана и Третьякова. Предлагаются графики для оценки ветровой погрешности измерения твердых осадков польским, германским и венгерским осадкомерами.

Табл. 4. Илл. 6. Библ. 5.

УДК 551.771

О влиянии осреднения на погрешность измерения влажности воздуха психрометрическим методом. Большаков А. Б., Школяр Л. Ф. Труды ГГО, 1977, вып. 396, с. 22—24.

Получена зависимость среднего квадратического отклонения результатов измерения влажности воздуха с помощью аспирационного психрометра от осреднения по двум, трем и т. д. отсчетам.

Принятые предельная и средняя погрешности измерения упругости водяного пара получаются при осреднении соответственно 3 и 10 отсчетов.

Результаты показывают, что избыточное осреднение не дает серьезного выигрыша в точности измерения.

Илл. 2. Библ. 3.

УДК 551.501

Контроль средних месячных значений метеорологических элементов по срокам на ЭВМ. Копычева В. С., Светлова Т. П. Труды ГГО, 1977, вып. 396, с. 25—31.

Рассматриваются результаты контроля информации по восьми срокам и возможные пути увеличения эффективности работы оперативных программ. Показана принципиальная возможность восполнения указанной информации путем аппроксимации значений за восемь сроков многочленом пятой степени.

Табл. 8. Библ. 2.